



緊急地震速報における周波数情報の配信・利用の提案

周波数応答マグニチュード

山本俊六¹⁾、堀内茂木²⁾

- 1) 正会員 (財) 鉄道総合技術研究所、主任研究員 工博
e-mail : syama@rtri.or.jp
- 2) (独) 防災科学技術研究所、研究参事 理博
e-mail : horiuchi@bosai.go.jp

要約

緊急地震速報における、対象物の揺れや被害を高い精度で推定するための震源パラメータとして“周波数応答マグニチュード”の利用を提案した。このパラメータは、地震発生時に各観測点においてリアルタイムで計算されるP波の応答スペクトルと、あらかじめ定義された距離減衰式から直接求めることができる。周波数応答マグニチュードが緊急地震速報の情報として配信されれば、受信者はこのパラメータと前述の距離減衰式を使用して、主要動による対象物の応答を即時的に推定することができる。この手法により、Hi-netで観測された12793波形を対象に、0.25、0.5、1.0、2.0、4.0、8.0Hzの固有周波数を持つ減衰定数5%の加速度応答値の推定を行った。その結果、マグニチュードを用いた従来の手法による応答(常用対数値)の平均推定誤差に比べ、この手法による推定誤差は、全相データを用いた場合に14%~22%、P波データを用いた場合に10%~18%減少することが示された。これは、周波数応答マグニチュードが、震源の持つ周波数特性を地震ごとに反映するためである。以上より緊急地震速報による精度の高い制御が求められる分野では、周波数応答マグニチュードの配信、利用が非常に有効である。

キーワード： 緊急地震速報、P波、応答スペクトル、周波数応答マグニチュード、推定誤差

1. はじめに

緊急地震速報は、地震災害の低減を目的として、P波検知直後に地震の震源、発生時刻、マグニチュードなどを即時的に求め^{1),2)}、その情報を配信するもので、2006年8月より特定利用者向け、2007年10月より一般向けに気象庁から配信が開始された³⁾。震源からやや離れた場所であれば、地震の主要動到達前にこの情報を受信できるため、受信者はこの情報を自身の安全確保やシステムの自動制御⁴⁾などに利用することにより、地震被害を低減できる可能性がある。この時、予測される揺れの強さが、減災行動や自動制御の閾値として利用されることが多いことから、揺れの強さの推定精度向上は緊急地震速報にとって極めて重要な課題と言える⁵⁾。現在、揺れの強さの推定を目的として、PGA、PGVの推定には、マグニチュードやモーメントマグニチュードをパラメータとした距離減衰式^{たとえば6)}が利用され、震度の推定には、さらにPGAあるいはPGVからの経験的な変換式^{たとえば7)}が併用されることが多い。ところが、

マグニチュードは地震動の変位振幅あるいは変位の積分により定義されるパラメータであるため、短周期成分の影響を強く受ける震度やPGAなどの推定に必ずしも最適なパラメータとは言えない。また、平均的な震源スペクトルと大きく異なる周波数特性を持つ地震では、マグニチュードに基づく震度、PGAの推定値に大きな誤差が発生する可能性がある。しかし、緊急地震速報として受信できる情報が、震源位置とマグニチュードのみである現状では、上記の問題点を克服することは困難である。

このような状況を背景に、山本 他⁸⁾は、緊急地震速報における震度推定に特化した震源パラメータとして震度マグニチュードを提案した。このパラメータは、あらかじめチューニングされた距離減衰式を用いて、観測されたP波のリアルタイム震度から直接計算することができ、断層破壊の特性によらず、対象とする地震に最適な値を、観測値から即時的に求めることができる。彼らは、防災科学技術研究所のHi-net⁹⁾データを用いた解析から、この手法は従来の震度推定手法に比べ、推定誤差を17~23%減少させ、大地震の際、断層破壊の終了を待たずに早い段階で最終的な震度推定が可能であり、このため、緊急地震速報での使用が効果的であることを示した。さらに、Yamamoto et al.¹⁰⁾は、F-net⁹⁾データを用いた検討を行い、このパラメータが大地震の断層破壊進行中に、マグニチュードよりも早い段階で最大値を示すことについて物理的解釈を試みた。

一方、設備、構造物などの揺れの強さ、応答の大きさを推定する場合、震度、PGA、PGVのみならず、卓越周波数あるいはスペクトルなどの周波数情報を併用することが有効である。たとえば、鉄道施設は固有周期の異なる多種にわたる設備、構造物から構成されている。このような場合、震度あるいはPGAのみをパラメータにして一律に被害推定するのではなく、周波数情報を併せて考慮することにより、周期特性に応じた被害予測を行うことが合理的である¹¹⁾。また、表層地盤の増幅を考える場合、地震動の周波数情報を考慮することにより、周波数に依存したより正確な増幅率を扱うことが可能となり、揺れや被害の予測精度は向上するものと考えられる。このような目的から、応答スペクトルの距離減衰式^{たとえは^{12), 13)}}が提案されているが、これらはマグニチュードあるいはモーメントマグニチュードをパラメータとして使用しており、前述したように個々の地震の持つ個性を反映させることはできない。

以上の事柄より、ここでは、震度マグニチュードの概念を拡張し、緊急地震速報での利用を前提に、応答スペクトルを推定するための周波数依存の震源パラメータ (=周波数応答マグニチュード) を提案する。また、周波数応答マグニチュードを観測データから即時的に求め、緊急地震速報のパラメータとして利用する手法を示し、このパラメータを用いて即時的に推定された応答の推定誤差が、マグニチュードを利用した従来の手法による誤差に比べ、大幅に減少することを示す。

2. 震度マグニチュードと周波数応答マグニチュード

2.1 震度マグニチュード(MI)

