

Hi-netとKiK-net記録を併用した地震波速度変化の深さ依存性の推定

澤崎 郁・齊藤 竜彦・上野 友岳・汐見 勝彦(防災科学技術研究所)

はじめに

大地震に伴う地震波速度低下の主な原因として、強震動による地盤の損傷と地殻変動による静的歪変化が挙げられる。これらの原因ごとに速度変化が生じる領域が異なるため、速度変化の主要因を明らかにするためには、その空間分布、特に深さ方向の分布を推定することが重要である。Hi-net と KiK-net の観測点は同一地点に併設されており、Hi-net のセンサーはボアホール孔底に、KiK-net のセンサーは地表とボアホール孔底の2か所に設置されている。したがって、KiK-net の地震波形記録からは地表-地中間の速度変化率が、Hi-net の雑微動記録からは設置深度周囲の平均的な速度変化率が得られる。この2種類の記録を比較することにより、地震波速度変化の深さ依存性を推定することができると考えられる。

本研究では、2014年11月22日に発生した長野県北部の地震(M6.3。以下、本震)に伴い、Hi-net (KiK-net) 妙高高原観測点で検出された地震波速度変化を調査する。同観測点でのHi-netとKiK-net記録の解析から得られた速度変化率と、波動伝播計算により得られる地震波速度変化に対する波形のセンシティブリティから、Hi-net 設置深度である深さ150mよりも浅部と深部(以下、浅部と深部)とに分けて、地震波速度変化を推定する。

Hi-net (KiK-net) 妙高高原観測点

Hi-net 妙高高原観測点は本震の震央から北東約20kmに位置し、高感度地震計が深さ150mのボアホール孔底に設置されている。同じボアホール孔底と地表にKiK-netの強震計が設置されている。

データ解析

<KiK-netの地震波形記録の解析>

本震前後に生じた東西動地震波形記録の地表/地中デコンボリューション波形(DCF)を解析に用いる。基準期間(2013/12/21-2014/10/26)、期間1(2014/11/22-2014/11/23)、期間2(2014/11/23-2014/11/29)、期間3(2014/12/1-2015/3/24)に発生した複数個の地震から得られたDCFを、それぞれの期間ごとにスタックする。DCFのピークが到達するラグ時間の変化から、Sawazaki and Snieder (2013)の手法により、基準期間に対する本震後の浅部における速度変化率 $\Delta V/V_{\text{KiK}}$ を計算する。

<Hi-netの雑微動記録の解析>

上下動雑微動記録に1-3Hzバンドパスフィルタをかけ、1bit化処理を施し、1時間ごとに自己相関関数(ACF)を計算する。KiK-net解析で用いた各期間中の、地震発生時を含む時間帯のACFをスタックして、各期間でのACFを作成する。基準期間のACFと期間1、2、3のACFとにストレッチング法(Wegler and Sens-Schönfelder, 2007)を施し、見かけの速度変化率 $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ を計算する。

地震波速度変化に対する波形のセンシティブリティの計算

Hi-netのACFから検出された速度変化率 $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ は見かけのものであり、真の速度変化率に領域ごとのセンシティブリティの重みをかけて足し合せたものとなっている(Snieder, 2006)。したがって、領域をセンサー位置より浅部と深部に分けて考える場合、各領域での真の速度変化率の重みつき足し合わせにより、 $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ は近似的に

$$\frac{\Delta V}{V_{\text{Hi}}} = \alpha \frac{\Delta V}{V_{\text{KiK}}} + (1 - \alpha) \frac{\Delta V}{V_{\text{below}}} \quad (1)$$

と表せる。ここで $\Delta V/V_{\text{below}}$ は深部での速度変化率を表す。 α は浅部の速度変化に対するACFのセンシティブリティを表し、0から1までの間の値をとる。すでに $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ と $\Delta V/V_{\text{KiK}}$ は観測により得られているため、 $\Delta V/V_{\text{below}}$ は α の関数として与えられる。

