

効率よくノイズを抑制する新しいセンブランス解析手法を用いた 震源過程解析について

本多 亮*

Rupture process analysis by using a new semblance analysis with efficient noise reduction

by

Ryou HONDA*

1. はじめに

地震の震源過程解析には従来、断層モデルや速度構造モデルを仮定して理論波形を計算し観測波形との違いを最小とするような滑り量分布を推定する、波形インバージョン法が用いられてきた。一方で、観測波形から震源由来のコヒーレントな波を抽出して、その振幅を断層面上に投影することで波群の励起域を推定する、バックプロジェクション法（以下、BP法）も震源過程解析の有効な手法の一つとして用いられるようになってきた。一般に、BP法では解析対象の地震波形の波長に対して空間的に密な観測網（アレイ）のデータを使用する。震源過程解析にBP法を用いる利点の一つとして、複数のアスペリティーが存在したり破壊伝播速度が変化するような複雑な破壊過程の場合であっても、波形インバージョン解析のように計算を安定させるための様々な拘束をかけることなく自然に破壊が伝播する様子を再現できるという点があげられる。

BP法によって震源過程を推定する場合、コヒーレントな波の抽出の仕方にいくつかのバリエーションがある。1979年のImperial Valley Earthquakeの震源域近傍に設置された直線アレイのデータを用いて解析を行ったSpudich and Cranswick (1984)は、アレイ内の二つの観測点のデータのcross correlationを計算し、波の見かけ速度を推定した。2004年に発生したパークフィールドの地震について、アメリカ地質調査所のパークフィールド稠密地震計アレイのデータを用いて解析したFletcher *et al.* (2006)も、同様にアレイ内の2観測点のcross correlationを用いているが、すべての観測点ペアについて得られた値を平均している点がやや異なる。Ishii *et al.* (2005)は、Hi-netで観測された2004年スマトラ地震の波形をスラントスタックすることで震源由来の波を抽出し、破壊伝播の様子を推定した。また、Honda *et al.*

(2008)は、2003年十勝沖地震で北海道の道東地方で観測された地震波の励起源を推定するために、ターゲットとした波群の見かけ速度などの推定方法としてセンブランスを用いた。

いずれの推定方法であっても、十分な数の観測点のデータを用いればS/Nが大きくなり、地震波の励起源を推定することは可能である。しかし、かならずしもアレイ観測網近傍で地震が発生するとは限らず、比較的近傍の既存の観測点をアレイと見なして解析を行う場合も多々ある（例えば、Honda and Aoi, 2009）。そのような場合には十分にノイズを除去できず、結果として得られる震源イメージにゴーストが入り込むことが考えられる。そこで、本報告では、センブランスの計算に、振幅のn乗根をとって足し合わせ、その後にn乗して振幅を回復するNth root stackの考え方を導入した、効率的にノイズを抑制する新しいセンブランスの計算手法を提案する。

2. 方法

まず、通常のセンブランスを用いた解析について説明する。断層面上の地震波の励起された位置を推定するために、想定した断層面を小断層に区切る。式(1)で示されるセンブランス係数の時系列 $S_j(t)$ を求め、 t について足し合わせた値を断層面上に投影する。

$$S_j(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^M \left(\sum_{i=1}^N U(t_k + dt_{ij}) \right)^2 \bigg/ \sum_{k=1}^M \left(\sum_{i=1}^N U^2(t_k + dt_{ij}) \right) \quad (1)$$

ここで、 U は観測波形、 M はある時間窓内のサンプル数、 N は観測点数を示す。 dt_{ij} は j 番目の小断層を震源としたときの、基準観測点と i 番目の観測点の走時差を示す。センブランス係数は、ある時間窓に含まれる波形のトータルの入力エネルギー（分母）と、同じ時間窓の中でスタックした波のエネルギー（分子）の比を表し