はじめに、Yamamoto et al.¹⁰⁾に従い、震度マグニチュード(MI)の定義を示す。震度¹⁴⁾ (I) は、フィルタを通したPGAの常用対数値の2倍に比例する値として一次近似的に求められる⁸⁾。この時、S波で最大振幅が発生すると仮定し、震源の放射特性を無視すると、震源距離 (r) における震度は次式で表すことができる。

$$I = 2 * \log_{10} [(A_0/r) * \exp(-\pi * t_s * f_s / Q_s) * C] \quad (1)$$

ここで f_s 、 t_s 、 Q_s は、それぞれS波周波数、S波走時、S波Q値を表す。Cは観測点補正值であり、観測点近傍の表層地盤などによる増幅の影響を除去するためのものである。また、 A_0 は振幅の絶対値に比例する震源係数である。次に震度マグニチュードを、 A_0 の常用対数値に比例するパラメータとして以下のように定義する。

$$MI = \log_{10}(A_0) - b \quad (2)$$

(2)式中のbは震度マグニチュードの絶対値を調整する係数を表す。(1)式、(2)式から、震度マグニチュードと震度の関係は次のように表現できる。

$$MI = I/2 + \log_{10}(r) + a*ts + b - \log_{10}(C) \quad (3)$$

(3)式中の係数aは次式のようになる。

$$a = -\ln(10)fs/Qs \quad (4)$$

(4)式で表現される係数aは、Q値による減衰の強さを表すものであり、Hi-netデータを用いた山本 他⁸⁾の解析の結果、a=0.0012となる。また(3)式中の係数bは、Hi-netデータから求められた震度マグニチュードの平均値を、気象庁マグニチュードの平均値と等しく調整した結果、b=2.73を得た⁸⁾。以上より、観測点における震度と震源距離が与えられれば、(3)式により震度マグニチュードを求めることができる。

震度マグニチュードを緊急地震速報で即時的に計算するためには、震度をP波部分から計算する必要がある。(3)式右辺第3項の性質と観測事実から予測されるように、震度とP波震度の差は震源距離により変化する。ここでは、リアルタイムP波震度 (Ip) と震度の関係を近似的に次式のように与える。

$$I = Ip + d + e*r + cor \quad (5)$$

(5)式中、d、eは係数を表す。corは観測点補正值であり、表層付近におけるP波とS波の増幅の違いを観測点ごとに補正するためのものである。山本 他⁸⁾では、係数d=1.19、係数e=-0.0010を得た。(3)式、(5)式を併せて使うことにより、リアルタイムP波震度 (観測値) と震源距離が与えられれば、即時的に震度マグニチュードを求めることができる。そして一旦、震度マグニチュードが計算されれば、求められた震度マグニチュードと(3)式を用いて、任意の震源距離における評価地点の震度を推定できる。

2.2 周波数応答マグニチュード (Mres(f))

前節で定義された震度マグニチュードを拡張することにより、周波数応答マグニチュード(Mres(f))を定義する。全相 (P波、S波、表面波などを含む) データによる応答スペクトル(Res(f))に関して、(1)式と同様の表現が可能と仮定した場合、周波数依存の幾何減衰係数g(f)を付加することにより、次式を得る。

$$\log_{10}[\text{Res}(f)] = \log_{10}[(A_0(f)/r^{**}g(r)) * \exp(-\pi * t^*f/Q(f)) * C(f)] \quad (6)$$

ここでf、t、Q(f)は、それぞれ周波数、走時、周波数依存のQ値を表す。C(f)は周波数依存の観測点補正值であり、観測点近傍の表層地盤などによる増幅の影響を除去するためのものである。また、A₀(f)は応答スペクトルの絶対値に比例する震源係数である。(2)式と同様に、周波数応答マグニチュードをA₀(f)の常用対数値に比例するパラメータと定義した場合、(3)式に対応するものとして、周波数応答マグニチュードと周波数応答の関係は次式のようになる。

$$Mres(f) = \log_{10}[\text{Res}(f)] + g(f)*\log_{10}(r) + -\ln(10)f/Q(f)*t + b(f) - \log_{10}[C(f)] \quad (7)$$

(7)式内の係数b(f)は、周波数応答マグニチュードの絶対値を定める係数である。さらにP波部分の応答値 (Res_p(f)) から全相データによる応答値 (Res(f)) を即時的に求めるため、前節の手法に習い、以下の関係式を準備する。

$$\log_{10}[\text{Res}(f)] = \log_{10}[\text{Res}_p(f)] + d(f) + e(f)*r + cor(f) \quad (8)$$

ここでd(f)、e(f)は周波数依存の係数を表す。cor(f)は周波数依存の観測点補正值であり、表層付近におけるP波とS波の増幅の違いを観測点ごとに補正するためのものである。(7)式のg(f)、Q(f)、(8)式のd(f)、e(f)、cor(f)は次章で求め、その際に(8)式の妥当性についても検討するものとする。また(7)式中の係数b(f)は物理的意味を持たず、任意の値で代用できるが、周波数応答マグニチュードと従来のマグニチュード

との絶対値の比較を容易にするための、便宜的な値を次章で決定する。これらの係数が与えられれば、P波部分の応答値と震源距離を、(7)式、(8)式に代入することにより、P波観測値から即時的に周波数応答マグニチュードを求めることができる。

3. 周波数応答マグニチュードによる応答値の推定

3.1 全相データによる周波数応答マグニチュードと応答値の推定

ここでは、前章で定義した周波数応答マグニチュードの距離減衰式、すなわち(7)式に関して、観測データを用いて各係数を決定する。取り扱う地震記録は、2002年10月から2005年1月までに、防災科学技術研究所のリアルタイム震源決定システム²⁾で自動処理された115地震 (3.5 気象庁マグニチュード

(Mjma) 8.0) におけるHi-netデータである。Mjma 3.5の条件は、緊急地震速報で配信される気象庁マグニチュードの下限を考慮して決定した (厳密にはMjma<3.5の情報が配信されることもあり得る)。これらの地震において、1) P波、S波の走時差 (S-P) が7 sec以上35sec以内であること、2) 同一観測点において5波以上の記録の存在する観測点の記録であること、3) 全データ長に渡ってセンサ振り切れない記録であること、以上3つの条件をすべて満たすP波オンセットから60secの波形、12793データを抽出した。1) は検証用にP波部分、S波部分の比較を行う場合、片方の成分のデータ長のみが相対的に短くなることを防ぐための条件である。この結果、震源距離が約50km以上、約340km以下のデータが抽出された。また2) は観測点補正値の信頼性を確保するための条件として与えた。3) に記述した振り切れの判定は汐見 他¹⁵⁾による手法を用いた。この手法はHi-netで記録された速度波形を積分し、その最大振幅が0.15cm(上下成分)あるいは0.09cm (水平成分) より小さいことを判断基準として使うものである。この値は、たとえば3Hzにおいて1.7~2.8cm/sの速度振幅に相当し、大雑把に震度3~4程度が振り切れの目安になると考えればよい。

図1に、ここで扱った全波形の気象庁マグニチュードと震源距離に関する分布を示す。全般的に、マグニチュード、震源距離について大きな偏りはない。詳細に眺めると、マグニチュードの大きな地震の絶対数が少なく、さらにその場合、近地でHi-netセンサが振り切れるケースが多いため、結果的にマグニチュードの大きな地震の近距離のデータが不足する傾向がある。ただしHi-netは、現実的にデータの即時処理が可能な唯一の全国規模の地震観測網であるため、ここでは、このデータセットを用いて検証を行う。

