

実時間地震動予測：データ同化による波動場の把握から即時予測へ

干場充之（気象研究所）

1. はじめに

気象庁の緊急地震速報をはじめ多くのネットワーク型の予測手法では、まず、一旦、震源位置とマグニチュード (M) を決め、それらをもとに地震動 (震度) 予測を行うという考えに基づいている。東北地方太平洋沖地震では、東北地方が強震動に襲われる前に緊急地震速報 (警報) が発表されたものの、関東地方では震度を過小に予測した。これは、巨大地震の震源域の広がりによるものである。一方、本震後しばらくの間、広域で発生した余震を適切に震源決定できず、震度を過大に予測することが続いた。これは、ほぼ同時に複数の余震が発生したためである。このような問題に対処するため、Hoshiba(2013)では、(震源や M を求めずに) 地震動分布のリアルタイムモニタリングを利用して、地震動を定量的に予測する方法を提案している。この方法は、(震源と M をなるべく早く正確に決める、という考えではなく) 現時点の波動場の状況をなるべく正確に把握し、そこから未来を時間発展的に予測するという考えである。これは、微分方程式の解法の観点からいうと、初期値 (震源時の状態ではなく、ある経過時間での状態) を正確に求めたうえで支配方程式に従って時間発展的に未来を予測する、という考え方である。

Hoshiba(2013)では、時間発展的に予測する手法として境界積分方程式法 (Kirchhoff 積分。あるいは、Kirchhoff-Fresnel 積分) による方法を提案した。ここでは、波動場の空間微分が必要となるが、高周波地震波の場合には、かなりの高密度観測が必要である

(数 km の波長の波の空間微分を得る場合には、少なくとも数百 m 間隔が必要)。一方、波形の個々の山谷を無視し、エンベロープ (地震波の概形) に注目すれば、高周波地震波の伝播はエネルギーの伝播で近似できるとして、輻射伝達理論を用いた解析が広く行われている。地震波エンベロープの形は地震波の散乱現象によって解釈され、輻射伝達理論を用いた説明が行われてきた (Sato et al., 2012)。震度は比較的高周波の波によって決定されるので、その伝播の予測には輻射伝達理論が応用できるだろう。

さて、「現時点の状況をなるべく正確に把握し、そこから未来を時間発展的に予測する」という考え方は、気象の数値予報などでも用いられており、ここでは、現時点での状況を正確に把握するために、データ同化手法が使われている。データ同化の手法は、カルマンフィルターとして、ロケットやロボットの姿勢制御の分野でも応用されている。図1に示すように、現時点 (t_c) での揺れの分布 (実況) を推定

するために、現時点 (t_c) での実際の観測値に加えて、1ステップ過去 ($t_c - \Delta t$) に推定された揺れの状態から予測される分布も用いる。これを、逐次、連続的に行うことにより、過去のすべての観測値を使い、実況値を把握することにつながる。

逐次、データ同化を繰り返しながら、なるべく正確に実況値を把握し、その上で、輻射伝達理論によって未来を予測することを考える。輻射伝達理論を用いる場合には、エネルギーの伝播方向の分布を把握する必要があるが、この方向分布もデータ同化を繰り返すことで推定する。

2. データ同化と輻射伝達理論

輻射伝達理論では、

$$\begin{aligned} \dot{f}(\mathbf{x}, t; \mathbf{q}) + \nu \mathbf{q} \nabla f(\mathbf{x}, t; \mathbf{q}) \\ = -g_0 \nu f(\mathbf{x}, t; \mathbf{q}) + \frac{\nu}{4\pi} \int g_0 f(\mathbf{x}, t; \mathbf{q}) d\Omega \end{aligned} \quad (1)$$

で、エネルギーの伝播が表現される。ここで、 f は位置 \mathbf{x} 、時間 t での方向 \mathbf{q} に伝播するエネルギーを表し、 ν , g_0 は地震波速度、散乱係数である。ここで、伝播方向は、アレイ観測では把握できるが、通常の単点観測ではできない。この場合、実際に把握できるのは、 f を全方位で積分したものとなる。

よって、データ同化では、 $f(\mathbf{x}, t_c - \Delta t; \mathbf{q})$ の分布から (1) に則り $f(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q})$ を推定 (一期先予測) し、積分の値と実際の観測値を比較することを行う。

$$f_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q}) = \mathcal{P} (f_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c - \Delta t; \mathbf{q})) \quad (2)$$

$$E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c) = \int f_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q}) d\Omega \quad (3)$$

$$E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c) = E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c) +$$

$$W (E_{\text{observation}}(j, t_c) - H E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c)) \quad (4)$$

ここで、 W は重み行列 (あるいは、カルマンゲイン) で、一期先予測と観測が異なる場合の補正を表す。また、 \mathcal{P} は一期先予測、 j は観測点番号、 H は格子点から観測点への内挿を表す。

一方、 $E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c)$ から $f_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q})$ の推定は、 $E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c) > E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c)$ の場合 (予測が観測より過大) には、

$$f_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q}) = \frac{E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c)}{E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c)} f_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q})$$

で、全方向等分に減少させ、また、 $E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c) < E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c)$ の場合 (予測が観測より過小) では、

$$f_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q}) = f_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c; \mathbf{q}) +$$

$$\{E_{\text{assimilated}}(\mathbf{x}, t_c) - E_{\text{prediction}}(\mathbf{x}, t_c)\} / \int d\Omega$$

