紀伊半島北部における短期的スロースリップ イベントのすべり領域の傾斜データによる制約 一すべり領域と微動発生領域の空間的比較—

A constraint on the updip limit of the slip area of a short-term slow slip event in Northern Kii Peninsula based on tilt offset data

副島 庸平¹⁾ Yohei Soejima 廣瀬 仁²⁾ Hitoshi Hirose

概要:西南日本の沈み込み帯深部では、微動とスロースリップイベント (SSE) が同期して発生するこ とが知られている。両者の発生位置は概ね同じ位置だと考えられているが、カスカディア沈み込み帯 では SSE のすべり領域が微動発生位置よりもアップディップ側に広がっている可能性が報告されてい る。本研究では 2004 年 11 月に紀伊半島北部で発生した短期的 SSE による傾斜オフセット観測データ に基づき、観測データの誤差を考慮し、矩形断層モデルでそのすべり域をモデル化した場合の断層上 端位置の許容範囲を求めた。具体的には、SSE のディップ方向への断層の大きさ (断層幅)を様々に変 化させ、観測データと計算値とを比較する方法を 2 種類用意し、それぞれの基準を満たす断層幅の許 容範囲を求めた。その結果、この SSE の断層幅はある基準では 40.0-49.5 km の範囲となった。同地域 で発生している微動はこの断層領域のダウンディップ側の約 0-30 km の領域に概ね位置しており、断 層の浅部端は微動発生域に比べて 10-20 km アップディップ側に広がっている可能性がある。

キーワード:スロー地震,地殻変動,南海トラフ沈み込み帯, Episodic Tremor and Slip

1. はじめに

紀伊半島北部では、南東沖に位置する南海トラフにおいてフィリピン海プレートが上盤プレートに 対して北西方向に沈み込んでいるが (図1)、この沈み込みに関連すると思われるスロースリップイベ ント (SSE) と呼ばれる現象の発生が確認されている (例えば, *Hirose and Obara*, 2006)。SSE とは、 通常の地震と比べて非常にゆっくりとした速度で断層すべりが発生する現象であり、紀伊半島北部で は巨大地震発生域の深部延長上で発生することが確認されている。SSE は地震波を放出しないため、 Global Navigation Satellite System (GNSS) や傾斜計といった観測機器によって地殻変動を検出してい る (例えば, *Hirose et al.*, 1999; *Hirose and Obara*, 2005)。SSE はすべりの継続期間によって短期的 SSE と長期的 SSE に分類されており、数日~数週間継続するものは短期的 SSE、数ヶ月~数年継続するも のは長期的 SSE と呼ばれることが多い (例えば, Hirose and Obara, 2005)。日本周辺では、紀伊半島 北部のほかにも豊後水道 (例えば, Hirose et al., 1999) や房総半島 (例えば, Sagiya, 2004) などの地域 で SSE が検出されている。このなかでも、南海トラフ沿いの地域では上記の短期的 SSE に同期して 微動が発生していることが知られている (例えば, Obara, 2002; Obara et al., 2004)。この微動と SSE との同期現象は Episodic Tremor and Slip (ETS) と呼ばれ、北米のカスカディア沈み込み帯で最初に 見出された (Rogers and Dragert, 2003) が、世界各地の沈み込み帯を中心とする地域で発生している ことが知られている (レビューとして例えば, Obara and Kato, 2016)。この微動と SSE は、時間的・空 間的に同期して発生することが知られている (Rogers and Dragert, 2003; Obara et al., 2004)。すなわち 両者の発生位置は大局的にはおおむね一致すると考えられてきた。しかしながら、Hall et al. (2018) はカスカディア沈み込み帯における GNSS データのインバージョンに基づき、SSE 発生域が微動発生 域に対して、より updip 方向に広がっている可能性を指摘した。ETS の発生メカニズムを理解するう えで SSE と微動の発生位置の関係を調べることは重要であるが、西南日本の ETS について同様な検 討はほとんどなされていない。そこで本研究では、紀伊半島での ETS を例にとり、西南日本沈み込み 帯で短期的 SSE 発生域と微動発生域に dip 方向の差異がある可能性を検討した。