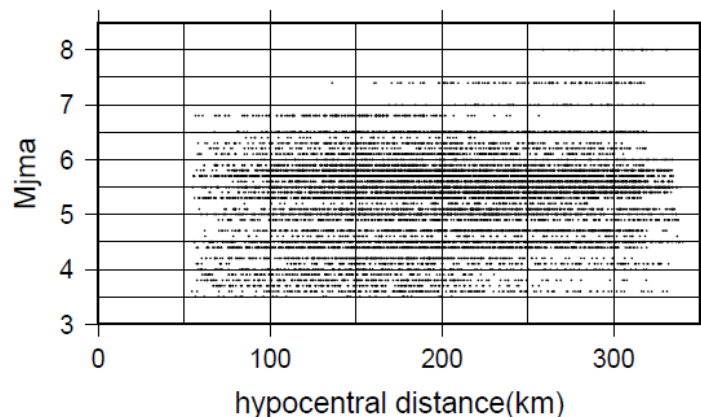


図1 本解析で使用するHi-net記録12793波形の気象庁マグニチュード、震源距離に関する分布

本研究で精度検証に際して扱う応答値は、固有周波数0.25、0.5、1.0、2.0、4.0、8.0Hz、減衰定数5%の加速度最大応答値とする。これらの選定は検証のための便宜的なものであり、実利用の際には、利用者のニーズを考慮し、再検討を行う必要がある。応答値は、Hi-netデータをデジタルフィルタによりセンサの特性補正を行った後、加速度波形に変換し、Jenningsの手法による逐次解析により水平2成分の加速度応答値を各成分独立して求め、そのベクトル合成の最大値を算出することにより求めた。このよう

にして計算した結果、上述のデータセットによる各周波数（0.25、0.5、1.0、2.0、4.0、8.0Hz）における加速度応答の最大値は、それぞれ38、38、38、52、121、223cm/s²となった。また加速度応答の下限は2*10⁻⁴～4*10⁻⁴cm/s²程度となった。

次に、地震番号を*i*、観測点番号を*j*とし、周波数応答マグニチュードから応答値を求める式として、(7)式を以下のように変形する。

$$\log_{10}[\text{Res}_{ij}(f)] = \text{Mres}_i(f) - g(f) * \log_{10}(r_{ij}) - \ln(10) f / Q(f) * t_{ij} - b(f) + \log_{10}[C_j(f)] \quad (9)$$

ここで周波数応答スペクトルから推定される応答値をRes^{cal}_{ij}(*f*)、観測波形から計算された応答値をRes^{obs}_{ij}(*f*)とすると、観測値と計算値の常用対数値の2乗平均誤差（ α ）は次式のように表現できる。なお以降、推定誤差は応答の常用対数値で扱い、 α を平均推定誤差と呼ぶ。

$$\alpha^2 = 1/N * \sum_i \sum_j [\log_{10}(\text{Res}_{ij}^{\text{obs}}) - \log_{10}(\text{Res}_{ij}^{\text{cal}})]^2 \quad (10)$$

(10)式中のNは全データ数から係数を含む未知数を引いた値である。ここでは上述したHi-netのデータセットを用いて、平均推定誤差を最小にする係数を求める。(9)式中、幾何減衰項に係る係数*g*(*f*)と*Q*による減衰項に係る係数*Q*(*f*)はトレードオフの関係にある。従ってここでは解析の安定化のため、初め(9)式に初期値*g*(*f*)を与えて平均推定誤差を最小にするMres_i(*f*)、*Q*(*f*)、C_j(*f*)を周波数ごとに求め、次に前解析で得た*Q*(*f*)の値を固定して平均推定誤差を最小にするMres_i(*f*)、*g*(*f*)、C_j(*f*)を周波数ごとに計算する手順をとった。このループを平均推定誤差が収束するまで繰り返すことにより、最終的な係数を求めた。この際、*g*(*f*)の初期値は1.0を与え、平均推定誤差の変化が0.01より小さくなった時点で収束と判断した。また、*b*(*f*)は周波数応答マグニチュードの絶対値を調整する係数であるが、*g*(*f*)、*Q*(*f*)、C_j(*f*)の係数決定に影響を与えないため、この段階では暫定的に*b*(*f*)=0と考える。

以上の解析の結果求められた各係数と計算された応答（常用対数値）の平均推定誤差を周波数ごとに表1に示す。ここで決定された*Q*(*f*)はKinoshita¹⁶⁾により求められた南関東地域の地殻内*Q*_s(*f*)とほぼ等しく、また、*g*(*f*)は周波数によらずほぼ1付近の値となった。これらの結果は、ここで扱う周波数帯の応答に影響を与える主な成分がS波であることを示唆する。また、応答の平均推定誤差は0.223～0.321の範囲であり、1 Hz、2 Hzで誤差が最も小さく、低周波数側で誤差がやや増大する傾向にある。1次近似的に、震度が1 Hz付近を中心周波数とするフィルタを通したPGA対数表示の2倍に比例する値として定義されることを考慮すると、1～2 Hzにおける推定誤差の2倍は0.446～0.450となり、山本 他⁸⁾で示されたS波データによる震度マグニチュードの推定誤差（0.438）と同程度となる。この結果から、評価する物理値は異なるものの、震度マグニチュードを拡張した周波数応答マグニチュードは、震度マグニチュードと同レベルの推定精度を持つことが分かる。図2に、震源距離に伴う応答（常用対数値）の推定誤差の分布を周波数ごとに示す。各周波数とも推定誤差のばらつきに関して、震源距離に伴う顕著な違いは認められない。

表1 本解析で決定された*g*(*f*)、*Q*(*f*)と全相データによる周波数応答マグニチュードを用いた応答値（常用対数値）の平均推定誤差

freq(Hz)	<i>g</i> (<i>f</i>)	<i>Q</i> (<i>f</i>)	応答（常用対数値）の平均推定誤差
0.25	1.01	27	0.321
0.5	0.98	68	0.265
1	0.96	144	0.225
2	0.99	236	0.223
4	1.01	349	0.238
8	1.05	588	0.248

