



Source rupture process of the 2024 Noto Hanto, Japan, earthquake (M_{JMA} 7.6) was estimated by the kinematic waveform inversion of strong motion records. The multiple time-windows linear waveform inversion method (e.g., Hartzell and Heaton, 1983) was used to estimate the spatiotemporal rupture process during this earthquake. We analyzed the velocity waveforms in 0.03–0.4 Hz observed at strong motion stations surrounding the source region. The source fault model is assumed mainly referring to aftershock distributions and previously mapped seafloor faults. The assumed source faults extend from northwestern edge of the Noto Peninsula to the Toyama Trough.

Based on preliminary analysis of observed strong motion records, we propose two stages of ruptures on the source faults. The first rupture started at the hypocenter in Suzu at 16:10:09 on January 1, 2024 (JST), and the rupture propagated southwestward. Then, the second rupture started beneath Suzu during the first rupture was continuing, at 16:10:22, which was about 13 seconds after the first rupture starts, and the rupture propagated northeastward in the direction of the Toyama Trough. Large amount of slip (about 4–8 m) occurred beneath the northwestern part of the Noto Peninsula along the coastline about 20 seconds after the start of the first rupture, and this large-slip area mainly contributes to strong ground motions with large PGV observed in the most part of the Noto Peninsula. Another large slip occurred beneath sea in northeast of the Noto Peninsula about 15 seconds after the second rupture started. The observed strong motion waveforms in Suzu and in Sado Island are mainly explained by the second rupture. Each event has a moment magnitude of M_w 7.3, and the total moment magnitude was estimated to be M_w 7.5.