本研究では、*Hirose and Obara* (2006) で測定された傾斜オフセットデータに基づき、2004 年 11 月 29 日~12 月 1 日の期間に紀伊半島北部において発生した短期的 SSE のすべり領域を再検討した。こ のイベントに対し、*Hirose and Obara* (2006) では SSE のすべり領域を一枚の矩形断層と仮定し、傾 斜変化データに基づくインバージョン計算を行い、すべり領域を推定している。ここではそこで用い られたのと同じ傾斜オフセットデータに基づき、観測データの誤差を考慮して、すべり領域の浅部端 がどの程度スラブの傾斜方向に変化しうるかを定量的に検証した。そして、スラブ傾斜方向のすべり 領域の可能な範囲と微動の発生位置との位置関係を議論する。



図 1: 研究対象領域のテクトニックセッティング. 赤点線の領域が、本研究で対象とする SSE の発生領域. 実線 は南海トラフ、点線は沈み込んだフィリピン海プレートの上面の等深線、灰色の点は微動の震央分布を表 す. PH はフィリピン海プレート. 青四角は対象とした Hi-net 観測点の位置. 4 文字の観測点コードも付し た.

2. データ

本研究で対象とした SSE は 2004 年 11 月 29 日~12 月 1 日の期間に紀伊半島北部で発生したイベン トである。このイベントに対して *Hirose and Obara* (2006) で用いられたのと同じ 5 観測点 (図 1) での 傾斜変化 (オフセット) データを用いた。この傾斜オフセットデータは、防災科学技術研究所 (NIED) Hi-net による高感度加速度計 (傾斜計) によって得られたものである。Hi-net 観測点において、傾斜計 は高感度地震計や強震計 (加速度計) とともに観測井戸 (ボアホール) の底に設置されている (*Okada et al.*, 2004; *Obara et al.*, 2005)。そのような傾斜計の連続データを、地球潮汐成分除去、気圧補正、線形 トレンド除去、といった補正を行った後、SSE によると思われる傾斜変動の期間の前後 1 日間毎の平 均値の差を求めることで傾斜オフセットデータが得られている (*Hirose and Obara*, 2006)。

SSE のすべり領域と比較するために使用した微動カタログは、NIED 微動カタログを用いた。この 微動カタログはエンベロープ波形の相互相関と振幅の情報を用いたハイブリッド法 (*Maeda and Obara*, 2009) の結果をクラスタリング処理 (*Obara et al.*, 2010) したものである。この微動カタログは NIED Hi-net の WEB サイト (https://www.hinet.bosai.go.jp/) にて公開されている。

3. 解析手法

Hirose and Obara (2006) が推定した 2004 年 11 月の SSE に対する矩形断層モデルを「参照モデル」と し、この浅部端が観測データの誤差の範囲内でどれだけ変化しうるかを調べた。西南日本の ETS 帯 での SSE は沈み込んだプレート境界面付近で発生していると考えられるので、想定されるプレート境 界面上でのスラブの傾斜方向におけるすべり領域の浅部端の許容範囲を調べることを意図している。 しかしながら Hirose and Obara (2006) では矩形断層の深さも未知パラメータとして推定しており、地 下構造の研究で提案されているプレート境界面の深さ・形状と必ずしも一致しない (図 2)。そのため 「参照モデル」の水平位置と大きさにおおむね一致しつつ、最新のプレート形状モデルとも矛盾のな い深さ・走向・傾斜となるような矩形断層の「基準モデル」をまず設定した。そして基準モデルの断 層の走向・傾斜、断層の走向方向の長さ、断層深部端の深さは変化させず、その断層幅を変化させる ことで、近似的に SSE すべり域の浅部端の位置の許容深さ範囲を求める。

このとき問題となるのがすべり量の設定である。すなわち、矩形断層モデルの断層幅を変化させる 際に、基準とするモデルのすべり量に固定した場合は、その断層モデルの地震モーメントが基準モデ ルから変化することになり、本来検討したい断層幅の変化に加えて地震モーメントが変化した効果も 観測点での傾斜変化の計算値に影響を与えうる。別の考え方としては、断層幅を変化させた際に地震 モーメントが基準モデルと等しくなるようにすべり量を調整するというものがある。この場合も、基 準モデルの地震モーメントは、他の断層パラメタがそれぞれの最適値の場合の値であり、断層幅を変 化させた段階でこの地震モーメントが観測データを満たす最適値ではなくなるという問題がある。そ こで3つ目の考え方として、断層幅を変化させるたびに、すべり量のみを未知数として観測データか ら推定しなおす(したがって地震モーメントを推定しなおすことに相当する)という方法が考えられ る。