と、不足分を全方向等分に輻射させることとする。

ここで、S波とP波のエネルギー輻射量の比として、 $W_s/W_p = 3/2 (\nu_p/\nu_s)^5$ を用いる。

Hoshiba(1991)やYoshimoto(2000)では、輻射伝達理論でのエネルギーの伝播を、多数の粒子の移動で表現することを提案している。今回は、この方法に則

り、地震波エネルギーの伝播を計算する。

上記の手順を逐次繰り返すことで、同化を進める。また、未来の予測は、 $E_{\text{observation}}(j, t)$ と比較することを省略し、ステップを繰り返すことで行う（つまり、輻射伝達理論で波動伝播のシミュレーションを行う）。

3. 数値実験の例

図2には、上記の手法により行った例を示す。ここでは、2次元で計算を行い、 $v_s=3\text{km/s}$ 、 $v_p=\sqrt{3}\cdot v_s$ 、 $g_0=0.01\text{km}^{-1}$ 、 $h_0=0.0\text{km}^{-1}$ を用い(h_0 は吸収減衰係数)、また、測定誤差として、振幅には20%、走時には0.5秒の正規分布で与えている。図2は複数の地震が発生している場合である。左上は、データ同化により推定されたエネルギー分布、右上の2つは、10秒後と20秒後の予測分布である。また、下は、それぞれの時間の(真の)エネルギー分布を示している。なお、 $x=150$ 、 $y=120\text{km}$ 付近のエネルギー分布が予測できていないのは、未来(4秒後)に発生する地震による分布のためである(地震発生を予測するものではないため)。

4. おわりに

震源と M を即時推定するのではなく、波動場を即時推定することで、定量的に地震動即時予測を行う手法を提案した。この考え方では、震源と M の推定を必要としないため、拡大する震源域や複数同時発生する場合でも、特別な処理を追加することなく、地震動を予測することが可能である。また、震源と M が推定されるのを待つ必要がなく、さらに、S波部分ばかりでなくP波部分や後続波も予測対象とできる。データ同化と輻射伝達理論の手法を用いることにより、より正確で迅速な震度予測に結びつくことが期待できる。

参考文献

- Hoshiya, M., 1991: Phys. Earth Planet. Inter., 67, 123-126.
 Hoshiya, M., 2013: J.G.R. 118, 1038-1050, doi:10.1002/jgrb.50119.
 Sato, H., M. C. Fehler, T. Maeda, 2012: Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth (2nd edition), Springer, pp494.
 Yoshimoto, K., 2000: J.G.R., 105, 6153-6161. Doi:10.1029/1999JM900437.

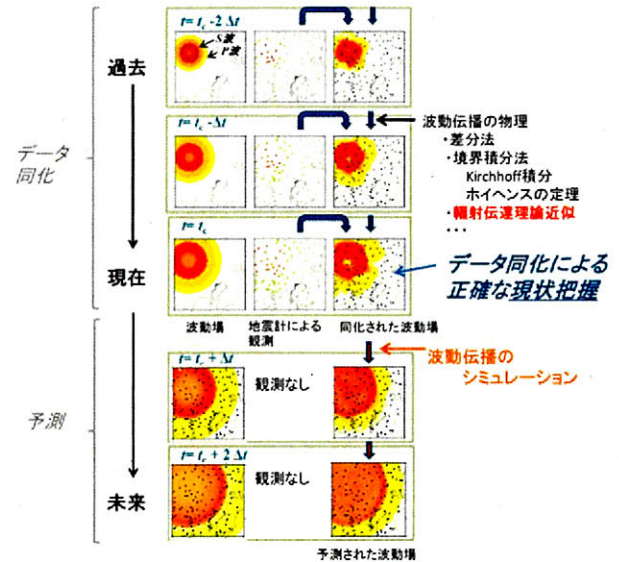


図1. データ同化を用いた波動場の実況値の推定と予測の概念。データ同化では観測量だけでなく、1ステップ前の波動場からの予測値も用いて波動場を推定する。

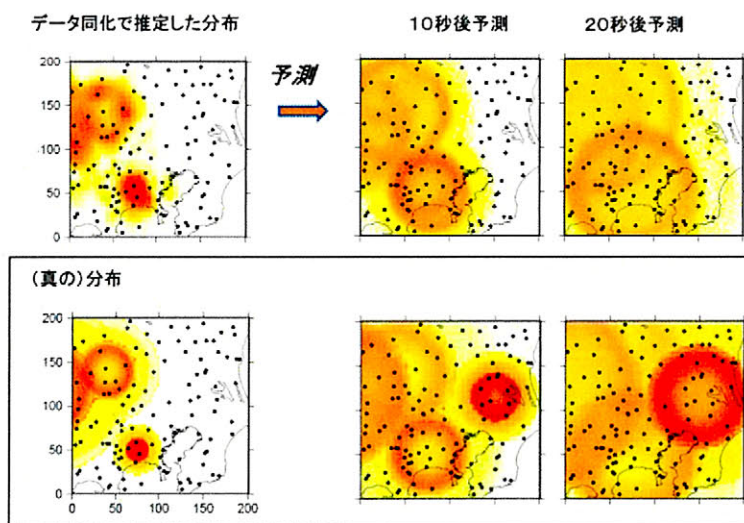


図2. 予測の数値実験例。左上は、同化により推定された現時刻($t=t_0$)でのエネルギー分布、右上の2つは、10秒後と20秒後の予測分布である。また、下は、それぞれの時間の(真の)エネルギー分布を示している。この図は、地震が多数発生している場合の例。なお、 $x=150$ 、 $y=120\text{km}$ 付近のエネルギー分布は、4秒後の未来($t=t_0+4\text{s}$)に発生する地震によるもの。