1. 能登半島周辺での観測波形の特徴

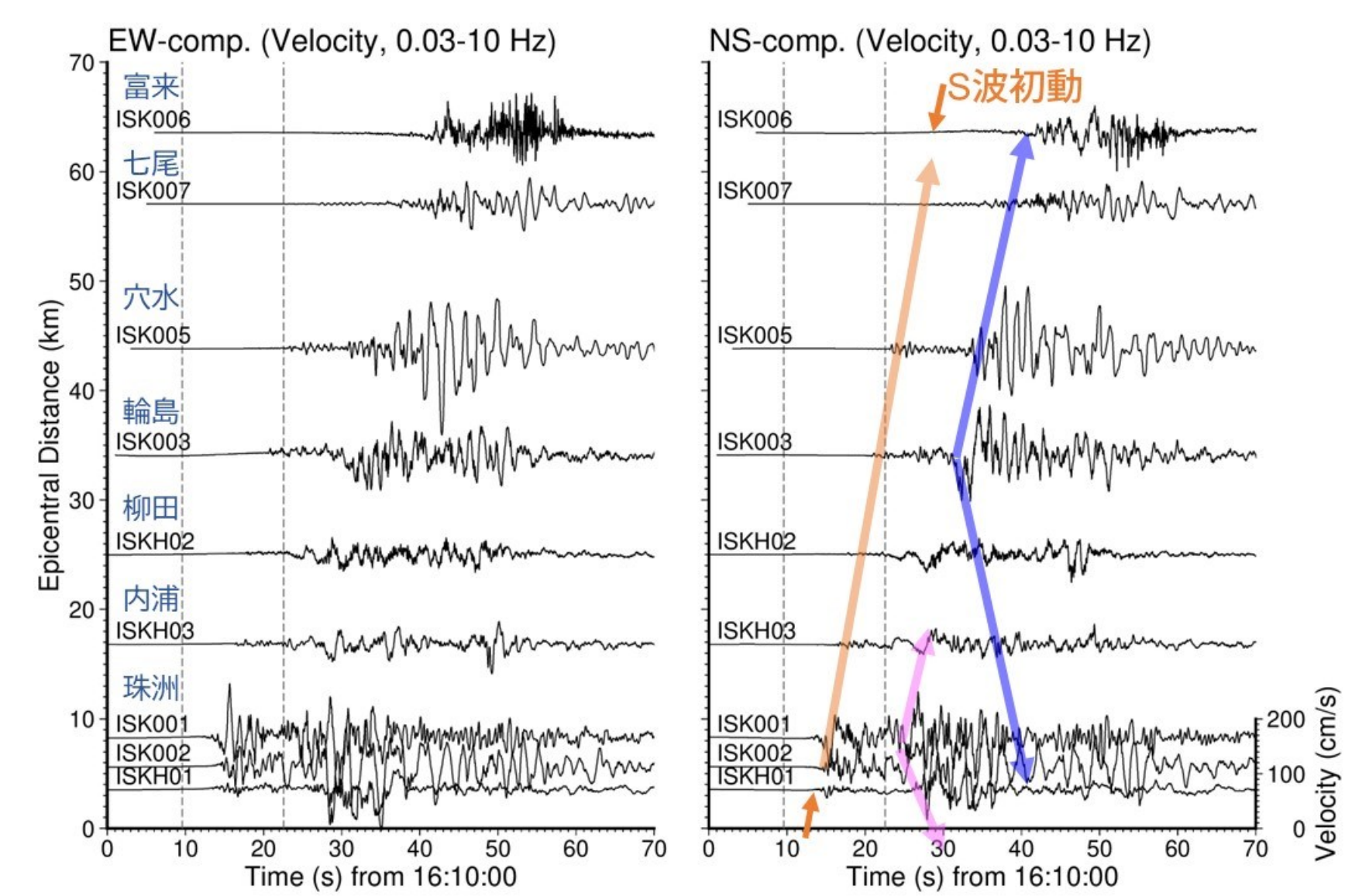


Fig. 1 Two horizontal components of observed velocity waveforms in the Noto peninsula. The dashed lines correspond to the origin time of events in JMA unified earthquake catalog.

気象庁の一元化震源カタログでは、16:10:09.54(M_{JMA} 7.3)と16:10:22.57(M_{JMA} 7.3)の2つのイベントが収録されている。これら2つの発震時をFig. 1に破線で示す。

Fig. 1の図中の矢印は、主要な波群の伝播を大まかに示したものである。

16:10:09頃に発生した地震のS波初動は、珠洲付近に位置する震源から伝播している。同様に、16:10:22に発生した地震によると考えられる振幅の大きな波が珠洲付近から伝播している。

一方で、16:10:31頃には、輪島付近から大きな振幅の波群が能登半島内に伝播している様子が分かる。震央から30 km以上離れていることから、このタイミングで輪島付近で大振幅の波を伴うようなすべりを生じさせるためには、16:10:09頃に開始した1番目のイベントの破壊が南西へ伝播し、輪島付近に到達することを想定する必要がある。

2. 強震波形を用いた震源過程の推定

- 強震波形(3成分速度、20観測点、周波数帯域0.03–0.4 Hz)を用いて、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法(e.g., Hartzell and Heaton, 1983)により、震源破壊過程を推定した。
- 断層モデルは、余震分布及び既存の海域活断層の位置を参考に、Fig. 2のような矩形断層の組み合わせとした。能登半島北東端付近では、2枚の断層面が地図上で重なっているが、深さが異なる(本発表のモデルでは、2番目に破壊する断層が相対的に浅い)。
- 観測記録の特徴及び予想的な解析を踏まえ、16:10:09に西側のセグメントが破壊開始点(深さ10.1 km)から南西方向へ向かって破壊、16:10:22に東側のセグメントが珠洲付近から富山トラフ方向(北東方向)へ向かって破壊するシナリオを仮定した。
- Green関数は、全国1次地下構造モデル(Koketsu et al., 2012)から、観測点毎に直下の構造を一次元構造として抽出し、離散化波数法(Bouchon, 1981)と透過・反射係数行列(Kennett and Kerry, 1979)を用いて計算した。