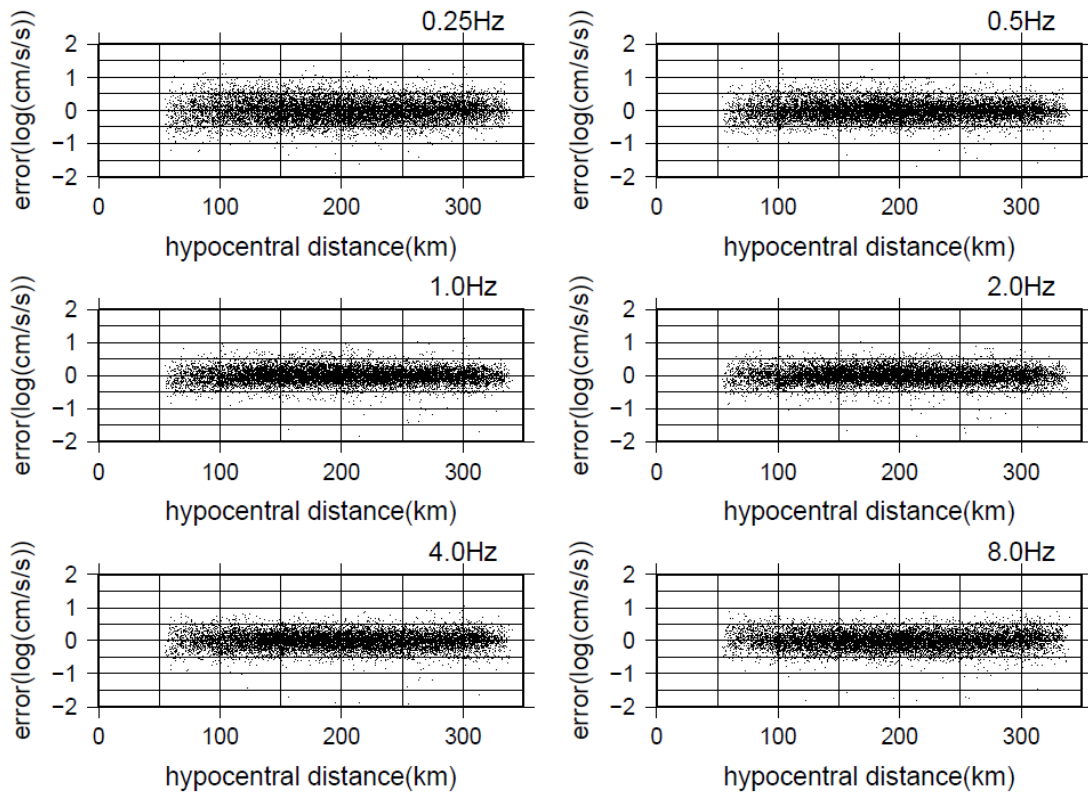


図2 周波数応答マグニチュードによって推定された応答（常用対数値）の誤差

さらに、気象庁マグニチュードと絶対値の比較を容易にするため、上記の解析で求められた周波数応答マグニチュードの平均値が、気象庁マグニチュードの平均値と等しくなるように、周波数ごとに係数 $b(f)$ を計算した。その結果を表2に示す。 $b(f)$ の絶対値は物理的に意味のあるものではないが、以降、周波数応答マグニチュードの絶対値を表現する際には、表2の値を用いるものとする。

以上の係数を用いて求められた各地震の周波数応答マグニチュードを、対応する気象庁マグニチュードと比較したものを図3に示す。図3より、気象庁マグニチュードがほぼ等しい地震であっても、周波数応答マグニチュードが絶対値で1程度の範囲内ではばらつくこと、そのばらつきの性状も個々の地震や周波数により異なることなどが認められる。このばらつきは地震ごとの周波数特性の違いを表し、この違いが存在する故、気象庁マグニチュードを利用した経験式による応答推定法では、推定誤差をある程度以上低減できないことになる。周波数応答マグニチュードは、ここに示したような震源の特性の違いに起因する推定誤差を大きく低減することができる。

表2 本解析で決定された周波数応答マグニチュードの絶対値を調整する係数 $b(f)$

freq(Hz)	$b(f)$
0.25	3.14
0.5	3.13
1.0	2.95
2.0	2.60
4.0	2.28
8.0	2.06

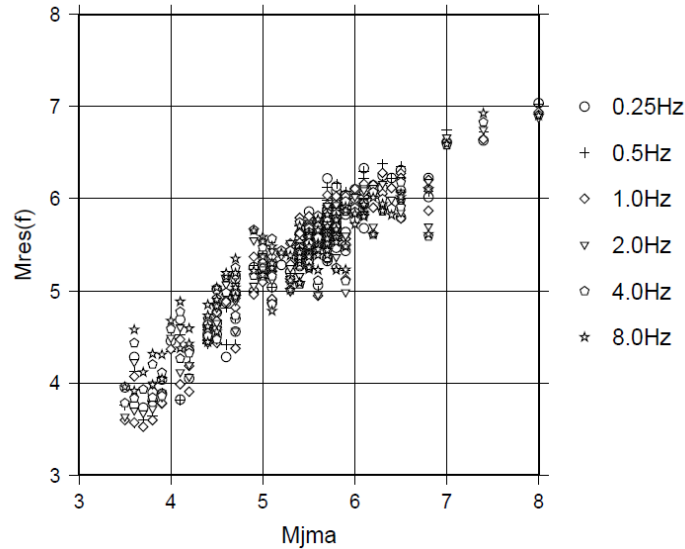


図3 全相データによる周波数応答マグニチュードと気象庁マグニチュードの比較

3.2 P波による周波数応答マグニチュードと応答値の推定

緊急地震速報での利用を考えた場合、各観測点で地震動の全相データの到着を待つ時間的余裕はなく、P波データから全相データによる周波数応答マグニチュードを推定する必要がある。既に前節で、全相データによる周波数応答マグニチュードの推定式、すなわち(7)式の各係数を求めているため、ここでは、P波データによる加速度応答値と全相データによる加速度応答値との関係式、すなわち(8)式を決定する。(8)式を(7)式に代入することにより、P波データから周波数応答マグニチュードを求めることができる。

前節のデータを使用し、P波オンセットから7sec以上のP波データを用いて計算された加速度応答値と、全相60secのデータから求めた加速度応答値の関係を図4に示した。図4の縦軸は、全相データによる応答の常用対数値からP波による応答の常用対数値を引いた値である。図より、全相データによる応答値とP波による応答値の差分は大きくばらつくことが分かる。これは、放射特性、伝播経路、さらには観測点周辺での増幅特性などの影響によるものと考えられる。また図より、差分の絶対値は震源距離に伴い減少する傾向があることが確認できる。この関係を(8)式でフィッティングし、周波数ごとに係数 $d(f)$ 、 $e(f)$ および観測点補正値 $cor_f(f)$ を求めた。このうち、 $d(f)$ 、 $e(f)$ に関する結果を表3に示す。周波数の変化に伴う図4の形状あるいは表3の係数 $e(f)$ の変化より、震源距離に伴う負の傾きは低周波数側でより増加することが分かる。以下、この点に関して考察する。