以下ではこの (1) 基準モデルの設定; (2) 断層幅の探索範囲とすべり量の設定; についてそれぞれ方 法を詳述する。それとともに (3) 傾斜変化の観測値と計算値との比較方法; について記載する。

(1) 矩形断層「基準モデル」の設定

上述のように、紀伊半島北部で発生した 2004 年 11 月 SSE に対する Hirose and Obara (2006)の矩 形断層モデルを「参照モデル」とする。Hirose and Obara (2006)では、矩形断層の深さや走向・傾斜 も未知数として推定されているが、その断層モデルは図2に示したように、 Shiomi et al. (2008) およ び Nakanishi et al. (2018) にて自然地震波形記録および人工地震探査に基づいて推定されているこの 地域のプレート境界面の深さや形状と比較すると大きく異なっていることが分かる。そこでまず、参



図 2: 各断層モデルの位置関係. (a) 平面図. 茶色の四角が Hirose and Obara (2006) による断層モデル、青色の 四角が本研究で設定した「基準モデル」の位置. 赤線に沿った断面図を (b) に示した. (b) 断面図. 茶色 点線が Hirose and Obara (2006) による断層モデル、水色線が本研究で設定した「基準モデル」. "Fault Width" が断層幅、"Shallower end" が断層領域の浅部端を示し、断層幅を変化させるのに伴い浅部端の位 置が dip 方向に変化する. 細い曲線は Shiomi et al. (2008); Nakanishi et al. (2018) によるプレート境界面 の深度.

(a)

(b)

照モデルとした Hirose and Obara (2006)の矩形断層モデルのパラメタのうち、断層浅部端の辺の中 央の水平位置、断層長、断層幅は同じとし、断層深さ、走向、傾斜を上記のプレートモデルに沿うよ うに再決定した。そのうえで、断層位置が変化したことに伴い、参照モデルのすべり量が最適な値で は無くなったため、このすべり量の値を観測データに合うように再決定した。

基準モデルのすべり量は、以下のような評価関数 *E*(*a*) を最小化するような *a* の値を線形最小二乗 法によって求めることで決定した:

$$E(a) = \sum_{i=1}^{N} \left\{ \left(\operatorname{Obs}_{i}^{\operatorname{NS}} - a \operatorname{Cal}_{i}^{\operatorname{NS}} \right)^{2} + \left(\operatorname{Obs}_{i}^{\operatorname{EW}} - a \operatorname{Cal}_{i}^{\operatorname{EW}} \right)^{2} \right\}$$
(1)

ここで N は傾斜観測点数 (本研究の場合 N = 5)、 Obs_i^{NS} は *i* 番目の観測点での傾斜オフセット観測 値の南北成分、 Obs_i^{EW} は同・東西成分、 Cal_i^{NS} は単位すべり量を与えた場合の、*i* 番目の観測点での 傾斜オフセット計算値の南北成分、 Cal_i^{EW} は同・東西成分である。 Cal_i^{NS} および Cal_i^{EW} の値は、半無 限等方均質弾性媒質中の矩形断層すべりによる傾斜変化量を与える *Okada* (1992) の定式を用いて計 算した。

このようにして求めたすべり量は 1.6 cm、またすべり領域の中心の座標は (34.5962°N, 136.4365°E)、 深さが 35.0 km、傾斜が 9.7°、走向が 230.4° となった。これに *Hirose and Obara* (2006) の参照モデル と同じ断層長 37.0 km、断層幅 45.0 km として基準モデルとした。地震モーメントは 1.07×10¹⁸ Nm となり、参照モデルから約 1.3 倍大きくなった。