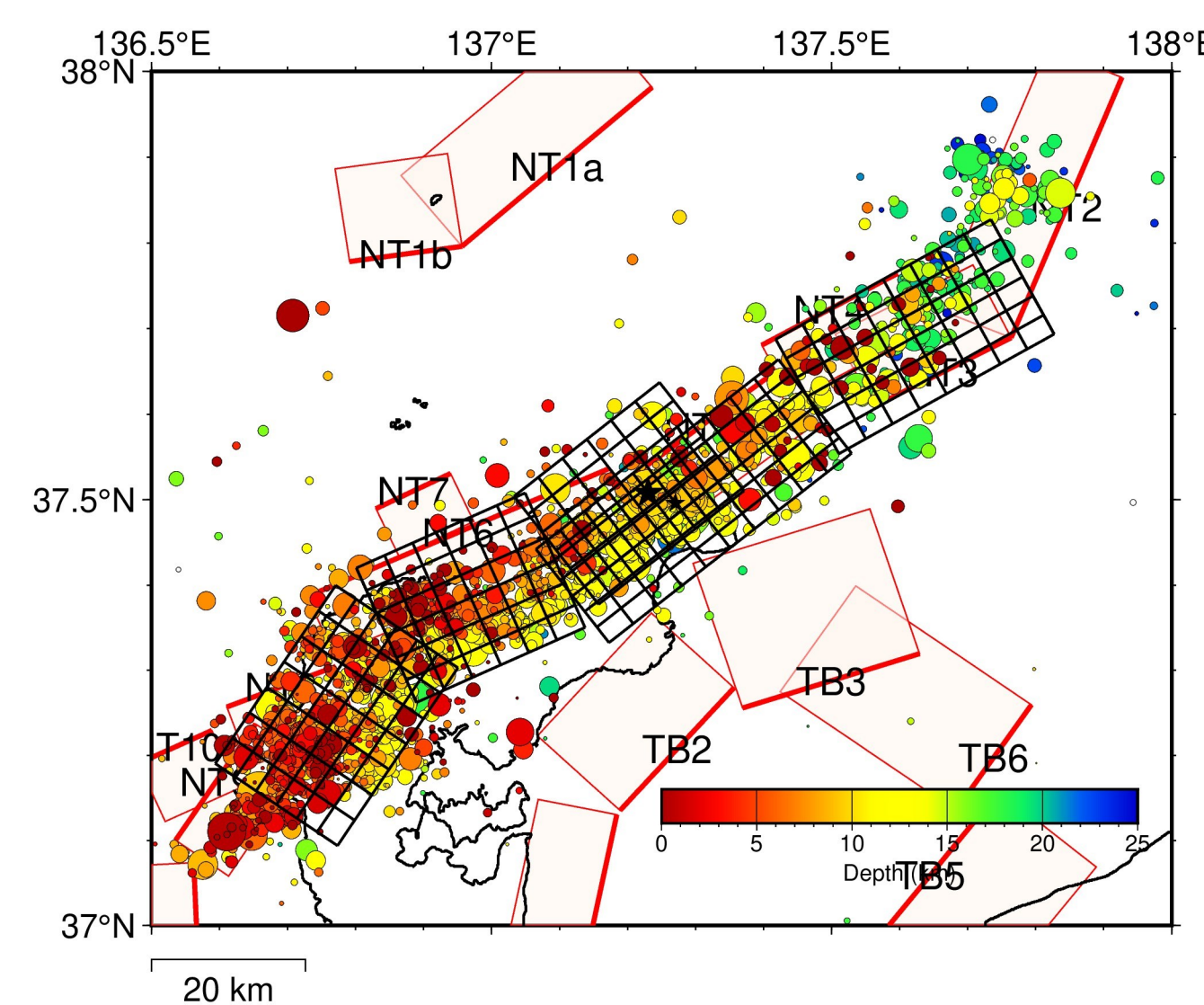


Fig. 2 Assumed source fault models (black rectangles) and aftershock distribution within 24 hours (color circles). Red rectangles represent seafloor active faults (MEXT&ERI, 2021).