全相データ（主にS波）による応答とP波データによる応答が、どちらも実体波の振幅により決定されると仮定した場合、両者の応答の差分の震源距離に伴う変化()は、(9)式の右辺第3項の違いから、以下のように表現できる。

$$= - \ln(10) * f^{*} [ts/Qs(f) - tp/Qp(f)] - \ln(10) * f^{*} [1/Vs/Qs(f) - 1/Vp/Qp(f)] * r \quad (11)$$

ここで ts 、 tp 、 Vs 、 Vp は、それぞれS波走時、P波走時、S波速度、P波速度を表す。 r は近似的に震源距離に関する一次関数になり、これが全相とP波の応答値（常用対数値）の関係を(8)式で近似した理論的な背景となっている。一般に地殻内で、 $Vp/Vs \approx 3^{1/2}$ 、 $Qp/Qs > 1$ の関係が観測的に示されており、また $Qs \propto f^n$ であること¹⁷⁾を考慮すると、(11)式は次式のように変形できる。

$$e(f) = \ln(r) - f^{(1-n)} \quad (12)$$

(12)式より、 $e(f)$ が負の傾きを持つことが分かる。ここで日本周辺での n が $0.6 \sim 0.8$ ^{16), 17)}であることから、

高周波域に比べて低周波域で負の傾きが小さくなることが予想されるが、これは本解析で求められた結果と異なる。一方、一般に高周波数成分はP波立ち上がり付近の短時間に集中するのに対して、低周波数成分は時間的になだらかに分布する傾向が強く、この成分を評価するためには十分なデータ長が必要と思われる。ところが、この解析で用いられるP波のデータ長は十分長いとは言えず、P波の低周波数成分が過小評価されている可能性がある。このことが $e(f)$ の傾きに大きな影響を与えていると予想され、ここで求めた(8)式の係数は、結果的に上記の効果も含めたものであると考えられる。

次に、前段で求められたP波と全相データの応答値の関係式、すなわち(8)式と、(7)式を利用して、P波データから直接、周波数応答マグニチュードを計算した。P波から求めた周波数応答マグニチュード($M_{res_p}(f)$)と全相データから求めた周波数応答マグニチュード($M_{res}(f)$)との関係を図5に示す。図5の各グラフ内に記述された数字は、 $M_{res_p}(f)$ と $M_{res}(f)$ の相関係数を示す。計算された相関係数は0.990~0.992であり、両者は非常に高い相関関係にあることが分かる。これより、P波データから推定した周波数応答マグニチュードは、全相データからの計算値である周波数応答マグニチュードとほぼ等しい値となることが示された。

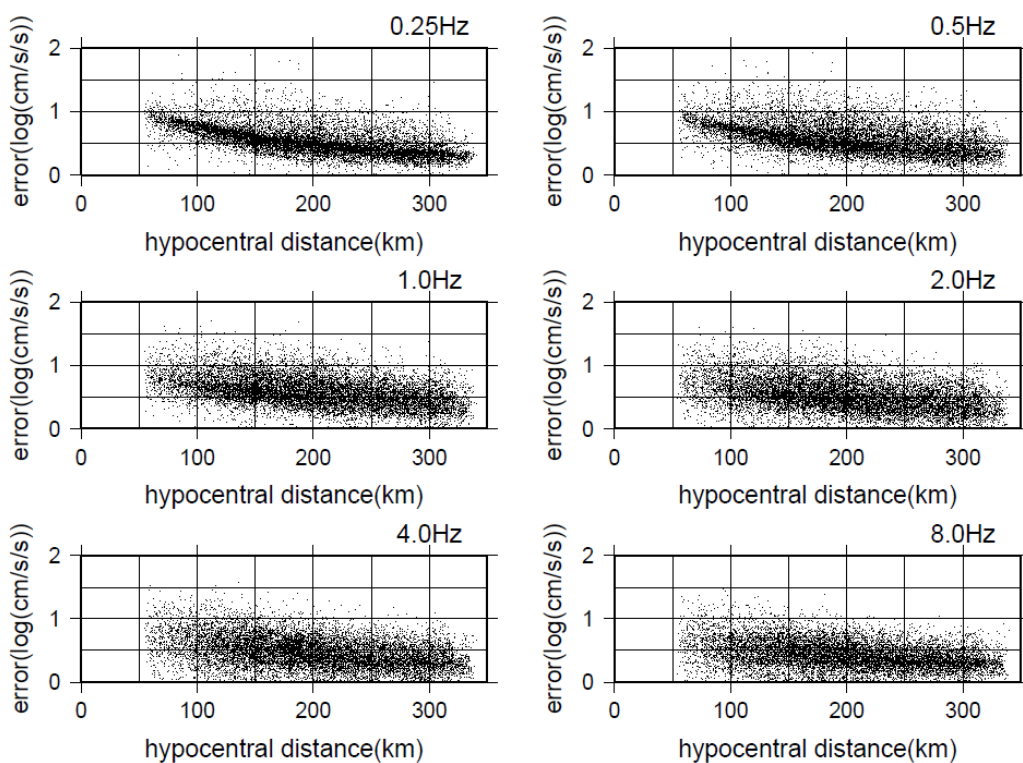


図4 全相データによる加速度応答値（常用対数値）とP波による加速度応答値（常用対数値）の差

表3 本解析で決定された $d(f)$ 、 $e(f)$

freq(Hz)	$d(f)$	$e(f)$
0.25	0.917	-0.0019
0.5	0.900	-0.0016
1.0	0.890	-0.0015
2.0	0.804	-0.0014
4.0	0.750	-0.0014
8.0	0.650	-0.0011

さらに、 $M_{res_p}(f)$ による推定応答（常用対数値）と観測データより計算された応答（常用対数値）の比較から、 $M_{res_p}(f)$ による応答の平均推定誤差を求めた。その結果を、表4に示す。誤差の範囲は0.237～0.333であり、 $M_{res}(f)$ を使用した平均推定誤差に対して絶対値で0.010～0.015の増加を示すが、その増加量はごくわずかである。この結果より、P波データによる周波数応答マグニチュードを用いた推定応答値は、全相データによる周波数応答マグニチュードを用いた計算結果とほぼ同程度の精度を示すことが分かる。