図3に基準モデルでの傾斜ベクトル変化の計算値と観測値との比較を示した。図3は断層幅が45.0 km の場合を示しているが、URSH と MGWH では、計算値と観測値の傾斜変化ベクトルは大きさと方向 がよく一致している。WATH では、計算値と観測値の傾斜変化ベクトルは方向がずれているが、大き さは同じ程度である。MASH と OYMH での計算値と観測値の傾斜変化ベクトルは方向も大きさも違 うが、MASH と比べて OYMH の方が大きさも方向も大きく異なる。



図 3: 基準モデルと傾斜変化ベクトル. 緑矢印が観測された傾斜変化ベクトル、ピンクの四角が基準モデルの断 層位置・形状、赤矢印が基準モデルから計算される傾斜変化ベクトル. 傾斜変化ベクトルの向きは地面が 傾き下がる方向を示す.

(2) 断層幅の探索範囲とすべり量の設定

基準モデルでの断層幅 45.0 km を基準とし、34.0 km ~ 50.0 km の範囲で 0.5 km きざみで断層幅 を変化させ、それぞれの断層幅において 5 観測点で期待される傾斜変化を計算した。この際、上述の ように 3 通りの考え方で各断層幅に対するすべり量を設定した。(A) すべり量固定; (B) 地震モーメ ント固定; (C) すべり量の再推定; の 3 通りである。(A) は断層幅の値にかかわらず、すべり量を基準 モデルと同じ 1.6 cm に固定する。(B) は断層幅を変化させる毎に地震モーメントの値が基準モデル と等しくなるようにすべり量を設定する。(C) は断層幅を変化させる毎に、もっとも観測データを説 明するようなすべり量を最小二乗法で求める。(C) の場合のすべり量の求め方は 3. (1) 節に記載した (1) 式を最小化する方法と同じである。

(3) 傾斜変化の観測値と計算値との比較方法

断層幅の探索にあたっては、計算された傾斜変化が観測値の信頼区間の範囲内で一致しているかど うかを判定する必要がある。この判定方法として (I) 残差の二乗平均平方根 (RMS) が設定した閾値 以下になるかどうか; (II) 計算値が観測値の信頼区間に入る観測点数が、設定した閾値以上になるか どうか; という2通りを設定した。

まず方法 (I) では、以下の (2) 式で示す残差 RMS の値を、各断層幅について計算した。

残差 RMS =
$$\sqrt{\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N} \left\{ \left(\text{Obs}_{i}^{\text{NS}} - \text{Cal}_{i}^{\text{NS}} \right)^{2} + \left(\text{Obs}_{i}^{\text{EW}} - \text{Cal}_{i}^{\text{EW}} \right)^{2} \right\}}$$
 (2)

Hi-net 傾斜観測データの典型的な誤差として 10⁻⁸ radian (例えば, *Hirose and Obara*, 2005) を仮定す ると、10⁻⁸ radian が (2) 式の残差 RMS の一つの基準として設定できる。しかし後述するように、今 回の方法で探索した断層幅の範囲ではこの残差 RMS が 10⁻⁸ radian 以下となる断層モデルは見つか らなかった。そこで、ここでは便宜的にその 2 倍の値である 2×10⁻⁸ radian を残差 RMS の基準値と して採用する。

つぎに方法 (II) では各観測点の傾斜観測値の信頼区間として NS 成分・EW 成分それぞれに (i) 1×10^{-8} radian; (ii) 5×10^{-9} radian; の 2 通りを設定し、それぞれの計算された傾斜変化の値が両成分と もこの信頼区間の範囲に入る観測点数を調査した。この基準値の設定は上述の Hi-net 傾斜観測データ の典型的な誤差の値を勘案し、(i) が典型的なケース、(ii) がそれよりも品質の良い観測データのケー ス、の 2 通りを想定したものである。

これら方法 (I), (II) それぞれで、3. (2) 節で述べた (A), (B), (C) の3通りのすべり量の設定で断層 幅を探索した。また方法 (II) ではこれらの3通りのすべり量の設定方法について、(i), (ii) の2通りの 信頼区間の設定で計6通りのケースを調査した。さらに、方法 (II) では信頼区間に入る観測点数も設 定する必要があるが、方法 (I) にて探索した中で (1) 式の値が最も小さくなる場合、すなわち、方法 (I) での最良モデルにおいて、(A), (B), (C) の3通りのすべり量の設定いずれの場合でも、計算値が 観測値の信頼区間に入った観測点の数は1つであった。そこで、方法 (II) の場合の観測点数は2を基 準値とし、計算値が信頼区間に入る観測点が2つ以上となる場合の断層幅を、基準を満たすモデルと した。