3. 推定された震源過程

最終すべり分布

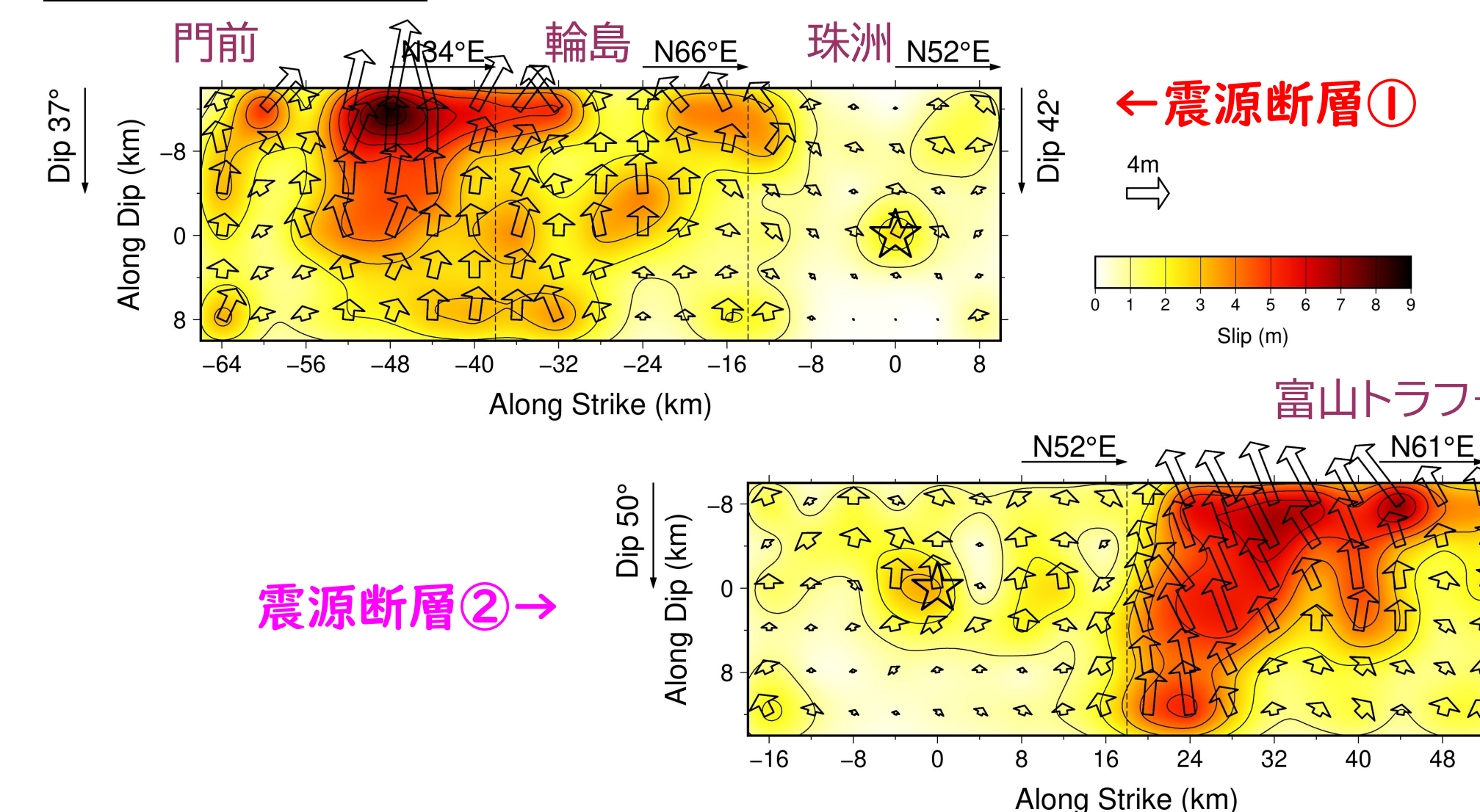


Fig. 3 Final slip distribution on each fault segment. (Top) Southwest segments (Segments 1+2+3). (Bottom) Northeast segments (Segments 4+5).

Table 1 Summary of seismic moment, average slip, and maximum slip

破壊時刻	地震モーメント	平均すべり量	最大すべり量
① 16:10:09	1.3×10^{20} Nm (M_w 7.3)	2.2 m	8.6 m
② 16:10:22	1.3×10^{20} Nm (M_w 7.3)	2.3 m	7.0 m
Total	2.6×10^{20} Nm (M_w 7.5)	2.3 m	8.6 m