即時システム運用の際、地震発生時に観測データは逐次更新される。これを緊急地震速報に反映し、常に精度の高い推定を行うためには、P波検知以降データが更新されるたびに $M_{res_p}(f)$ を計算し、配信すればよい。また、逐次 $M_{res_p}(f)$ の再計算を行うことにより、破壊継続時間の長い大地震時でも経過時間に伴い地震の成長に対応することが可能となる。

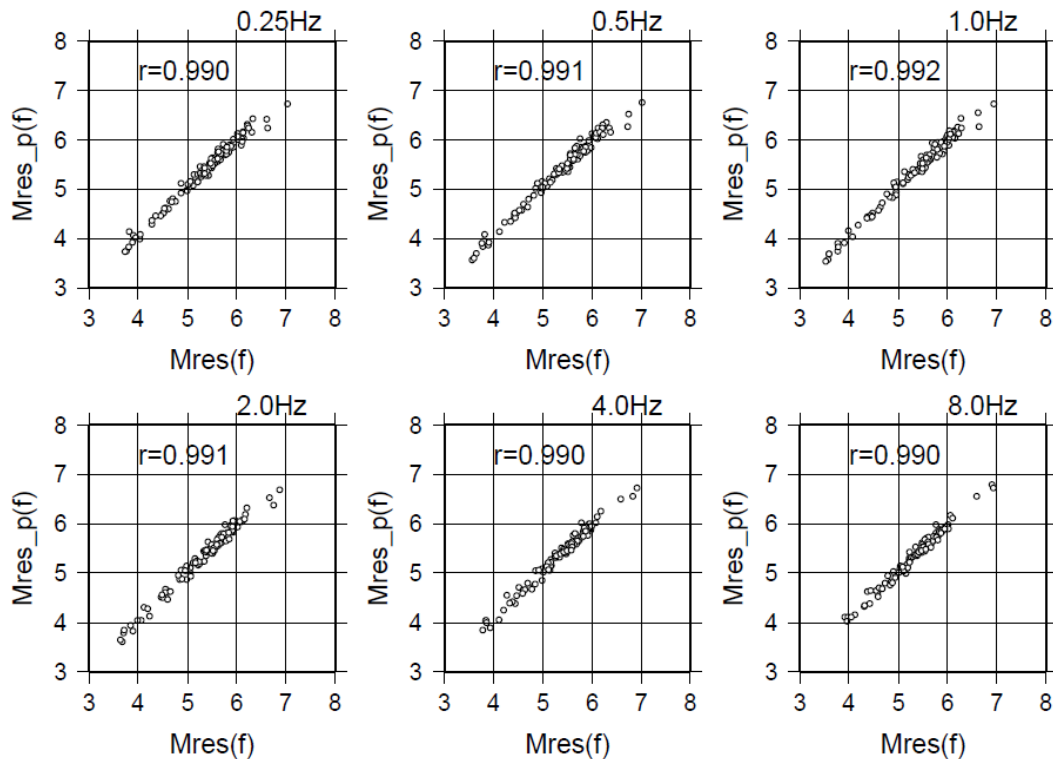


図5 P波による周波数応答マグニチュード($M_{res_p}(f)$)と全相データによる周波数応答マグニチュード($M_{res}(f)$)との関係

表4 P波による周波数応答マグニチュード($M_{res_p}(f)$)から計算された応答（常用対数値）の平均推定誤差と、全相データによる周波数応答マグニチュード($M_{res}(f)$)から計算された応答（常用対数値）の平均推定誤差との比較

freq(Hz)	$M_{res_p}(f)$ による応答（常用対数値）の平均推定誤差	$M_{res_p}(f)$ と $M_{res}(f)$ による平均推定誤差の差
0.25	0.333	0.012
0.5	0.280	0.015
1.0	0.239	0.014
2.0	0.237	0.014
4.0	0.249	0.011
8.0	0.257	0.010

4. 議論

4.1 周波数応答マグニチュードによる推定精度の検証

ここでは、本手法による加速度応答値の推定精度と、気象庁マグニチュードを用いた手法による加速度応答値の推定精度の比較を行う。気象庁マグニチュード(Mjma)による距離減衰式を、(9)式を参考に次式のように定義する。

$$\log_{10}[\text{Res}_{ij}(f)] = a^{jma}(f) * M_{jma_i} - g^{jma}(f) * \log_{10}(r_{ij}) - \ln(10) f / Q^{jma}(f) * t_{ij} + \log_{10}[C^{jma}_j(f)] \quad (13)$$

ここで、Hi-netのデータセットを用いて、前章と同様の手法で、(13)式の $a^{jma}(f)$ 、 $g^{jma}(f)$ 、 $Q^{jma}(f)$ 、 $C^{jma}_j(f)$ を求める。

表5に、求められた各係数と各周波数における加速度応答（常用対数値）の平均推定誤差を示す。1 Hz～2 Hzで誤差が最小となり、低周波数側で誤差が大きくなる傾向は、前章で示した周波数応答マグニチュードによる結果と同様である。また、1 Hz、2 Hzにおける気象庁マグニチュードによる平均推定誤差（0.280～0.284）の2倍の値（0.560～0.568）は、山本 他⁸⁾による気象庁マグニチュードによる震度の推定誤差（0.560）とほぼ等しく、両者の解析の整合性が示される。

図6に、気象庁マグニチュードによる平均推定誤差を、P波の周波数応答マグニチュード（ $M_{res_p}(f)$ ）また全相データの周波数応答マグニチュード（ $M_{res}(f)$ ）による平均推定誤差と比較したものを示す。この比較より、周波数応答マグニチュードを用いた平均推定誤差は、気象庁マグニチュードを用いた平均推定誤差に比べ、いずれの周波数帯においても大幅に減少していることが分かる。誤差低減の割合は、 $M_{res}(f)$ の場合、14%～22%、 $M_{res_p}(f)$ の場合、10%～18%である。ここで用いた $M_{res_p}(f)$ が、P波部分のみを用いて求められたものであることを考えると、 $M_{res_p}(f)$ は即時的な応答値推定のための震源パラメータとして非常に有効なものであることが分かる。

