

第 2 回
緊急地震速報評価・改善検討会
技術部会

平成 22 年 2 月 19 日
気 象 庁

技術部会資料

目次

本資料の概要・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・

． 報告事項

1. 平成 21 年 8 月 25 日の緊急地震速報（警報）の誤報について・・・1
 - 1.1 概要
 - 1.2 過大なマグニチュード推定の原因
 - 1.3 マグニチュード推定についての対処

2. 異常値データの排除について・・・5
 - 2.1 緊急地震速報処理で用いているデータ
 - 2.2 事例
 - 2.3 データの有効利用による異常値排除

3. P 波マグニチュード推定式の改良等・・・12
 - 3.1 適用を開始した事項の概要
 - 3.2 新 P 波 M 推定式の改善等の適用結果（事例）

4. 変位振幅の品質管理・・・22
 - 4.1 概要
 - 4.2 効果事例

5. 観測点の増強による精度向上と迅速化・・・24

6. 首都圏における大規模地震への対応・・・27

． 検討事項

1. S波以降最大振幅によるマグニチュード（全相M） . . . 28
 - 1.1 第1回技術部会での検討内容（概要）
 - 1.2 全相M式の検討

2. 波形長に応じたマグニチュード . . . 35
 - 2.1 最大振幅の出現時間について
 - 2.2 波形長ごとのM推定
 - 2.3 Mの成長の仕方
 - 2.4 時間依存補正值の検討
 - 2.5 観測点補正值の検討
 - 2.6 変位によるMと加速度によるM

3. 観測点補正值を用いた震度予測 . . . 40
 - 3.1 震度予測への観測点補正值の導入
 - 3.1.1 観測点補正值を求める方法・使用するデータ
 - 3.1.2 観測点補正值の特徴
 - 3.1.3 震度予測誤差
 - 3.2 深い地震の震度予測精度の向上に向けて

本資料の概要

・ 報告事項、 ・ 検討事項の2編から成っている。

・ 報告事項

1及び2は、2009年8月25日の緊急地震速報（警報）の誤報と異常値の排除方法についての報告である。

3～5は第1回技術部会で報告済みの事項について、その後の状況報告である。特に、「3.P波マグニチュード推定式の改良等」では、第1回技術部会でご指摘いただいた事項と検討結果を報告する。指摘事項と対応は次表のとおり。

指摘事項	対応
P波M式について	
P波M式の導出は、震央距離の短いデータで回帰するとどうなるか。	震央距離200km以内のデータによる回帰式を求め確かめた。結果、第1回技術部会で提示した震央距離500km以内で回帰した式と、大きな違いはなかった。
P波M式の震源の深さの項で、深さの与え方を $\log D$ (D:深さ)で与えてはどうか。	深さの項を $\log D$ で与えても改善がなかった。
	第1回技術部会で提示した式を採用
S波混入防止について	
S波混入防止について、水平動と上下動の比を使ってS波混入を検知できないか	各観測点ごとに記録している水平動/上下動比(H/V)の確認を行った。結果、震央距離100km以内の観測点について、S波到達前に誤ってS波到達(振幅比2倍以上)と判定してしまう例が、全体の半分以上ある。
	このまま用いることは難しい状況

6は、平成22年度より実施予定の大深度地震計データの収集・活用の検討についての報告である。

．検討事項

1及び2は、マグニチュードの推定方法についてまとめた。

1．は、第1回技術部会でも検討いただいた波形の全相を用いてMを推定する手法についての、その後の調査結果である。

実際の緊急地震速報処理のログデータを適用した結果、改善効果が見られることから、改良した全相M式の適用を検討したい。

2．は、波形長がマグニチュード推定に与える影響の調査である。緊急地震速報は、時間的にも短いデータで処理を行うことから、その影響を調査した。

3．は、震度予測精度の向上についてである。

3．1では、震度予測の観測点補正である。補正値の導出手法、補正値を用いた場合の効果を示す。この補正を、緊急地震速報処理へ導入をしたい。

3．2では、異常震域となるような深発地震での震度予測の補正値である。また、事例が少なく、検証を続けたい。

報告事項

1. 平成21年8月25日の緊急地震速報（警報）の誤報について

この項の要点

- ・気象庁は、平成21年8月25日6時37分、千葉県、茨城県、東京都23区、神奈川県東部、埼玉県南部に対して誤った緊急地震速報（警報）（以下、「警報」とする）を発表した。
- ・誤報について、技術的な原因を説明
- ・マグニチュード推定についての対処（マグニチュード計算に使用する振幅値下限の引き下げ）を説明

1.1 概要

表1-1に発生した地震の諸元、表1-2に発表した緊急地震速報を示す。

表1-1 発生した地震

地震発生日時	震央地名	北緯	東経	深さ	マグニチュード	最大震度
平成21年8月25日 06時37分4.2秒	千葉県東方沖	35°28.1	141°12.7	33km	4.1	-

（ ）緯度・経度・深さとマグニチュードは暫定値

（震度1以上の観測なし）

表1-2 発表した緊急地震速報（表中の網掛は、2点以上の観測点のデータを用いて最も早く発表した予報を表す）

震源要素等 発表時刻等		地震波検知からの経過時間（秒）	震源要素				予想した最大震度 及び対象地域	警報の有無
			北緯	東経	深さ	マグニチュード		
地震波検知時刻	06時37分12.8秒							
第1報	06時37分28.1秒	15.3	35.5	141.2	30km	3.6	震度2程度以上	
第2報	06時37分28.7秒	15.9	35.5	141.2	30km	2.1		
第3報	06時37分33.5秒	20.7	35.4	141.3	20km	5.7	震度4程度 千葉県北東部 震度3から4程度 茨城県南部	
第4報	06時37分33.8秒	21	35.4	141.3	20km	6.6	震度4から5弱程度 千葉県北東部、茨城県南部 震度4程度 茨城県北部、東京都23区、埼玉県南部、神奈川県東部、千葉県南部、千葉県北西部	
第5報	06時37分43.1秒	30.3	35.4	141.4	10km	6.6	震度4から5弱程度 千葉県北東部 震度4程度 神奈川県東部、茨城県南部、千葉県南部、千葉県北西部、茨城県北部、東京都23区、埼玉県南部	
第6報	06時37分54.5秒	41.7	35.4	141.4	10km	5.8	震度4程度 千葉県北東部 震度3から4程度 茨城県南部	
第7報	06時38分15.1秒	62.3	35.4	141.4	10km	5.8	（第6報と同じ）	
最終報	06時38分27.0秒	74.2	35.4	141.4	10km	5.8	（第6報と同じ）	

8月25日6時37分に千葉県東方沖で発生した地震は、沖合いで発生したマグニチュード4.1の地震であり、震度1以上を観測するようなものではなかった。しかし、緊急地震速報において過大なマグニチュードを推定し（最大時M6.6）、その結果、予測震度も過大となった。第4報において最大震度5弱を予測したため、警報の発表となった。なお、震源位置の推定は概ね適切であった（図1-1）。

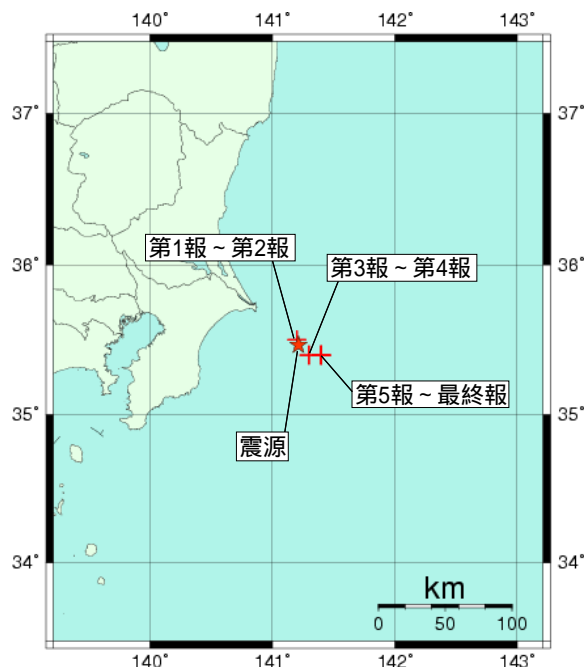


図1-1 推定した震源の位置

1.2 過大なマグニチュード推定の原因

過大なマグニチュード推定の原因は、一箇所の観測点（「千葉三芳」観測点）が実際とは異なる過大な変位振幅値を送信し、中枢におけるマグニチュード推定において、その異常値を使用したことによる。

異常な変位振幅値の送信原因は、この前日（8月24日）に実施したソフトウェア改修に不具合があったためである。不具合の内容は次のとおり。

現地にて観測した最大変位振幅を中枢に送信する処理に対し、8月24日の改修の際に、四捨五入処理を追加した。その追加処理に誤りがあった。

現地にて観測した最大変位

$$0.002506[\text{cm}] = 25.06[\mu\text{m}]$$

誤り

$$\begin{array}{rcll} 0.002506 \times 10 & + & 0.5 & = 0.52506[\text{mm}] = 525.06[\mu\text{m}] \\ \text{単位変換 cm} & \text{mm} & \text{単位の誤り} & \text{この値を中枢へ送信} \end{array}$$

次に、「千葉三芳」観測点一箇所のみデータ異常が、マグニチュード推定に与え

た影響について説明する。

緊急地震速報のマグニチュード計算は、気象庁の観測点で 1 箇所でも 100 μm 以上の振幅を観測した場合に、50 μm 以上の振幅が観測されたすべての観測点のデータを使用して実施している。今回、50 μm を超えたのは異常値である「千葉三芳」のみであった。そのため、マグニチュード計算は、この値のみで行われた。

地震ではない地面の局所的な揺れで緊急地震速報（警報）を発表してしまわないように、警報は 2 箇所以上の観測された場合に発表するとしている、本ケースは、実際の地震であり、2 箇所以上の観測点で揺れを観測したため、発表要件は満たした。一方、マグニチュード計算は、2 箇所以上で基準を満たさずとも、1 観測点のデータのみでも採用することとしている。

なお、気象庁の観測点で 100 μm 以上を観測したものが無い場合は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）のデータを用いたマグニチュード推定の値を緊急地震速報に用いている。

1.3 マグニチュード推定についての対処

1 箇所のデータで情報を作成することは、本例のように異常値に対して脆弱である。そのため、なるべく多くのデータを利用したい。

現在、マグニチュード計算に使用する振幅の基準は 50 μm 以上である。これは、変位振幅のノイズレベルの品質管理を導入する以前に決めた基準である。

平成 21 年 4 月に、変位振幅のノイズレベルの品質管理処理（報告事項 4 参照）を導入したことから、この基準を緩和し、品質管理を通過したものであれば、10 μm 以上の振幅について、マグニチュード計算に使用することで準備を進めている。

この地震で 10 μm 以上の振幅を用いることとすれば、「千葉三芳」観測点以外に、「銚子天王台」「茨城八郷」観測点のデータによるマグニチュードも使用することとなり、正しい値とはならないが、「千葉三芳」の異常値の影響を薄めることが出来る（表 1 - 3）。

表1-3 10 μ m以上、50 μ m以下振幅のデータを用いた場合

	誤報		10 μ m以上振幅利用		観測点M						
	M	最大震度	M	最大震度	銚子天王台	千葉三芳	茨城八郷	中央値			
第1報	3.6	1.7	3.8	1.9	3.8	S					
第2報	2.1	-	3.8	1.9	3.8	S	nan				
第3報	5.7	3.6	4.8	2.7	3.9	S	5.7	S		4.8	
第4報	6.6	4.6	5.3	3.2	3.9	S	6.6	P		5.3	
第5報	6.6	4.5	5.3	3.2	3.9	S	6.6	P		5.3	
第6報	5.8	3.6	4.9	2.7	4.0	S	5.8	S		4.9	
第7報	5.8	3.6	4.3	2.1	4.0	S	5.8	S	4.3	S	4.3
第8報	5.8	3.6	4.3	2.1	4.0	S	5.8	S	4.3	S	4.3

千葉三芳は異常値データを使用

正しい値ではないが、異常値の影響は薄まる

=>この場合、震度5弱の予測ではなくなり、警報とはならない

この対処は、今回の極端な異常データの効果を薄めることは可能であるが、異常値データを排除するものではない。次項において、異常値データの排除の方法を説明する。

2 . 異常値データの排除について

この項の要点

- ・より早く緊急地震速報を公表するために、少ない観測データの段階で行われる緊急地震速報の処理で、異常値を排除する方法（案）を説明
- ・前段階として、現在の緊急地震速報の処理で用いているデータを説明（2 . 1）
 現在）観測点からのデータ送信は、地震（P波）検知後 1.1 秒、2 秒、その後はほぼ毎秒
 検知した情報で震源を決めるが、マグニチュード計算での利用は 3 秒以降。
 そのため、緊急地震速報の初期の報では、マグニチュード推定は 1 地点の観測値のみによるものが多い【課題】
- ・次に、実際の緊急地震速報での観測データの利用状況の説明（2 . 2）
- ・最後に、異常値の排除の方法（案）の説明
 改良案）現在マグニチュード計算には用いていない 1.1 秒、2 秒のデータを利用して参考Mを計算し、異常値を排除する（2 . 3）

2 . 1 緊急地震速報処理で用いているデータ

より早く緊急地震速報を公表するために、緊急地震速報は少ないデータの段階から地震のマグニチュード、震源位置の推定を行っている。

震源位置の推定は、B - 法・主成分分析法、テリトリー法、グリッドサーチ法、防災科学技術研究所開発による着未着法（NYAD 法）、複数地点の P、S 相自動検測（EPOS（地震活動等総合監視システム）による自動震源）と、データ量が増えるに従った手法で決定している（図 2 - 1）。

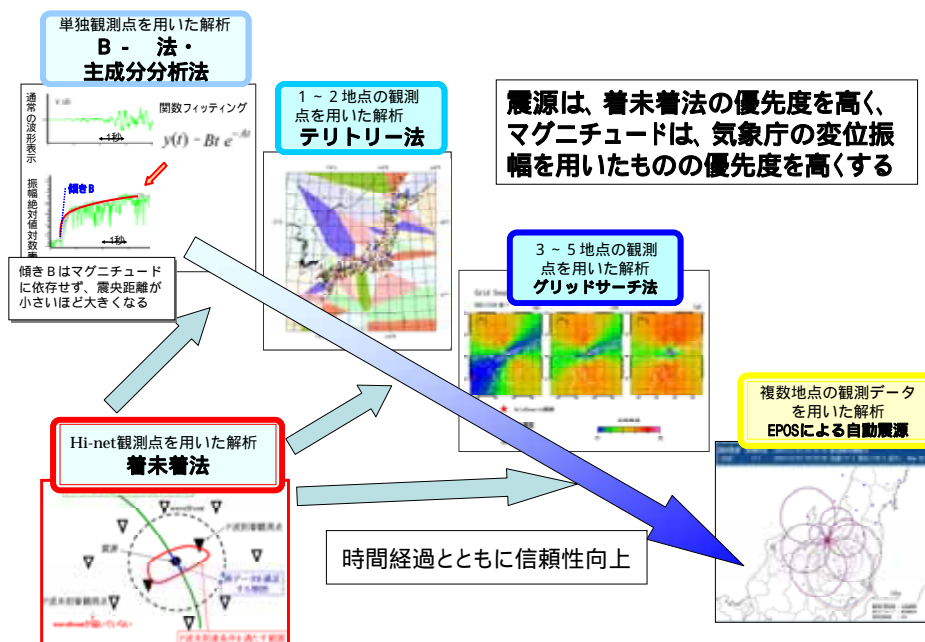


図 2 - 1 緊急地震速報を公表するための震源推定手法

一方、マグニチュードの推定は、これらの手法で決めた震源と、気象庁の観測点の変位振幅を用いて決めている。前項で記したように、マグニチュード計算に使用するデータは、変位振幅が基準を超えたもののみである。気象庁の観測点で基準以上の振幅を観測していないような場合（規模の小さな地震あるいは観測点から遠い地震の場合）には、Hi-net 観測点を用いた解析で求めたマグニチュードを用いている。

ここでは、気象庁の観測点の変位振幅を用いてマグニチュードを推定する処理について説明する。

気象庁が緊急地震速報で用いている多機能型地震計は、現地観測点において地面の揺れを観測すると、ノイズであるか地震であるかの判別処理が行われる。地震と判別すると、情報を抽出して中枢（気象庁本庁・大阪管区气象台）へ送信する。そのタイミングと中枢へ送信される主なデータを、図 2 - 2 に示す。

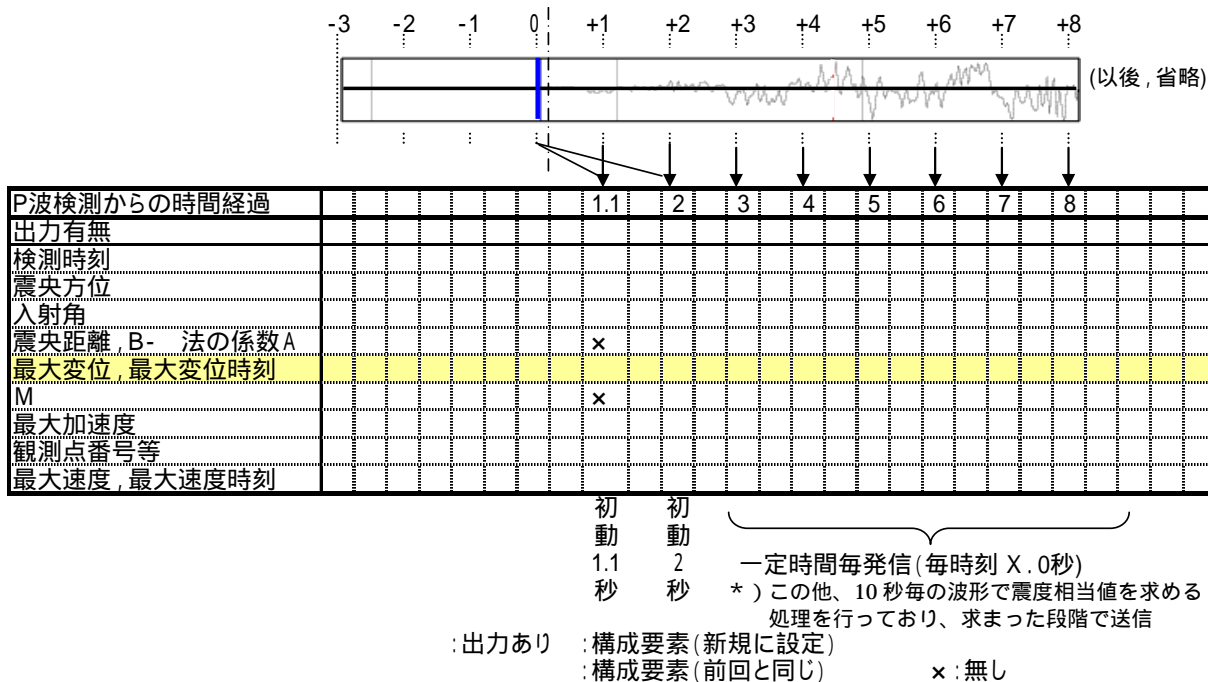


図 2 - 2 現地観測点で処理され中枢へ送信される主なデータとタイミング

現地観測点で、P波を検測すると、P波検測から1.1秒分の波形を使った処理結果がまず送信されてくる（現地処理第1電文）。このデータには、検測時刻、主成分分析法による震央方位と入射角、その時点での最大変位、最大変位時刻等が含まれる。

B-法は、2秒分の波形で処理が行われるので、震央距離、現地観測点で推定したM等がその次の送信電文（現地処理第2電文）に含まれる。最大変位、最大変位時刻等は更新されたデータが含まれる。

その後は、一定時間ごと（毎 X.0 秒）に、更新されたデータが送信される。

中枢では、その時点で得られた震源と送られてきた変位データをもとに、マグニチュード計算を行っている。

現在の中枢の処理では、第1電文、第2電文の段階に含まれる最大変位は、マグニチュード計算には用いていない（ ）。第3電文以降の段階から、マグニチュード計算に用いている（図2-3）

（ ）第1電文、第2電文の段階のデータは、検出時刻を中枢での震源決定処理に使用している。

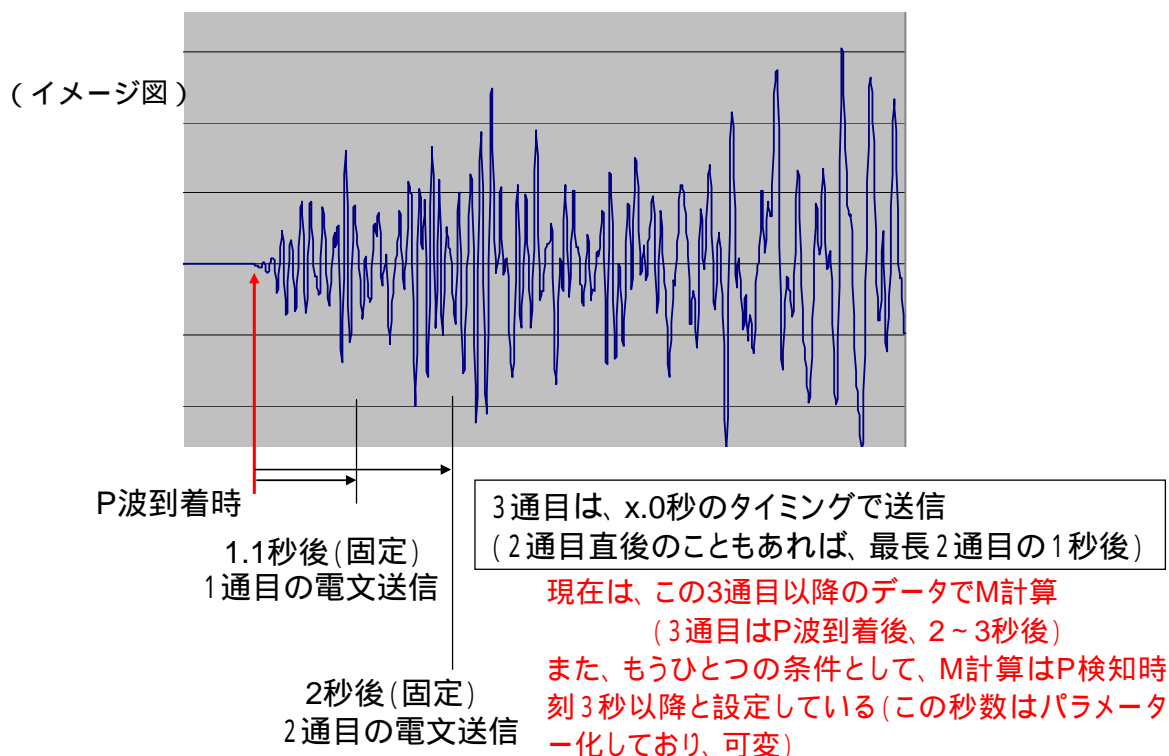


図2-3 データ送信タイミングのイメージ図

このような処理としている理由は、震源位置の決定はトリガー情報(P波検出時刻)から可能であるが、マグニチュードの推定ではP波検出直後は振幅が未成長であることを鑑み、3秒程度の波形をみる必要があると考えていることによる。

2.2 事例

早い段階で発表される緊急地震速報では、震源は 2 箇所以上の観測点データにより決定されたものであっても、マグニチュード計算は 1 箇所の観測点データのみで計算されている場合がある。

警報を発表した地震について、緊急地震速報の各報で、実際に震源決定に使用した観測点数(手法)と、マグニチュード計算に使用した観測点数を整理した(表 2 - 1)。

例えば、平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震では、緊急地震速報の第 1 報から第 3 報のマグニチュード計算は 1 箇所のデータで行っている。この地震では、第 2 報が警報となった。第 2 報での震源決定手法は 2 箇所のデータで求めたテリトリ法であるが、マグニチュードは 1 箇所のデータのみである。岩手・宮城内陸地震における緊急地震速報のマグニチュード処理の詳細を、表 2 - 2 に示す。