観測波形と理論波形の比較

波形の特徴は概ね再現されている。

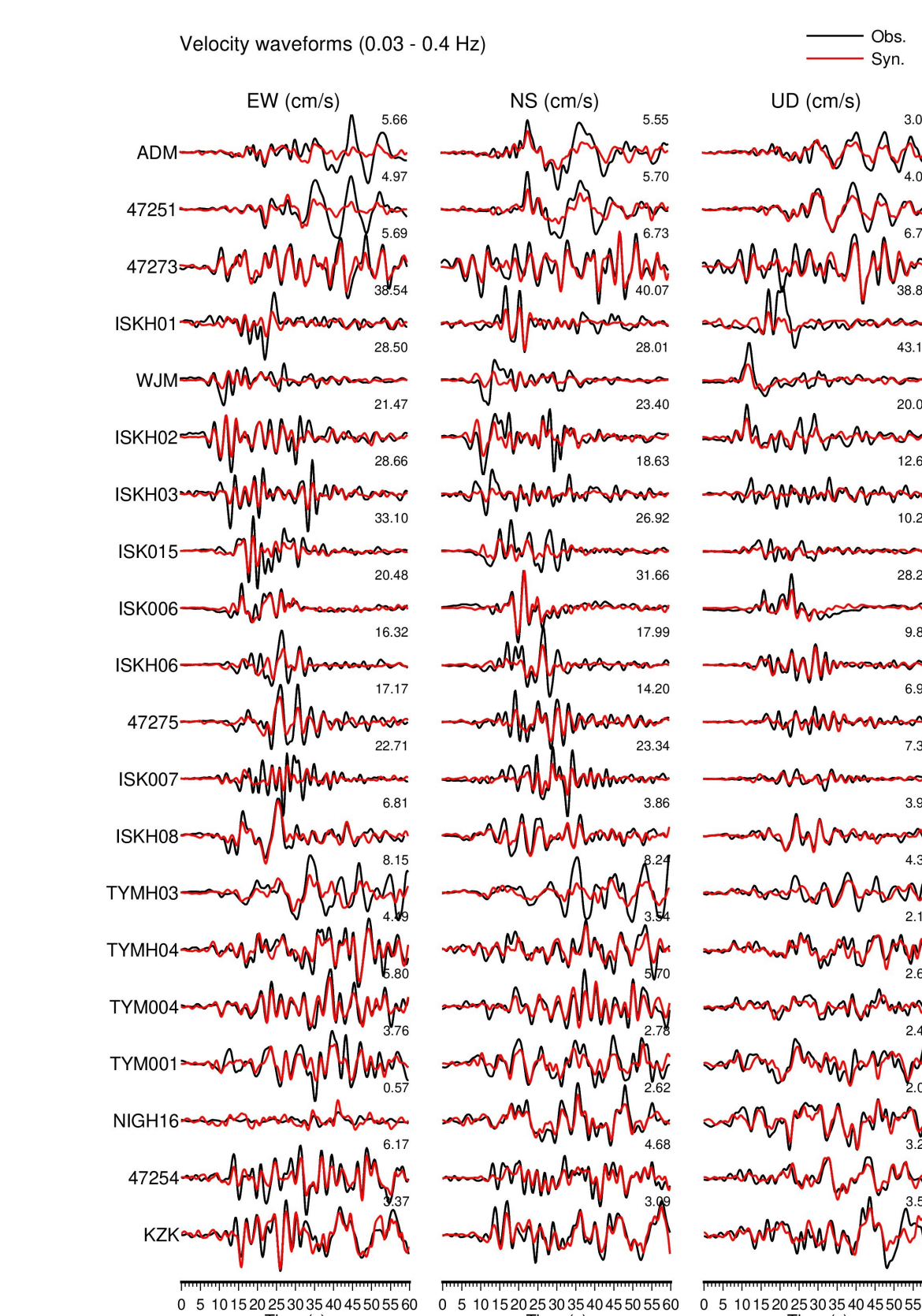


Fig. 5 Observed (black) and synthetic (red) velocity waveforms in 0.03–0.4 Hz. The number above each trace is the maximum observed amplitude.