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

報告, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第46巻, 27-30, 2014

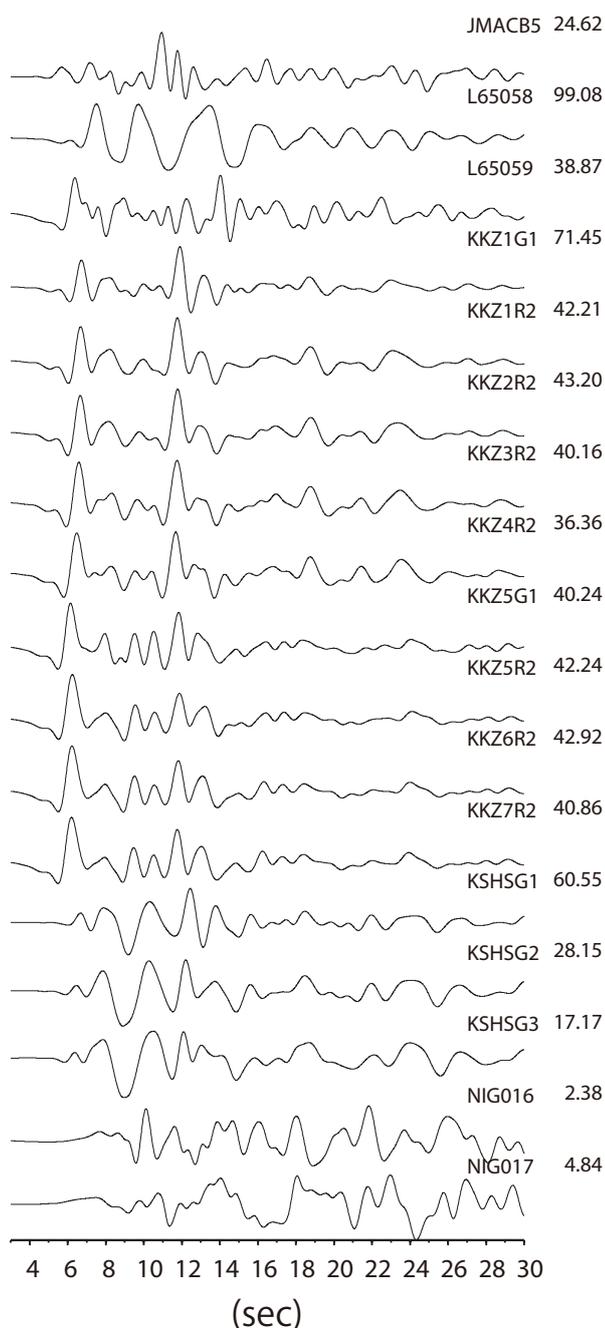


図1 解析に使用した観測波形のNS成分。強震波形を1回積分し、0.1-1.0Hzのバンドパスフィルターをかけたもの。各トレースの右肩に、観測点名と最大値 (cm/s) を示す。なお、観測波形は時刻の精度がないため、P波の理論走時を用いて並べなおした。

ている。本報告では新しいセンブランス係数の計算手法として、式(1)を変形した式(2)を提案する。

$$S_j(t) = \frac{1}{N^n} \sum_{k=1}^M (Y_k)^2 / \sum_{k=1}^M (Y'_k) \quad (2)$$

ここで、 Y_k および Y'_k は、以下の様にして求める。まず、ある観測点の波形について、以下の計算を行う。

$$y_k = \sum_{i=1}^N |U(t_k + dt_{ij})|^{1/n} \frac{U(t_k + dt_{ij})}{|U(t_k + dt_{ij})|} \quad (3)$$

さらに、足し合わせた結果を n 乗して、振幅を復元する。

$$Y_k = |y_k|^n \frac{y_k}{|y_k|} \quad (3)$$

この操作は、いわゆる N th root stacking (Rost and Thomas, 2002) と呼ばれるもので、波形を足し合わせる際に N 乗根をとることでサンプルの振幅の違いを減少させることで、振幅の大きな位相よりも小さい振幅であってもコヒーレントな波が強調される。この Y_k を $\sum_{i=1}^N U(t_k + dt_{ij})$ に置き換える。分母についても同様に、

$$y'_k = \sum_{i=1}^N |U(t_k + dt_{ij})|^{2/n} \frac{U(t_k + dt_{ij})^2}{|U(t_k + dt_{ij})|^2}$$

から、

$$Y'_k = |y'_k|^n \frac{y'_k}{|y'_k|}$$

を計算し、分母の $\sum_{i=1}^N U^2(t_k + dt_{ij})$ と置き換える。また、最大値が1となるように、分子と分母を N^n で除する。こうすることで、震源由来以外の波を効率的にキャンセルし、よりもっもらしい震源イメージが得られると期待できる。

3. 解析のテスト

上記で導入した新しいセンブランスの計算手法を用いて、2007年中越沖地震の再解析を行った。中越沖地震は震源域が沖合であったため余震の震源分布の拘束があまく、発生直後は正確な断層面の推定が困難であった (Shinohara *et al.*, 2008)。その後、OBSによる余震観測の結果などから、震源域近傍では北西傾斜と南東傾斜の複数の断層面が存在し、震源から南西方向に離れると南東傾斜の断層が卓越するといった結果が得られている。この地震について近地強震波形を用いたインバージョンでは、いずれの断層面を採用した場合であってもある程度波形を説明できる (Aoi *et al.*, 2008)。Honda and Aoi