表 2 - 1 警報を発表した地震、M 使用観測点数の整理

	震央地名等	M	最大震度	予測震度		No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9	No.10	No.11	No.12	No.13	No.14	No.15						
2008/4/28 2:32	宮古島近海	5.2	4	5弱	M使用数	1	2	2	2	2	2	3	3	3	2	3	3									
					震源決定手法	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	7	7	7								
					M	6	6.6	6.9	6.4	6.6	6.4	5.5	5.5	5.3	6.2	5.7	5.7									
					時間	4.6	5.6	10.6	13.5	14.5	16.8	18.8	29.6	36	36.4	56.6	65.7									
2008/5/8 1:45	茨城県沖	7	5弱	5弱	M使用数	2	2	2	3	5	5	5	5	5												
					震源決定手法	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7											
					M	6	6	6	6	6.4	6.6	6.6	6.7	6.9												
					時間	9.3	10.3	11.2	14.5	21.3	28.2	30.2	38.2	58.3												
2008/6/14 8:43	平成20年岩手・宮城内陸地震	7.2	6強	6強	M使用数	1	1	1	2	3	5	5	5	5	5											
					震源決定手法	1	2	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6									
					M	5.7	6.1	6.2	6.3	6.7	6.7	6.9	7	7	7											
					時間	3.5	4.5	5.4	6.1	8.4	11.4	22.4	30.4	51.4	62.9											
2008/6/14 9:20	同最大余震	5.7	5弱	5弱	M使用数	1	1	1	1	2	2	5	5	5	5											
					震源決定手法	1	6	6	6	6	6	6	6	6	6											
					M	4.5	5.2	5.7	5.6	5.7	5.5	5.6	5.7	5.7												
					時間	3.6	5.4	8.4	9.4	11.4	26.8	30.4	51.4	56.5												
2008/6/14 12:27	同余震	5.2	4	5弱	M使用数	1	2	3	3	3	4	4	4													
					震源決定手法	6	6	6	6	6	6	6	6	6												
					M	5.5	4.9	5.1	5.2	5.2	5.2	5.3	5.3													
					時間	3.8	8.4	10.1	11.7	20.3	30.2	51.4	52.3													
2008/7/8 16:42	沖縄本島近海	6.1	5弱	5弱	M使用数	1	3	3	3	3	4	5	5	5	5											
					震源決定手法	3	3	3	3	4	4	4	7	7	7											
					M	5.5	5.6	5.8	6.1	6.3	6.1	6.1	6.1	6.1	6.2	6.2										
					時間	4.8	5.8	10.8	13.9	15.9	29.8	33.5	36.6	56.8	66.8											
2008/7/24 0:26	岩手県沿岸北部	6.8	6弱	5弱	M使用数	3	3	5	5	5	5	5	5	5												
					震源決定手法	3	4	6	6	6	6	6	6	6												
					M	5.8	6.3	6.2	6.5	6.5	6.9	6.9	6.9	6.9												
					時間	4.1	4.7	5.6	9.3	10.9	20.8	29.9	51	62												
2008/9/11 9:20	十勝沖	7.1	5弱	5強	M使用数	1	1	2	3	3	3	3	3	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4		
					震源決定手法	3	3	3	3	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
					M	5.7	6.1	6.5	6.4	7	6.9	7.2	7.2	7.3	7.5	7.5	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	
					時間	7.8	8.7	9.7	11.3	12.2	12.8	18.2	22.6	30.3	31.5	35.3	56.3	77.3	98.4	107.3						
2008/11/22 0:44	根室半島南東沖	5.2	4	5弱	M使用数	1	1	1	1	1	3	3	3	3	4	5	5	5	5							
					震源決定手法	1	1	1	1	3	3	3	4	4	4	6	7	7	7	7						
					M	5.2	4.6	5.7	5.7	5.7	5.3	5.6	5.6	5.6	5.6	5.3	5.4	5.4	5.4							
					時間	3.6	4.5	7.5	10.5	10.7	12.7	18.5	19.6	29.5	34.2	41.2	47.2	67.5	69.4							
2009/8/11 5:07	駿河湾	6.5	6弱	5弱	M使用数	1	1	2	3	4	5	5	5	5	5											
					震源決定手法	2	3	3	3	6	6	6	6	6	6											
					M	5.9	5.3	5.8	6.4	6.4	6.3	6.6	6.6	6.6	6.6											
					時間	3.8	4.7	5.2	6.3	6.5	11	19	30	51.1	57											
2009/8/25 6:37	千葉県東方沖(誤報)	4.1	-	5弱	M使用数	7	7	1	1	1	1	1	1	1												
					震源決定手法	6	6	6	6	6	6	6	6													
					M	3.6	2.1	5.7	6.6	5.8	5.8	5.8	5.8													
					時間	15.3	15.9	20.7	21	30.3	41.7	62.3	74.2													
2009/10/30 16:03	奄美大島北東沖	6.8	4	5弱	M使用数	1	3	4	4	5	5	5	5	5												
					震源決定手法	3	3	3	4	4	4	4	4	4												
					M	6.1	6.2	6.0	6.0	6.3	6.8	6.8	6.8	6.8												
					時間	4.2	8.2	11.2	11.4	21.4	26.8	30.2	50.1	68.7												

赤色は警報発表（岩手・宮城内陸地震は 2 回発表）。黄色は M 計算 1 観測点のみ震源決定手法の数字は、「1：テリトリ 1 点 or レベル越え、2：テリトリ 2 点、3：グリッドサーチ 3 点 or 4 点、4：グリッドサーチ 5 点、5：着未着法（4 点以下）、6：着未着法（5 点以上）、7：EPOS（海域）、8：EPOS（内陸）」の意味である。

表2-2 平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震、緊急地震速報のM計算

	発信時	経過時間	M	M _{使用} 観測点 数	震源処理	一関舞川	秋田六郷	山形金山	岩手大迫	仙台大倉
第1報	08:43:54.2	3.5	5.7	1	1点処理	5.7				
					全相M					
第2報 警報	08:43:55.2	4.5	6.1	1	2点処理	6.1	—			
					全相M	データ不足				
第3報	08:43:56.1	5.4	6.2	1	3点処理	6.2	—	—		
					全相M	データ不足	データ不足			
第4報	08:43:56.8	6.1	6.3	2	Hi-net (着未着法)	6.2	6.4	6.8		
					全相M	P波M	P波M=>3秒 経ってなく排除			
第5報	08:43:59.1	8.4	6.7	3	Hi-net (着未着法)	6.3	6.6	7.1	5.7	
					全相M	固定M(P波M)	固定M(P波M)		P波M=>M偏差 大により除外	
第6報	08:44:02.1	11.4	6.7	5	Hi-net (着未着法)	6.7	6.6	7.1	6.3	6.7
					全相M	固定M(P波M)	固定M(P波M)	固定M(P波M)	固定M(P波M)	P波M
第7報 警報	08:44:13.1	22.4	6.9	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.7	7.0
					全相M	全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第8報	08:44:21.1	30.4	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.0
					全相M	全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第9報	08:44:42.1	51.4	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.1
					全相M	全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第10報	08:44:53.6	62.9	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.1
					全相M	全相M	全相M	全相M	全相M	全相M

第2報、第3報の秋田六郷、第3報の山形金山は、電文が第1電文あるいは第2電文の段階であったためM計算に採用されず。第4報の山形金山は、電文が第3電文であったが、P波検測より3秒たっており、採用されなかった。

2.3 データの有効利用による異常値排除

現地処理(観測点)から届く電文のうち、1.1秒後電文(第1電文)、2秒後電文(第2電文)の振幅を、異常値判定に利用したい。

第1電文、第2電文の段階では振幅未成長であるが、参考としてマグニチュードを求め、1箇所計算したマグニチュードと著しく異なる場合は、さらなるデータを待ち、その段階では発表しないこととしたい。

現在)

P波検知後3秒以降のデータの観測点

=> M計算に利用

P波検知後3秒未満のデータの観測点

=> M計算に未利用 (地震検知情報のみ利用)

改良案)

P波検知後3秒以降のデータの観測点=> M計算に利用

P波検知後3秒未満のデータの観測点=> M計算に未利用だが参考計算。

例えば M 計算の結果と参考計算した M の差が ± 2 （ ）以上あれば、異常値の可能性があるので次のデータが増えるまで緊急地震速報の発表を抑制するといった方法が考えられる。（ ）この基準は今後検討。

例) 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震

表2-3 第1電文、第2電文の観測点のMを計算した場合

	発信時	経過時間	M	M使用 観測点 数	震源処理	一関舞川	秋田六郷	山形金山	岩手大迫	仙台大倉
第1報	08:43:54.2	3.5	5.7	1	1点処理	5.7				
						全相M				
第2報 警報	08:43:55.2	4.5	6.1	1	2点処理	6.1	5.8			
						全相M	データ不足			
第3報	08:43:56.1	5.4	6.2	1	3点処理	6.2	6.4	5.6		
						全相M	データ不足	データ不足		
第4報	08:43:56.8	6.1	6.3	2	Hi-net (着未着法)	6.2	6.4	6.9		
						全相M	P波M	P波M=>3秒 経ってなく排除		
第5報	08:43:59.1	8.4	6.7	3	Hi-net (着未着法)	6.3	6.6	7.1	5.7	
						全相M	固定M(P波M)	固定M(P波M)	P波M->M偏差 大により除外	
第6報	08:44:02.1	11.4	6.7	5	Hi-net (着未着法)	6.7	6.6	7.1	6.3	6.7
						全相M	固定M(P波M)	固定M(P波M)	固定M(P波M)	P波M
第7報 警報	08:44:13.1	22.4	6.9	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.7	7.0
						全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第8報	08:44:21.1	30.4	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.0
						全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第9報	08:44:42.1	51.4	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.1
						全相M	全相M	全相M	全相M	全相M
第10報	08:44:53.6	62.9	7.0	5	Hi-net (着未着法)	6.8	7.1	7.0	6.9	7.1
						全相M	全相M	全相M	全相M	全相M

第2報、第3報の秋田六郷、第3報の山形金山は、電文が第1電文あるいは第2電文の段階であったためM計算に採用されていない。この部分について、Mを計算してみると、上記表のとおりである。つまり、第2報の秋田六郷はM5.8、第3報の秋田六郷はM6.4、山形金山はM5.6、第4報の山形金山はM6.9となる。

一関舞川の観測点Mとの差は第2報では0.3、第3報では、0.2と0.6となっており、この場合は異常データではないと判断する。

差がどの程度のときに、異常値と判断するかの具体的基準は、今後検討する。

緊急地震速報処理のログデータから第1電文、第2電文にある変位振幅を抽出し、P波M式を適用した結果を図2-4に示す。図は、気象庁震源カタログのマグニチュード(以下、カタログM)を横軸、第1電文(1.1秒データ)、第2電文(2秒データ)のマグニチュードを縦軸としている。図からわかるように、ばらつきがかなり大きいことが分かる。

また、振幅が未成長であるので、どちらも過小評価である。図2-5には、振幅の成長の程度が分かるように、第1電文と第2電文の振幅比、第1電文と第3電文の比

を示す。

具体的な基準は、ばらつき及び振幅未成長という観点を考慮し設定する必要がある。

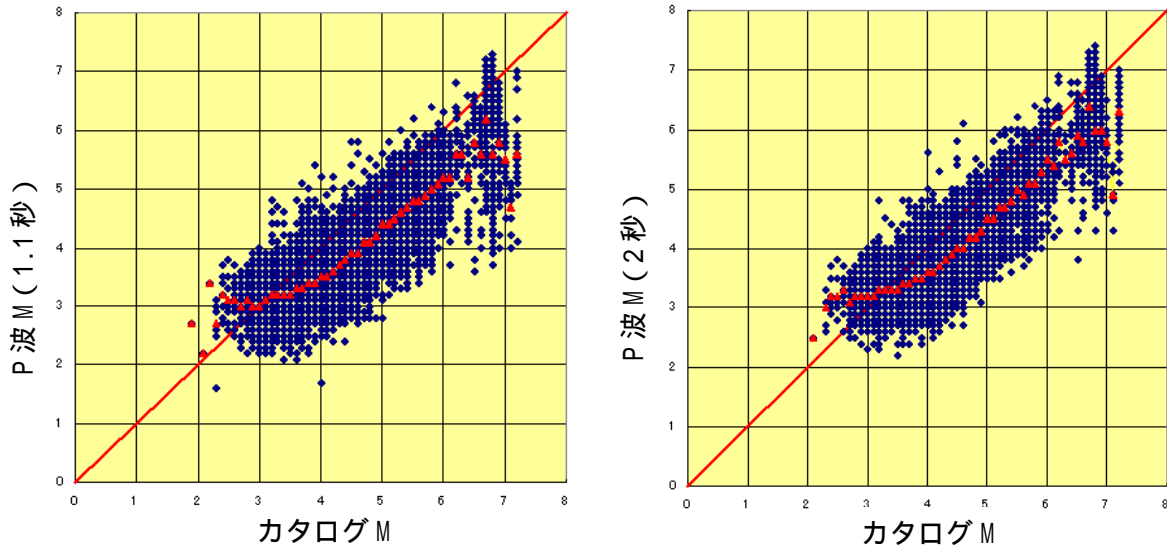


図 2 - 4 第 1 電文（1.1 秒後データ）の振幅で P 波 M を計算（左図）及び第 2 電文（2 秒後）振幅で P 波 M を計算（右図）（赤 は推定した M の平均値）

使用したデータ：2006 年 8 月 1 日（高度利用者向け先行提供開始）～2009 年 9 月 30 日に緊急地震速報を発表した地震における緊急地震速報ログ（現地処理結果）（理論(P-S 時刻) × 0.7 より前のもののみ抜粋）

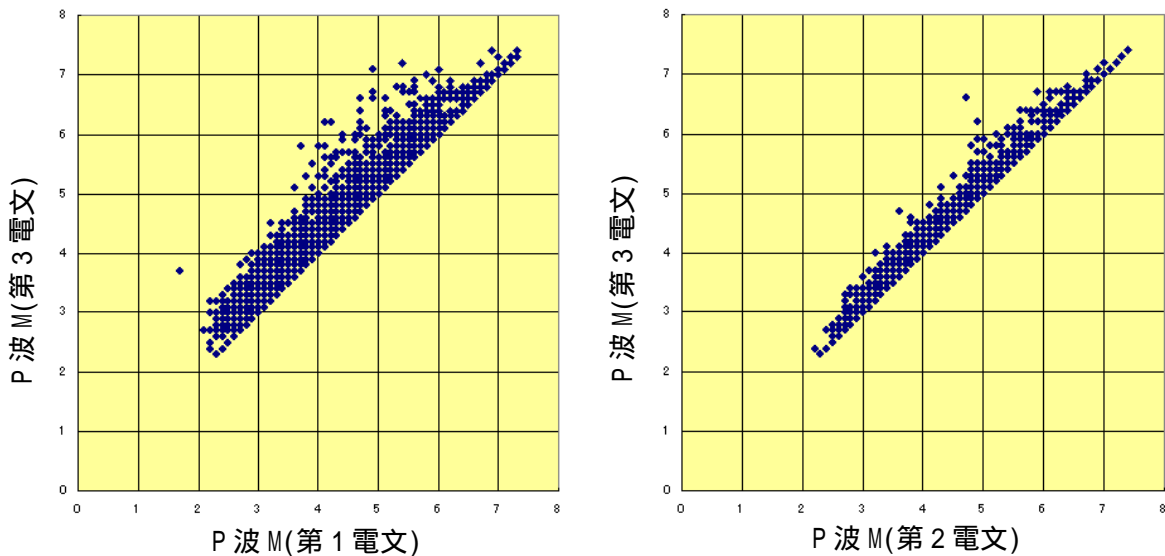


図 2 - 5 第 1 電文による P 波 M と第 3 電文による P 波 M の比較（左図）及び第 2 電文による P 波 M と第 3 電文による P 波 M の比較（右図）

使用したデータ：2006 年 8 月 1 日（高度利用者向け先行提供開始）～2009 年 9 月 30 日に緊急地震速報を発表した地震における緊急地震速報ログ（現地処理結果）（理論(P-S 時刻) × 0.7 より前のもののみ抜粋）

3. P波マグニチュード推定式の改良等

この項の要点

・平成21年8月3日より適用を開始したP波マグニチュード推定式の改良等の説明
・P波マグニチュード推定式は、第1回技術部会において指摘を受けた事項について検討した結果、第1回技術部会で提示した式のまま適用した。

・P波マグニチュード推定式、及びP波M推定時にS波を読んでしまわないようにする件（S波混入防止）について、第1回技術部会で指摘を受けた事項の検討結果については、次のとおり。

〔指摘事項と対応〕

P波M推定式の改良について

指摘事項 P波M式の導出は、震央距離の短いデータで回帰するとどうなるか。

検討結果) 震央距離200km以内のデータによる回帰式を求め確かめた。結果、第1回技術部会で提示した震央距離500km以内で回帰した式と、大きな違いはなかった。

指摘事項 P波M式の震源の深さの項で、深さの与え方を $\log D$ (D :深さ)で与えてはどうか

検討結果) 深さの項を $\log D$ で与えても改善がなかった。

以上から、適用するP波M推定式の改良式は、第1回技術部会で提示したものとした。

S波混入防止について

指摘事項 S波混入防止について、水平動と上下動の比を使ってS波混入を検知できないか

検討結果) 各観測点ごとに記録している水平動/上下動比(H/V)の確認を行った。結果、震央距離100km以内の観測点について、S波到達前に誤ってS波到達(振幅比2倍以上)と判定してしまう例が、全体の半分以上あり、このまま用いることは難しい状況である。

(以上、3.1)

・また、新P波M式、中央値処理の適用例を紹介する(3.2)

3.1 適用を開始した事項の概要

第1回技術部会で議論いただき、緊急地震速報評価・改善検討会へ報告したP波マグニチュードの推定式の改良等について、平成21年8月3日より適用を開始した。ここでは、概要を説明する。

適用した内容は、次のA)～C)である。

- A) 新P波M推定式()の使用、深さ固定領域の導入
 B) P波M計算へのS波混入防止策は、南西諸島の領域で発生した地震にのみ適用
 C) 複数観測点で推定したMから発表するMを算出する手法は、中央値処理

新P波M推定式

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

M：マグニチュード、A：P波部分の最大振幅[10 μ m]、R：震源距離[km]、D：震源の深さ[km]

A) 新P波M推定式、深さ固定領域の導入

第1回技術部会で提示した資料のとおり、震央距離500kmまでのデータで回帰した式を適用した。また、太平洋側の海域で発生した地震のマグニチュード推定の際に、震源の深さを10km固定として行う領域を導入した。

新P波M式については、第1回技術部会でご指摘が2点あり、次のとおり確認した。

P波M式の導出は、震央距離の短いデータで回帰するとどうなるか。

P波M式の震源の深さの項で、深さの与え方を $\log D$ (D：深さ)で与えてはどうか

については、震央距離200km以内のデータによる回帰式を求め確かめた。結果、第1回技術部会で提示した震央距離500km以内で回帰した式と、大きな違いはなく、適用する改良式は技術部会で提示した式とした。

旧P波M式、200km以内データ回帰式、500km以内データ回帰式に、実際の緊急地震速報処理のログデータから抽出したP波最大振幅値を適用した結果を図3-1に示す。

旧P波M式	$M = \log(A) + \log(\Delta) + 4.4 \times 10^{-4} \Delta + 2.0 \times 10^{-4} \times D + 2.4$
200km回帰式	$0.76 \times M = \log(A) + 1.2 \times \log(R) + 2.6 \times 10^{-4} \times R - 6.0 \times 10^{-3} \times D + 0.69$
500km回帰式	$0.72 \times M = \log(A) + 1.2 \times \log(R) + 5.0 \times 10^{-4} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.46$
(新P波M式)	

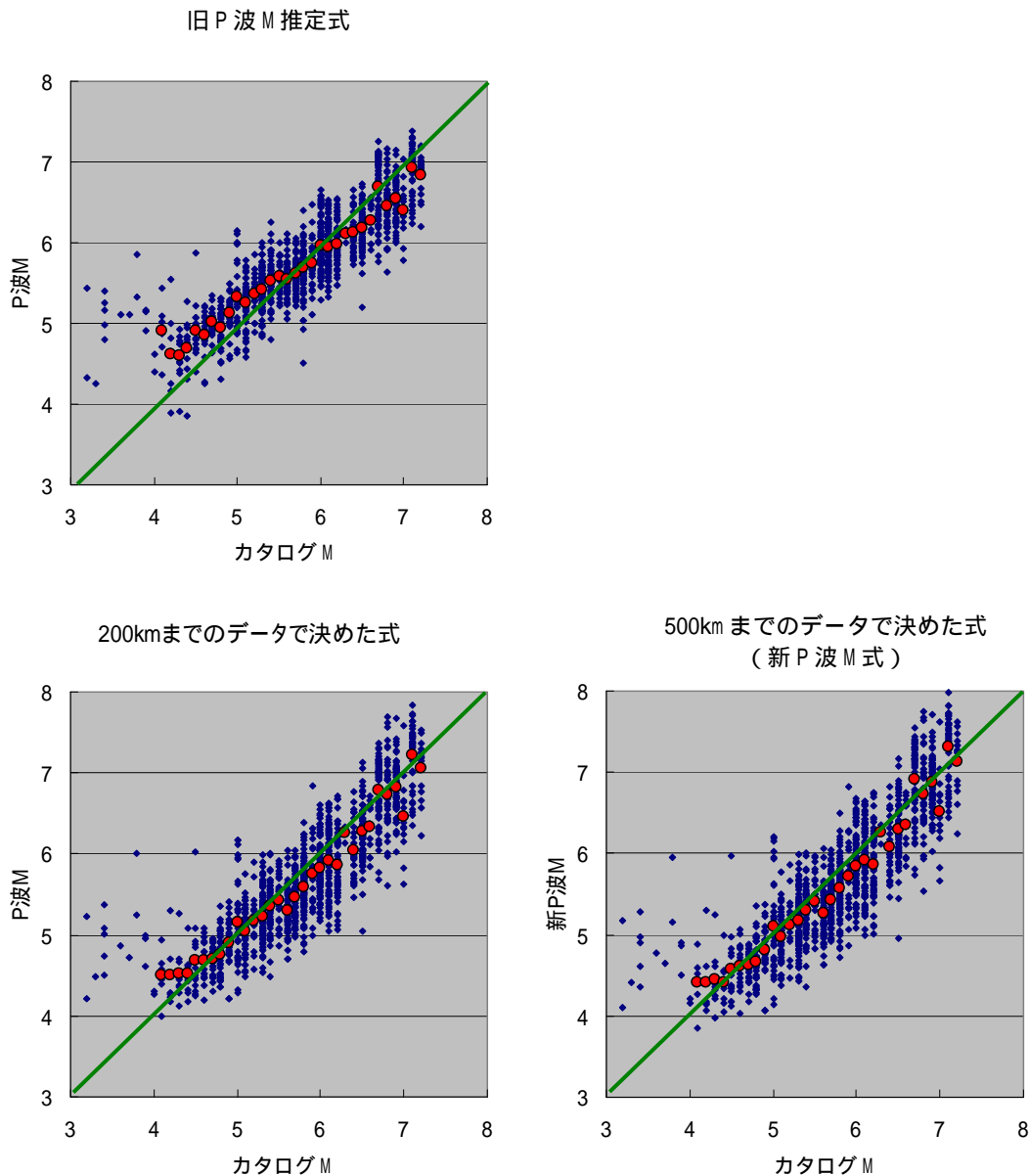


図3 - 1 回帰式と、緊急地震速報による実際のP波最大振幅にあてはめた結果
 (使用データ2004年5月～2007年12月+2008年の警報発表事例)

表3 - 1 に P 波 M 式の導出に用いたデータと、実際の緊急地震速報処理の結果によるデータによる P 波 M の残差 (「P 波 M - カタログ M」) の RMS を示す。

表3 - 1 新P波M式と、200kmまでのデータで回帰したP波M推定式によるP波Mの残差のRMS

		P 波 M の導出に用いたデータ		緊急地震速報処理の結果によるデータ	
		200km まで	500km まで	200km まで	500km まで
RMS	500km 回帰の式 (新 P 波 M 推定式)	0.369	0.356	0.400	0.407
	200km 回帰の式	0.351	0.343	0.376	0.383

P波M式の震源の深さの項で、深さの与え方を $\log D$ (D : 深さ)で与えてはどうかについては、深さの項を $\log D$ で与えても改善がなかった。

$\log D$ とすると、深い地震に対して頭打ちのような形となり、深い地震のマグニチュードが小さくなることは無くなる効果があるが、 $\log D$ 自体が取り得る値が小さくなるため、深さ依存性を完全に取りきることは出来ない。また、マグニチュード残差のRMS（平均二乗平方根）も悪くなった。

B) P波M計算へのS波混入防止策は、南西諸島の領域で発生した地震にのみ適用ここで適用するP波M計算へのS波混入防止策は次のとおり。

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波最大振幅値とする

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波最大振幅値とする。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波最大振幅値とする。
(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)

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

南西諸島の領域以外で発生した地震については、従来どおり理論S-P時間に0.7をかけた時間までの最大振幅値をP波最大振幅値とする。

これは、S波混入防止策は、P波の最大振幅を過小評価してしまう可能性があること、実際の処理でS波が混入する原因は震源決定精度が悪いことから、震源が精度良く決まる地域では、旧来の方法で十分S波の混入は防止できるので、南西諸島の領域にのみ限定して適用することとした。