4. 結果

(1) 断層幅を変化させたときの計算傾斜ベクトルの変化

上記のように断層幅を変化させたときの、各観測点でみられる理論傾斜変化の特長について述べる。 理論傾斜変化は今回検証した3つのすべり量の設定方法のいずれの場合でも同じような変化が見られ たため、ここではケース(C)を例に説明する。今回使用した5つの Hi-net 観測点のうち、3つの観 測点(WATH, MGWH, URSH)でパラメータの範囲での傾斜ベクトルに大きく変化が見られた。図4 に、このケースでの断層幅の変化と、それに対応する傾斜変化ベクトルを示す。基準モデルの断層幅 45.0 km から断層幅、すなわちすべり領域の面積を小さくしていく場合、すべり領域の上端付近に位 置する WATH での計算値の傾斜ベクトル方向が南方向から南東方向に変化し、観測値の傾斜ベクト ルに近づき、すべり領域の西側に位置する MGWH では計算値の傾斜ベクトルが西方向から誤差の範 囲内で南西方向に変化する。すべり領域直上にある URSH ではあまり変化が見られない。反対に基準 である 45.0 km の幅から断層幅を大きくしていく場合、WATH での計算値の傾斜ベクトルが南東方 向からやや東方向に変化し、観測値との差が大きくなる。MGWH では、計算値の傾斜ベクトルが南 西方向から南方向に変化し、誤差の範囲から外れる。残りの二つの観測点(OYMH, MASH)の計算値 の変化は、基準モデルの断層幅 45.0 km から小さく (すべり領域の面積を小さく) していく場合、す べり領域の下端付近に位置する OYMH での計算値の傾斜ベクトルは、観測値の傾斜ベクトルと方向 は変わらず、大きさだけが少しずつ大きくなっていた。すべり領域の中央付近に位置する MASH は、 断層幅を小さくした時、計算値の傾斜ベクトルの方向はほとんど変わらず、大きさが少しずつ小さく なった。基準モデルの断層幅 45.0 km から断層幅を大きくしていく場合、OYMH の計算値にほとん ど変化は見られなかった。MASH でも、断層幅を大きくした場合、計算値にほとんど変化が見られな かった。



図 4: 断層幅の変化に対する、傾斜ベクトルの計算値の変化 (ケース C). ピンクの四角が基準モデルの断層位置・ 形状を表す. 緑矢印が基準モデル (断層幅=45 km) の場合の計算傾斜ベクトル、赤矢印が断層幅 40 km の 場合の計算傾斜ベクトル、青矢印が断層幅 49.5 km の時の計算傾斜ベクトルを示す. 赤の四角は断層幅 40 km にした場合の浅部端の位置、青の四角は断層幅 49.5 km の場合の浅部端の位置を示す.

(2) 残差 RMS による比較

方法 (I) において、(ケース A) すべり量固定; (ケース B) 地震モーメント固定; (ケース C) すべり量 の再推定; のそれぞれの場合における、断層幅に対する残差 RMS ((2) 式) の値を図 5 に示す。3 つの ケースで、残差 RMS の値が最小になるのは、断層幅がそれぞれ 44.5 km (ケース A)、44.5 km (ケース B)、45.0 km (ケース C) のときであった。もっとも、断層幅がおおむね 43–46 km の範囲では残差 RMS



図 5: 方法 (I) の 3 つのケースそれぞれにおける、断層幅と残差 RMS の関係. 横軸が断層幅、縦軸が残差 RMS. 紫色がケース (A)、緑色がケース (B)、水色がケース (C) の結果をそれぞれ示す.