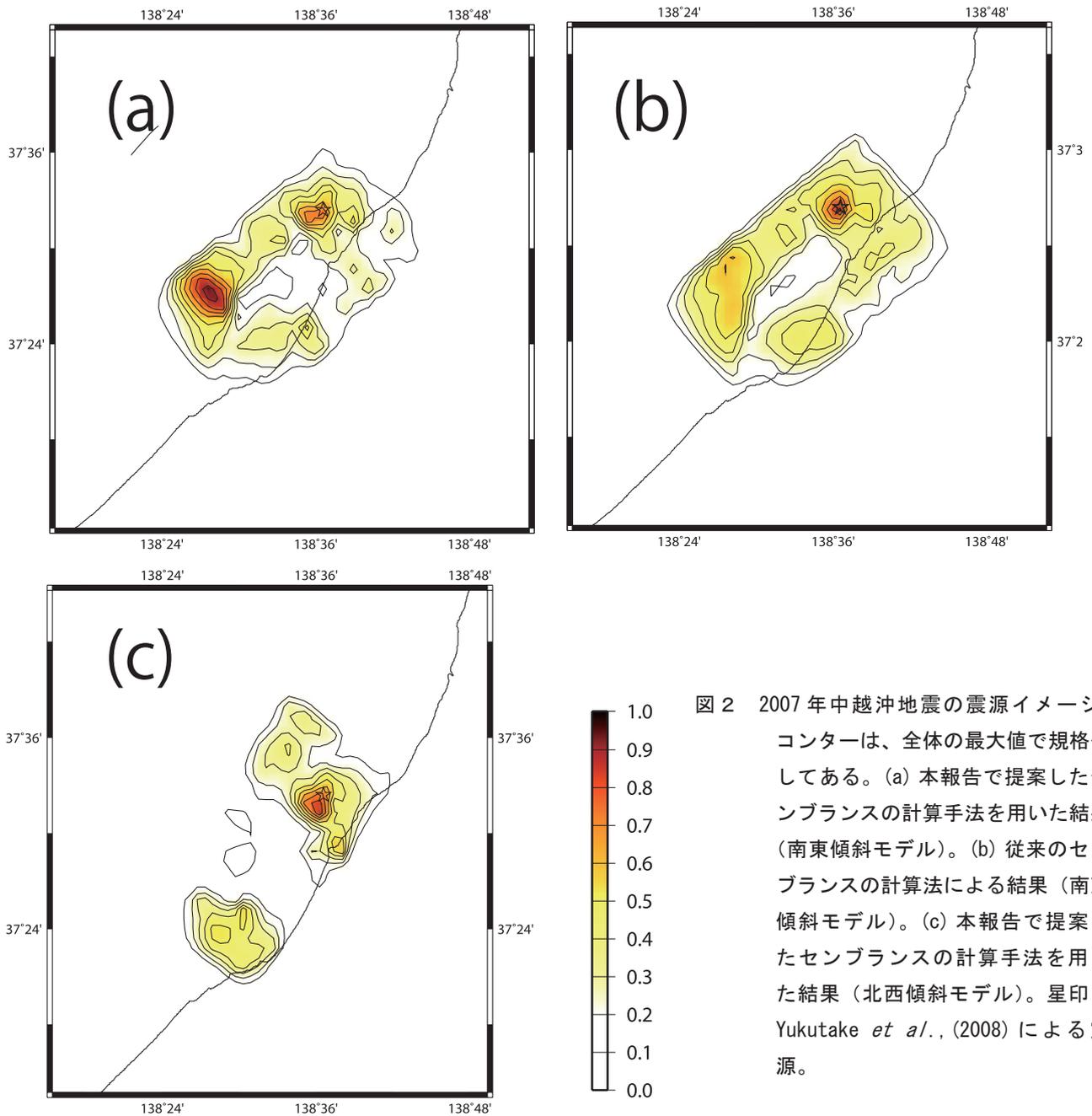


図2 2007年中越沖地震の震源イメージ。コンターは、全体の最大値で規格化してある。(a) 本報告で提案したセンブランスの計算手法を用いた結果(南東傾斜モデル)。(b) 従来のセンブランスの計算手法による結果(南東傾斜モデル)。(c) 本報告で提案したセンブランスの計算手法を用いた結果(北西傾斜モデル)。星印はYukutake *et al.*, (2008)による震源。

(2009)は、東京電力柏崎刈羽原発の強震動波形を用いたBP法によって震源過程解析を行っている。彼らは断層モデルについての検討は行わず、Aoi *et al.* (2008)で採用されたモデルのうち南東傾斜の断層面を採用した。得られた震源イメージはAoi *et al.* (2008)とおおまかには似ているが、推定された地震波の励起域の収束はよいとはいえない。その原因の一つは、震源由来でない波を従来のレイ解析法ではキャンセルしきれていないためと考えられる。そこで、本報告で提案した計算手法を用いて再解析を行い、震源イメージを推定するとともにいずれの断層面がより妥当なモデルであるかの検討を行った。