実際に、緊急地震速報のデータで調べると、S波の混入の可能性は図3-2のとおり南西諸島が圧倒的に高い。

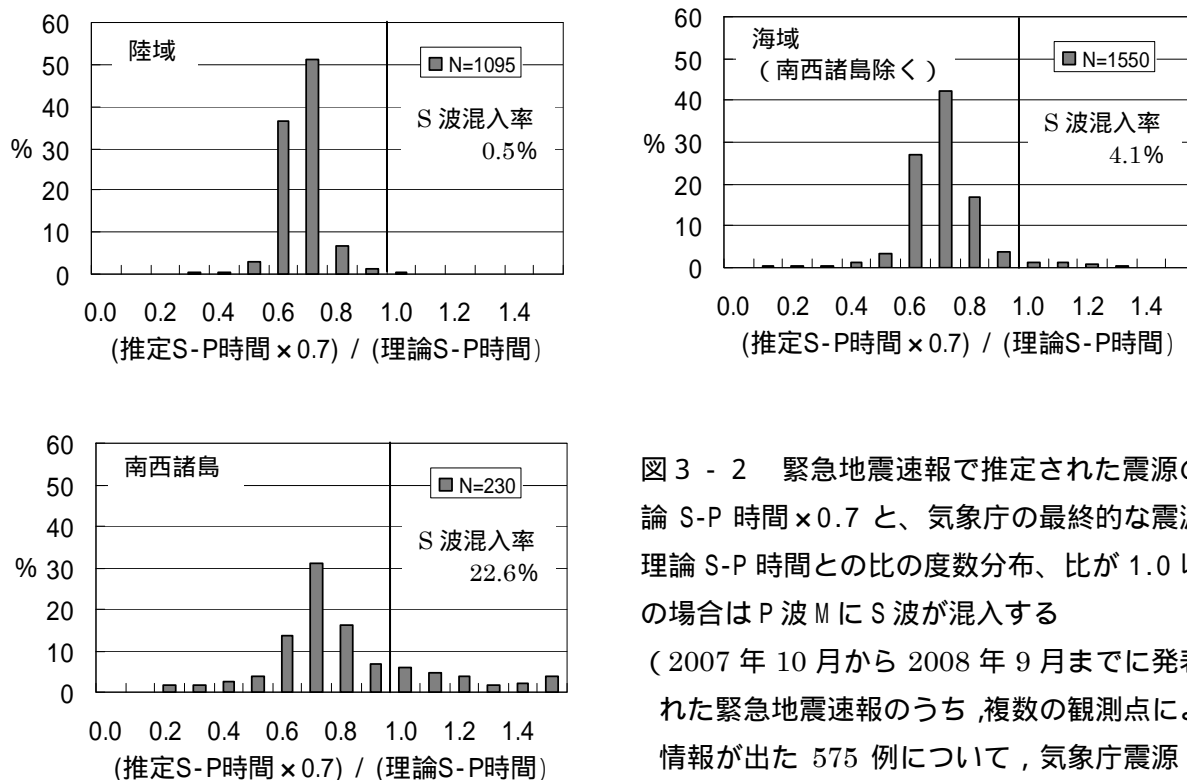


図3-2 緊急地震速報で推定された震源の理論 S-P 時間×0.7 と、気象庁の最終的な震源の理論 S-P 時間との比の度数分布、比が 1.0 以上の場合には P 波 M に S 波が混入する
 (2007 年 10 月から 2008 年 9 月までに発表された緊急地震速報のうち、複数の観測点による情報が出た 575 例について、気象庁震源(一元化震源)位置から近い観測点を 5 点ずつ選出して調査)

また、第1回技術部会では、S波混入防止について、水平動と上下動の比を使ってS波混入を検知できないかとの指摘があった。

緊急地震速報で用いている多機能型地震計では、観測点ごとに水平動/上下動比(H/V)を算出しており、現地観測点の処理でもS波到達判定をしている。現時点は、その結果を緊急地震速報処理で用いていないが、データとして記録していることから、判定状況の確認を行った。

結果、震央距離100km以内の観測点について、S波到達前に誤ってS波到達(振幅比2倍以上)と判定してしまう例が、全体の半分以上あり、このまま用いることは難しい状況であった。他のS波判定基準との併用等の利用を考える必要がある。

C) 複数観測点で推定した M から発表する M を算出する手法は、中央値処理

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 を用いて行っている。旧来の手法は次のとおり。

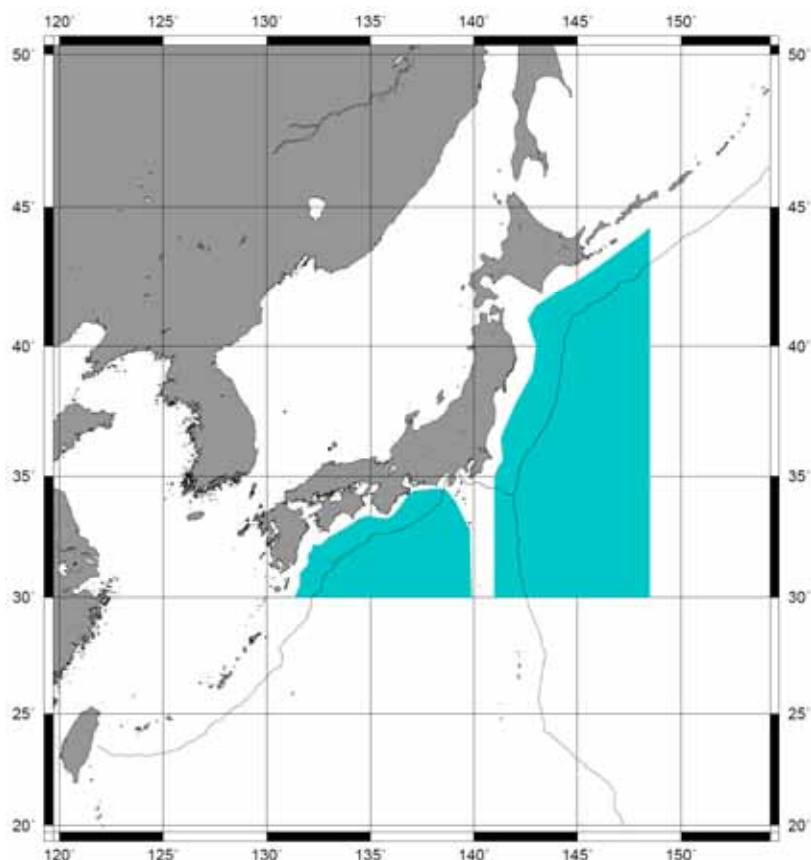
- 2点処理：平均。ただし、両者の差が0.5以上あるときは大きな方を採用
- 3～5点処理：平均。ただし標準偏差が0.35を超える場合は、平均値から最も外れたものを除いた処理（4点処理であれば除いた後3点処理等）。

旧来の手法では、標準偏差0.35を超えた場合に、平均値から最も外れたものを除く処理の際に、大きな M のものが外れるか、小さな M のものが外れるかにより、発表値として採用する M の変動が起こることがあった。

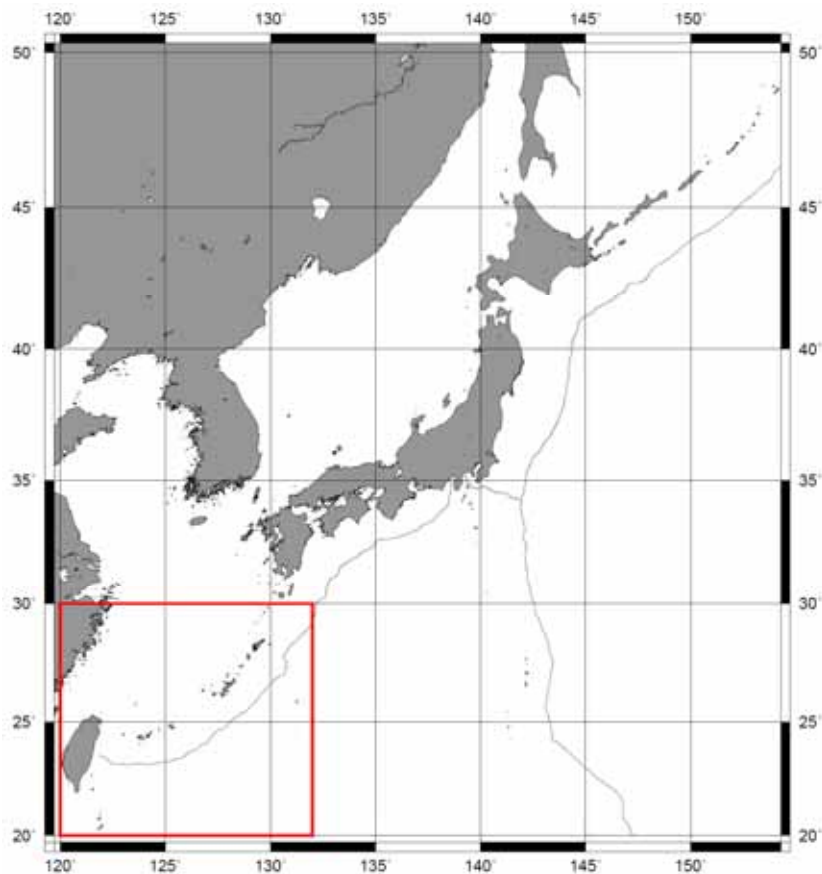
これを、外れ値が入った場合にその影響を受けないように、すべての点数の処理において中央値（偶数点数の際は真ん中2点の平均値）をとる処理とした。

（参考資料）

緊急地震速報のマグニチュード計算で、深さ固定（深さ10km）を行っている領域と、S波M混入防止策を導入した南西諸島領域を図で示す。



参考図3 - 1 緊急地震速報のマグニチュード計算で、深さ固定（深さ10km）を行っている領域（図の青色領域）



参考図3 - 2 緊急地震速報のマグニチュード計算でS波混入防止策を実施している南西諸島の領域（図の赤枠内領域）

3.2 新P波M推定式の改良等の適用結果（事例）

新P波M推定式、中央値処理の適用事例を紹介する。ここで紹介する事例は、過去事例への適用例と、新P波M推定式等の運用開始後に実際に新P波M式等により発表した事例である。

（過去事例への適用例）

平成20年7月24日 岩手県沿岸北部の地震（M6.8、最大震度6弱、深さ108km）

早い段階でのマグニチュードの過小評価がなくなり、緊急地震速報（警報）の迅速な発表が行える。実際の発表（旧P波M式）と新P波M式（+中央値処理）による推定マグニチュードの変遷と予測最大震度の変遷の比較を図3-3に示す。

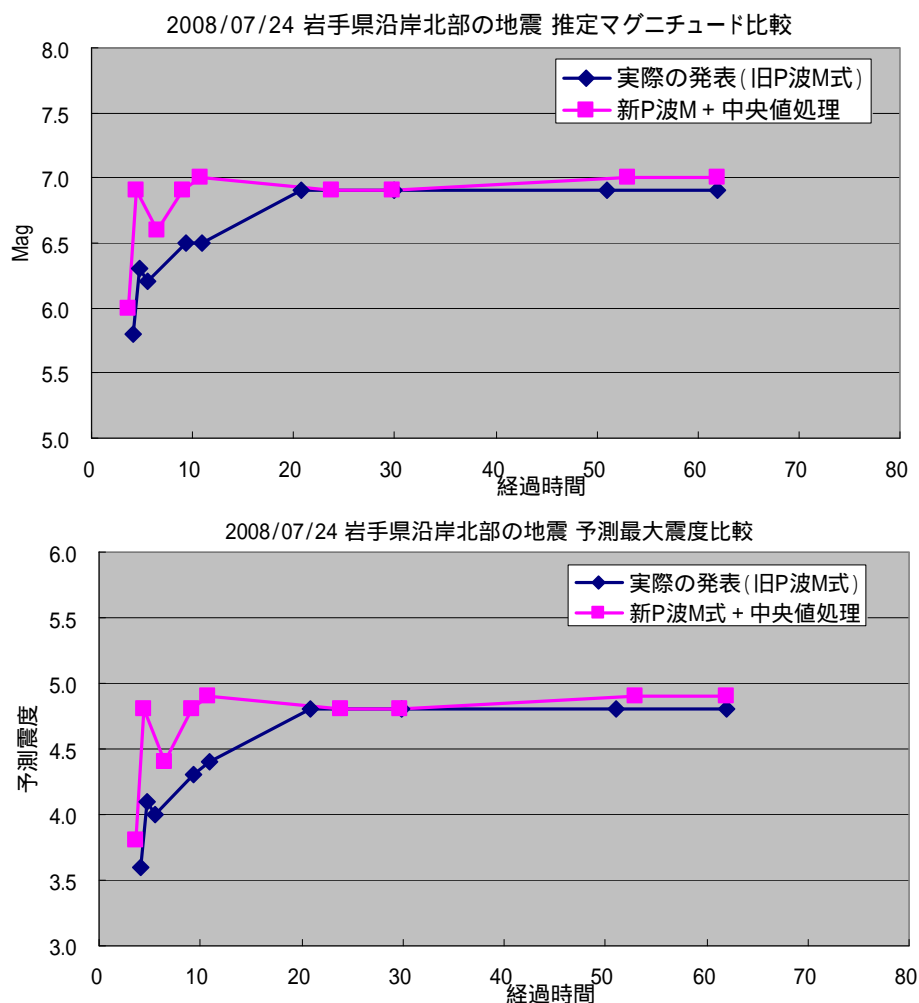


図3-3 実際の発表（旧P波M式）と、新P波M式+中央値処理による、推定マグニチュード（上図）、予測最大震度（下図）の比較

改良前のP波推定式による実際の発表では、緊急地震速報（警報）を発表する基準（震度5弱以上を予測）に達したのは地震波の検知から20.8秒後であるが、新P波M式を適用すると、地震波検知の4.4秒後に緊急地震速報（警報）を発表することが

出来る。

図3 - 4に、実際の場合とこの改良式を適用した場合における緊急地震速報（警報）を発表した段階での猶予時間を示す。改良式を用いた場合、緊急地震速報（警報）を発表した段階で、全ての地域で猶予時間がある（全ての地域で間に合っている）。

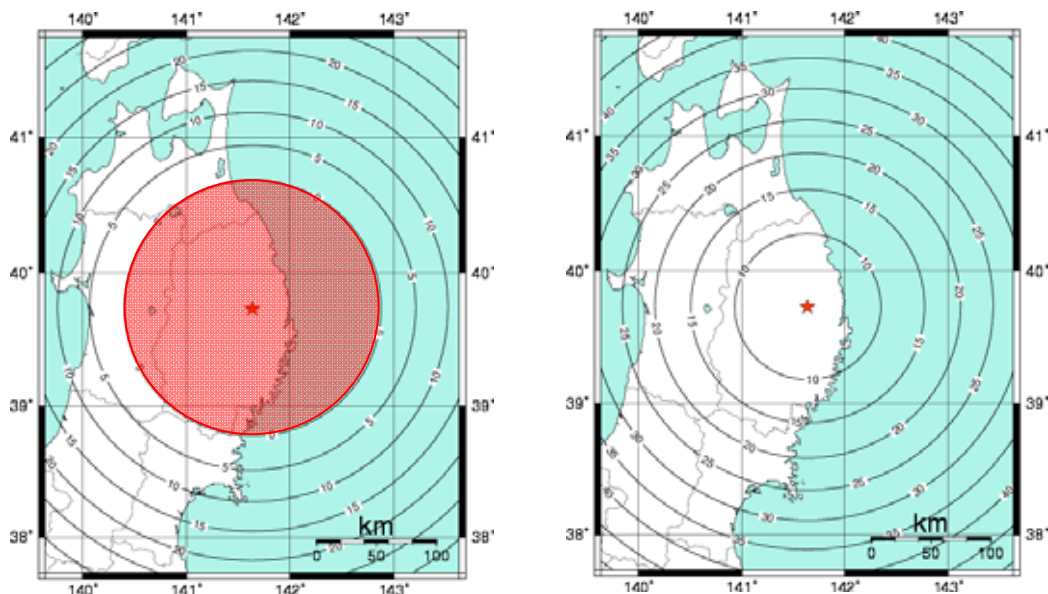


図3 - 4 改良式適用前の緊急地震速報（警報）の猶予時間（左）と改良式適用により想定される緊急地震速報（警報）の発表による猶予時間（右）
震央、数字は猶予時間（秒）、黒線は猶予時間の等値線
0秒の内側（赤網掛けの部分）は猶予時間が無い地域を表す

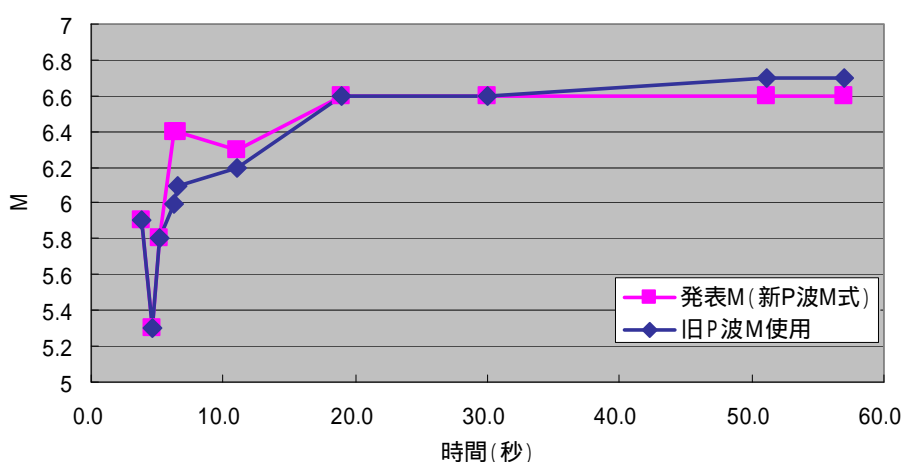
（実際の発表事例）

2009年8月11日05時07分 駿河湾の地震 M6.5 最大震度6弱

実際に発表したM（新P波M式、中央値処理使用）と、旧P波M使用（代表値処理も旧来式）でどのような差があるかを比較した(図3-3上)。また、その時の予測震度の変遷も比較した(図3-3下)。新P波M式による実際の発表では、緊急地震速報の第4報でM6.4を推定できているが、旧来の方式では、第4報の段階ではM6.0の推定である。

なお、この地震は、旧P波M式を使用したとしても、第1報の段階で警報の発表基準に達しており、新P波M式としたことで、警報の発表が早くなったということはない。

2009/8/11 駿河湾の地震 推定マグニチュード比較



2009/8/11 駿河湾の地震 予測最大震度比較

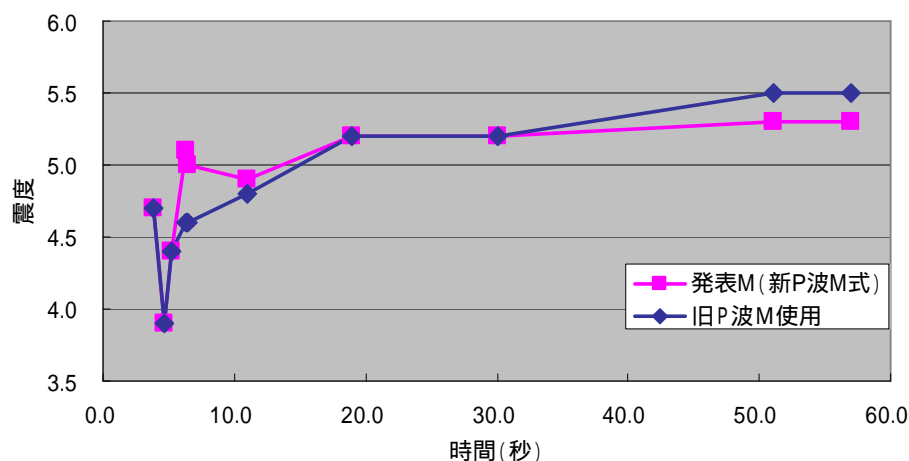


図3-3 新P波M式によるM（発表したもの）と旧P波M式によるMの比較
それぞれのMを用いた場合の最大震度の変遷
（2009年8月11日 駿河湾の地震（M6.5）の緊急地震速報処理データから作成）

4 . 変位振幅の品質管理

この項の要点

・ 2009 年 4 月下旬に導入した、マグニチュード計算に使用する変位振幅の品質管理について説明（概要と効果事例の紹介）

4 . 1 概要

気象庁観測点の現地観測点処理では、加速度波形による地震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かった。このため、大きな地震後に継続していた長周期の波の振幅を、その後の小規模な地震の振幅と誤認し、M を過大評価する事例があった。

この対応として、変位について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、2009 年 4 月下旬に導入した。

表 4 - 1 変位振幅品質管理導入前後の変更点

概要	変位振幅品質管理導入前	加速度波形による地震検知 → 変位振幅は観測値をそのまま利用（M 過大評価の懸念）
	変位振幅品質管理導入後	加速度波形による地震検知 → 変位振幅は、ノイズレベルとの比をとり、比が 3.5 倍を超えた時のみ、振幅値を利用（第 1 回技術部会では約 3 倍としていたが、適用にあたり設定値は 3.5 倍とした）

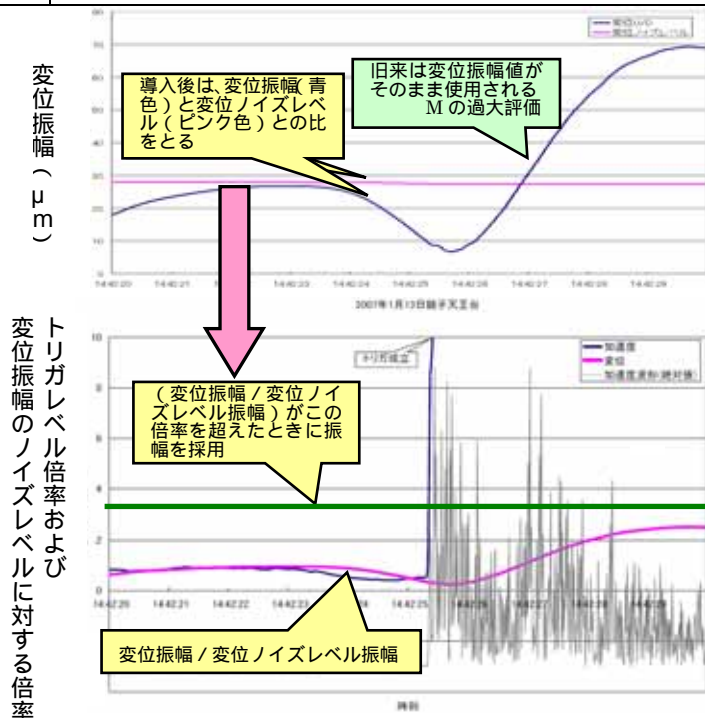


図 4 - 1 2007 年 1 月 13 日千島列島東方沖の地震の影響を受けている銚子天王台観測点の処理結果例

4.2 効果事例

2009年9月30日02時48分(日本時間)に南太平洋のサモアでM8.1の地震が発生した。その後、3時40分に奄美大島近海でM2.7の地震が発生したが、その時に変位振幅の品質管理が稼動し、各観測点の変位振幅はNG(ノイズレベルより大きくないので地震による振幅ではない)として判定された。観測された変位振幅値を用い、全相Mを計算すると、奄美大島の観測点Mは4.0(3成分合成変位振幅 $23\mu\text{m}$)、徳之島の観測点Mは4.3(3成分合成変位振幅 $35\mu\text{m}$)と過大な値となるが、適切にNG判定が行えた。