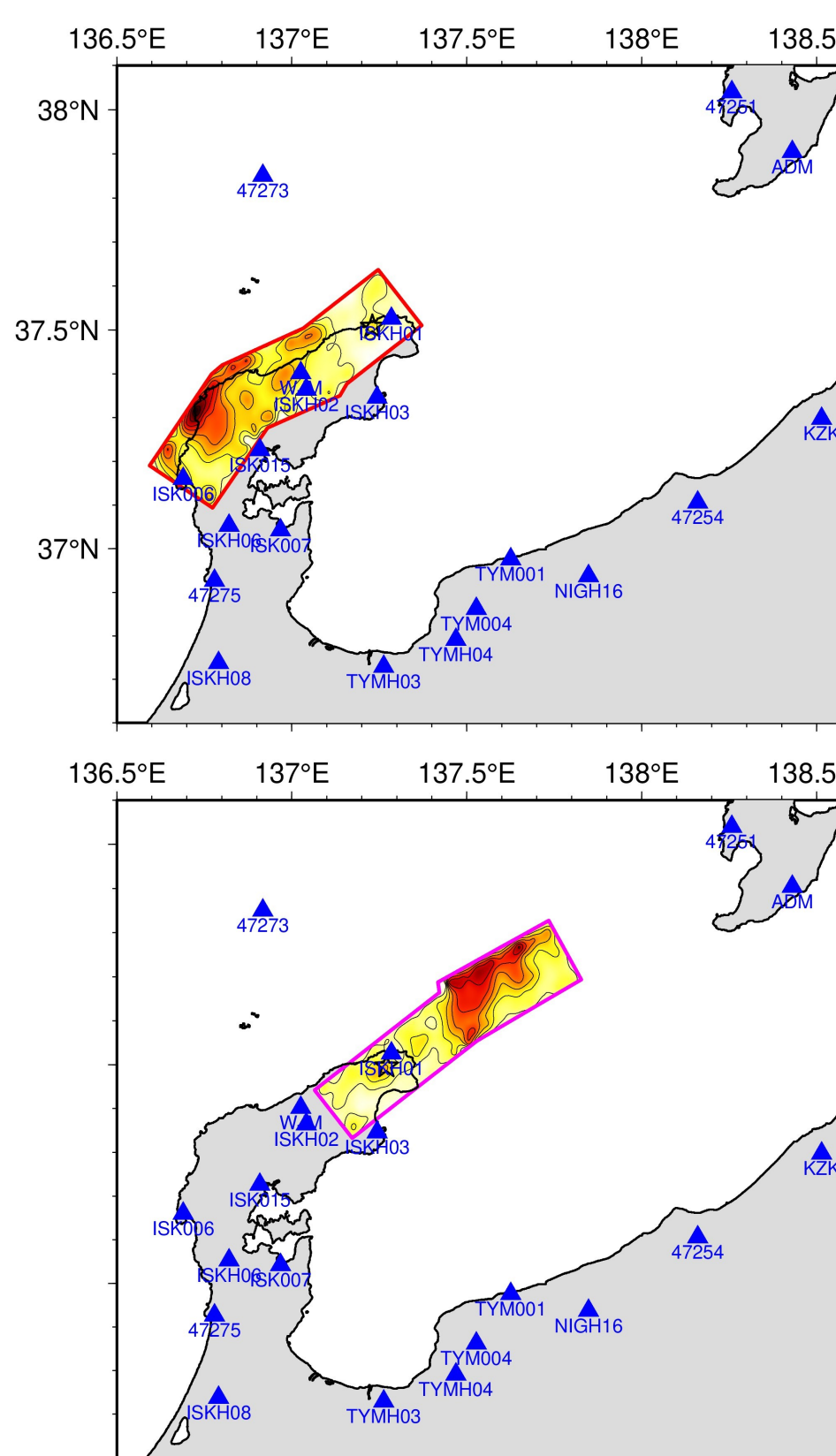


Fig. 6 Final slip projected on the surface. Fig. 7 Observed (black) and synthetic (west: red, east: magenta) velocity waveforms in 0.03–0.4 Hz.