の値は 1.7×10^{-8} radian でほとんど同じである。いずれにせよ、この結果からは、*Hirose and Obara* (2006) で推定された 45 km という断層幅は妥当であったと考えられる。

また、断層幅が同じ場合で比較すると、わずかながらケース C の場合に最も残差 RMS の値が小さくなった。ケース C では、それぞれの断層幅ですべり量を観測データに合うように推定し直していることから、この結果は当然であろうと思われる。観測値の信頼区間の範囲内とみなす残差 RMS の値を 2×10^{-8} radian とした場合、断層幅の範囲は (A), (B), (C) 3 つのケース全てで 40.0–49.5 km となった。

断層幅を 40.0–49.5 km の範囲で変化させたときの、傾斜ベクトルの計算値の変化を図 6a (ケース A)、図 6b (ケース B)、図 4 (ケース C) にそれぞれ示す。これら 3 つの図を比較すると、同じ断層幅 で比べると、残差 RMS の値が最も小さいケース C での計算傾斜ベクトルの変化が一番小さくなって いる。また、MASH と MGWH の観測点での計算値の傾斜ベクトル変化は 3 ケースとも似ているが、 URSH と OYMH での計算値の変化は、ケース B が最も大きく、WATH での計算値の変化は、ケース A で最も大きくなっている。

(3) 観測点数による比較

方法 (I) での最良モデルにおいて、(A), (B), (C) の3通りのすべり量の設定いずれの場合でも、計算 値が観測値の信頼区間に入った観測点の数は1つであった。そこで、方法 (II) の場合の観測点数は2 を閾値とし、計算値が信頼区間に入る観測点が2つ以上となる場合の断層幅を、基準を満たすモデル とした。信頼区間としては上述のとおり、(i) 1×10⁻⁸ radian; (ii) 5×10⁻⁹ radian の2通りを設定した。 (A), (B), (C) それぞれのケースについて (i), (ii) の2通りの信頼区間の設定の全6通りで、計算値 がこの信頼区間内となる観測点の数を調べた結果、図7のようになった。

信頼区間を(i) 1×10⁻⁸ radian とした場合(図7a)、ケース(A)(すべり量固定)を例にとり記載する。 断層幅が 30.0–34.0 km の範囲で計算値が信頼区間に入る観測点数が0、34.5–36.5 km の範囲で1また は2に増え、37.0–40.5 km の範囲で最大値の3となった。さらに断層幅を大きくすると 41.0–48.0 km の範囲で1または2に減少し、48.5–49.5 km で0となった。ケース(B)、ケース(C)でも、断層幅の探 索範囲の中ほどで信頼区間に入る観測点数が増えるという大まかな傾向は同様であるが、特にケース Cではユニモーダルになっておらず、ピークが分かれるという分布を示した。これは、観測点ごとに 信頼区間が設定されていて、計算値がその範囲内に入るかどうかという判定を行っており、連続的に 断層幅を変化させても、計算値が観測値の信頼区間内に入る観測点(の組み合わせ)は場合によって異 なる(切り替わる)ため、条件によってはこのように観測点数のピーク幅が狭くなっていると考えられ



図 6: 断層幅の変化に対する、傾斜ベクトルの計算値の変化. (a) ケース A; (b) ケース B. 図の見方は図 4 と同様.

る。(i)の場合、信頼区間内に入る観測点数が2以上となる断層幅は、ケースAで35.5-41.5 km、ケースBで39.5-42.0 km、ケースCで32.5 km,34.0-35.5 km,38.5-41.5 kmとなった。

信頼区間を (ii) 5×10^{-9} radian とした場合 (図 7b)、条件がより厳しくなっており、計算値が信頼区 間内に入る観測点数が 2 以上となる断層幅は、ケース A の 38 km の場合のみであった。



図 7: 断層幅の変化に対する、信頼区間内となる観測点数 (方法 (II)). (a) 信頼区間 (i) 1×10⁻⁸ radian; (b) (ii) 信 頼区間 5×10⁻⁹ radian.