変位振幅は、ほとんどがサモアの地震によるものであり、奄美大島の地震はほとんど影響していない(図4-2)。

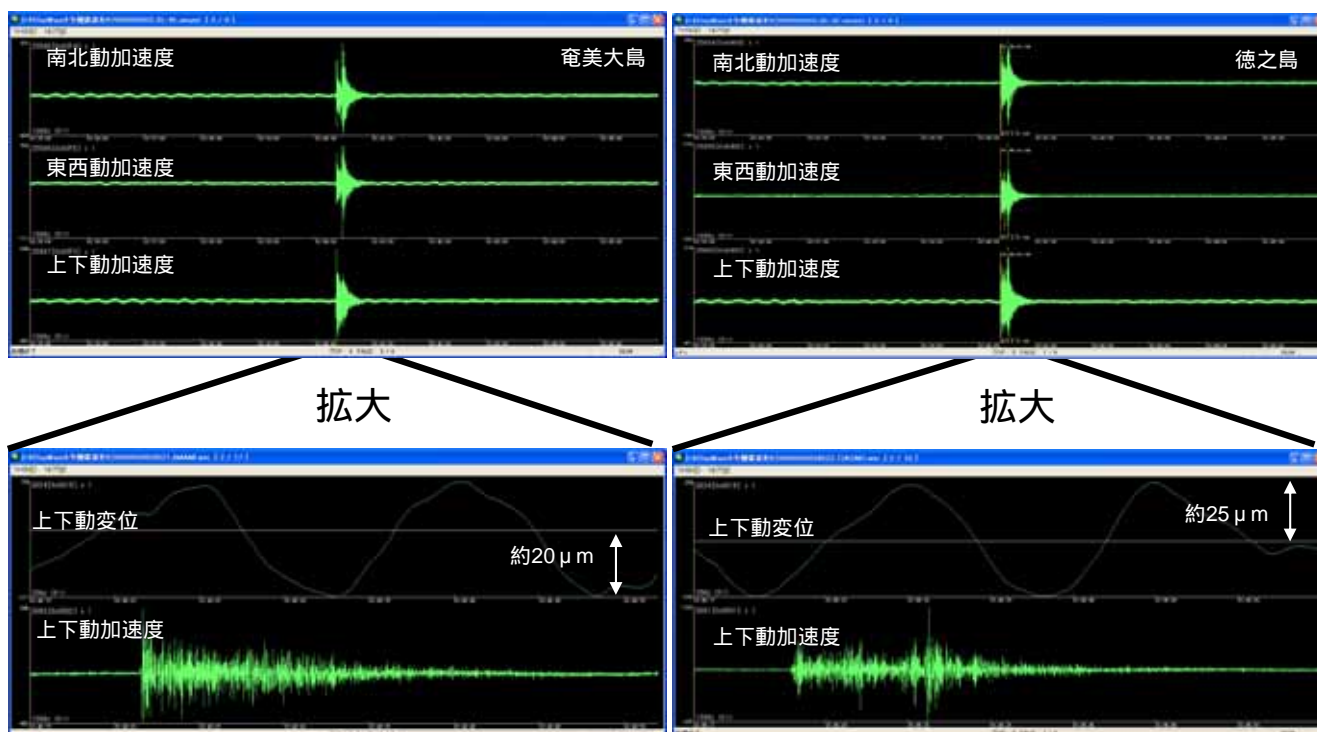


図4-2 奄美大島(左列)と徳之島(右列)の波形(2009年9月30日3:35~3:45)
上段 加速度波形3成分
下段 地震動波形部分を拡大した、上下動変位と上下動加速度

5. 観測点の増強による精度向上と迅速化

この項の要点

- ・ 観測点増強の状況、今後の予定を説明

震源の決定精度の向上、緊急地震速報の発表の迅速化を目的に島しょ部等における観測点の増強を進めている。

現在の実施状況は表5 - 1のとおり。

表5 - 1 整備観測点の緊急地震速報への利用状況

緊急地震速報での利用開始日	観測点名	観測点数
2009年8月3日	東南海 OBS 1 ~ 5 奄美大島西古見 八丈島檜立	7箇所
平成21年度整備中 (2010年利用開始予定)	屋久島平内 宝島 沖永良部島 名護豊原 池間島 伊良部島 石垣島平久保 与那国島久部良 新島大原 別府天間	10箇所

平成21年度は、南西諸島に8箇所、伊豆諸島の新島に1箇所、また島しょ部ではないが観測点の手薄な大分県に1箇所、計10箇所に緊急地震速報に対応した地震計の整備を進めている。増強観測点を図5 - 1に示す。

この観測点増強により、増強した観測点の周辺で発生した地震に対し、地震を検知するまでの時間が短縮されることから、緊急地震速報の発表タイミングが早くなることが期待できる。

図5 - 2に、緊急地震速報（警報）の発表要件である2箇所の観測点での地震検知がどのくらい早くなるかを示す。

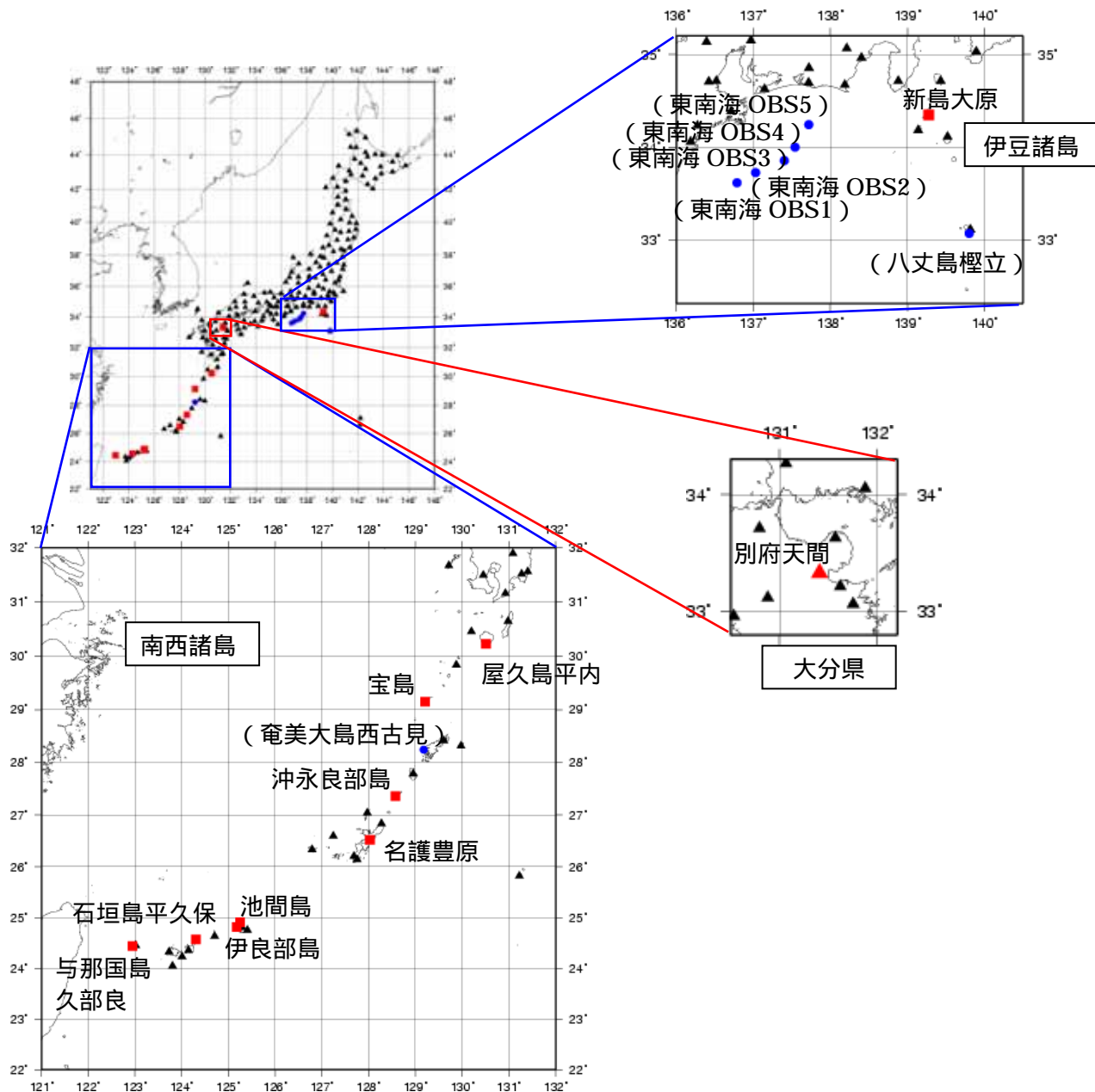


図5 - 1 増強の観測点の図（配置図）

- 赤 平成21年度整備中観測点 観測点名称を付加
- 青 21年8月3日より活用開始観測点 括弧付きで観測点名称を付加
- 黒 既存観測点

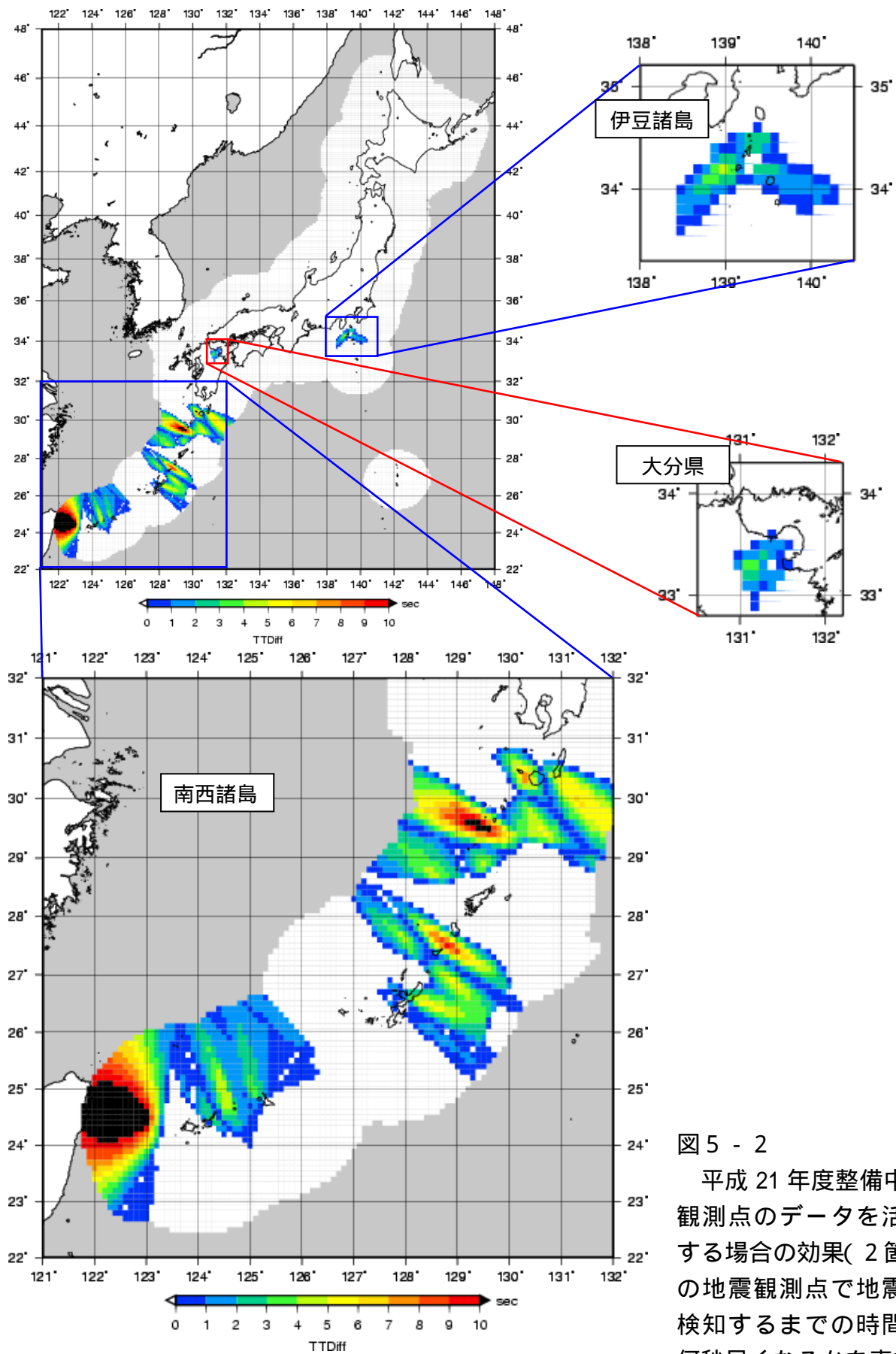


図5 - 2
平成21年度整備中の観測点のデータを活用する場合の効果(2箇所
の地震観測点で地震を検知するまでの時間が何秒早くなるかを表す)

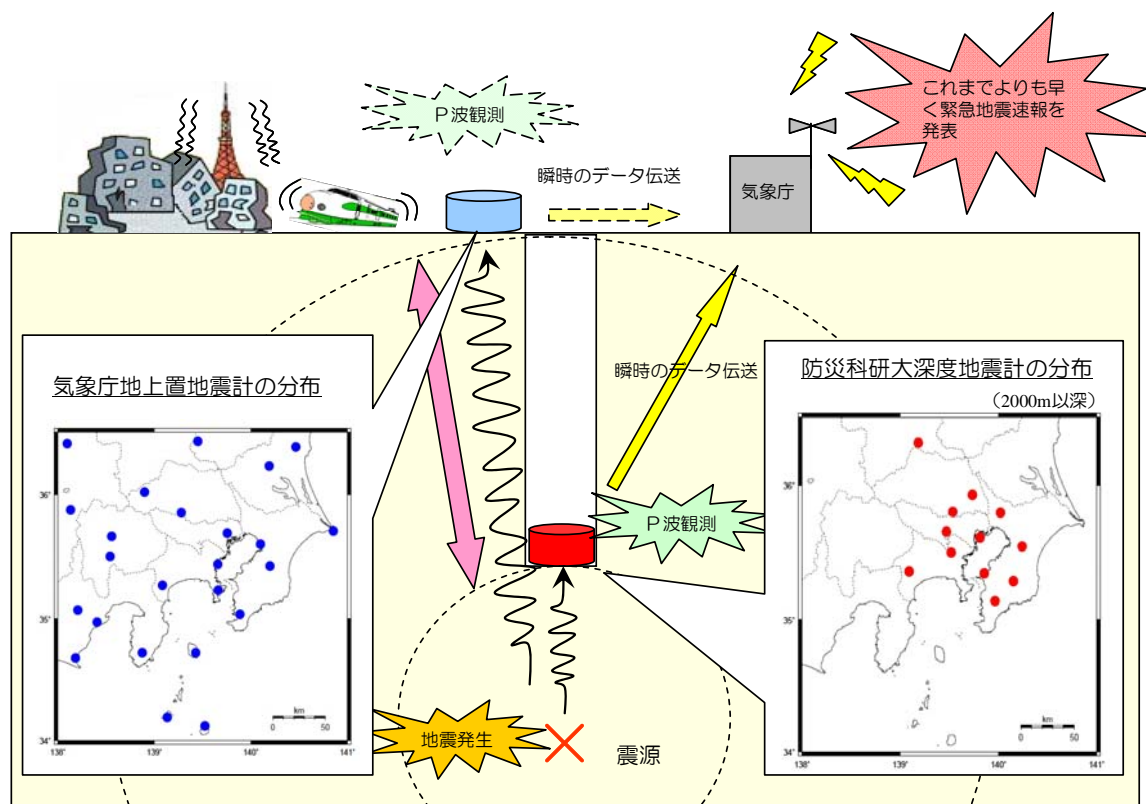
6. 首都圏における大規模地震への対応



一般に震源が浅い地震の場合は震源の直上の地域に対して、緊急地震速報は間に合わない。しかし、首都圏はS波の伝播速度の遅い沖積層に厚く覆われており、S波が地表に到達するまでの時間は硬い岩盤の地域に比べ長くなるため、地下深部でP波を捉え緊急地震速報の発表を行えば、幾ばくかの猶予時間が取れる可能性がある。

気象庁では、首都直下で発生する地震に対応する緊急地震速報の高度化を図るため、平成22年度に次の事項を実施する予定である。

- ① 防災科学技術研究所が所有する大深度地震計データの収集
- ② 収集したデータを評価するための装置の整備
- ③ 大深度地震計の利用により短縮される時間の定量的評価等の実証実験
- ④ 実用化にあたっての課題の整理

なお、本計画は、防災科学技術研究所と連携して進める予定である。



震源に近い大深度地震計  は、地上設置地震計  より早く地震波をキャッチ

↓
S波（主要動）が到達する前に緊急地震速報を受け取れる地域が広がる

↓
これらの地域では事前対策が可能となり、大きな減災効果

. 検討事項

1. S波以降最大振幅によるマグニチュード（全相M）

この項の要点

- ・ 第1回技術部会で示した、全相M推定式の改良式について説明（1.1）
第1回技術部会での課題。データセットを実際の緊急地震速報で用いられるようなものに近づけて導出したが、改善すべき大きなMでの過小評価傾向が、やや残っているようにも見える。
- ・ 実際の緊急地震速報の処理のログを全相M推定式の改良式に適用し、状況を確認した（1.2）。
- ・ 実際のデータへの適用状況をみると、改善効果が見えるので、全相M式をこの改良式への変更を検討したい。

1.1 第1回技術部会での検討内容（概要）

緊急地震速報では、P波の部分でマグニチュードを推定するP波M式のほか、S波以降の最大振幅を用いてMを推定する全相M式を使用している。現在の全相M式は、

$$M = \log A + \log \Delta + 1.1 \times 10^{-3} \Delta + 7.0 \times 10^{-4} D + 1.8$$

A ：最大振幅（ $10\mu\text{m}$ ） Δ ：震央距離（km） D ：震源の深さ（km）

である。

実際の緊急地震速報の処理のログから最大振幅を取り出し、この式を適用すると、M依存性が見える（図1-1）

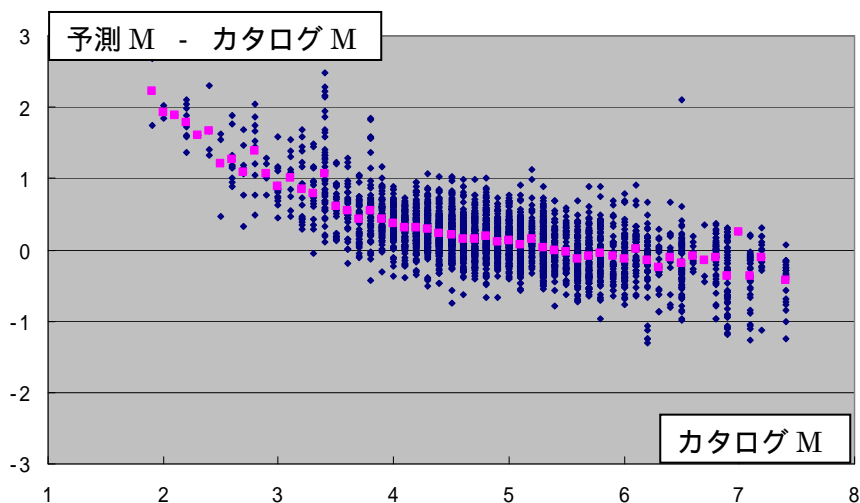


図1-1 現行の全相M式を緊急地震速報による実際の最大振幅にあてはめた結果（2004年5月～2007年12月）
（ピンクのプロットはMごとの平均値）

この結果は、気象庁震源カタログのM（カタログ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でることによると推測した。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。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秒以内に発表されていることによる。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と考えた。

このデータに現行の全相M式を当てはめると予想通りM依存性が見えてきた（図1-2）。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。

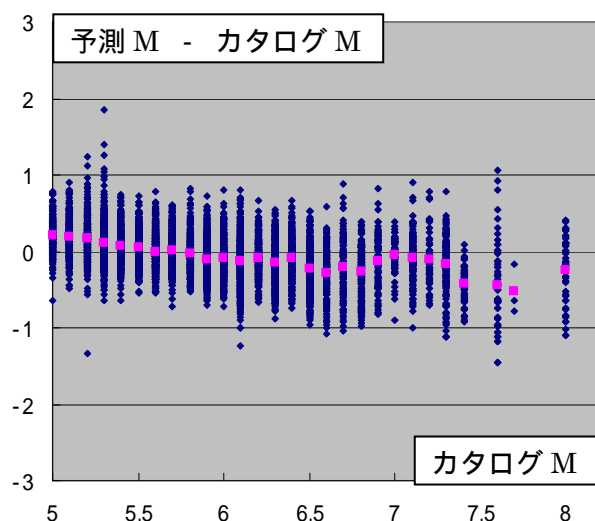


図1-2 P波到達から60秒以内の最大振幅を用いたときの現行式のフィッティング状況
（1994年7月～2005年3月、M 5.0）
（ピンクのプロットはMごとの平均値）

このデータを使用して全相M式の改善を試み、次の式を導出した。

$$0.87M = \log A + 1.0 \log R + 1.9 \times 10^{-3} R - 5.0 \times 10^{-3} D + 0.98$$

A：最大振幅（ $10\mu\text{m}$ ） R：震源距離（km） D：震源の深さ（km）

この新全相M式を、図1-1と同じデータ（緊急地震速報による実際の最大振幅）にあてはめた結果を図1-3に示す。

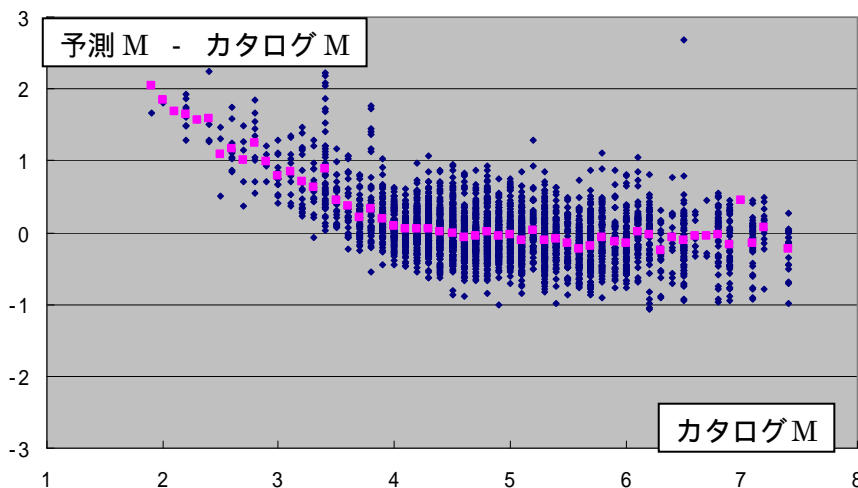


図1 - 3 新全相 M 式を緊急地震速報による実際の最大振幅にあてはめた結果（2004年5月～2007年12月）
 〳 ピンクのプロットはMごとの平均値

新全相 M 式では、P 波到達から 60 秒以内における最大振幅（以下、60 秒最大振幅）を用いている。観測点から遠くはなれた海域の地震等で、最大振幅が 60 秒以降に現れるような場合の影響を、考えておく必要がある。新全相 M 式導出に用いたデータのうち、震源に最も近い観測点において 60 秒最大振幅値が最終的な最大振幅値より小さい地震を抜き出すと、図 1 - 4 のとおりである。

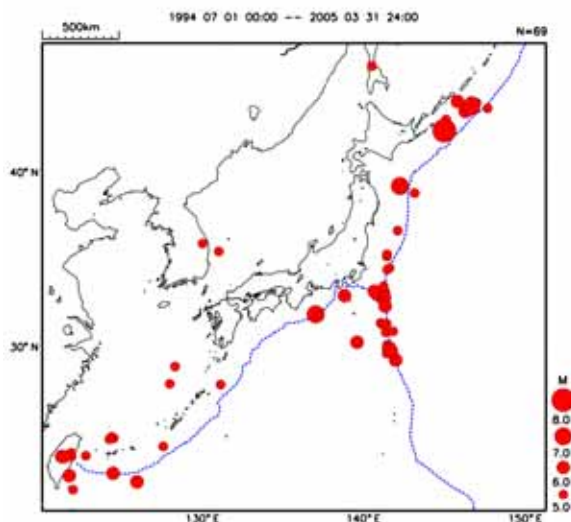


図1 - 4 60 秒最大振幅値が最終的な最大振幅値より小さい地震

これらの地震について、現行の全相 M 式と、新全相 M 式を適用した結果を、図 1 - 5 に示す。

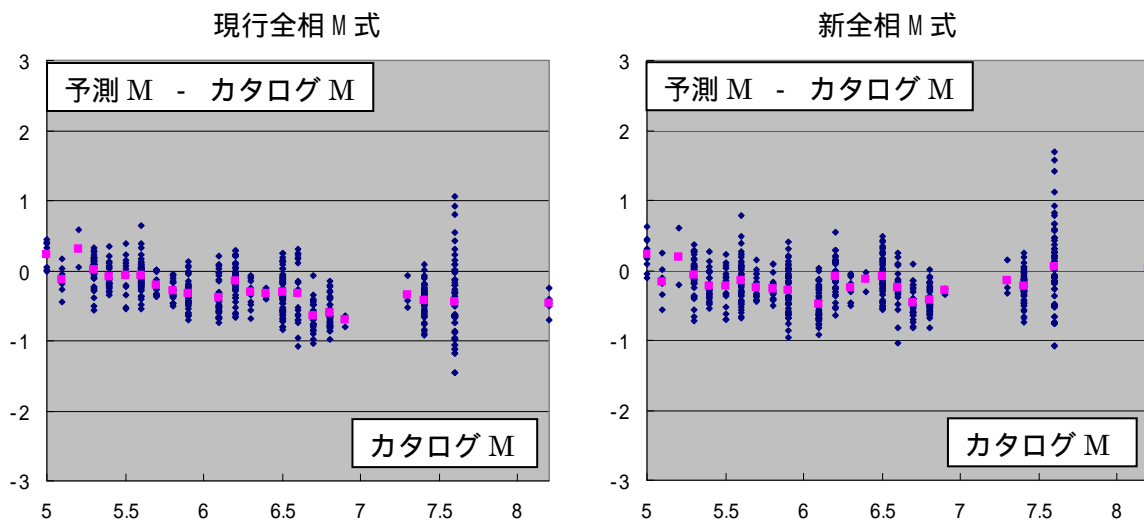


図1 - 5 沿岸から離れた海域の地震（図2 - 4 に示した地震）の、現行の全相 M 式（左）と新全相 M 式（右）のフィッティング状況の比較（P 波到達から 60 秒以内における S 波以降の最大振幅による）

