四国西部・豊後水道のスロースリップイベント と深部低周波微動: Hi-net による観測

廣瀬仁¹ · 小原一成 (防災科学技術研究所)

Slow slip events and non-volucanic deep low-frequency tremor in western Shikoku and Bungo Channel, southwest Japan

Hitoshi Hirose¹, and Kazushige Obara

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3-1 Tenno-dai, Tsukuba, 305-0006, Japan

はじめに

南海トラフに平行な帯状の領域でその活動が発見され た深部低周波微動は、沈み込んだフィリピン海スラブか らの脱水反応によって供給された水が関与する現象と考 えられており [1]、海洋プレート沈み込みに伴う水の循 環や物質の移動、またそれらが巨大地震発生に与える影 響を考察する上で大変重要な現象である。この深部低周 波微動の活発な活動に同期して、地殻変動が生じている ことが最近になって明らかにされた。この地殻変動は防 災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)の各観 測点に併設された高感度加速度計水平成分(傾斜計)[2] によって捉えられた。

本稿では、この深部低周波微動と時間空間的に同期し た傾斜変化について報告する。この地殻変動は沈み込ん だフィリピン海プレート上面でスロースリップイベント (SSE)が繰り返し発生していることで説明できる。すな わち、カスカディア沈み込み帯で観測されている一時的 微動・すべり (Episodic Tremor and Slip; ETS [3]) と同 様の現象が南海トラフでも発生していると考えられる。

また、この微動が活発に発生している領域に隣接した場所では、1996-97年にかけて約1年間にもわたってSSEが継続したと報告されている[4,5]。最近国土地理院[6]は、その約6年後の2003年8月頃から再び同地域でSSEが発生し数か月間継続していると発表した。これに対応すると考えられる、比較的長期間の地殻変動も傾斜計で捉えられている。ここでは、この長期間のSSEと、先述の微動を伴った短期間のSSEが時間的に連続もしくは重なって発生していることを示す。このことはそれぞれのすべりが互いに影響を及ぼし合いながら発生していることを示唆する。これらのプロセスは、より浅部で発生するプレート境界巨大地震の地震発生サイクルに重大な影響を与えていると考えられる。

観測データ:防災科研 Hi-net 併設傾斜計

防災科研 Hi-net 併設傾斜計網で使用している傾斜計 は、力平衡型振子式傾斜計である。傾斜計は高感度地震 計と同じセンサーユニットに格納され、ボアホール孔内 に設置されている。設置深度は標準的には 100 m であ る。そのデータは地表の A/D 装置で 24 bit 以上・20 Hz でデジタル信号に変換された後フレームリレー網によっ てつくば市の防災科研内にあるデータセンター (DC) に 転送されている。これは高感度地震計 (Hi-net) データ とサンプリング周波数が違うのみで、同一のシステムに て収録されている。この傾斜計の観測点は 2003 年 11 月 現在で 663 点を数え、その分布は日本全国をカバーして いる。

DCではこの20Hzサンプリングデータも蓄積してい るが、主として地殻変動の研究に利用されることを想定 して、1分間の平均値を取ることによるリサンプリング 処理を行っている。さらにこの種の傾斜計記録には地震 時等にステップ的な変化がしばしば現れるが、それらの 多くはセンサーの機械的なガタに起因すると考えられる ので、必要に応じてマニュアル作業によるステップ除去 処理を行っている。以下で示す傾斜計記録は、以上の処 理の後さらに30分値にリサンプリングし、BAYTAP-G[7]によって潮汐成分を取り除いたものである。ただ し四国西部地域の観測点は気圧応答成分が比較的小さい 点が多いので、ここでは気圧成分除去は行っていない。 また降雨等による擾乱もほとんどの点で非常に小さく、 ここでは考慮していない。なお以下で表示した時刻は全 て日本標準時(JST)である。

微動に同期した短期的スロースリップ

深部低周波微動は沈み込んだプレートの走向に沿った 帯状の分布を示すが [1]、帯状領域内で必ずしも一様に 発生するのではなく、いくつかの集中域が存在し、その 中にはほぼ周期的に活発化する場所もあることが明ら かになってきた [8,9]。それらの集中域の中でも特に活 動度が高い四国西部域では、2001 年からの 2 年間で 4 回、約6か月周期で微動が活発化している (図 1)。この ほぼ周期的に発生する大規模な微動と同期して、近傍の 観測点 (HIYH) の傾斜記録にステップ的な変動が毎回 観測されていた (図 1)。観測された毎回の傾斜変化は約 0.1 µrad と非常に小さい。