5. 議論

本研究では紀伊半島北部の 2004 年 11 月の短期的 SSE による傾斜変化の観測値を説明できる矩形 断層モデル、特にすべり領域の上端位置がどれだけ変化できるか、という許容範囲を求めた。その結 果、全観測点の残差 RMS が 2×10⁻⁸ radian 以下となる基準 (方法 (I)) では、断層幅が 40.0–49.5 km の範囲でこの基準を満たすことが分かった。すなわち、この SSE のすべり領域を矩形断層でモデル化 した場合、その浅部端は 10 km の範囲 (もしくは ±5 km の範囲) に制約される。また別の基準で、各 観測点で観測された SSE による傾斜オフセット値の信頼区間内に、計算される傾斜ベクトルが入る観 測点数に 2 観測点という基準を設けた場合 (方法 (II))、Hi-net 傾斜データの典型的な誤差である (i) 1×10⁻⁸ radian を信頼区間とした場合は、断層幅がおおむね 34-42 km の範囲、よりよい品質を想定 した (ii) 5×10⁻⁹ radian の場合は、断層幅 38.0 km のみ基準を満たすことが分かった。こちらの基準 でも、浅部端の位置が ±4 km 程度の範囲に制約されるということである。これらの結果は、様々な仮 定に基づくものではあるが、傾斜観測によって SSE のすべり領域の端の位置が良い精度で求められる ということを示すものであるといえる。もちろん、(I), (II) いずれの方法でも、基準を満たすと判断す る閾値の設定に依存するが、ここで設定した値は、どちらかといえば緩めの閾値であり、この評価は 妥当なものであると考えられる。

本研究で求めた SSE すべり領域の上端位置を、同地域で発生している微動の震央分布とを比較したのが図8である。ここで示されている断層モデルは、方法 (I)の残差 RMS に基準を設けた場合のものである。すべり領域内にある微動の震央位置に着目すると、微動の震央の多くはすべり領域の深部端側約 0-30 km の範囲に分布している。すなわちすべり領域の浅部端は、微動発生域と比べて、10-20 km 程度、よりアップディップ側に広がる可能性がある。ただし、方法 (II)の基準を採用した場合、浅部端がよりダウンディップ側 (より小さい断層幅) に求められており、上記の差は 10 km 以下になる。

Hall et al. (2018) は北米カスカディア沈み込み帯北部における SSE と微動発生域との位置関係を GNSS データをもとに議論し、SSE のすべり領域が微動の分布に対して 10 km 程度アップディップ側 に広がっている地域があることが報告されている。したがって、本研究で議論した紀伊半島北部での SSE と微動との位置関係は、Hall et al. (2018) で議論されているカスカディア北部での両者の位置関係 と類似している。ただし、本研究で議論できたのは紀伊半島北部の1つのイベントのみであり、Hall et al. (2018) で SSE すべりと微動発生域に差があると報告されているのは、カスカディア北部のなかで もオリンピック半島地域のみである。このため、SSE と微動の発生位置に差がある可能性がある、と は言えるが、これが全 ETS 帯に共通する性質なのか、それとも一部の地域のみの性質なのか、もしく は観測データの誤差や解析方法の不備に起因する見かけのものなのか、については現段階では言及す ることができない。よって、この問題に対するよりよい理解のためには、同じ地域でのより多くのイ ベントの調査、別の地域での調査、GNSS など別のデータを用いた調査などを行う必要がある。

6. 結論

2004年11月に紀伊半島北部で発生した短期的SSEを対象とし、*Hirose and Obara* (2006)で用いられた傾斜オフセットデータに基づき、この観測データの誤差を考慮し、矩形断層モデルでそのすべり 域をモデル化した場合の断層上端位置の許容範囲を求めた。観測データと、対応する計算値とを比較 する方法として (I) 全観測点の残差 RMS; (II) 計算値が傾斜観測値の信頼区間内に入る観測点数;の2 通りを考え、矩形断層の下端位置を固定し断層幅のみを変化させることで断層上端位置を変化させ、 どの範囲であれば観測データを満たすことができるかを調べた。その結果、方法 (I) 残差 RMS による 基準では、この SSE の断層幅が 40.0-49.5 km の範囲という結果が得られた。方法 (II) でも同様だが より小さい断層幅が得られた。

これらの結果を同地域の微動分布と比較すると、微動は求められた断層領域のダウンディップ側の 約 0–30 km の領域に概ね位置しており、断層の浅部端は微動発生域に比べて 10–20 km アップディッ プ側に広がっている可能性がある。この SSE と微動の発生領域に差があるかどうかについてのより良 い理解のために、より多くの事例をもちいた調査が必要である。

謝辞:本研究で用いた傾斜オフセットデータおよび微動カタログは国立研究開発法人防災科学技術研 究所よりご提供いただきました。本研究は、JSPS 科研費 JP16H06474 の助成を受けたものです。記し て感謝いたします。



図 8: SSE 断層すべり領域と微動震央分布との比較. 方法 (I) の残差 RMS に基準を設けた場合の断層上端位置 の許容範囲を赤および青の四角で示す. 黒点は 2004 年 1 月 1 日から 2005 年 12 月 31 日の期間に発生した 微動の震央位置を表す (NIED 微動カタログ).