これらの地震だけを取り出すと、新全相 M 式としても、M6～7 程度の部分で、やや過小評価が残っているようにも見える。

1.2 全相M式の検討

実際の緊急地震速報の処理のログから最大振幅を取り出し、現行全相M式及び新全相M式を適用した結果を、再度、確認する。第1回技術部会資料では、適用期間2004年5月～2007年12月としていたが、データ期間を可能な限り延ばし、2004年3月～2009年12月のデータを用いた（使用データは $50\mu\text{m}$ 以上）

現行の全相M式を適用した結果及び新全相M式を適用した結果を図1-6に示す。なお、改良したP波M式で用いている深さ固定を、本全相Mの適用でも用いた。

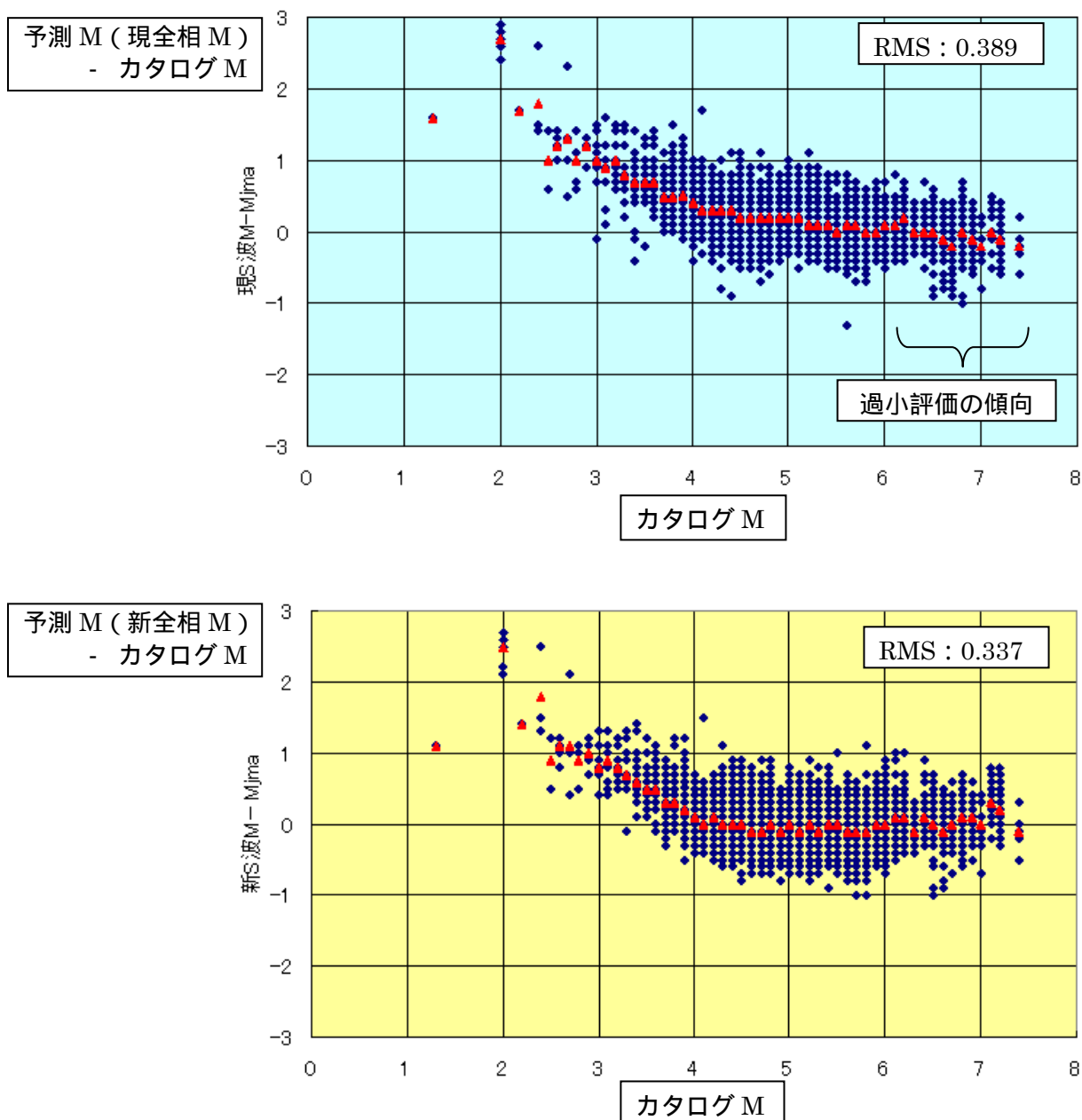


図1-6 緊急地震速報の処理のログデータから抽出した最大振幅を現行全相M式に適用した結果（上図）及び新全相M式に適用した結果（下図）
赤三角印は、各M毎の平均値

M4.0 以上の地震について拡大したものを図 1 - 7 に示す
 （緊急地震速報の実データ 2004 年 3 月～2009 年 12 月、50 μ m 以上データ）

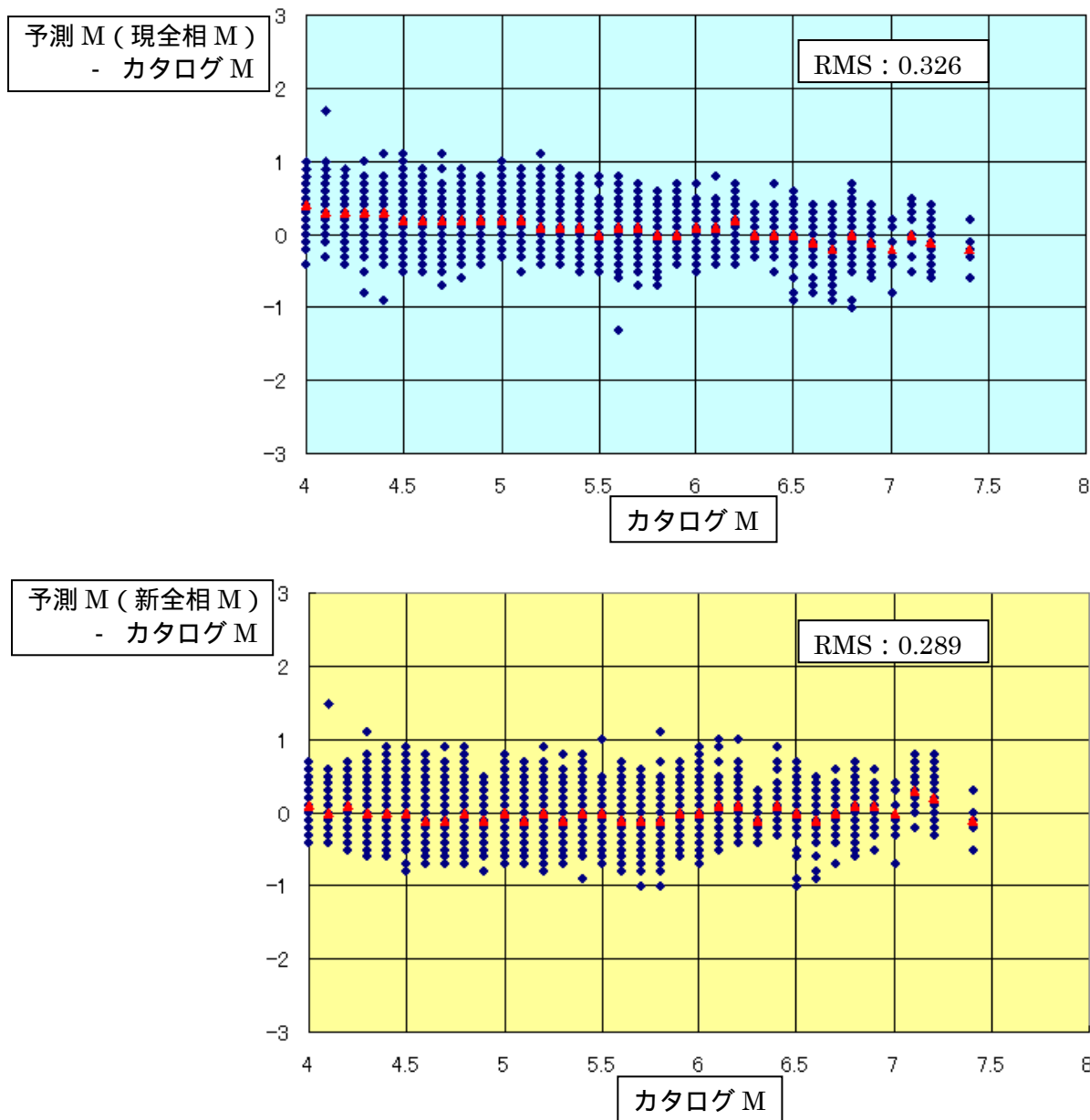


図 1 - 7 緊急地震速報の処理のログデータから抽出した最大振幅を現行全相 M 式に適用した結果（上図）及び新全相 M 式に適用した結果（下図）
 M4 以上拡大。赤三角印は、各 M 毎の平均値

実際のデータの当てはまり具合を見ると、RMS は良くなっている。

さらに、平成 15 年(2003 年)十勝沖地震 (M8.0) を適用した場合を図 1 - 8 に示す。

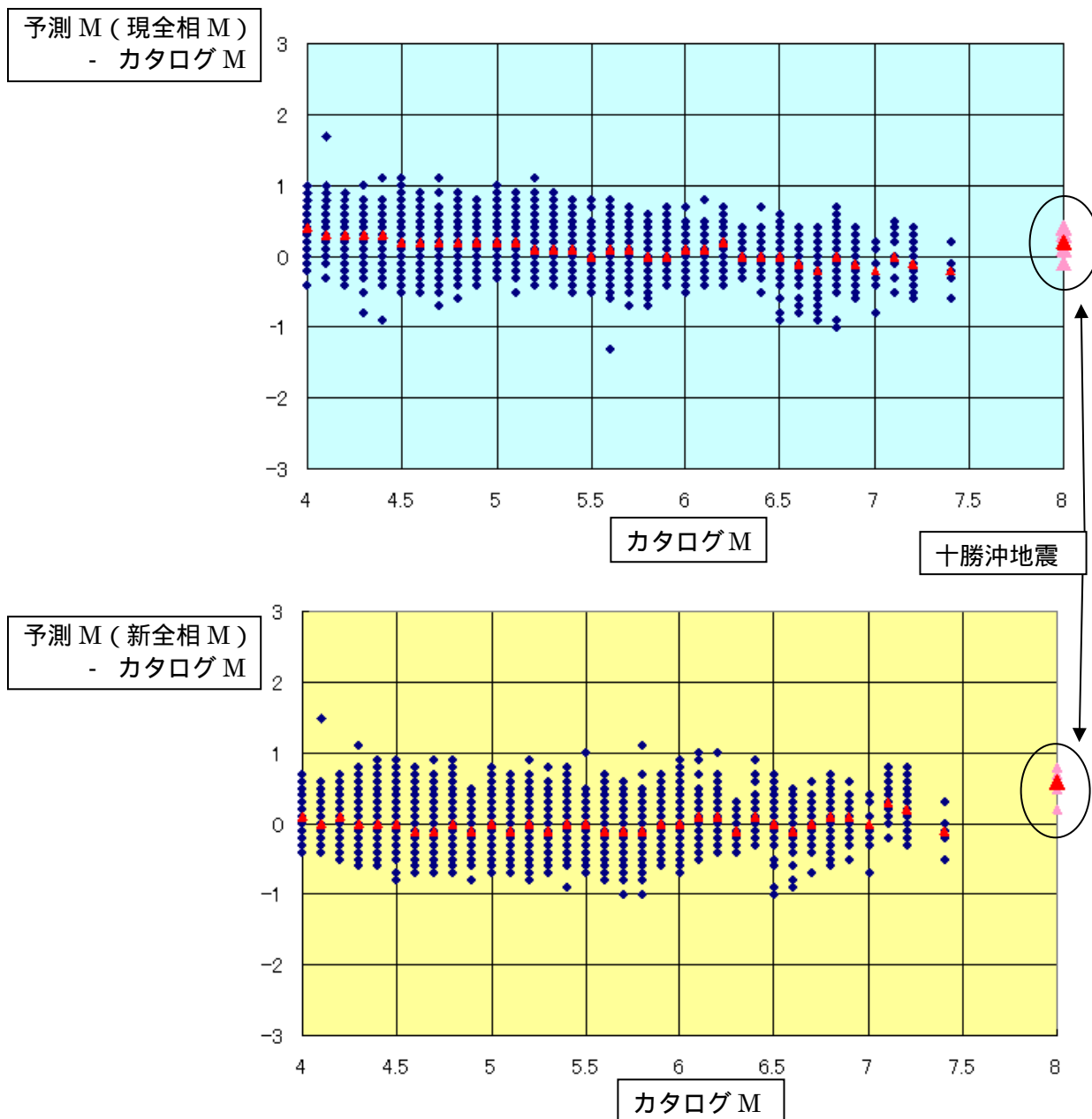


図 1 - 8 図 1 - 8 に平成 15 年(2003 年)十勝沖地震 (M8.0) のデータを付加
 現行全相 M 式に適用した結果 (上図) 及び新全相 M 式に適用した結果 (下図)

振幅の log の部分に係数がかかる関係上、ばらつく幅は大きくなるが、M が大きなものの過小評価傾向の改善は見られる。新全相 M 式は、M7.5 程度までは適用が可能と考える。それより大きな M についてはデータが不足していることもあり、さらなる検討が必要である。

2. 波形長に応じたマグニチュード

この項の要点

- ・ P波の着信からの波形長（時間幅）の違いがマグニチュード推定に及ぼす影響、およびその補正方法について検討する

通常の検測におけるマグニチュード（以下、M）の推定と、緊急地震速報におけるMの推定が異なる点として、検測に用いる時間幅の違いが挙げられる。Mは最大振幅から求めているが、通常の検測では、最大振幅の出現から十分時間が経ってから検測するので時間幅を意識することなく最大振幅を検測しているのに対して、現在の緊急地震速報の処理では“その瞬間”までの限られた時間幅の波形長の中での最大振幅を求めている。ここでは、波形長の違いによるM推定への影響は考慮されていない。そこで、特にP波Mに関して、この波形長の違いがM決定に及ぼす影響について検討する。まず、現在、M推定に用いられている1倍強震計相当の変位波形について吟味し、最後に、加速度波形の場合についても比較する。

なお、震源パラメータは気象庁震源カタログ、波形データは防災科研KiK-netのデータを用い、M5以上、深さ30km以浅、震源距離100kmまでのデータを対象とした。

2.1 最大振幅の出現時間について

P波部分（P波の着信時とS波の着信時の間）において、どの時点で最大振幅が出現しているのかを図2-1に示す。横軸に震源距離を、縦軸に最大振幅が出現した時間を震源時からの経過時間で示す。図2-1から、加速度の最大振幅は、比較的P波着信のすぐ後であることが多いが、一方、変位の場合については、P波部分の後半であることが多い。この結果は、最大変位振幅から求めるMに関して、早い区間だけから求める場合には過小評価になり易いことを示唆している。

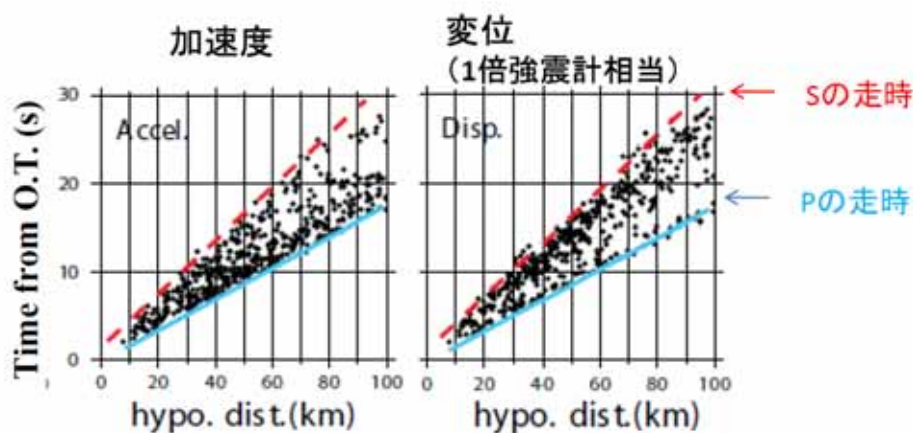


図2-1 P波部分で最大振幅が出現する時間

2.2 波形長ごとのM推定

図2-2には、M推定におけるP波の着信時からの経過時間（波形長）依存性について示す。横軸には、カタログのM（ここでは M_j とする）の値を、縦軸には、最大変位振幅から求めた各観測点でのMの値（観測点M、灰色点）とその平均（黒色点）を示す。波形長の短い場合には、 M_j の大きなところで、観測点Mが過小評価となっている。1秒の波形長から求めた観測点Mはあまり M_j に依存性せず、逆に言うと、1秒程度の波形長の最大振幅から最終的なMの値を求めることは難しい。

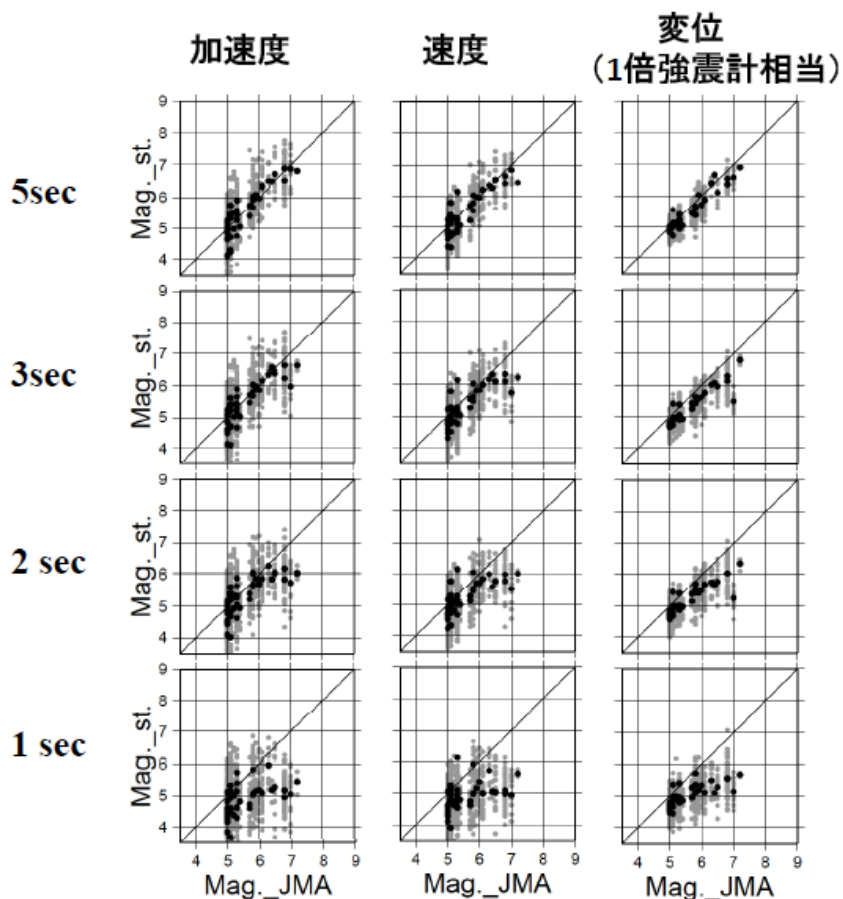


図2-2 P波の着信時からの経過時間（波形長）依存性

M_j と観測点Mの比較を示す。灰色は観測点M、黒点は地震毎の平均値。

参考のため、加速度、速度の場合も合わせて示す。

2秒の波形長の場合にはおおよそM5.5以上で、3秒の波形長の場合にはおおよそM6.0以上で観測点Mが過小評価となっている。これは、破壊が十分に成長し切っていないためと考えられる。しかし、それ以下のMでも過小評価が見られる（特に変位波形）。

2.3 Mの成長の仕方

図2-3（黒線）は、いくつかの代表的な地震について、P波部分のMの成長を1秒ごとに示したものである（ただし、S波の着信の前まで）。変位波形の場合は、M5程度の地震でも、Mが最終的な値に落ち着くまでに数秒間を要している。これは、2.2で示した、比較的小さなMでも過小評価が見られること、に対応する。2.1で示すように加速度の方が変位よりも最大振幅になるまでの時間が短いこと、また、M5クラスの地震の破壊継続時間が1秒程度であることを考えると、これは、破壊の成長過程というよりも、波の伝播（あるいは、因果律を満たすフィルター等の処理）の効果であると思われる。

2.4 時間依存補正值の検討

2.3で示したように、特に変位波形の場合には、破壊継続時間の効果を差し引いても、Mが最終的な値に落ち着くまでに数秒を要している。よって、この段階でのMの精度を高めるためには、最初の数秒のMに補正值を加えることが考えられる。図2-3（赤線）は、変位波形の場合のMに、例として、0.3（最初の1秒）、0.2（2秒）、0.1（3秒）の補正を加えたものである。比較的早い段階からMの最終的に近い値となっている。

なお、この補正を加えても、Mが比較的大きな地震では、Mが最終的な値に落ち着くまでにさらに時間を要する。これは、破壊継続時間を反映しているものと思われる。

2.5 増幅特性補正值の検討

一般に地震波の振幅には、地盤の増幅特性が影響する。Mの推定には、最大振幅を用いているため、この増幅特性の大小がMの決定に影響する。特に、緊急地震速報の場合には、迅速性も重要であるため、少ない観測点の情報からMを推定しているので、M決定に大きく影響をする。そこで、この増幅特性を補正することにより、Mの精度の向上が期待できるかを調べた。図2-4は、各観測点での増幅特性の補正值を経験的に求め、その補正を施した場合の精度の向上を、P波の着信時からの時間毎に見たものである。増幅特性を補正することにより、ばらつきが少なくなっている。このことは、少ない観測点でMの推定を行う際に、精度の向上が期待できることを示している。

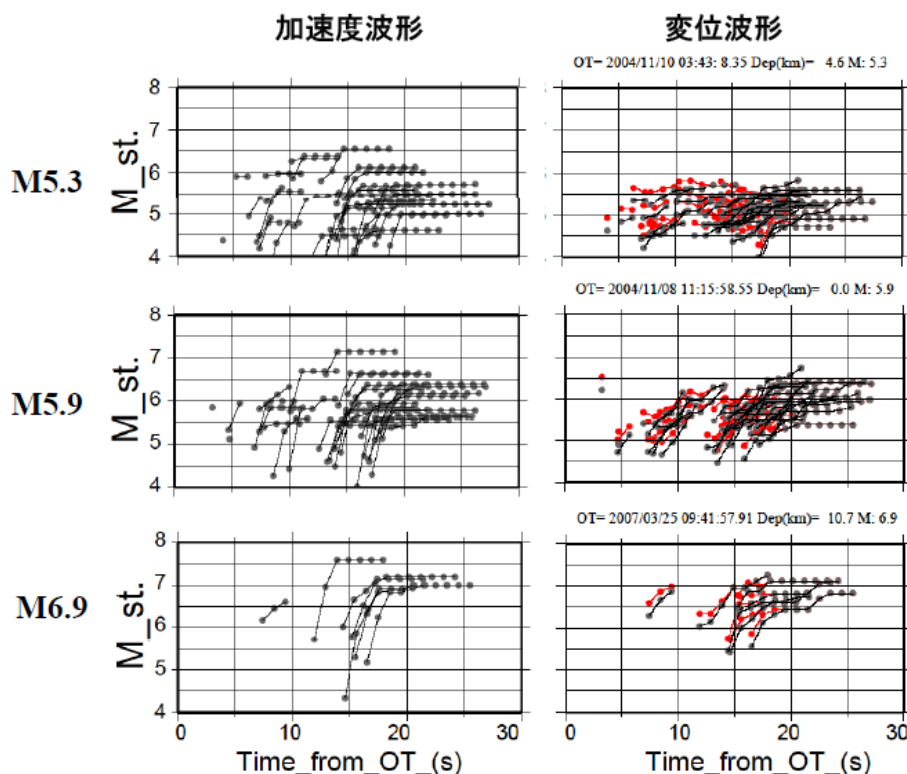


図2 - 3 各観測点における、P波の着信時からのS波着信までの1秒ごとのMの成長
代表的な3つの地震の場合について示す。黒点：補正なし、赤点：3秒までに
波形長に応じた補正を加えたもの。

