

## 1 2 - 1 6 地震波干渉法を用いた日本列島 S 波構造の時間変化検出に向けて For detection of temporal variations of S-wave velocity structure beneath Japan using interferometry.

西田 究 (東京大学地震研究所)

Kiwamu Nishida (Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

### 概要

海洋の波浪は大地に揺れとして伝わり、脈動と呼ばれる地震観測にとって最大のノイズ源となる。脈動は地震が引き起こす振動とは異なり、時空間的にランダムであるため、長い間見過ごされてきた。しかし最近、ランダムである事を逆手にとり、地球内部の構造を調べる研究がさかんに行われるようになってきた。本研究では、日本列島に設置された地震計の脈動記録を解析する事によって、地球内部の構造・状態変化をモニタリングする可能性を議論する。

地球内部で起こる現象のダイナミクスを考える上で、速度構造の時間変化を捉える事は非常に重要である。実際に地下構造の時間変化を求めようとする場合、コントロールソースを用いて繰り返し地震波トモグラフィを繰り返す事が想的である。しかし多くの場合現実的ではない。一方自然地震を使う場合、震源の不確定性や震源分布の偏りなどに起因する不確定性が速度構造の不確定性を引き起こす。そのため、たとえ時間変化が見かけ上見えたとしても、それはただのノイズなのか本当の速度変化なのか判然としがたい。

一方近年、イベントを使わず地震のノイズ記録やコーダ波を用いて地下構造及びその時間変化を求める研究が流行の兆しを見せている(地震波干渉法:たとえば<sup>3-5)</sup>)。地震ノイズ記録から地下構造の情報を抽出する研究は1950年代の安芸による先駆的な研究にまでさかのぼる<sup>1)</sup>。その原理は、地震波が統計的にランダムに励起されていると仮定すると、観測点AとBの記録の相互相関関数が、観測点A(B)を震源としてB(A)を観測点としたときの記録になるというものである(図1参照)。

地震波干渉法には、解析する波動場の種類から、多く分けて二つの種類の解析手法が存在する:(1)脈動による構造推定(主に表面波に対応)、(2)コーダ波を用いた構造推定(主に実体波に対応)。これらの手法は、我々のこれまで行った解析だけでも、既に全マントルスケール<sup>6)</sup>(図2左)、から日本列島スケール<sup>7-8)</sup>、そして浅間の山体スケール<sup>5)</sup>という、幅広いスケールの現象に適応されている。脈動を用いると主に地殻浅部の構造を決定できる。一方コーダ波に含まれる実体波成分から、東海地方に沈み込むフィリピン海プレートのスラブの形状を決定できる事が示されている<sup>7)</sup>。

地震波干渉法は、地下構造の時間変化を検出するのに非常に有効な方法である。なぜなら、最も単純な例を考えると、2点で地震観測をして(図1中A、B)、その記録の相互相関関数の変化を見続ければその2点間の局在化された構造変化を時々刻々モニターすることができるからである。この結果は日本列島下のS波構造の時間変化をモニタリングの可能性を示唆しているが、今現在そうした研究例はまだない。

## 速度構造の時間変化の検出にむけて

日本列島に存在するこれらの豊富なデータは、地震波干渉法により詳細な地下構造をもたらしてくれるが、それだけでなく、波動場を時々刻々モニタリングすることにより、たとえば地震発生にともなう応力変化や断層の破砕などともなう地下構造の時間変化を検出し、地震発生のメカニズムの理解に資することができる可能性がある。日本列島には Hi-net や J-array といった高感度かつ空間的に高密度な地震観測網が存在する。このような観点から、日本列島に展開されたネットワークによる連続波形データを用いた速度構造の時間変化の検出を目指している。

時間変化を検出するためには、まずレファレンスとなる日本列島の S 波構造が必要である。ここでは、一例として Nishida *et al.* (2008) による Hi-net 傾斜計の脈動記録を用いた日本列島 S 波速度構造推定について<sup>8)</sup>述べる。

