

近地強震動記録に基づく1999年トルコ・コジャエリ地震の震源過程

Source process of the 1999 Kocaeli, Turkey earthquake estimated from strong motion records

関口 春子[1], 岩田 知孝[2]

Haruko Sekiguchi[1], Tomotaka Iwata[1]

[1] 京大防災研, [2] 京大・防災研

[1] DPRI, Kyoto Univ.

1999年トルコ・コジャエリ地震の、主要動継続時間と地震の一般的な破壊伝播速度から推定される主破壊域は、地表断層や余震の広がりには比べ大幅に小さい。他方、破壊開始点東側の地表断層沿いの観測点 SKR では、観測の P-S 時間が推定値より異常に短く、S 波速度を越えた破壊伝播速度の可能性 (Ellsworth, 1999) や、P 波による未破壊領域トリガーの可能性 (Anderson, 2000) が指摘された。地表断層の広がりや主破壊域の広がりとの関係を明らかにする為、様々な破壊伝播様式を考慮して近地強震動記録の波形インバージョンを行い、破壊開始点の東方で P 波による破壊のトリガーが起こった可能性が強いことを示した。

1. はじめに

1999年8月17日、トルコの北部を東西に走る北アナトリア断層の一部でコジャエリ地震 ($M_w=7.4$) が起こった。この地震では、150km以上に及ぶ地表断層が現れ、余震も本震当日から長さ200kmに及ぶ領域で起こった。しかし、近地強震動記録や遠地記録の継続時間に、過去の地震の一般的な破壊伝播速度をあてはめると、主要な地震破壊はこれらよりずっと狭い範囲に限られることになる。特に破壊開始点の東側では、Izmit-Sapanca断層からDuzce断層まで80kmを越えて明らかな地表断層が現れているが、20秒足らずの主要動継続時間と一般的な破壊伝播速度ではせいぜい50-60km程度の距離までしか到達しない。

他方、破壊開始点の東側の地表断層沿いに位置する観測点 SKR では、観測された P-S 時間が、グローバルネットで決められた破壊開始点位置とこの地域の平均的な地下構造モデルとから計算される P-S 時間と比べ異常に短く、これまでの一般的な破壊伝播速度より大きな速度で破壊伝播が起こった可能性が示された。これに関し、S 波速度を越えた破壊伝播速度の可能性 (Ellsworth, 1999) や、P 波による未破壊領域のトリガーの可能性 (Anderson, 2000) が指摘されている。

本研究では、上記の破壊開始点東側の破壊伝播様式に注目して近地強震動記録の波形インバージョンを行い、地表断層の広がりや主破壊域の広がりとの関係を明らかにすることを目的とする。

2. 波形インバージョン

トルコ公共事業省とカンディリ観測所・ボガジチ大学の観測ネットで得られた記録のうち震央距離110km内の10観測点の強震記録波形を用い、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) で震源過程を推定した。断層面モデルは、地表断層のマッピング (CNRS-INSU, IPGP, Istanbul Technical University) とのモーメントテンソル解 (USGS) を参考にした。また、さまざまな破壊伝播様式に対応して個々の小断層に異なる数のタイムウィンドウを仮定している。各小断層上のすべりによる観測点での理論波形は水平多層構造中の点震源 Green 関数 DWM 法 (Bouchon, 1981) および reflection-transmission 法 (Kennett and Kerry, 1979) に矩形小断層面上の破壊伝播効果をコンボリューションして (Ben-Menahem, 1961) 得る (Sekiguchi et al., 1998)。破壊伝播の様式として、第一タイムウィンドウの破壊が破壊開始点より西側へは一般的な速度で伝播することに固定し、破壊開始点より東側へは、(1) 一般的な破壊伝播速度で伝播した場合 (このとき SKR 観測点における S 波の到達時は Ellsworth (1999) や Anderson (2000) の読み取り時刻より遅い時刻と仮定する) (2) S 波速度以上 P 波速度以下で伝播した場合、(3) Izmit-Sapanca 断層上のどこかで P 波によって破壊がトリガーされた可能性を含む場合、の3通りの状況を試した。

3. 結果

複数のインバージョンの解の相対的な優位度は、ABIC (Akaike, 1980) によって判定した。それによると、上記の3つの破壊様式のうち、(3) Izmit-Sapanca 断層上のどこかで P 波によって破壊がトリガーされた可能性を含む場合、がもっとも妥当な解として選ばれた。また、(3) の仮定の場合はそれ以外の場合に比べて、SKR 観測点の地震波形をよく再現し、インバージョンに用いていない破壊開始点東側の地表断層沿いの DZC 観測点における S 波継続時間をよく説明する。(S 波より速い破壊伝播速度を考える場合、DZC 観測点や SKR 観測点では、立ち上がりの S 波の起源が破壊開始点ではないため、波形フィッティングの区間を P 波の立ち上がりを基準にして取る必要が

あるが、DZC の観測記録には P 波の立ち上がり部分がないため、これを波形インバージョンに用いていない。) . このモデルによると、Anderson(2000) が P-S 時間差から指摘したように、Izmit-Sapanca セグメント上の SKR 観測点に近いごく浅い部分で P 波による破壊のトリガーが見られると同時に、一般的に知られている破壊伝播速度の破壊フロントも見られる。また、Duzce 断層上にも破壊が進展している。最終すべり量の分布は断層面上で不均質である。

しかし、本研究のモデルのようにほぼ平面的な断層面モデルでは、断層面はほぼ同断層面上のすべりにより発せられる P 波波動場の節面にあたるため、P 波によりトリガーする状況を考えるのは難しい。