次に毎回の変動が見られた時期 (エピソード) の記録 を詳しく見ていく [10]。図 2 に 2001 年 1 月 (図 1 中の 'a') の傾斜時系列と微動活動度を示した。図 1 に示した 観測点 HIYH では、1 月 5 日頃からまず NS 成分 (図 2 の 'HIYH.N') に南下がりのゆっくりとした傾斜変化が

¹e-mail: hirose@bosai.go.jp, phone: 029-863-7833



図 1: 四国西部における 2 年間の微動回数分布 (下段) と 愛媛県日吉観測点 (HIYH) での傾斜変化 (上段). 微動 回数は 1 時間毎に求められた結果による. 傾斜時系列は 'N', 'E' と記したのがそれぞれ南北・東西成分で、図の 上方向の変化がそれぞれ南・東下がりの傾斜を示す. 微 動の活発化にともなう傾斜変化が、この期間では矢印で 示す時期に 4 回観測されている: (a) 2001 年 1 月; (b) 2001 年 8 月; (c) 2002 年 2 月; (d) 2002 年 8 月.

現れはじめる。この時点では EW 成分 (同 'HIYH.E') には顕著な変化は現れていない。次いで1月8日頃か ら EW 成分にも変化が現れはじめる。そしてこれらの 傾斜変化は1月11日までにほぼ終わったように見える。 一方、微動活動は傾斜変化が現れる4日程度前から始ま り、傾斜変化の終了とほぼ同時に終息している。同様の エピソディックな傾斜変化は周辺の複数の観測点でも捉 えられている (図 2)。傾斜変動の継続時間は約5日、傾 斜変化は最大の点でも 0.2 μrad 程度である。

このように複数の観測点で特徴が共通した傾斜変化が 現れており、気圧等の影響でもなく、さらに深部低周波 微動の活動と非常に良く同期しているということから、 この傾斜変化は地下深部での現象が捉えられていると考 えられる。

上で見たような 2001 年 1 月の記録の特徴は他のエピ ソードでもほぼ同様である。図 3, 4, 5 にそれぞれ 2001 年 8 月、2002 年 2 月、2002 年 8 月時の傾斜時系列と微 動活動度を示した。これらの図を見てわかるとおり、そ れぞれのエピソードで傾斜変化の特徴や微動活動との対 応は大変良く似ている。すなわち、いずれの場合でも傾 斜変化の継続時間はほぼ 5 日であり、傾斜変化の大きさ は最大でも 1-2 μrad であり、微動の活動の方が傾斜変 化の始まりよりも若干先行しているように見える。

ただし、傾斜の各成分の変化を良く見ると、冬期のエ ピソード(2001年1月,2002年2月;図2,4)と夏期 のエピソード(2001年8月,2002年8月;図3,5)で傾 斜の時間変化の特徴が異なることに気づく。この特徴の 違いが最も典型的に見られるのが、観測点 HIYH であ



図 2: 2001 年 1 月 1 日から 18 日までの傾斜時系列 (上段) と微動活動度 (下段).図 1 の 'a' に対応. 表示した 観測点の位置は図 6 中に示した.図の上方向への変化が 北・東下がりを示す.

る。冬期のエピソードでは、HIYHの東西成分 (図中の 'HIYH.E') は、南北成分 (同 'HIYH.N')の南下がりの傾 斜変化開始よりも 2-3 日遅れて東下がりの傾斜変化が開 始するが、変化の終了時期は両成分でほぼ同時である。 これに対して夏期のエピソードでは、傾斜の東西成分と 南北成分の変化開始はほぼ同時だが、東西成分の変化が 先に終了し、南北成分の変化はその後さらに 2-3 日継続 する。

上記のような傾斜変化の特徴から、この地殻変動の原 因となる変動源の位置が移動していることが示唆され る。さらに夏期と冬期のエピソードでの傾斜変化の成分 による違いは、その移動の方向が夏期の2回と冬期の2 回のエピソードで異なっていると考えれば説明できる。

これらのことを定量的に示すため、各エピソードでの 傾斜変化を推定した。また 2001 年 1 月以外のエピソー ドについては、上で述べたような 1 つのエピソード中 での傾斜方向の変化を調べるために、期間を前半と後





図 3: 2001 年 8 月 9 日から 26 日までの傾斜時系列(上段)と微動活動度(下段). 図1の ^(b) に対応. 表示した観 測点の位置は図7中に示した. 表示方法は図2と同様.