なお、P波の着信時からの時間が小さい場合、大きなMの地震では、過小評価している。これは、2.2で述べたように、Mが十分に成長し切っていないためである。

2.6 変位によるMと加速度によるM

2.1で見たように、加速度と変位で比べた場合、変位よりも加速度の方が早く最大振幅になる。このことは、加速度を用いた方がより早く最終的なMを推定できる可能性を示している。一方、2.2で見るように、観測点ごとのばらつきは、加速度よりも変位の方が小さい。これは、変位を用いた方が精度よく推定できることを示している。

図2 - 4には、加速度の場合の観測点補正値を求め、補正を加えた場合も示す。観測点補正値を施しても、依然、変位の場合よりも加速度の方がばらつきは大きい。時間長の制限によるMの過小評価を考慮に入れても、少ない観測点での精度の良いMの推定のためには、変位の方が有利である可能性が考えられる。

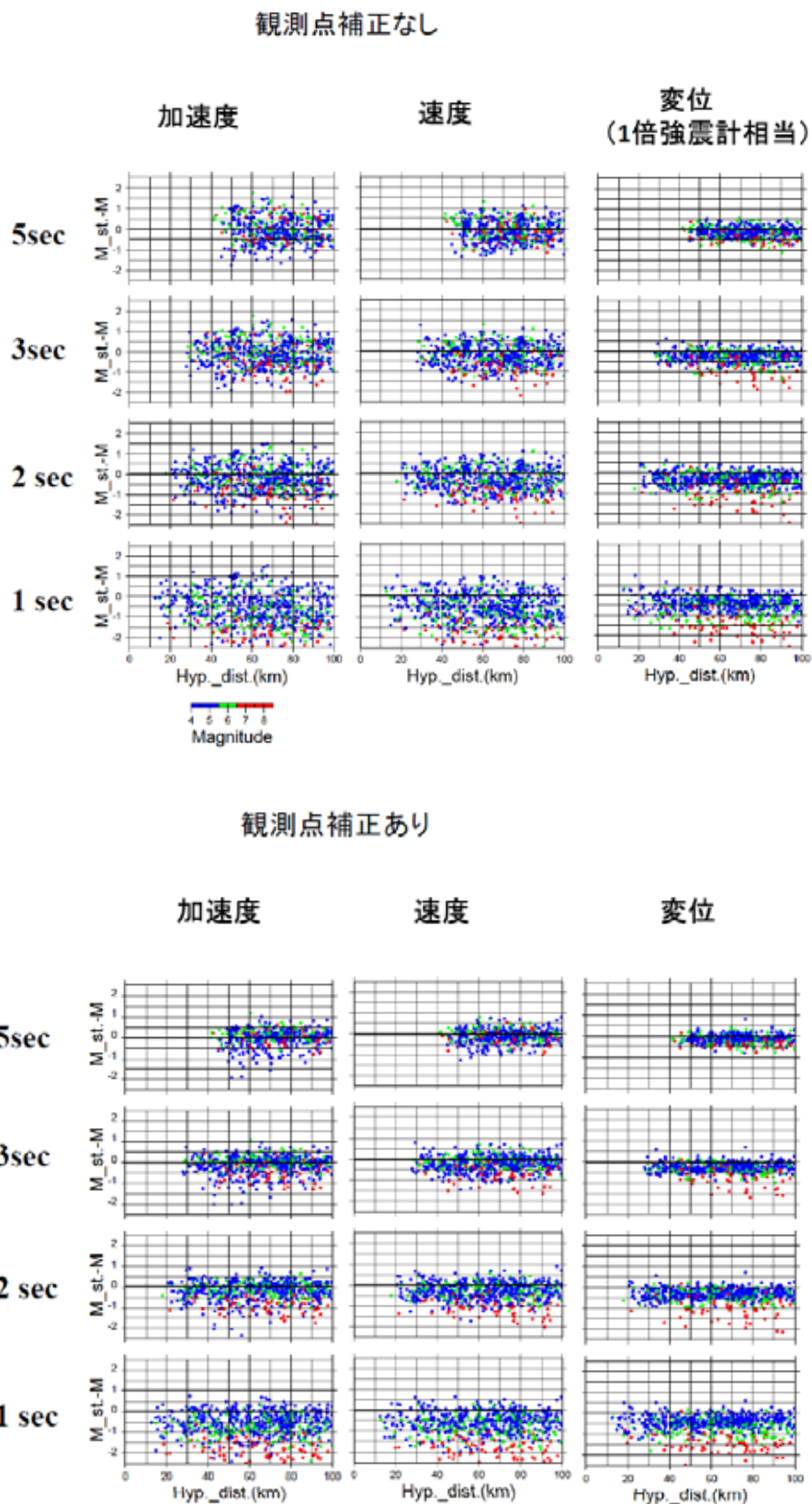


図2 - 4 （観測点 M - M_j）の震源距離依存性

参考のため、速度の場合も示す。

上：観測点の増幅特性を補正しないもの。下：補正したもの。

3 観測点補正値を用いた震度予測

3.1 震度予測への観測点補正値の導入

この項の要点

震度予測に用いるサイト特性として、現行の微地形区分に基づく地盤増幅率(ARV)の代わりに、過去データから求めた経験的な地盤増幅率(観測点補正値)を導入すると、震度予測誤差が2割程度改善する。

現在の緊急地震速報の震度予測は、震度予測地点である震度観測点のサイト特性として、微地形区分に基づいた地盤増幅率(ARV)を用いている。一方、最近10数年間で蓄積された多くの観測データを用いれば、経験的な地盤増幅率(観測点補正値)を推定できる。この観測点補正値をARVの代わりに震度予測へ導入(図3-1-1)することにより、震度予測の精度向上を目指す。

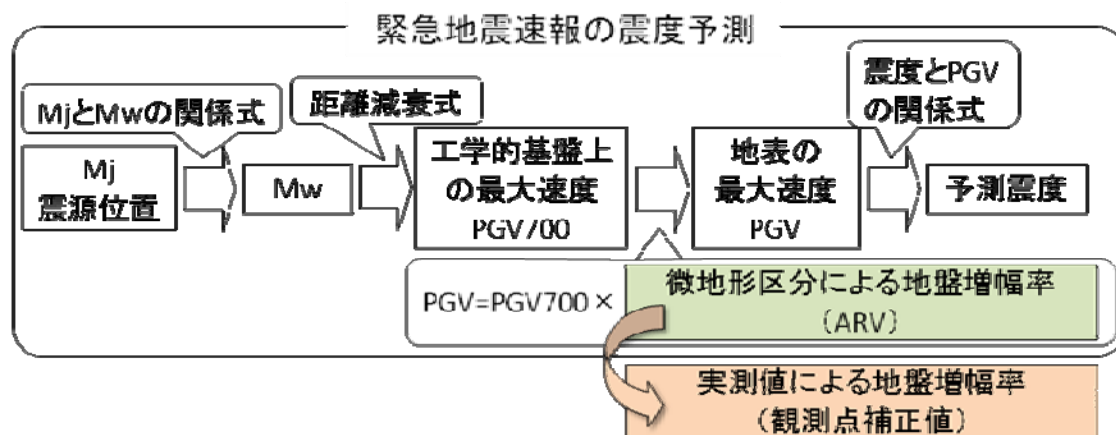


図3-1-1 緊急地震速報の震度予測に観測点補正値を導入

3.1.1 観測点補正値を求める方法・使用するデータ

各震度観測点の観測点補正値は、 $PGV^{obs} / PGV700^{ant}$ 比の平均値とする。 $PGV700^{ant}$ は、 M と距離減衰式(司・翠川、1999)から推定した $PGV600$ を $V_s=700\text{m/s}$ に合わせるように松岡・翠川(1994)に基づき0.9倍した工学的基盤上の最大速度である。 PGV^{obs} は、地表の最大速度と震度の関係式(翠川・他、1999)によって観測震度から変換した地表の最大速度である。観測点補正値を求める地点は、全国約4200地点の震度観測点を対象とする。なお、森川・他(2007)は応答スペクトル及び震度の距離減衰式に基づく経験的な地盤増幅率を求めているが、ここでは、上述のように現行の緊急地震速報の震度予測方法に基づいて求めることとする。

$PGV700^{ant}$ の計算に用いる断層最短距離は、地震29個は既往の断層モデル等から計算し、その他の地震は緊急地震速報と同様に、震源距離から断層長さ(宇津、1977)の半分を差し引いた距離とする。 M_w はF-netの解析結果を用いる。

距離減衰式導出の際のデータセットに基づき Mw5.8 以上で観測点補正値の算出に使用するデータを抽出すると、データが少ないため、観測点補正値が得られる観測点数が少なくなる。そこで、使用するデータの範囲を広げるため、上述の観測点補正値を求める方法に対して適用可能なデータの範囲を検討した（補足1を参照）。

検討の結果、観測点補正値の算出には、気象庁震源カタログの M(ここでは Mj とする)4.0 以上の地震のうち、震源距離 300km 以内、震度 3 以上の観測点を用いることにする。なお、これらのうち、距離減衰式導出の際のデータセットに基づき、深さ 120km 以浅の地震を用いる。また、震度データが 5 個以上ある地震を対象とする。

図3-1-2に、これらの条件で抽出した全タイプの地震のデータの断層最短距離と Mj の関係を示す。観測点補正値の算出に用いるデータの多くは、断層最短距離で 100km から 150km の範囲にある。

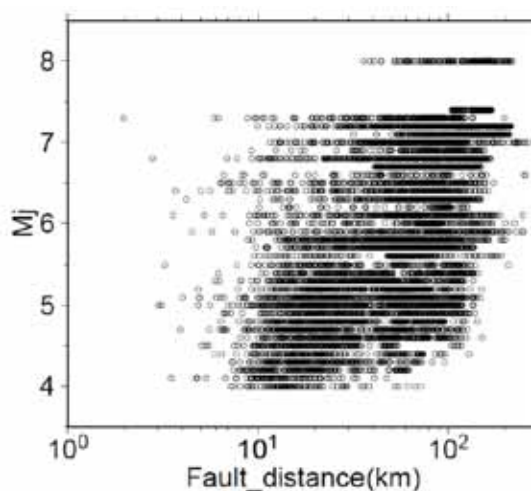


図3-1-2 観測点補正値の算出に使用したデータの断層最短距離と Mj の関係

使用したデータは、1996/5～2009/4 に発生した Mj4.0 以上、深さ 120km 以浅の全タイプの地震のうち、震源距離 300km 以内、震度 3 以上のデータ。

観測点補正値の算出に使用するデータにはいろいろなタイプの地震（内陸地殻内地震、プレート間地震、スラブ内地震）が含まれている。また、距離減衰式には異常震域のような減衰構造の影響は考慮されていない。これらに対応するため、PGV700^{ant}を推定する際には、次に示すように、震源項の補正、異常震域の補正を行う。図3-1-3に観測点補正値を求める方法の概要を示す。

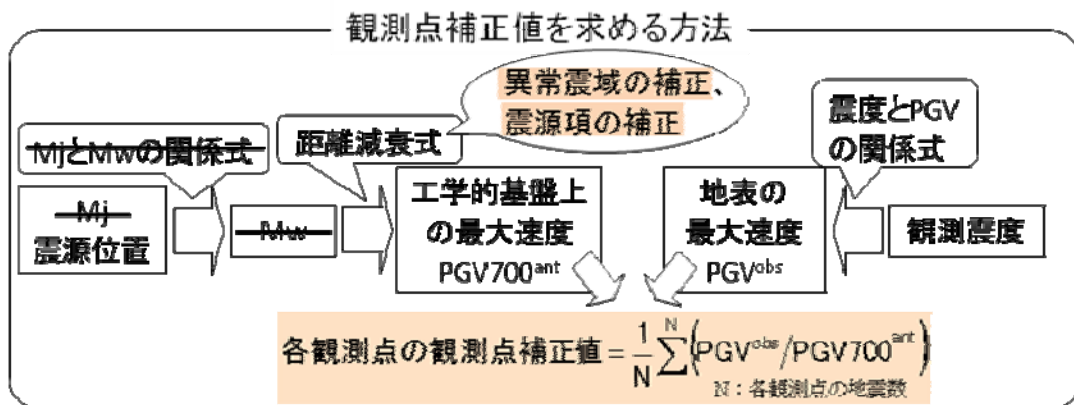


図 3 - 1 - 3 観測点補正値を求める方法

< 異常震域の補正 >

東北日本（太平洋スラブ）、西南日本（フィリピン海スラブ）で発生するやや深発地震でみられる異常震域を補正するため、深さ 30km よりも深い地震について、距離減衰式から算出される PGV700^{ant} に補正係数（地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009））をかける。

< 震源項の補正 >

地震タイプによる地震動の強さの違い（距離減衰式では log(PGV700) のオフセットで表現される）や、M の推定誤差の影響を除くために震源項の補正を行う。具体的には、PGV700^{ant} × ARV の分布が PGV^{obs} の分布に最もフィットするような M (Ma) を最小二乗法で地震毎に決める（図 3 - 1 - 4）。

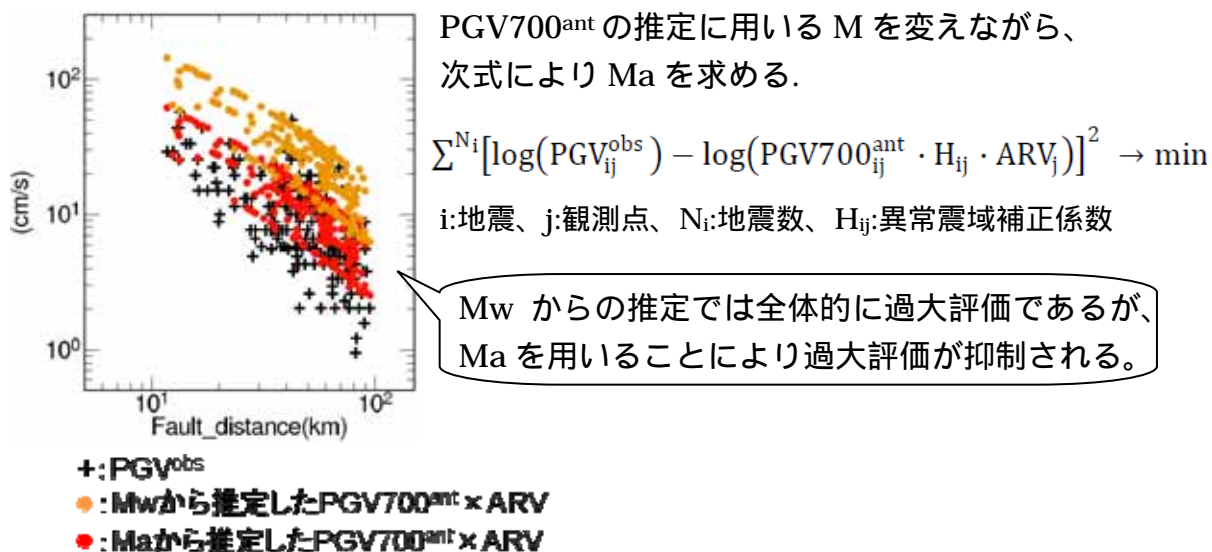


図 3 - 1 - 4 震源項の補正の例

Ma から推定した PGV_{700}^{ant} による $PGV_{obs} / PGV_{700}^{ant}$ 比は、 M_w から推定した場合よりもバラツキが小さくなった（図 3 - 1 - 5 上段）。また、通常、同じ M でもスラブ内地震の方が大きな地震動が観測されているが、Ma を用いると、スラブ内地震の $PGV_{obs} / PGV_{700}^{ant}$ 比（図 3 - 1 - 5 下段）は小さくなり（平均値：2.70 → 2.10）、スラブ内地震に特徴的な強い地震動の影響を取り除ける。ここで決めた Ma を観測点補正値の算出の際の PGV_{700}^{ant} 推定に用いる。

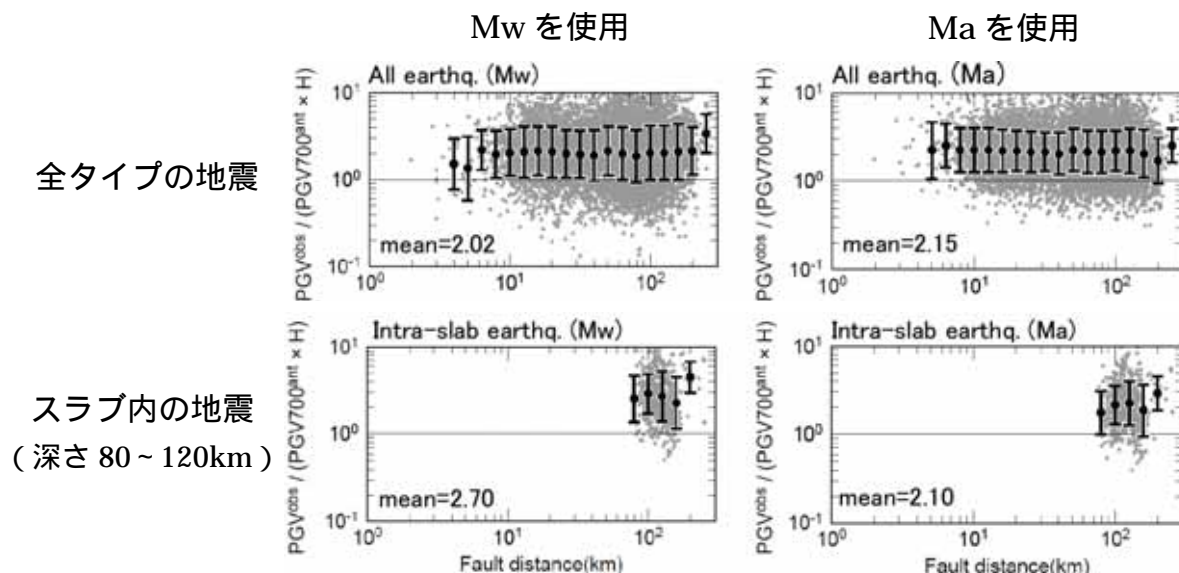


図 3 - 1 - 5 震源項の補正の効果

3.1.2 観測点補正値の特徴

観測点補正値には、震度観測点 1 地点あたり地震数 3 つ以上かつ標準偏差が ± 3.0 未満の条件で得られた値を採用した（全国の震度観測点の 29%）。観測点補正値の空間分布（図 3 - 1 - 6）は、大局的には大規模な平野で大きな値を示すなど地形との対応がみられる。

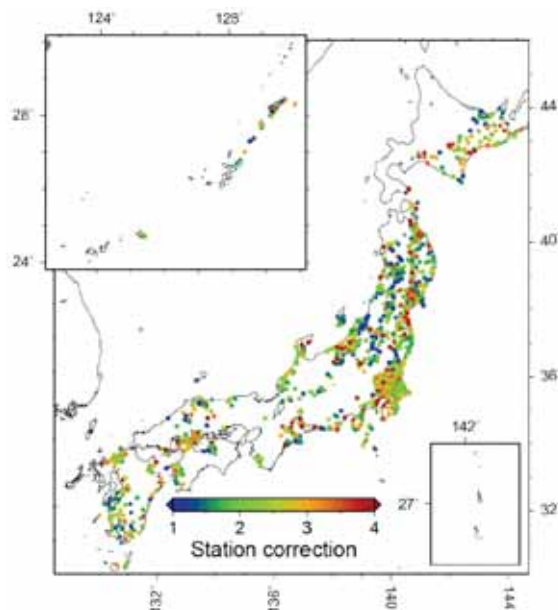


図 3 - 1 - 6 観測点補正値の分布

ARV の度数分布は平均値付近以外にも不自然なピークがみられるが、観測点補正值の場合はなだらかな分布である（図 3 - 1 - 7）。観測点補正值と ARV の相関は低い（図 3 - 1 - 8）。

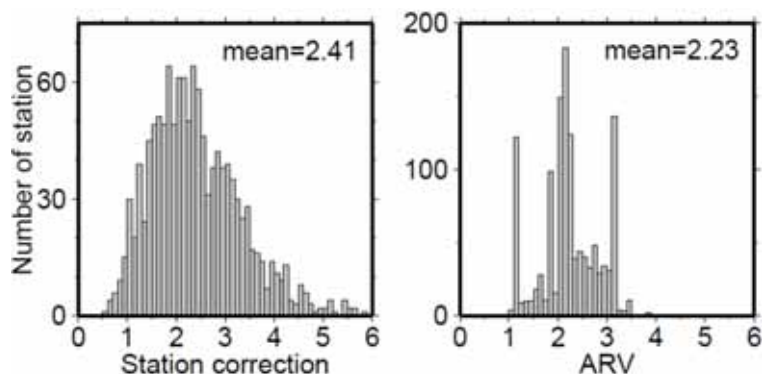


図 3 - 1 - 7 観測点補正值(左)と ARV(右)の度数分布

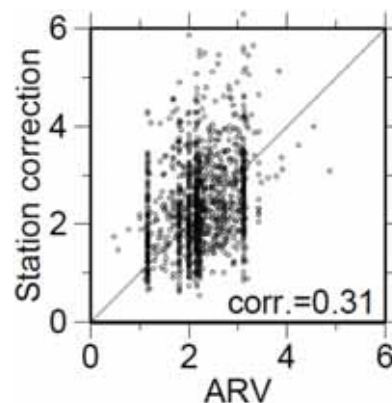


図 3 - 1 - 8 観測点補正值と ARV の関係

3.1.3 震度予測誤差

サイト特性として ARV を適用した場合と観測点補正值の場合の震度予測誤差を比較した。震度予測は 2005/1 ~ 2009/4 の観測震度 4 以上を対象とし、観測点補正值は震度予測よりも前の期間 1996/5 ~ 2004/12 の観測データから求めた。観測点補正值の適用によって震度残差（観測値 - 予測値）の平均値は 0.25 から 0.13 へ減少した（図 3 - 1 - 9）。観測点補正值が得られた観測点のうち震度残差が ± 0.5 の範囲に入る割合は 55% から 60% に増加し、 ± 1.0 の範囲に入る割合は 84% から 93% に増加した（図 3 - 1 - 9）。また、全体の震度予測誤差は震度残差の RMS で 18% 減少（RMS : 0.68 0.56）した（図 3 - 1 - 10）。

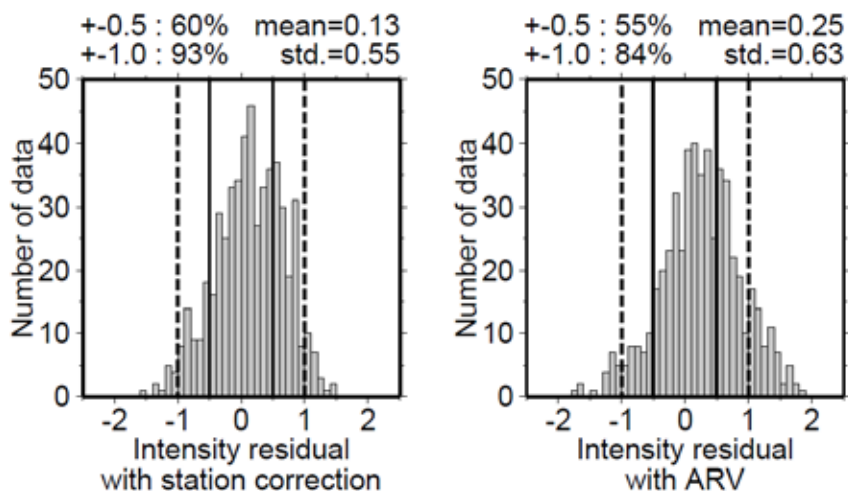


図 3 - 1 - 9 観測点補正值を適用した場合(左)と ARV を適用した場合(右)の震度残差（観測震度 - 予測震度）の度数分布

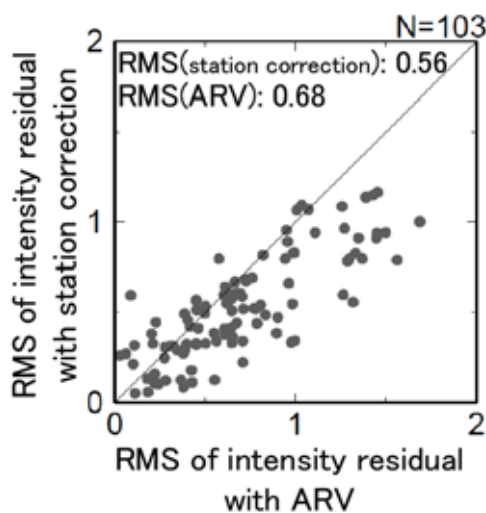


図3-1-10 観測点補正値を適用した場合と、ARVの場合の地震毎の震度予測誤差の比較

参考文献：

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：全国地震動予測地図技術報告書(2009)，
3-125 - 3-126.

森川信之・藤原広行・青井真・功刀卓・中村洋光・安達繁樹(2007)：観測点におけるサイト増幅特性 - 距離減衰式による評価 - ，日本地震工学会大会 2007 梗概集，
58-59.