α の妥当な値を見積もるために二次元差分法による波動伝播計算を行う。まず、Hi-netのACFが同一震源・観測点でのグリーン関数に収束することを仮定し、Hi-netのセンサー位置に震源と観測点を置く。データ解析では上下動を扱っているため、上下方向の加振に対する上下動の応答を扱う。用いる速度構造は、深さ2.5kmより深部についてはMatsubara and Obara (2011)による速度トモグラフィの結果を、深さ2.5kmより浅部については3種類の成層速度構造(表層のP波速度はモデル1, 2, 3でそれぞれ5km/s, 4km/s, 3km/s。S波速度はP波速度の $1/\sqrt{3}$ 倍に固定)を用いて、まず1次元構造を作成する。これに、指数関数型のランダムな速度揺らぎ($\epsilon=0.06$, $a_x=600\text{m}$, $a_z=200\text{m}$, Holliger and Levander (1992)等を参照)を重ねて2次元構造を作成する。深さ150mより浅部と深部の地震波速度をそれぞれ3%低下させて波形を計算し、速度変化させない場合の波形と合わせてストレッチング法を適用し、浅部と深部それぞれの速度低下に対する見かけ速度変化率 a と b を計算する。これらを用いて $\alpha = a/(a+b)$ から α を求める。

結果

図1に観測された $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ (黒円)と $\Delta V/V_{\text{KiK}}$ (赤)を示す。期間1では $\Delta V/V_{\text{KiK}}$ は-3から-4%の速度変化を示すが、期間2でやや回復し、期間3では0.5%から-2.5%まで回復する。一方、 $\Delta V/V_{\text{Hi}}$ の速度低下率はより小さく、期間3でも $\Delta V/V_{\text{KiK}}$ と同程度までしか回復しない。各期間での観測値を式(1)に代入し $\Delta V/V_{\text{below}}$ を推定した結果を、 α の関数として図2に示す。波動伝播計算によると、浅部の地震波速度が低速度であるほど波のエネルギーが浅部にトラップされやすくなるため、波形が浅部の速度変化に対して敏感となり、 α が増加する。今回用いた速度構造モデルでは、最も高速度のモデル1で $\alpha=0.19$ 、中間のモデル2で $\alpha=0.25$ 、最も低速度のモデル3で $\alpha=0.32$ であった。妙高高原観測点でのPS検層記録によると、同観測点での深さ150m以浅での地震波速度はモデル3よりもさらに低速度であり、実際の α は0.32より大きいと考えられる。図1の青丸は、モデル3のもとで推定した $\Delta V/V_{\text{below}}$ であるが、エラーバーは α が0.32から0.5の範囲でとりうる値を示している。速度低下率は期間を通じて1%強であるが、エラーバーを考慮すると、有意な速度低下と回復は認められない。

まとめ

本研究では、同一地点のHi-netとKiK-netの記録を独立に解析し、2014年長野県北部の地震後の速度変化を、深さ150mより浅部と深部とに分けて推定した。浅部では本震直後の速度低下率が3-4%に達するが、1週間から4か月後の期間では1%程度まで回復した。一方深部では、本震直後の速度低下が生じているとしても最大で1-2%であり、エラーバーを考慮すると有意な速度低下、回復過程が見られないことが分かった。

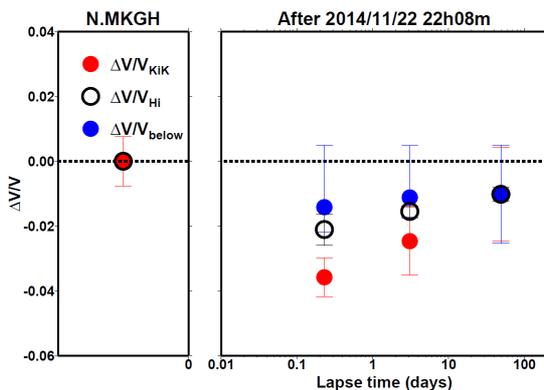


図1. 赤:KiK-netのDCF解析により推定した浅部での速度変化率。黒円:Hi-netのACF解析により推定した見かけ速度変化率。青:モデル3の速度構造を用いて推定した深部での速度低下率。エラーバーは α が0.32から0.5までの範囲の値を用いている。

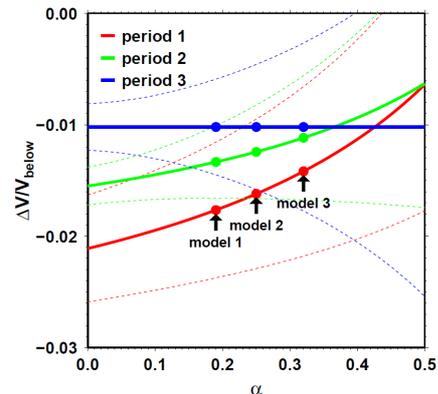


図2. センシティブティ α の値により、各期間の深部での速度低下率がどのように変わるかを示した図。実線が推定値を、点線が推定値の標準偏差の区間を示す。