

リアルタイム強震動・被害推定システムの開発

巨大地震などの震源パラメータ即時推定手法を開発し、「緊急地震速報」などリアルタイム地震情報の高精度化を進めています。また、新型K-NETや他の基盤的地震観測網によるリアルタイム地震波形データを用いて、強震動分布のリアルタイム推定や被害推定を高精度に行うための手法を開発しています。

1. 緊急地震速報のための即時処理システム(素早く震源位置を知るための技術)

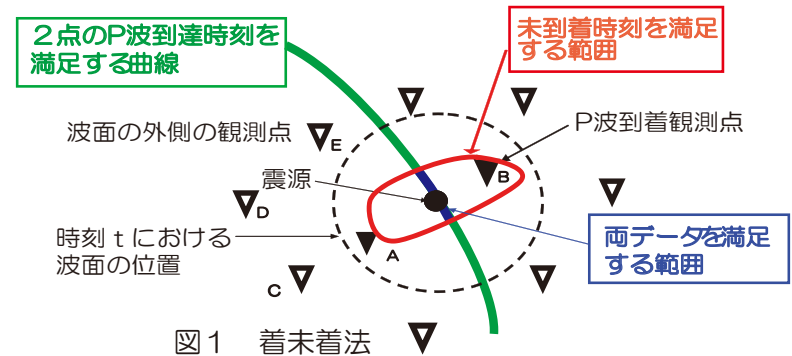
緊急地震速報のための即時処理システムとは、地震観測データを自動的に解析し、解析結果をリアルタイムで配信するシステムです。緊急地震速報は社会全体の活動を一時的に停止させる可能性のある情報であり、間違った情報は、社会的混乱につながりかねません。それに対して、地震は自然現象であり、その発生機構は多種多様です。また、観測データには、地震動以外のノイズの混入、前震を伴う地震や、複数の地震が別の場所で同時に発生する場合があります。しかも、震源を早く決定する必要から、少数の観測点の僅かなデータしか利用できません。このため、リアルタイム震源決定には、多くの技術的開発要素が含まれています。

本研究では、少ないデータでほぼ正確な震源を決定するための着未着法を開発しました。この方法は、観測データの他に、地震波が到着しないという情報を利用する方法です。この方法には、正確なP波到着時刻のデータが必要なので、正確な到着時刻を自動的に読み取る手法も開発しました。

1-1 着未着法による震源決定手法の開発

地震が発生し、時刻 t で、P波波面が図1の破線的位置まで拡大したとします。この場合、波面の内側の観測点ではP波が観測されますが、外側の観測点では、観測されません。大きい地震の場合、外側の観測点でも、時間が経過するとP波が観測されるはずですが、

着未着法は、P波到着時刻の他に、波面の外側の観測点で、時刻 t までに、P波が届いてはいけない、即ち、P波の理論的到着時刻が、 t より大きくなければならないという不等式を満足する解を導く方法です。ノイズ等のデータが混入すると、到着時刻を満足する解が、この不等式を満足しないことが多く、この性質を利用して、間違ったデータの自動除去も行っています。



1-2 99%の地震について正しい震源決定が可能に

着未着法を導入し、複数の地震発生やノイズ混入時にも正しく処理できるよう、ソフトウェアの改良を行った結果、99%の地震の震源がほぼ正確に求められるようになりました。

1-3 更なる高速化・高精度化のために ～着未着法とB-Δ法の融合に向けて～

海域で発生する地震のように観測点分布が偏ってしまう場合、少ない観測点で即時に震源を決定するのは難しくなります。今後はそのような地震に対しても即時に精度の高い震源決定が行えるように、着未着法と緊急地震速報で用いられている単独観測点処理手法（B-Δ法）を融合した手法の開発を行います。

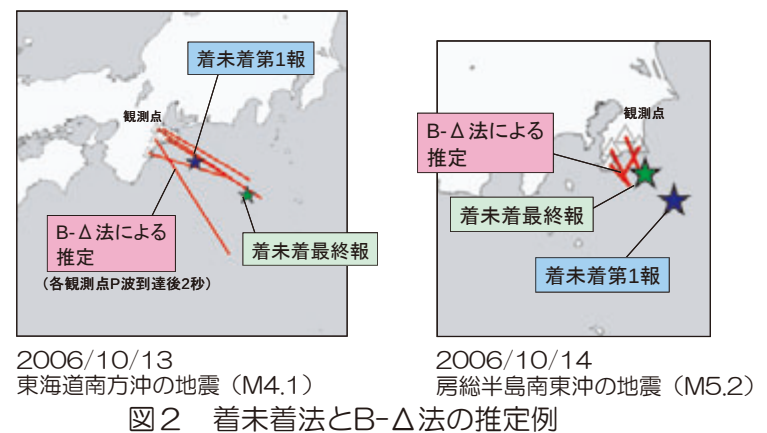


図2 着未着法とB-Δ法の推定例
*B-Δ法は、(財)鉄道総合技術研究所と気象庁が共同開発した単独観測点処理手法です。

2. 緊急地震速報のための震度予測手法の開発(揺れを素早く正確に予測する技術)