4.2 周波数応答マグニチュードの課題

(1) 長周期帯域の精度

図6から確認できるように、いずれの手法においても低周波域（長周期帯域）における平均推定誤差が、それより高い周波数における誤差に比べ増加する傾向がある。その原因として、1）これらの帯域が、やや広域な地下構造、やや深い地下構造など、単純な観測点補正值だけでは評価できない構造の影響を強く受けていること、2）低周波域で感度が低下するHi-netセンサの特性により、低周波域のデータ精度が低下していること¹⁸⁾、3）3.2で考察したように、近地で観測されたデータ長の短いデータでは長周期成分を正確に評価できていない可能性があること、が考えられる。気象庁マグニチュードを利用した推定でも低周波域での誤差が増加することから、特に1）あるいは2）が誤差の増大に大きく影響している可能性がある。

表5 気象庁マグニチュードを用いた距離減衰式で使用される各係数とこれを用いて推定された応答（常用対数値）の平均推定誤差

freq(Hz)	$a^{jma}(f)$	$g^{jma}(f)$	$Q^{jma}(f)$	M_{jma} による応答（常用対数値）の平均推定誤差
0.25	0.76	0.97	32	0.371
0.5	0.83	0.93	78	0.317
1.0	0.82	0.93	165	0.280
2.0	0.76	0.93	243	0.284
4.0	0.67	0.94	345	0.303
8.0	0.63	0.96	574	0.308

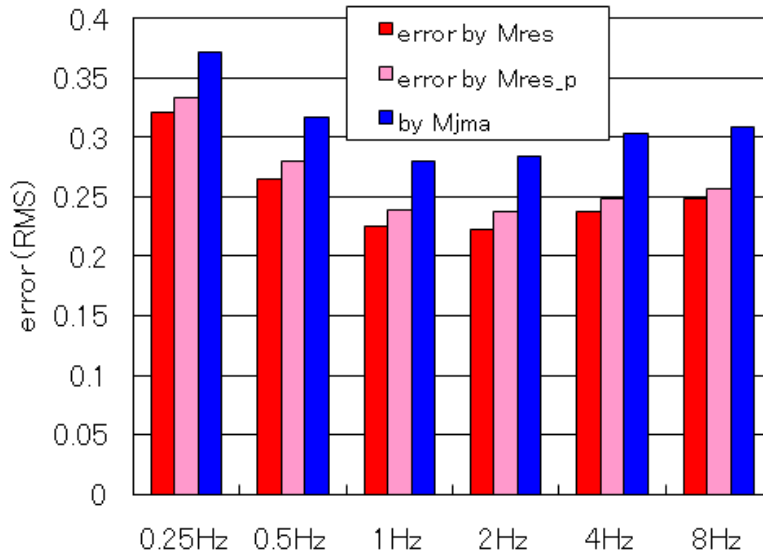


図6 全相データによる周波数応答マグニチュード($M_{res}(f)$)、P波による周波数応答マグニチュード ($M_{res_p}(f)$)、および気象庁マグニチュードから計算された応答 (常用対数値) の平均推定誤差の比較

1) への対策として、十分なデータの蓄積がある地域においては、震源と評価点の位置関係に基づく補正係数を導入することも考えられるが、多くの地域では現実的な方法とは言えない。このような場合、 $M_{res_p}(f)$ に加え、評価点近傍の観測データをリアルタイムに利用して、推定値にさらに補正をかける手法が現実的と考える。ただし、評価点近傍までP波 (あるいは主要動) が到達している必要があり、必然的に警報としての余裕時間は短くなる問題がある。次に2) への対策として、低周波域まで精度よく記録できるセンサ (たとえばK-NETやKiK-net⁹⁾ のセンサ) のデータを即時的に併用することが考えられる。これらのデータの利用はHi-netで問題となる振り切れ対策としても有効であり、このような利用法も一部考慮に入れ、現在KiK-net用地震計の更新が行われている¹⁹⁾。3) については即時システムの本質的問題ともいえるが、時間に若干余裕のある場合、次の(2)で述べる手法で改善できる可能性がある。

(2) P波データとS波データの併用

ここでは、即時的な周波数応答マグニチュードの推定にP波データのみを用いたが、震源に近い観測点では、P波直後からS波も観測され始める。S波による周波数応答マグニチュードの推定は、原理的により精度が高くなるため、P波のみが到達している観測点では、P波データから周波数応答マグニチュードを求め、S波が到達した観測点ではS波データから周波数応答マグニチュードを求めることにより、これらのデータを統合して扱い精度の高いマグニチュードを求めることが可能と考える。特に破壊継続時間の長い巨大地震の際は、この手法が有効と思われる。

(3) 観測点補正值 $C(f)$ と $cor(f)$

周波数応答マグニチュードを計算するための観測点 (本研究ではHi-net観測点) では、P波から周波数応答マグニチュードを精度良く求めるため、(7)式の $C(f)$ と(8)式の $cor(f)$ の2つの観測点補正值を準備する必要がある。このためには、過去データの解析から対象観測点における観測点補正值を経験的に求めるのが最良の方法と考えられ、本研究ではこの方法により各観測点の観測点補正值を求めた。また、Hi-netセンサは平均深度213m (平均 $V_s=1600\text{m/s}$ 程度：以降Hi-net基盤と呼ぶ) に設置されており、地表付近に比べ観測点ごとの増幅のばらつきがもともと小さいことが予想される。以上の事柄より、ここではより精度の高い周波数応答マグニチュードの計算が可能になったと考える。

一方、周波数応答マグニチュードの受信者は(7)式あるいはこれを変形した(9)式を用いて、周波数応答マグニチュードから応答値を直接推定するため、観測点補正值として $C(f)$ のみが必要となる。この時、

多くの受信者は地表面における周波数応答値を求めることを目的としているため、そこで使用する $C(f)$ はHi-net基盤上で定義された $C(f)$ (すなわちHi-net基盤上で $C(f)$ の平均値が1.0となるように定義されたもの)とは異なり、Hi-net基盤から地表面までの増幅の効果を含むものとなる。この際、 $C(f)$ を求めるためには、前段で述べたように評価点地表面で地震動の観測を行い経験的な値を算出することが理想であるが、これが困難な場合、Hi-net基盤から地表面までの速度モデルを仮定し、これより周波数ごとの理論的な増幅率を求め、 $C(f)$ として利用することが適切と考えられる。ただし、使用する $C(f)$ の精度は周波数応答の推定精度に大きく影響するため、今後、利用可能な速度モデルの整備や受信者サイトにおける簡便で精度の高い $C(f)$ の算出法の提案を行う必要がある。