図1に使用した観測波形を示す。観測波形は時刻の精

度がないため、P波の理論走時を用いて並べなおした。なお、走時計算に用いた構造は、Honda and Aoi (2009)に準ずる。図2は、断層面上のある点で得られたセンブランスの時系列の絶対値を足し合わせ、3つのモデルで得られた値の最大値で規格化したものである。センブランスは、観測された波群が正しい走時差で足し合わされれば(正しい震源に波形が戻されれば)、大きな値となるため、ある波群の励起位置の妥当性はピークの大小で判断できる。

南東落ちの断層モデルについて、本研究の手法で計算した結果を図2(a)に、従来の計算手法による結果を図2(b)に、北西落ちの断層モデルに本研究の手法を適用した結果を図2(c)に示す。震源は、両方の断層モデルに

含まれる。解析には Aoi *et al.* (2008) と同じ周期帯 (0.1-1.0 Hz) の速度波形を使用している。(a) は (b) に比較して図 1 の観測波形に見られる 2 つの大振幅パルスの波源が、二つのピークとしてより明瞭にイメージされていることがわかる。また、震源付近のピークについて (a)、(b) および (c) を比較すると、地震波励起の強度はほぼ等しい。震源でのピークの大きさがほぼ同じ理由は、二つの断層モデルで震源が共通の位置であり、メカニズム的にも共役に近いため、本解析の周波数帯では分離ができないためである。次に (a) と (c) を比較すると、2 つめのパルスの励起源に相当するピークは、(a) の南東落ちモデルのほうがピークの値が大きく収束もよい。OBS で得られた余震分布などからはこの領域では南東落ち断層が示唆されている (Shinohara *et al.*, 2008) が、本研究による結果からも、2 つめのパルスを説明するためには、南東落ちの断層モデルが妥当であると考えられる。

5. 結論

本報告では、従来のセンブランスの計算手法を改良し、効率的にノイズを抑制できる新たなセンブランスの計算手法を提案した。この計算手法を導入して 2007 年中越沖地震について BP 法による震源過程解析を行ったところ、二つめのパルスの励起源にあたる断層面の南西部分について、北西傾斜モデルよりも南東傾斜モデルがよりセンブランスの値が大きくなり、断層モデルとして妥当であることがわかった。また、従来のセンブランスの計算法と本報告で提案した計算法で比較したところ、新しい計算手法による結果の方がより明瞭なピークができ、解像度の高い結果となったことから、新しい計算手法の有効性が示された。今後理論波形を用いてより詳細な検討を行う予定である。

謝辞

解析には防災科研 K-NET および KiK-net、新潟県、気象庁の強震記録を使用しました。また本研究は JSPS 科研費 24740314 の助成をうけました。記して感謝いたします。

参考文献

Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa and Kunugi, T. (2008) Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planets Space*, **60**, 1131-1135.

Fletcher J. B., P. Spudich and L. M. Baker (2006) Rupture propagation of the 2004 Parkfield, California, Earthquake from observations at the UPSAR. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, S129-S142.

Fletcher, J. B., P. Spudich, and L. M. Baker (2006) Rupture Propagation of the 2004 Parkfield, California, Earthquake from Observations at the UPSAR, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, S129-S142.

Honda R., S. Aoi, H. Sekiguchi and H. Fujiwara (2008) Imaging an asperity of the 2003 Tokachi-oki earthquake using a dense strong-motion seismograph network, *Geophys. J. Int.*, **172**, 1104-1116.

Honda R. and S. Aoi (2009) Array Back-Projection Imaging of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake Striking the World's Largest Nuclear Power Plant, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, 141-147.

Ishii M., P. M. Shearer, H. Houston and J. E. Vidale (2005) *Nature*, doi:10.1038/nature03675.

Rost S. and C. Thomas (2002) Array seismology: Methods and applications, *Reviews of Geophysics*, **40**, 3, 2-1- 2-27.

Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Tamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amamiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, and T. Iwasaki. (2008) Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*, **60**, 1121-1126.

Spudich P. and E. Cranswick (1984) Direct observation of rupture propagation during the 1979 Imperial Valley Earthquake using a short baseline accelerometer array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2083-2114.

Yukutake Y., T. Takeda and K. Obara (2008) Well-resolved hypocenter distribution using the double-difference relocation method in the region of 2007 Chuetsu-oki Earthquake, *Earth Planets Space*, **60**, 1105-1109.