司宏俊・翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，No.523，63-70.

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999)：地域安全学会論文集 vol.1，51-56.

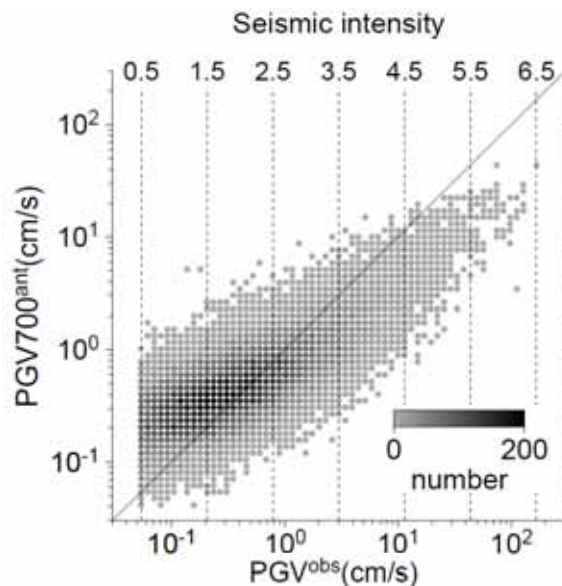
宇津徳治(1977)：地震学，共立出版，1977.

（補足 1）

今回用いた観測点補正値を求める方法に対して適用可能なデータの範囲を検討する。

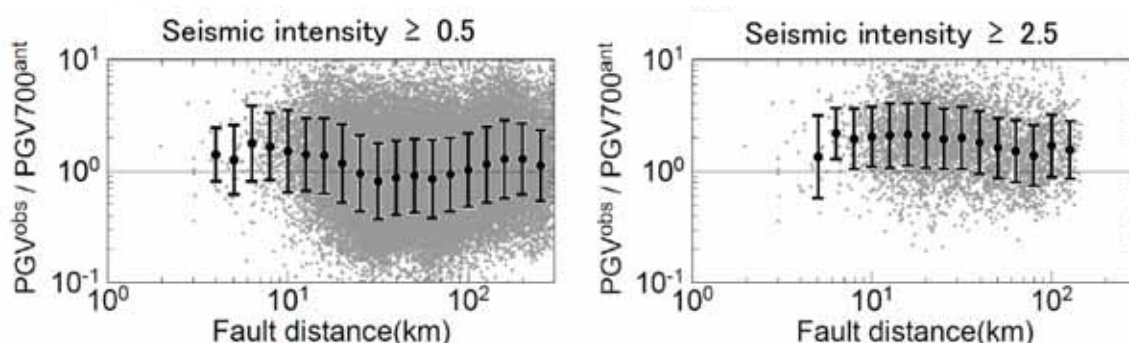
検討に用いた地震は、地震タイプ別（内陸地殻内地震、プレート間地震、スラブ内地震）の地震動の大きさの違いによる距離減衰曲線のオフセットを考慮しなくてすむように、内陸地殻内地震のみを対象とした。このうち、距離減衰式導出の際のデータセットに基づき、震源距離 300 km 以内のデータを用いる

PGV^{obs} と PGV700^{ant} の関係を図補 1 - 1 に示す。震度 3 程度より大きい場合、PGV700^{ant} よりも PGV^{obs} が大きい一般的な関係になっているが、震度 3 未満ではその逆の関係を示すデータが多くなる。この原因として、PGV^{obs} を算出する際に用いる最大速度と震度の関係式の震度依存性、PGV700^{ant} を算出する際に用いる距離減衰式の距離依存性などが考えられる。



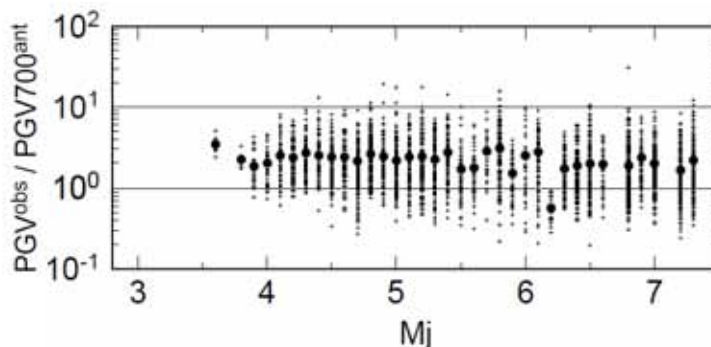
図補 1 - 1 内陸地殻内地震の PGV^{obs} と PGV700^{ant} の関係
使用したデータは、1996/5～2009/4 に発生した Mj4.0 以上の内陸地殻内地震のうち、震源距離 300km 以内、震度 1 以上のデータ。

図補 1 - 2 に、断層最短距離と PGV_{obs} / PGV_{700ant} 比の関係を示す。震度 1 以上の場合は、顕著な距離依存性がみられる。一方、震度 3 以上の場合は、 PGV_{700ant} よりも PGV_{obs} が大きい一般的な関係となり、距離依存性も比較的小さい。



図補 1 - 2 内陸地殻内地震の断層最短距離と PGV_{obs} / PGV_{700ant} 比の関係
 使用したデータは、1996/5 ~ 2009/4 に発生した $M_j 4.0$ 以上の内陸地殻内地震のうち、震源距離 300km 以内、左図は震度 1 以上、右図は震度 3 以上のデータ。

図補 1 - 3 には、マグニチュードを制限せずに震度 3 以上を用いた場合の M_j と PGV_{obs} / PGV_{700ant} 比の関係を示す。 PGV_{obs} / PGV_{700ant} 比にマグニチュード依存性はほとんど見られない。また、震度 3 以上を用いると、ほとんどの地震は $M_j 4.0$ 以上となる。



図補 1 - 3 内陸地殻内地震の M_j と PGV_{obs} / PGV_{700ant} 比の関係
 黒丸は各 M_j における平均値。使用したデータは、1996/5 ~ 2009/4 に発生した内陸地殻内地震のうち、震源距離 300km 以内、震度 3 以上のデータ。

以上の結果、観測点補正值の算出には、 $M_j 4.0$ 以上の地震のうち、震源距離 300km 以内、震度 3 以上の観測点を用いることにする。なお、これらのうち、距離減衰式導出の際のデータセットに基づき、深さ 120km 以浅の地震を用いる。また、震度データが 5 個以上ある地震を対象とする。

（補足2）

第1回技術部会で示した観測点補正值による震度の予測精度の向上の手法と、今回示した手法の違いについて補足説明する。

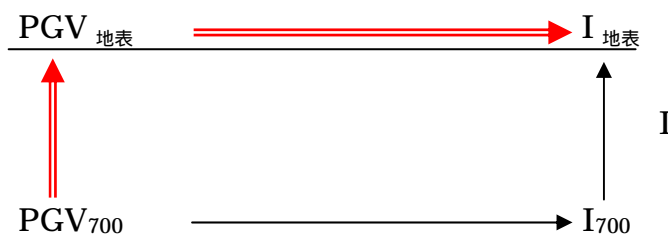
～手法の違いについて～

第1回で示した手法の概要

対象とする観測点：1997年10月以降、震度4以上を5回以上観測した観測点

結果、1997年10月以降、延べ6637箇所の震度観測点のうち367が対象となり、その中でも2008年11月時点で震度観測点として運用中の観測点223点が対象となった。

補正值の作成の流れ



図補2 1

現行の緊急地震速報における震度予測の方法は、図補2-1の赤2重矢印の流れ

STEP1．司・翠川の距離減衰式（+PGV₆₀₀からPGV₇₀₀への変換）により

PGV₇₀₀を算出

STEP2．微地形区分等から求めた観測点がある地域の平均的な速度増幅度ARVによりPGV_{地表}を算出

$$PGV_{地表} = PGV_{700} \times ARV$$

STEP3．PGV_{地表}から地表の震度I_{地表}を算出

$$I_{地表} = 2.68 + 1.72 \log(PGV_{地表})$$

$$= 2.68 + 1.72 \log(PGV_{700}) + 1.72 \log(ARV) \dots (\text{ア})$$

第1回で示した方法は工学的基盤における震度I₇₀₀を求め、ARVから求めたIより地表の震度を変換（図補2-1の黒1本矢印の流れ）

STEP1．司・翠川の距離減衰式（+PGV₆₀₀からPGV₇₀₀への変換）により

PGV₇₀₀を算出

STEP2．PGV₇₀₀から工学的基盤の震度I₇₀₀を算出

$$I_{700} = 2.68 + 1.72 \log(PGV_{700})$$

STEP3．工学的基盤の震度I₇₀₀から地表の震度I_{地表}を算出

$$I_{地表} = I_{700} + I$$

$$= 2.68 + 1.72 \log(\text{PGV}_{700}) + I \dots\dots (\text{イ})$$

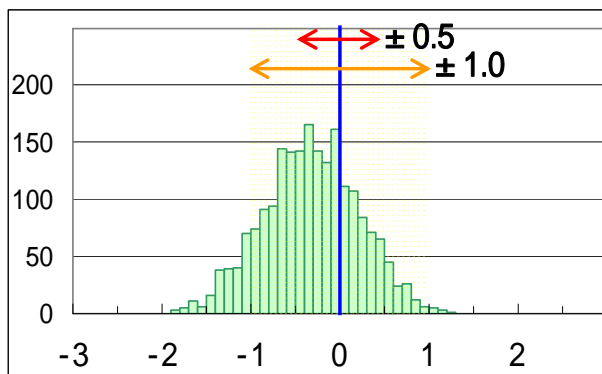
ここで、Iは、(ア)式(イ)式の比較から

$$I = 1.72 \log(\text{ARV}) \dots\dots ()$$

第1回で示した手法は、このIを、実際の震度観測値と、 I_{700} の比較により求めた。

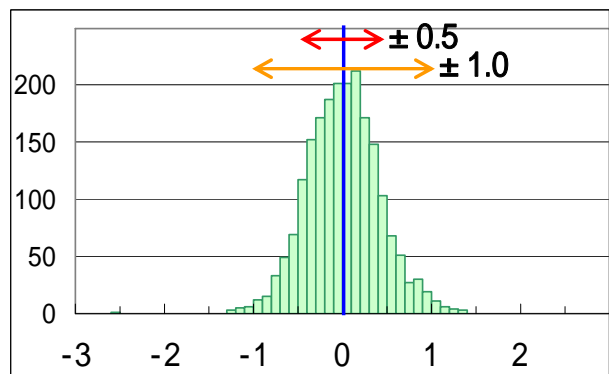
補正の効果の検討には、367箇所観測された震度4以上の2075事例を用いた(補正值の導出に用いたデータと重なる)。

(予測震度-観測震度)の分布 [現行]



平均 $\mu = -0.376$ 標準偏差 = 0.532

(予測震度-観測震度)の分布 [補正後]



平均 $\mu = -0.040$ 標準偏差 = 0.409

全体のうち、予測震度が観測震度 ± 0.5 の範囲に入る割合は、59% 83%に向上する。
また、予測震度が観測震度 ± 1.0 の範囲に入る割合は、89% 99%に向上する。

図補2 2 第1回技術部会で示した観測点補正による予測精度の改善状況

今回提示する手法はARVを用いていた観測点の特性を、実際の観測値から求めた特性に置き換えるものであるため、求めた観測点補正值には()より

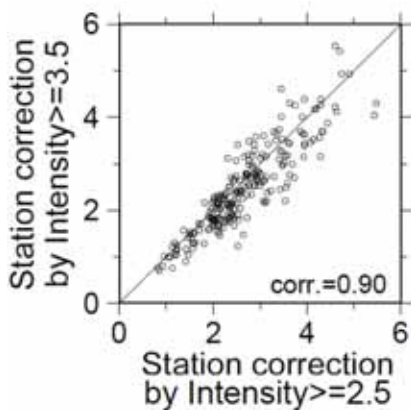
$$I_{\text{補正}} = 1.72 \log(A_{\text{補正}})$$

の関係にある。

第1回で示した手法では、震源の特性は考慮せず予測震度と観測震度の差のみ着目したが、今回提示した手法では、震源の特性を考慮して補正值を求めた。さらに、対象とするデータを増やすため、第1回では「震度4以上を5回以上観測した観測点」を対象としたが、今回提示したものでは「震源距離300km以内かつ震度3以上の観測データが5個以上の地震」を抽出した。また、観測点補正值として採用する基準は、震度観測点1地点あたり地震数3つ以上かつ標準偏差が ± 3.0 未満の条件とした。その結果、観測点補正值が得られた震度観測点は、第1回では全国の5%であったが、今回は29%となった。

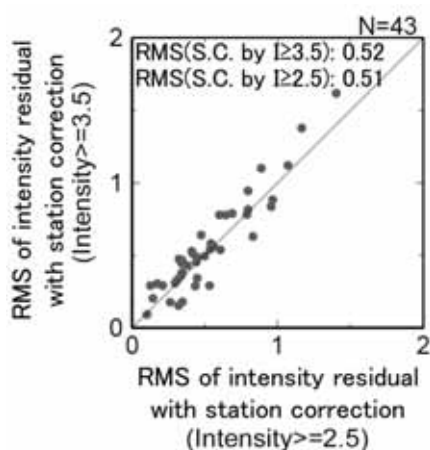
～補正值と予測誤差の違いについて～

今回の手法による観測点補正值の算出に、震度 3 以上を用いた場合（第 1 回）と震度 4 以上の場合（今回）とで、観測点補正值及び震度予測誤差にどの程度の違いが出るかをチェックした。図補 2 3 に示すように、両者の観測点補正值はほぼ同程度（相関係数 0.9）であった。

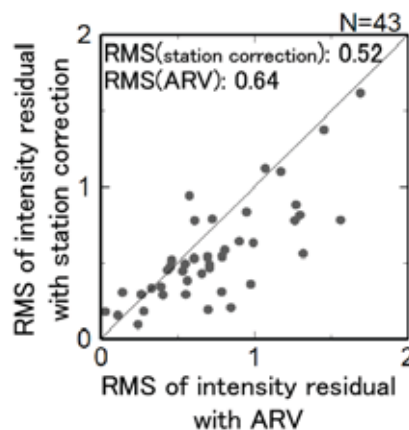


図補 2 3 震度 3 以上で算出した場合と、震度 4 以上の場合の観測点補正值の比較

震度 3 以上で算出した観測点補正值を用いた場合と、震度 4 以上の場合の震度予測誤差を比較すると（図補 2 4）、両者にほとんど差はみられなかった。また、3.1.3 節と同様に、サイト特性として ARV を適用した場合と、震度 4 以上で算出した観測点補正值を適用した場合の震度予測誤差を比較した（図補 2 5）。その結果、全体の震度予測誤差の改善度合いは RMS で 19% 減少（RMS : 0.64 → 0.52）であり、震度 3 以上の場合（図 3 - 1 - 10）と同程度であった。



図補 2 4 震度 3 以上で算出した観測点補正值を用いた場合と、震度 4 以上の場合の地震毎の震度予測誤差の比較



図補 2 5 ARV を適用した場合と、観測点補正值（震度 4 以上で算出）の場合の地震毎の震度予測誤差の比較

3.2 深い地震の震度予測精度の向上にむけて

この項の要点

- ・異常震域となるような深い地震に対する距離減衰式の補正値を用い、震度予測を行った場合の効果を検討

防災科学技術研究所の森川らにより、深い地震に対する距離減衰式の改良(補正値)が提案されている。昨年開催した第1回技術部会では、東日本地域で異常震域が現れた地震について、現行の緊急地震速報で用いられている震度予測手法との比較を行った。今回、東日本地域について、現行の緊急地震速報で用いている震度予測と、森川他(2003)と森川他(2006a)の比較を、幾つかの地震で行った。

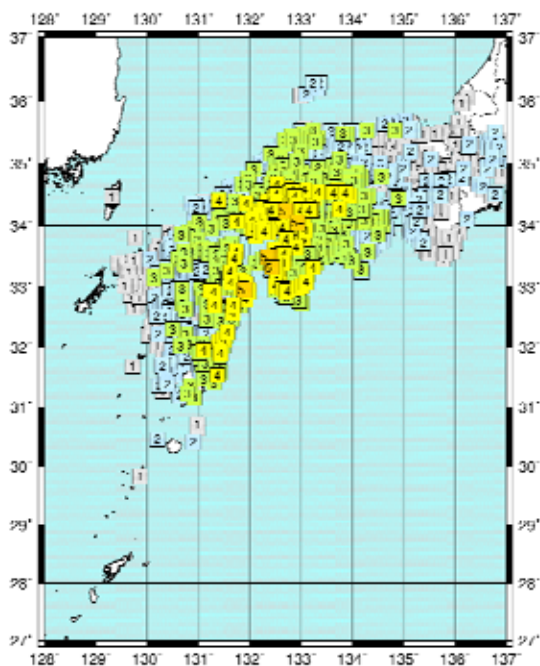
西南日本地域について、森川他(2006b)、地震調査研究推進本部地震動予測地図などで示されていることから、これらについても比較を行った。

表3-2-1 比較した手法の一覧

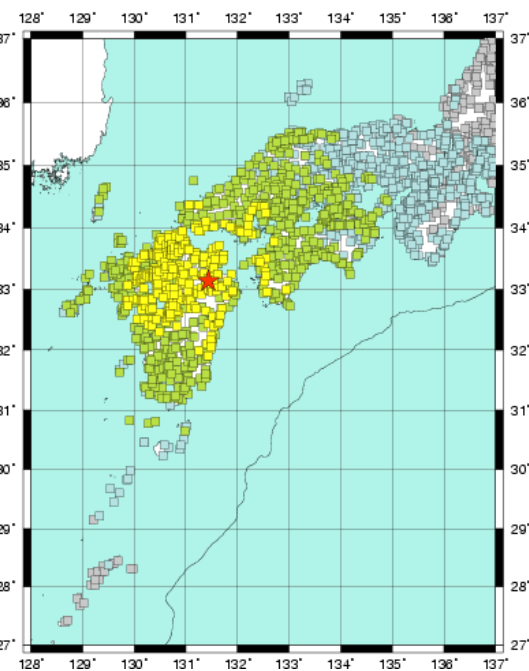
文献等	距離減衰式	東日本	西南日本
現行の緊急地震速報の震度予測 (深い地震への補正なし)	司・翠川(1999)		
森川他(2003)	司・翠川(1999)		
森川他(2006a)	Kanno et al.(2005)		
森川他(2006b),地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007)	司・翠川(1999)		