5. 結論

緊急地震速報において、対象物の地震応答値を高い精度で即時的に推定するための震源パラメータとして周波数応答マグニチュード($M_{res}(f)$)を提案した。このパラメータは、あらかじめ定義された距離減衰式を用いて、地震発生時に各観測点においてリアルタイムで計算されるP波の応答スペクトルから、直接求めることができる。周波数応答マグニチュードは、震源の持つ周波数特性を反映することができるため、このパラメータを用いることにより、マグニチュードを使った従来の手法に比べ、精度の高い応答値の推定が可能となる。本研究では検証のため、Hi-netで観測された115地震を対象に、0.25、0.5、1.0、2.0、4.0、8.0Hzの固有周波数を持つ減衰定数5%の最大加速度応答値(12793データ)の推定を行った。その結果、気象庁マグニチュードを用いた従来の手法による加速度応答(常用対数値)の平均推定誤差に比べ、本手法による推定誤差は、全相データを用いた場合に14%~22%、P波データを用いた場合に10%~18%減少することが示された。以上より、緊急地震速報による精度の高い制御が求められる分野では、周波数応答マグニチュードの配信、利用が非常に有効である。さらに推定精度を高めるため、このパラメータと実測データとの併用、他の地震観測網データの利用、P波データとS波データを同時に使用した解析、受信者サイトの観測点補正值を求めるための表層付近の速度モデルの整備などが考えられる。

謝辞

本論の作成に当たって、防災科学技術研究所 中村洋光博士、呉 長江博士、Paul Rydelek博士との議論は大変有益でした。鉄道総合技術研究所 木谷日出男博士、芦谷公稔博士、佐藤新二氏、是永将宏氏、愛知工業大学 入倉孝次郎客員教授、清水建設 福島美光博士からは各種貴重なご助言を頂きました。Institute of Geological and Nuclear ScienceのJohn X. Zhao博士からは的確なご意見および応答スペクトル計算ルーチンのご提供を頂きました。匿名の査読者のコメントは本論文の改善に大変役立ちました。また、この研究の解析には防災科学技術研究所のHi-netデータを使用しました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 1) Odaka, T., Ashiya, K., Tsukada, S., Sato, S., Ohtake, K. and Nozaka, D.: A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 2003, pp.526-532.
- 2) Horiuchi, S., Negishi, H., Abe, K., Kamimura, A. and Fujinawa Y.: An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 2005, pp.708-718.
- 3) Hoshiya, M., Kamigaichi O., Saito M., Tsukada S., and Hamada N.: Earthquake early warning starts nationwide in Japan, *Eos Trans. AGU*, **89**, 2008, p.73.
- 4) 芦谷公稔, 大竹和生, 佐藤新二, 中村洋光: 緊急地震速報を活用した地震警報システムの実用化, 鉄道総研報告, **19**, 10, 2005, pp.5-10.
- 5) 堀内茂木: 緊急地震速報および地震危険度推定の精度向上, 第6回国土セイフティネットシンポジウム—緊急地震速報の一般利用開始を迎えて—, 2007, pp.33-43.
- 6) 司 宏俊, 翠川三郎: 断層タイプおよ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, **523**, 1999, pp.63-70.
- 7) 翠川三郎, 藤本一雄, 村松郁栄: 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安

全学会論文集, **1**, 1999, pp.51-56.

- 8) 山本俊六, 堀内茂木, 中村洋光, 呉 長江: 緊急地震速報における震度マグニチュードの有効性, 物理探査, **60**, 2007, pp.407-417.
- 9) Okada Y., Kasahara K., Hori S., Obara K., Sekiguchi S., Fujiwara H. and Yamamoto A.: Recent progress of seismic observation networks in Japan –Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net–, *Earth Planets Space*, **56**, 2004, pp.xv-xxviii.
- 10) Yamamoto, S., Rydelek P., Horiuchi S., Wu C. and Nakamura H.: On the estimation of seismic intensity in earthquake early warning systems, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, 2008, L07302.
- 11) 室野剛隆, 芦谷公稔: 早期被害予測のための鉄道構造物の地震被害ランク推定手法の開発, 鉄道総研報告, **16**, 8, 2002, pp.7-12.
- 12) 川島一彦, 西沢 興: 強震記録の重回帰分析に基づく加速度応答スペクトルの距離減衰式, 土木学会論文集, **350**, I-2, 1984, pp.181-186.
- 13) 内山泰生, 翠川三郎: 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, **606**, 2006, pp.81-88.
- 14) 気象庁: 震度を知る—基礎知識とその活用—, ぎょうせい, 1996.
- 15) 汐見勝彦, 小原一成, 笠原敬司: 防災科研 Hi-net 地震計の飽和とその簡易判定, 地震, **57**, 2005, pp.451-461.
- 16) Kinoshita, S.: Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1994, pp.1387-1396.
- 17) Aki, K.: Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**, 1, 1980, pp.50-60.
- 18) 汐見勝彦, 小原一成, 笠原慶司: Hi-net 観測波形の特性—KiK-net 強震波形との比較—, 日本地球惑星科学連合予稿集, 2001, Ss-P005.
- 19) 青井 真, 功刀 卓, 安達繁樹, 中村洋光, 森川信之, 小原一成, 藤原広行: 新型 KiK-net 強震計の整備, 日本地球惑星科学連合予稿集, 2008, S146-004.

(受理: 2008年 6月 2日)

(掲載決定: 2008年 10月 1日)

Potential of Frequency-response Magnitude for Earthquake Early Warning

YAMAMOTO Shunroku ¹⁾ and HORIUCHI Shigeki ²⁾

1) Member, Senior Researcher, Railway Technical Research Institute, Dr. Eng.

2) Associate Director, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Dr. Sc.

ABSTRACT

In order to improve frequency-response estimation in earthquake early warning, we introduce a new source parameter, “frequency-response magnitude (Mres)” that can be calculated for each natural frequency from observed P-wave data using a pre-established attenuation relation. Users can easily estimate frequency responses of their target systems by using the attenuation relation and Mres which is issued from EEW center (i.e. JMA). Data analysis for 6 different systems (natural frequency: 0.25-8.0 Hz, damping: 5%), with a use of 12793 waveforms for 115 earthquakes ($3.5 < M_{jma} < 8.0$) recorded by Hi-net seismic array, shows 14-22% (from S-wave) or 10-18% (from P-wave) error reduction of response estimation by Mres compared with that by the conventional JMA magnitude. This result indicates Mres is a very effective source parameter to estimate accurate frequency response in EEW and it may be useful especially for automatic controlling systems.

Key Words: Earthquake early warning, P-wave, Response spectrum, Frequency-response magnitude, Estimation error