参考文献

- Hall, K., Houston, H., and Schmidt, D. (2018). Spatial Comparisons of Tremor and Slow Slip as a Constraint on Fault Strength in the Northern Cascadia Subduction Zone. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(8), 2706–2718. https://doi.org/10.1029/2018GC007694
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., and Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada Earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. Geophysical Research Letters, 26(21), 3237–3240. https://doi.org/10.1029/1999GL010999
- Hirose, H., and Obara, K. (2005). Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. Earth, Planets and Space, 57(10), 961–972. https://doi.org/10.1186/BF03351875
- Hirose, H., and Obara, K. (2006). Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. Geophysical Research Letters, 33, 5 PP. https://doi.org/10.1029/2006GL026579
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ozgur Citak, S., Nakamura, T., et al. (2018). Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis. In Timothy Byrne; Michael B. Underwood, III; Donald Fisher; Lisa McNeill; Demian Saffer; Kohtaro Ujiie; Asuka Yamaguchi (eds.), *Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura* (Vol. 534). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2018.2534(04)
- Maeda, T., and Obara, K. (2009). Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan. Journal of Geophysical Research, 114, 17 PP. https://doi.org/10.1029/2008JB006043

- Obara, K. (2002). Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. Science, 296(5573), 1679–1681. https://doi.org/10.1126/science.1070378
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. Geophysical Research Letters, 31(L23602), https://doi.org/10.1029/2004GL020848
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S., and Okada, Y. (2005). A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan:Hi-net by National Research Institute for Earth Science and DisasterPrevention. Review of Scientific Instruments, 76(2), 021301. https://doi.org/10.1063/1.1854197
- Obara, K., Tanaka, S., Maeda, T., and Matsuzawa, T. (2010). Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan. Geophysical Research Letters, 37(L13306), https://doi.org/10.1029/2010GL043679
- Obara, K., and Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. Science, 353(6296), 253–257. https://doi.org/10.1126/science.aaf1512
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2), 1018–1040.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., and Yamamoto, A. (2004). Recent progress of seismic observation networks in Japan –Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net–. Earth, Planets and Space, 56(8), xv–xxviii. https://doi.org/10.1186/BF03353076
- Rogers, G., and Dragert, H. (2003). Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip. Science, 300(5627), 1942–1943. https://doi.org/10.1126/science.1084783
- Sagiya, T. (2004). Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996. Pure and Applied Geophysics, 161(11–12), 2327–2342. https://doi.org/10.1007/s00024-004-2566-6
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y., and Obara, K. (2008). Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. Geophysical Journal International, 173(3), 1018–1029. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x
- 著者: 1) 副島庸平, 神戸大学理学部惑星学科, 学生; 2) 廣瀬仁, 都市安全研究センター, 准教授

A constraint on the updip limit of the slip area of a short-term slow slip event in Northern Kii Peninsula based on tilt offset data

Yohei Soejima Hitoshi Hirose

Abstract

In the southwest Japan subduction zone, it is known that tremor and slow slip events (SSE) occur simultaneously at the deeper portion of the subducted slab interface. Their locations are thought to be almost at the same place, but a possibility of slow slip extending updip of tremor in an area in the Cascadia subduction zone. We estimate the acceptable range of the updip limit of the short-term slow slip event in November 2004 in the northern Kii Peninsula based on a tilt offset dataset with considering its uncertainty. The range of the fault width (length in the dip direction of the slab) is obtained to be 40.0–49.5 km with a criterion. Tremor epicenters in the study area are located mostly on the deeper 30 km of the entire fault width, indicating the shallower end of the slow slip fault possibly extends about 10–20 km updip of the tremor zone. Further studies in the other areas with more events are required for the better understandings of the relative locations of tremor and slow slip events.

©2021 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.