事例1 2006年6月12日 大分県西部の地震 M6.2 深さ145km（西南日本の例）

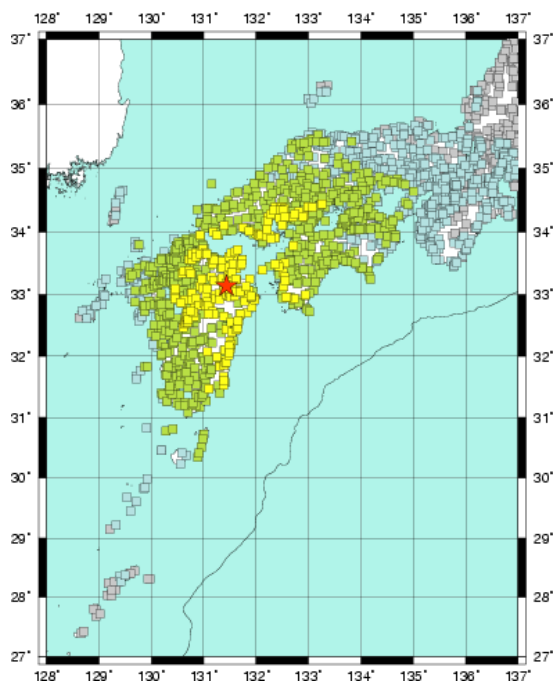
観測した震度



現行の手法による震度の予測

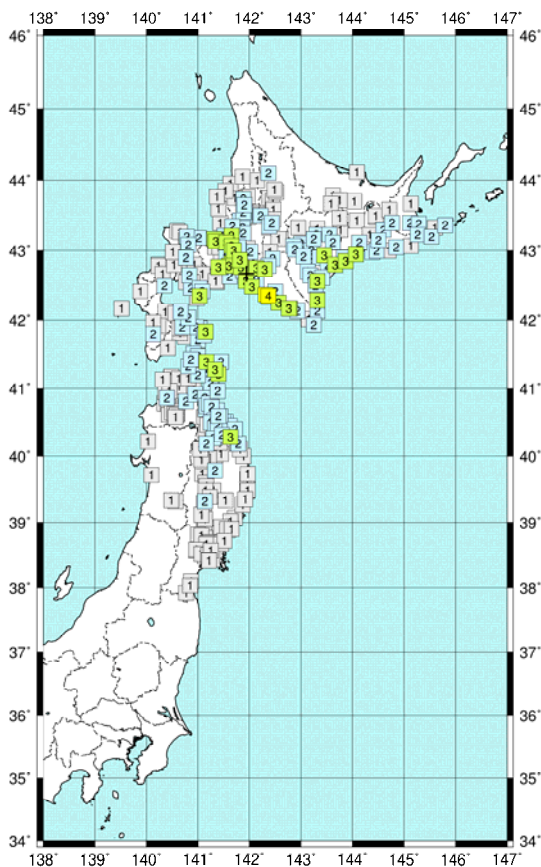


森川他(2006b)の手法による震度の予測

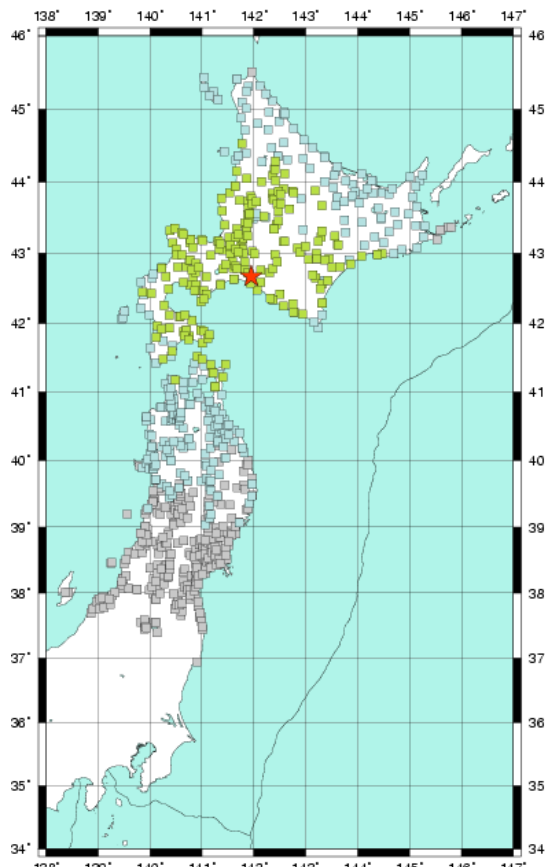


事例2 2007年4月19日 胆振支庁中東部の地震 M5.6 深さ126km

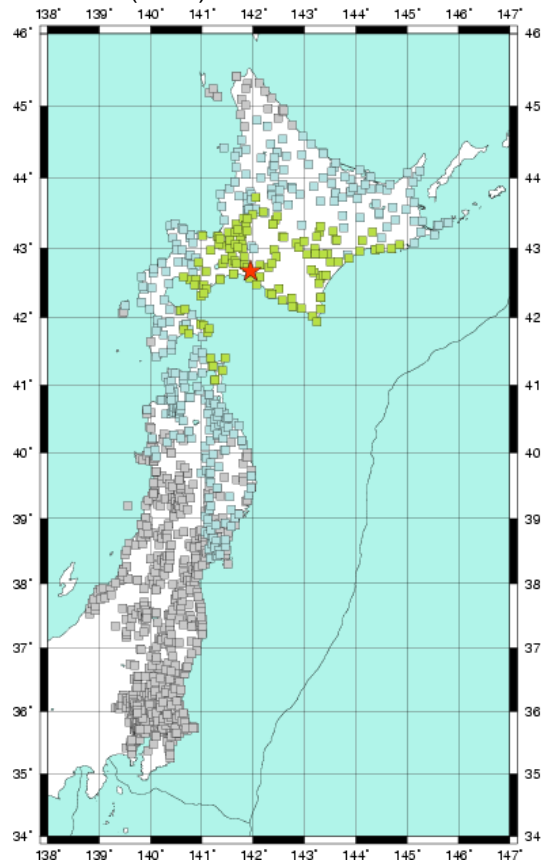
観測した震度



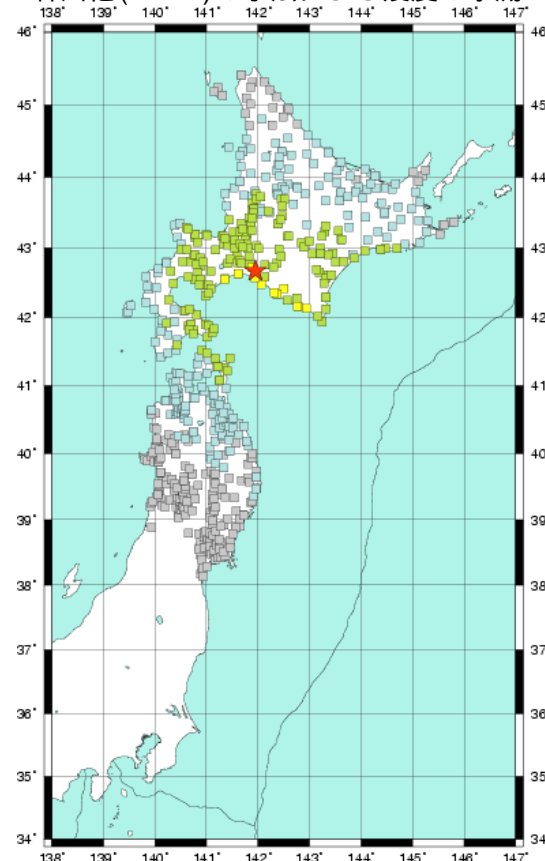
現行の手法による震度の予測



森川他(2003)の手法による震度の予測

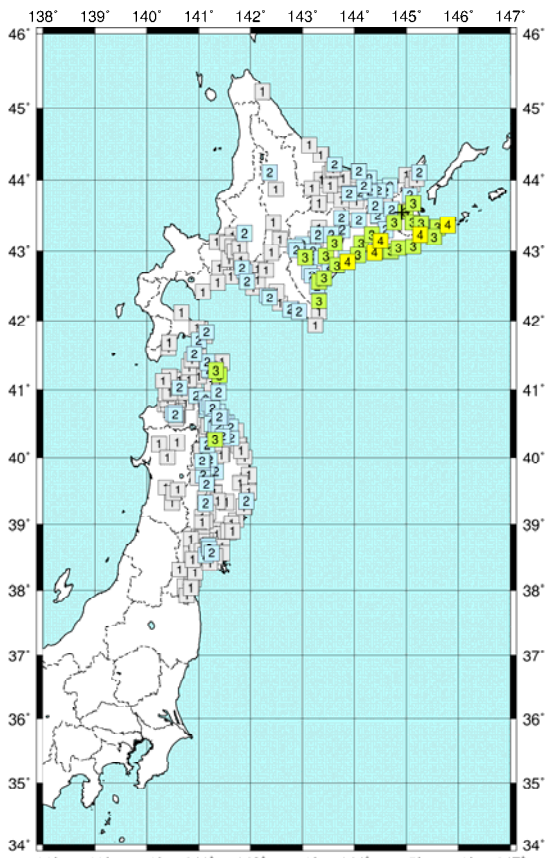


森川他(2006a)の手法による震度の予測

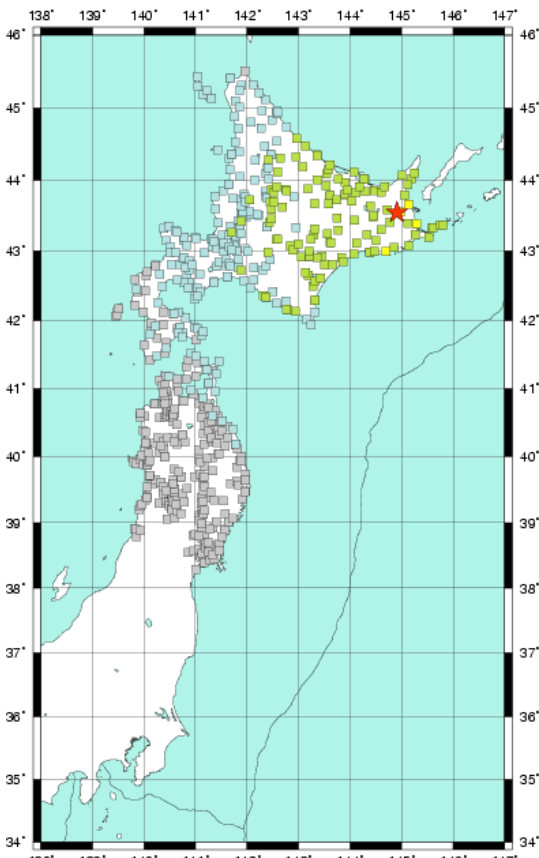


事例3 2007年7月1日 根室支庁北部の地震 M5.8 深さ132km

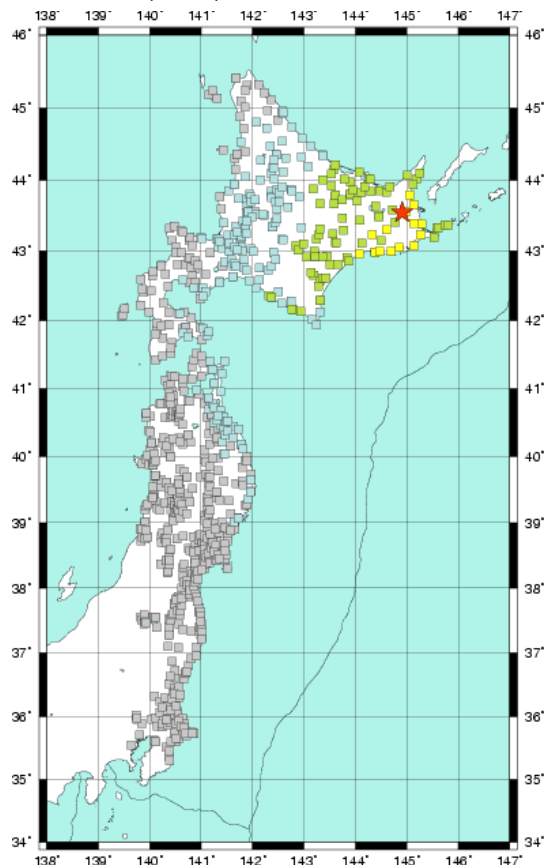
観測した震度



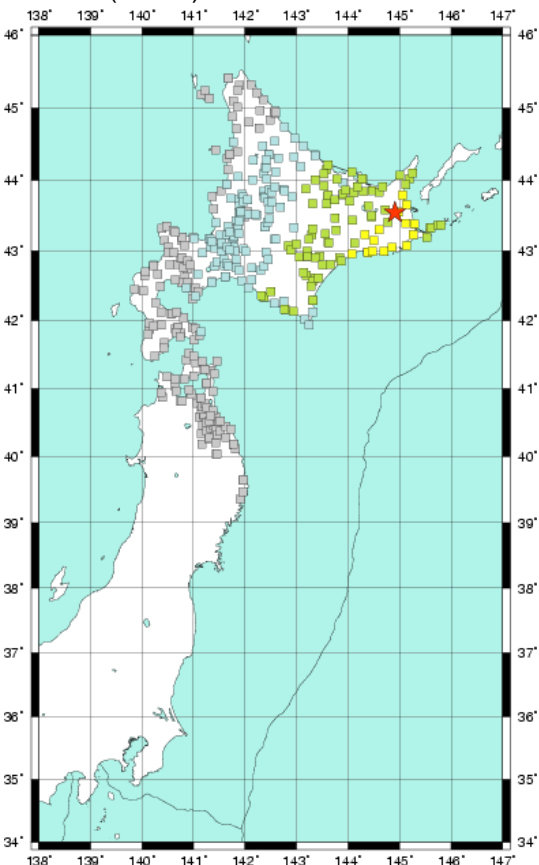
現行の手法による震度の予測



森川他(2003)の手法による震度の予測



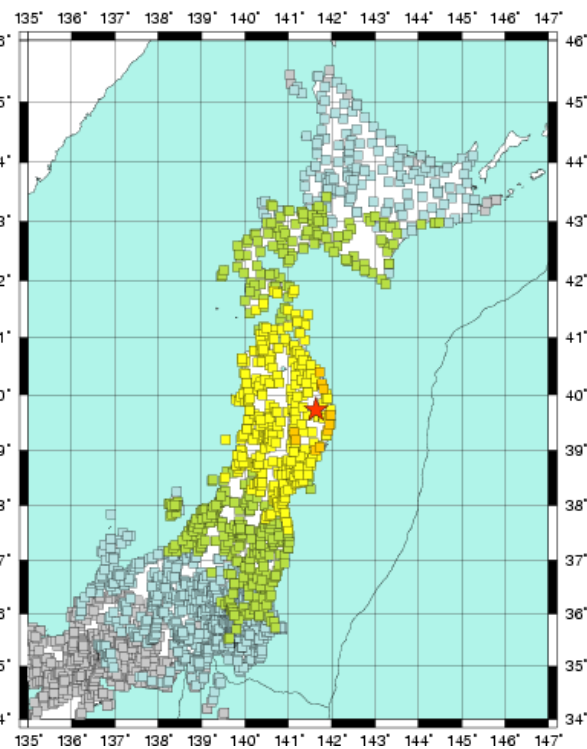
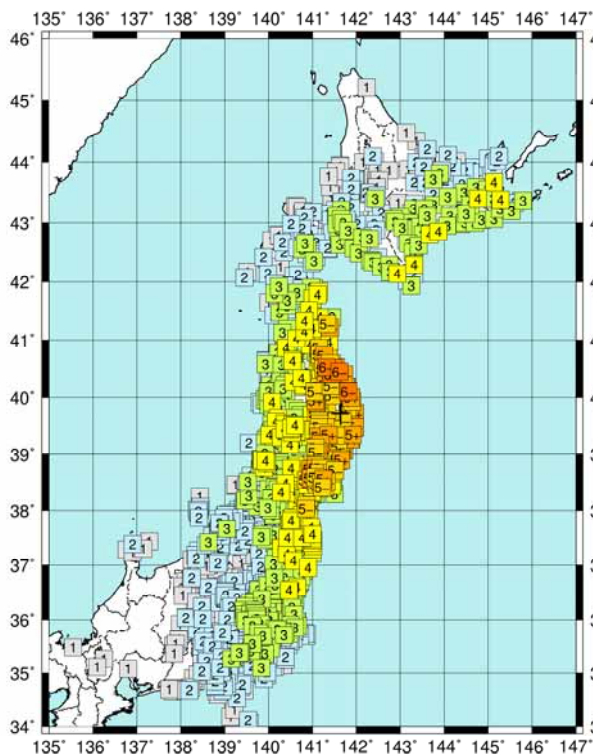
森川他(2006a)の手法による震度の予測



事例4 2008年7月24日 岩手県沿岸北部の地震 M6.8 深さ108km

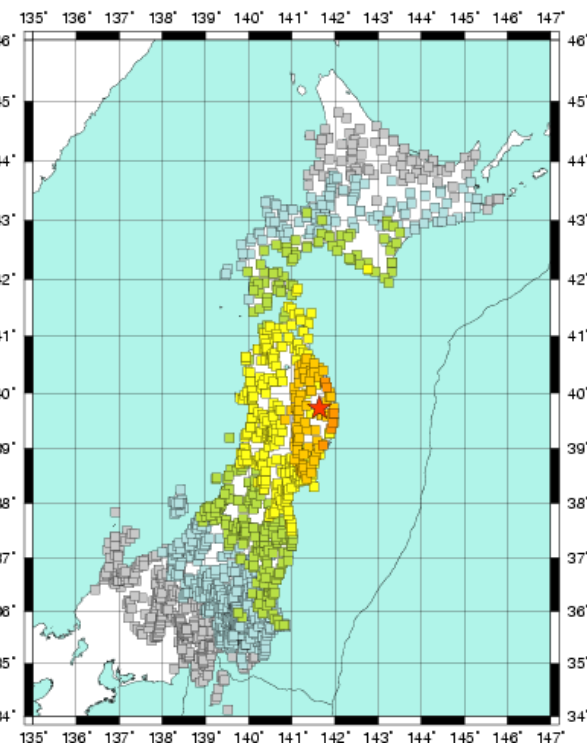
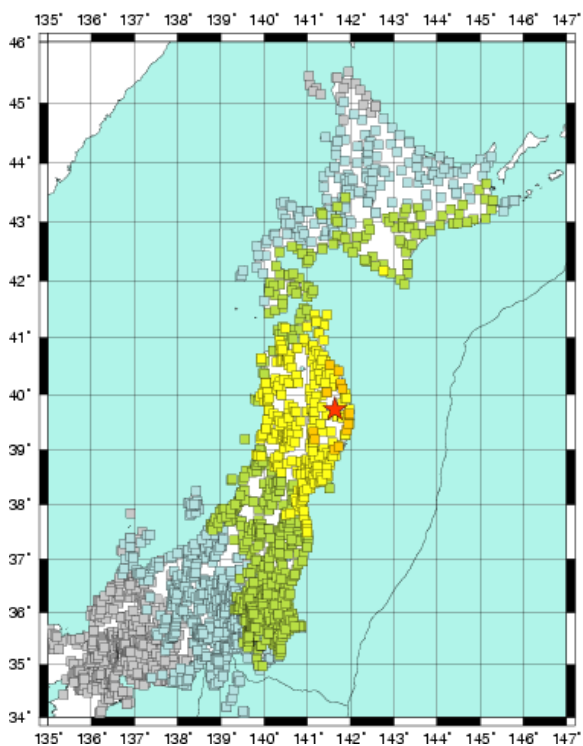
観測した震度

現行の手法による震度の予測



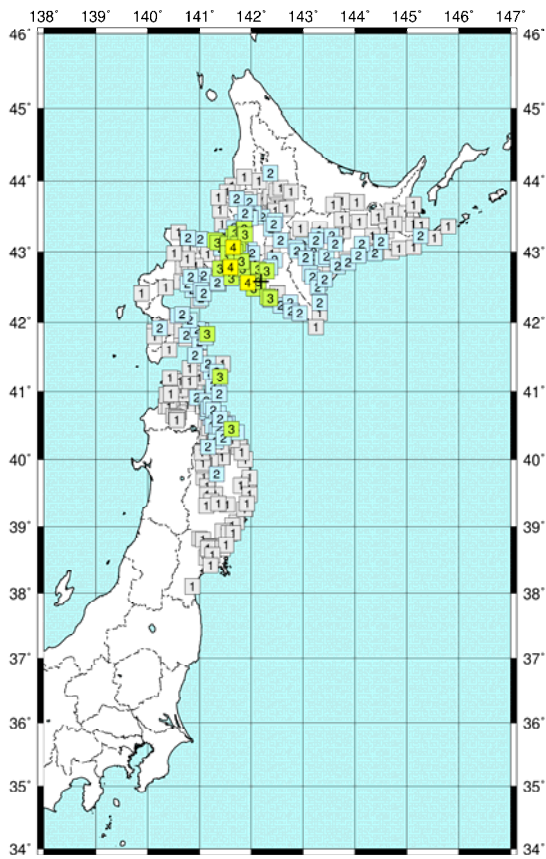
森川他(2003)の手法による震度の予測

森川他(2006a)の手法による震度の予測

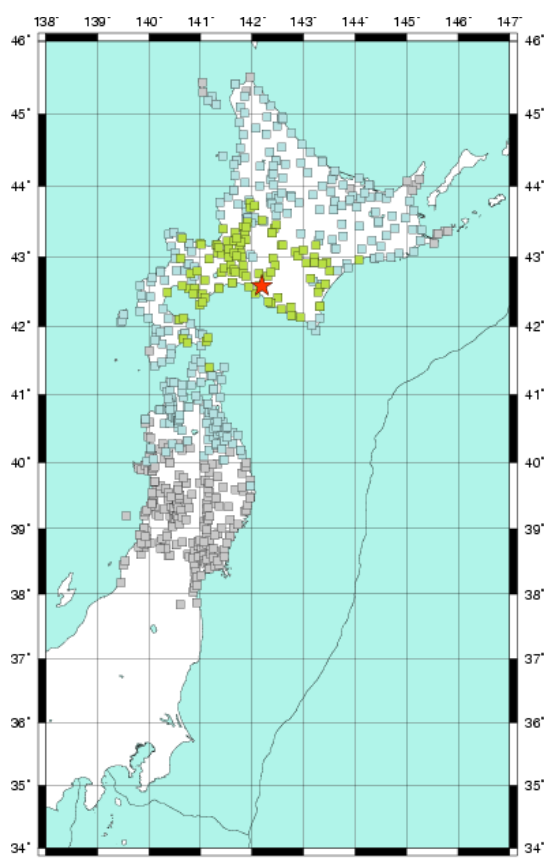


事例5 2009年2月28日 日高支庁西部 M5.3 深さ113km

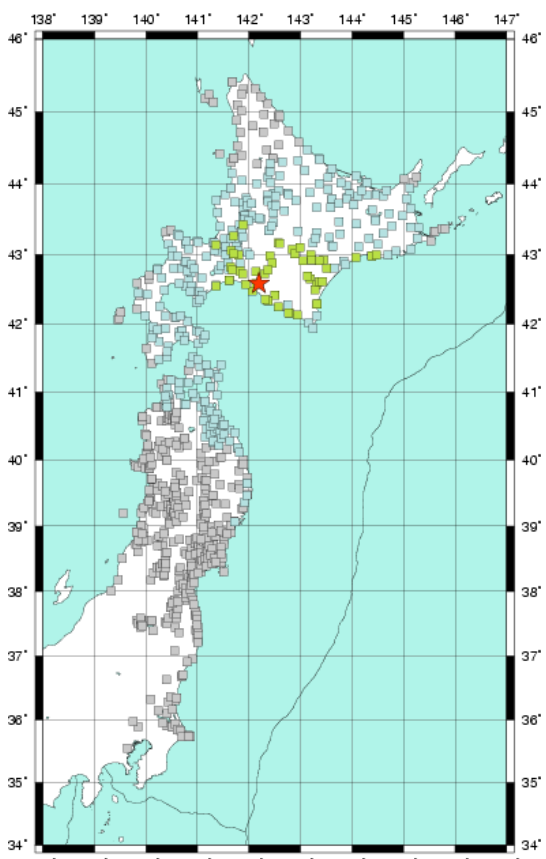
観測した震度



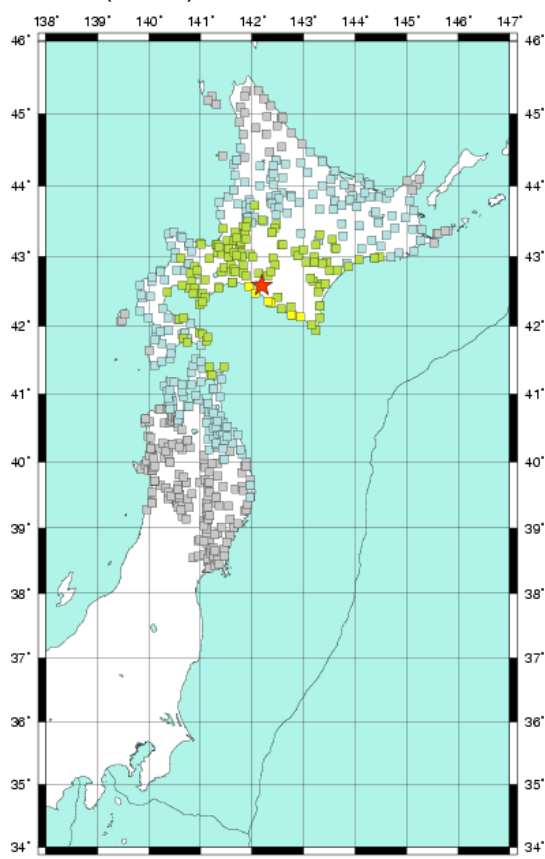
現行の手法による震度の予測



森川他(2003)の手法による震度の予測



森川他(2006a)の手法による震度の予測



補足) 森川らによる手法の概要及び適用内容

この手法は、距離減衰式を用いて異常震域を表現するために補正係数を用いるものである。補正係数は、トレンチからの距離 X_{tr} 、火山フロントからの距離 X_{vf} （単位 km、太平洋側を正、日本海側を負とする）により、表現する補正係数(A)である（図 2 - 1）。

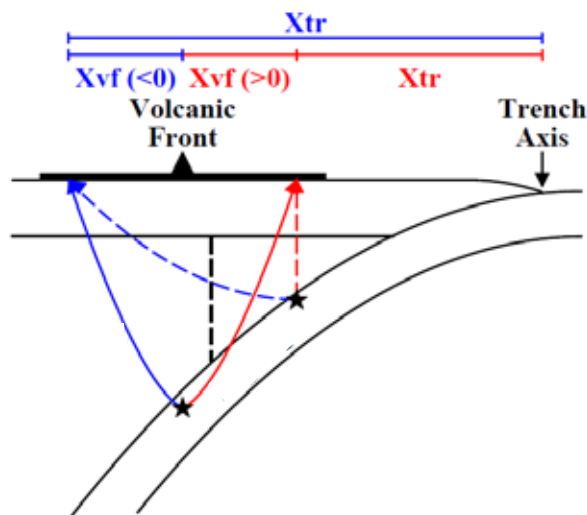


図 2 - 1 X_{tr} , X_{vf} の定義。森川(2006a)の図を一部修正

東北日本に対しては、
森川他(2003)の

$$\log A = (-8.1 \times 10^{-5} \times X_{tr} + 2.00 \times 10^{-2}) \times (D - 30)$$

を用いて補正係数 A を求め (D は震源の深さ) (変数の表記は一部改変)、司・翠川の距離減衰式に適用した場合と、

森川他(2006a)の

$$\log A = 3.79 \times 10^{-5} \times (X_{vf} + 2.11) \times (D - 30)$$

を用いて補正係数 A をもとめ、Kanno et al の距離減衰式を適用した場合を行った。

西南日本に対しては、森川他(2006b)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007)の

$$\log A = \begin{cases} 4.28 \times 10^{-5} \times X_{vf} \times (D - 30) & [X_{vf} \leq 75\text{km}] \\ 3.21 \times 10^{-3} \times (D - 30) & [X_{vf} > 75\text{km}] \end{cases}$$

を用いて補正係数 A を求めた。この補正係数を、司・翠川の距離減衰式による最大速度に掛けて、震度の予測を行った。

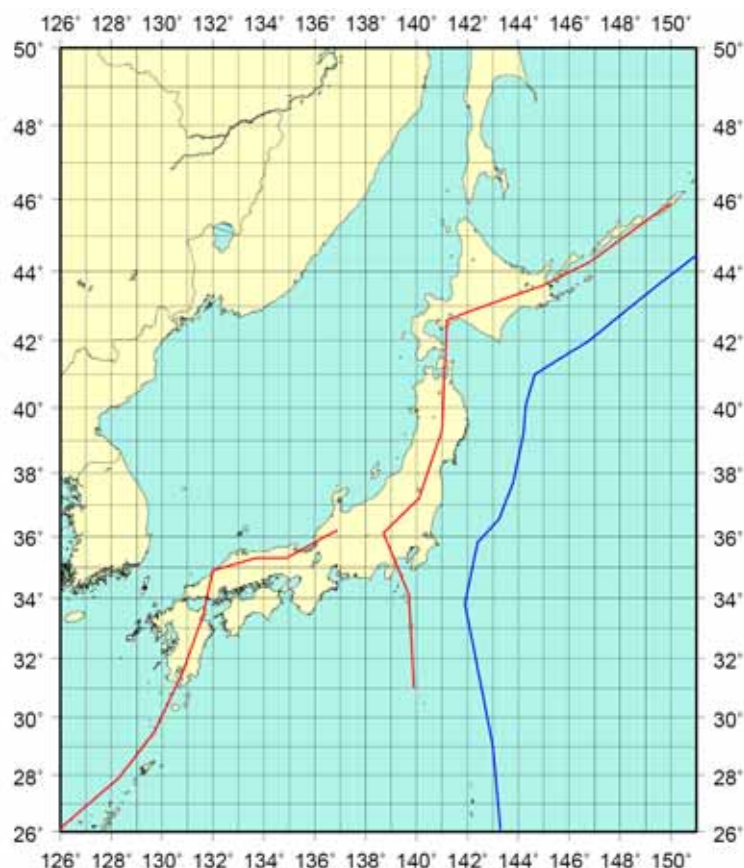


図2 - 2 計算に使用した海溝軸（青線）と火山フロント（赤線）

参考文献：

司宏俊、翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、No.523、1999年、pp.63-70.

森川信之、神野達夫、成田章、藤原広行、福島美光(2003)：東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数、日本地震工学会論文集、第3巻、第4号、14-26

森川信之、神野達夫、成田章、藤原広行、福島美光(2006a)：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、23-41

森川信之、神野達夫、成田章、藤原広行、福島美光(2006b)：西南日本の異常震域に対応するための距離減衰式補正係数、日本地震学会講演予稿集、D031

地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2007)：「全国を概観した地震動予測地図」2007年版、付録3.2006年版からの計算手法などの変更点 西南日本の異常震域に対応するための距離減衰式補正係数について、48

Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H. and Fukushima, Y.(2005): Determination of an empirical attenuation relation reflecting average characteristics of strong ground motion, Proc. International Symposium on Earthquake Engineering, Kobe