通常、震度予測はマグニチュードによる距離減衰式を使用して求められます。ところが、震度は加速度より定義される値、マグニチュードは変位より定義される値であり、両者は異なる物理量です。従って、マグニチュードを用いて震度を推定する方法は物理的に適切とは言えません。ここでは、震度により定義される地震の規模を表すパラメータ（＝震度マグニチュード）を提案し、これを利用した震度予測の精度について検討します。さらに緊急地震速報の震度推定における、震度マグニチュードの有効性について示します。

2-1 震度マグニチュード(M_I)の定義

$$A_f = Mo(1/r)\exp(-\pi f T_s / Q_s) \quad (1)$$

A_f : フィルターされた加速度

f : 周波数(3Hz)

T_s : S波走時

Q_s : S波のQ値(400)

$$\log(Mo) = M_I + b \quad (Mo \text{ が } 10 \text{ 倍で } M_I \text{ が } 1 \text{ 増加すると仮定する}) \quad (2)$$

$$I = 2\log(A_f) + 0.97 \quad (\text{震度の } A_f \text{ の関係}) \quad (3)$$

式(2)(3)を(1)に代入し、以下の式を得る

$$M_I = I/2 + \log(r) + \pi f T_s / Q_s / \ln(10) - b_0 \quad (4)$$

$b_0 = 3.0$ (constant)

2-2 従来の手法との予測誤差の比較

M_I による予測震度の平均誤差は0.32であり、 M_W による平均誤差(0.42)に比べて、安定して高い精度を示します(図3)。また、早い段階に震度予測を行うために、P波部分から震度マグニチュードを計算することもできます($M_I(p)$)。2-3で示すようにこの場合も、精度の良い予測が可能です。

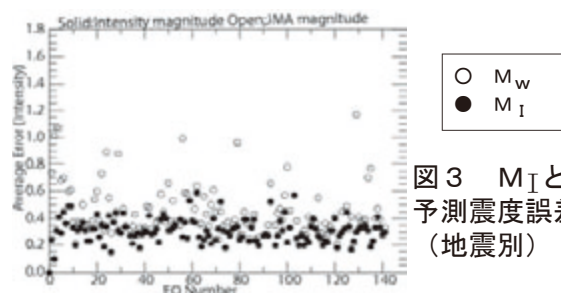


図3 M_I と M_W による
予測震度誤差の比較
(地震別)

マグニチュードが大きな地震では、 M_I の値が頭打ちとなります(図4)。これは、大地震において、観測される震度(短周期成分)が飽和することを示しています。また、マグニチュードがほぼ同じ値であっても、 M_I が異なる場合があります。これは、震源特性などの違いにより、短周期成分放出の性状が異なるためと考えられます。

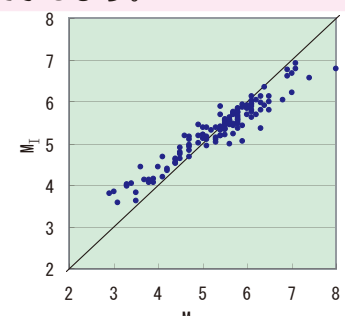


図4 M_I と M_W の比較

2-3 緊急地震速報における $M_I(p)$ 利用の有効性

1) P波のみから高精度の震度予測が可能

$M_I(p)$ による予測震度の平均誤差は0.35であり、P波情報のみから、高い精度の震度予測が可能となることが分かります。

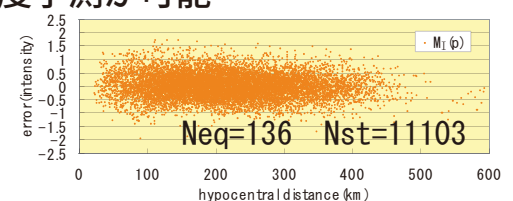


図5 $M_I(p)$ による予測震度誤差(観測点別)

2) 断層破壊の終了を待つことなく震度の予測が可能

$M_I(p)$ は破壊過程の早い段階で、最終的な値に近い値を示します。これは、最初のアスぺリティ周辺で発生する短周期成分が、 $M_I(p)$ の最大値を概ね決定するためと考えられます。その結果、大地震の際、断層破壊の終了を待つことなく、最大震度の予測が可能となります。

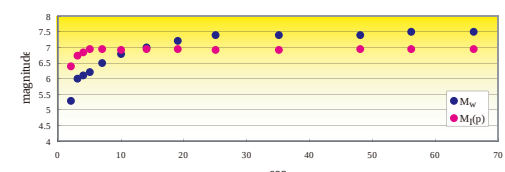


図6 $M_I(p)$ の成長の速さ