すべりの時間発展

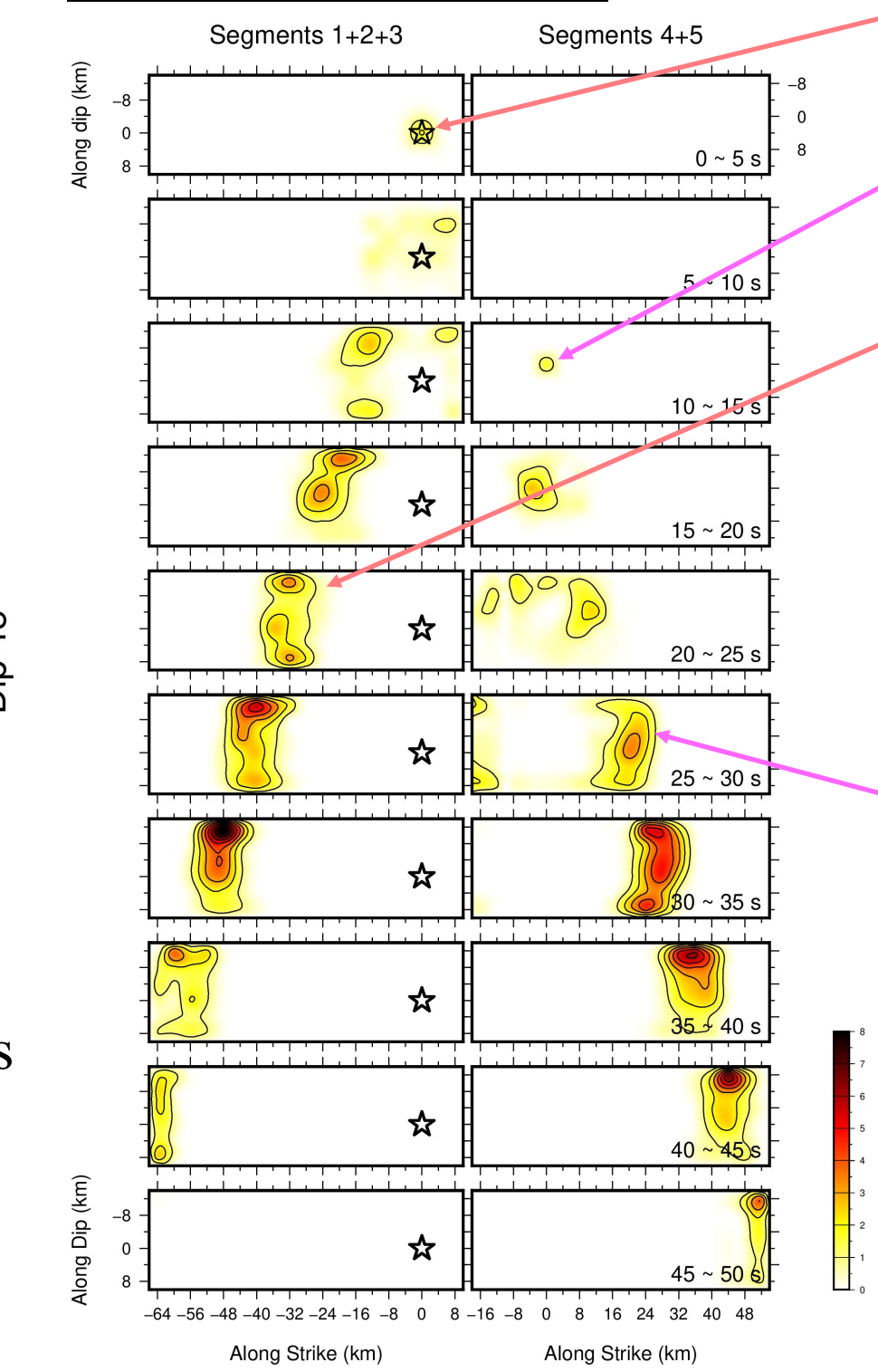


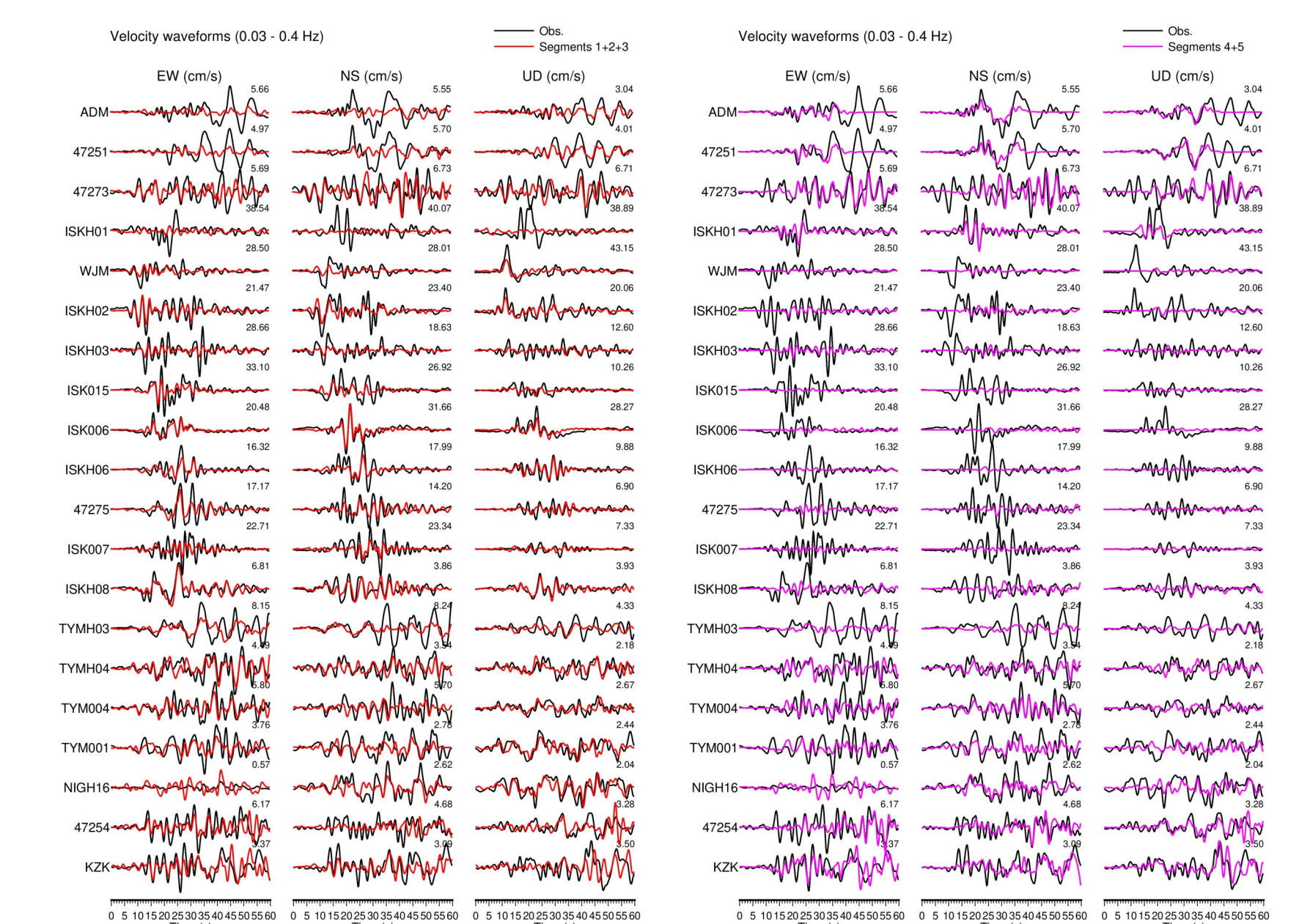
Fig. 4 Snapshots of slip on each fault segment. $V_R = 1.7$ km/s.

- 震源断層①破壊開始
珠洲付近から南西へ向かう
- 約13秒後、震源断層②破壊開始
珠洲付近から北東へ向かう
- 震源断層①破壊開始の約20秒後から、能登半島北西端部のやや浅部で、約4~8 mの大きなすべりが生じた。隆起の大きな領域に概ね対応。
→ 能登半島西部での地震動にはこのすべりの寄与が支配的
- 震源断層②破壊開始約15秒後から、珠洲の北東沖のやや広い範囲(NT4断層)で約4~6 mの大きなすべりが生じた。
→ 佐渡島の地震動にはこれが寄与

①に対応する断層セグメントと②に対応する断層セグメントが連動して地震を起こし、全体で M_w 7.5の地震となった。

断層セグメント毎の強震波形への寄与の比較

能登半島西部：①の寄与が支配的。
珠洲付近：②が大振幅の波を生成。
佐渡島：②の寄与が支配的。
船倉島や富山～越後平野：①と②の両方。



- 初めに、珠洲市付近から南西方向に向かう破壊(①)が進展した。この破壊が終わる前に、珠洲市付近から北東方向に向かう破壊(②)が新たに生じたと考えられ、複数の震源断層が複雑に連動した結果、モーメントマグニチュード7.5の地震となった。
- すべりの大きな領域(すべり量4~8 m)は、能登半島北西部及び珠洲市より北東の沖合のいずれも浅部に集中している。
- 能登半島の大部分の観測点での地震動には、主として最初の破壊(①)によるすべりが効いている。珠洲市付近や佐渡島などでは2番目の破壊(②)の寄与が大きい。

【謝辞】 国立研究開発法人防災科学技術研究所(K-NET, KiK-net, F-net)及び気象庁の強震波形記録を使用した。震源カタログは気象庁と文部科学省が協力して処理した結果を使用した。本研究は、科学研究費助成事業・特別研究促進費23K17482(研究代表者:平松良浩金沢大学教授)及び災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画(第三次)による成果である。