解析には Hi-net 高感度加速度計観測点 679 点を用いた。2004 年 6 月から 12 月のデータを 1024 秒ごと 512 秒ずつずらしながら切り出し、地震の影響をうけている期間を取り除いた。そして任意の 2 観測点間について、一方の観測点を震源とみなした時の Radial 成分と Transverse 成分に変換し、Radial 成分どうし Transverse 成分どうしのクロス・スペクトルを計算した。

S 波速度構造インバージョンは以下の 3 ステップからなる。

1. 任意の観測点に対し半径 100 km の円の領域を定義し、領域内に含まれる観測点ペアを用い分散曲線を測定した。測定した分散曲線をもとに、全ての観測点に対して simulated annealing 法を用いて一次元モデルを構築した。
2. 構築したローカル一次元モデルを用い、相互相関関数毎にパス平均の 1 次元 S 波速度構造の異常を推定した。
3. パス平均の 1 次元速度構造から、3 次元速度構造を推定した。

図 2 右に半年間のデータを用いた中部地方に対するインバージョン結果を示した。歪み集中帯に対応する低速度異常をはっきりと見て取れる。半年分のデータ S 波速度構造を決定できたという事実は、速度構造の時間変化を検出できる可能性を示唆している。

しかし、構造の時間変化を検出するためには技術的に解決しなくてはならない大きな問題点がある。具体的には、励起源の時間変化(ここでは海洋波浪)と構造の時間変化にトレードオフをいかに分離する手法が確立されていない点である。励起が等方的でない場合に、簡便な相互相関関数のモデリングは未だにない。地震波干渉法の手法としての簡便さを失うことなく、励起の問題を解決する取り組みが今後重要であろう。

## 参考文献

1. Aki, K., Space and time Spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microseisms, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-457, 1957.
2. Brenguier F. *et al.*, Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, **321**, 1478-1481, 2008a.

3. Brenguier F., *et al.*, Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *NATURE GEOSCIENCE*, **1**, 126-130 2008b.
4. Snieder, R., Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, **69**, 046610, 2004.
5. Nagaoka, Y., K. Nishida, M. Takeo, and Y. Aoki (2008), Reconstructing seismic wave propagation from coda waves: Asama Volcano, Japan, *EOS Transactions, AGU*, Fall meeting Supplement, Abstract S53A-1807.
6. Nishida, K., J.P. Montagner and H. Kawakatsu, Global Surface Wave Tomography Using Seismic Hum, *Science*, **326**, 5949, p. 112, 2009.
7. Tonegawa, T., K. Nishida, T. Watanabe, K. Shiomi, Seismic interferometry of teleseismic S-wave coda for retrieval of body waves: an application to the Philippine Sea slab underneath the Japanese Islands, *Geophys. J. Int.*, **178**, 1574-1586, 2009.
8. Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, Three-dimensional crustal S-wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **113**, B10302, doi:10.102, 2008.

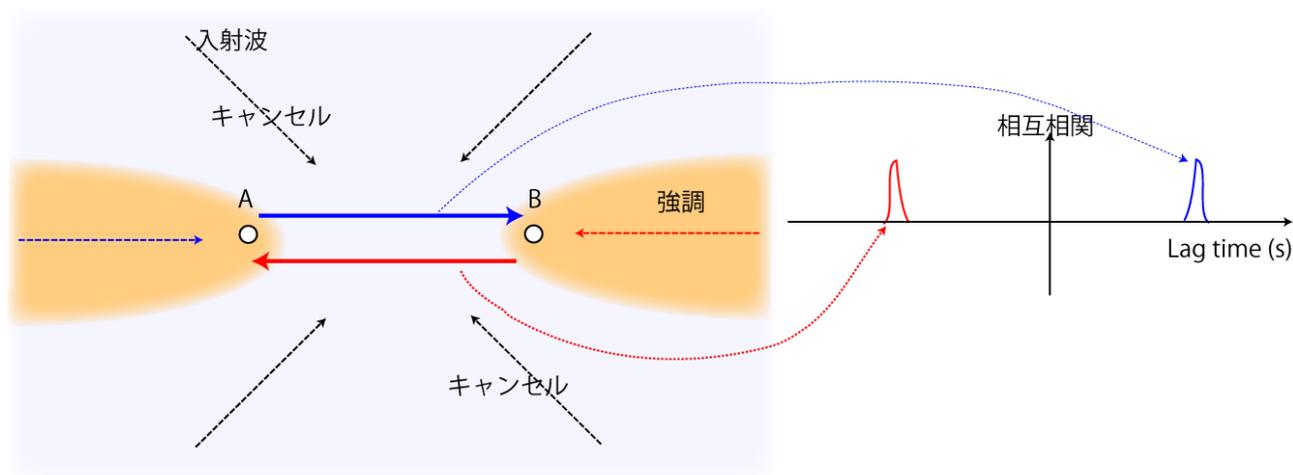


図1 地震波干渉法の原理. 2 観測点 A,B 間を伝わる波を抽出する. 抽出された波(図右)の伝播している時間は観測点間(A-B間)の構造のみに敏感である.

Figure 1 Schematic figure of seismic interferometry. A cross-correlation function between two stations (A and B) is sensitive only to S-wave velocity structure along the path from A to B.

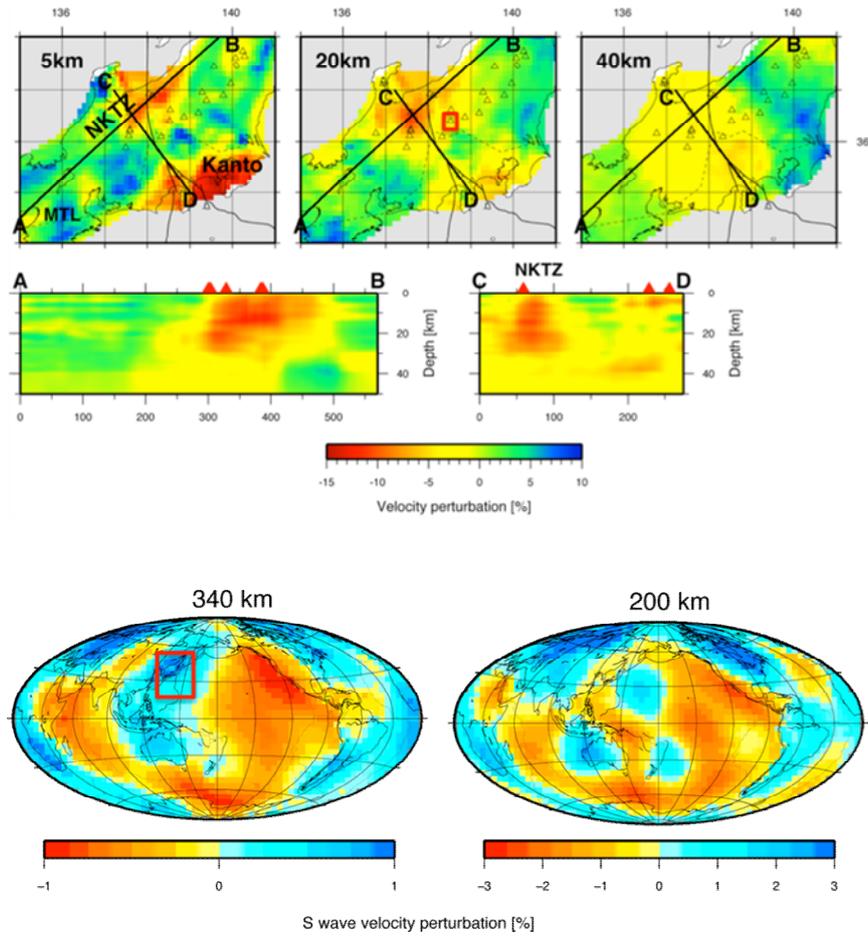


図2 図左:全球スケールで決定された上部マントル構造(Nishida et al., 2009). 図右:Nishida et al. (2008)の結果の一例. 歪み集中帯に対応する低速度異常が浅い領域で見取れる.

Figure 2 Left: Global upper mantle structure (Nishida et al., 2009). Right: S-wave velocity perturbation at the depths of 5, 25, and 40 km. Lower figures: Vertical cross section along the Niigata-Kobe Tectonic Zone (NKTZ) from A to B. We also plot a vertical slice perpendicular to NKTZ.