半に分割し、それぞれでの傾斜変化を求めた。ただし、 Hi-net 観測点は 2000 年から整備が始まり、徐々に観測 点を増強しながら現在に至っており [11]、より古い時期 ほど利用できる観測点数が少なくなっている。この影響 で 2001 年 1 月のエピソードでは以後の解析に使用でき る観測点数が十分ではないので、ここに述べたような期 間の分割は行っていない。

求められた各期間での傾斜ベクトルを図 6-9 に示し た。これらの傾斜ベクトルは、空間的にはどのケースで もおおむね1か所からの放射状のパタンを示している。 このような放射パタンは、その中心部に隆起領域が存在 することを意味している。地表の隆起は、地下で低角逆 断層のすべりがあった場合、その下盤側に起こる [例え ば, 12]。

もちろん地表での1つの隆起域は、地下に点膨張源 がある場合にも現れる[13]。しかしながら、この隆起領 域にあたる国土地理院のGPS観測点のいくつかでは、 ここで同定したエピソードのうちのいくつかの時期に

図 4: 2002 年 2 月 5 日から 22 日までの傾斜時系列 (上 段) と微動活動度 (下段). 図 1 の 'c' に対応. 表示した観 測点の位置は図 8 中に示した. 表示方法は図 2 と同様.

2-3 mm 程度の南東方向の水平変位が見られる場合もあ る (図 10)。このような水平変位域と隆起域が重なる地 表変位は、地下での低角逆断層すべりが最も考えやす い。また先に述べたように、この領域では微動と地殻変 動が時間的に同期していること、そしてそれらの移動が 観測されており、これらの特徴はカスカディア沈み込み 帯で観測されている ETS[3] と類似している。これらの ことから、ここでは観測された地殻変動がゆっくりとし た低角逆断層すべり、すなわち SSE に起因すると解釈 する。

各々の期間で現れた傾斜変化が地下の断層すべりに よると仮定し、Okada[12]の定式化を利用したインバー ジョン解析により、矩形断層パラメタを推定した。傾斜 計は観測点毎に異なった標高および深度に設置されてい る。この効果を考慮するため、震源断層の深さを、観測 点の標高および設置深度に応じて見かけ上変化させた [14]。このインバージョンでは非線型パラメタが多いた め、遺伝的アルゴリズム (GA)[例えば, 15]を適用した。



図 5: 2002 年 8 月 1 日から 18 日までの傾斜時系列 (上 段) と微動活動度 (下段). 図 1 の 'd' に対応. 表示した観 測点の位置は図 9 中に示した. 表示方法は図 2 と同様.

ただし全てのパラメタを GA で探索すると探索空間が莫 大となるので、線型パラメタであるすべりベクトルに関 してのみ最小二乗法を適用した。

傾斜変化データから推定された断層パラメタを図 6-9 に示した。推定された断層モデルから計算される理論傾 斜変化ベクトルも、観測された傾斜変化ベクトルと重ね て図中に表示した。いずれのモデルも、データ数・空間 配置が十分ではない傾斜ベクトルのみから求められてい るので、推定されたそれぞれのパラメタは一意なものと は言えないが、おおよその傾向は示されている。

ここで求められた SSE のモデルは、それぞれのエピ ソードで特徴が大変良く似ている。すべりの領域は、エ ンベロープ相関法 [1] で推定された微動源の位置とほぼ 一致する。断層の位置が微動の位置より背弧側にずれて いるようにも見えるがそこまでの位置の推定精度はな い。誤差の範囲で微動の位置と一致していると言える。 すべり量は、断層面積とのトレードオフはあるが、毎回 2-3 cm であり、規模は M_w 6 程度である。イベントの 継続時間は毎回5日程度である。深さも10km 程度の 不確定性があると思われるが、どのイベントも40km 前後に求められた。傾斜も10-20°の低角逆断層であり、 これらはSSEが沈み込んだフィリピン海プレートと上 盤の大陸プレートとの境界面で発生していることを示唆 する。

また、すべり領域の移動も規則的である。微動源が移 動性をもつことは既に報告されており、その移動速度は 当該領域で約13 km/day である[1]。一方、すべりの領 域はイベントが継続している約5日間で大ざっぱに言っ て約50 km 移動しており、移動速度はどのエピソード でもおおよそ10 km/day となる。このように両者の対 応は非常に良い。冬のエピソード(2001年1月,2002年 2月)では、微動源とすべり領域は北東から南西方向へ (陸側から海側へ)移動した(図8;「冬型」)。反対に夏 のエピソード(2001年8月,2002年8月)では、微動源 とすべり領域は南西から北東方向へ(海側から陸側へ) 移動した(図7,9;「夏型」)。ここで、2001年1月の エピソードについては、すべり領域の移動は議論できな いが、微動源はやはり同程度の速度で北東から南西方向 へ移動したことが観測されている[1]。

なお、これらの断層モデルから計算される地表水平変 位は最大でも2mm程度であり、国土地理院GPSの記 録には、ばらつきの少ない冬期には若干のオフセットが 見られるが、全般にあまり明瞭な変位は見られない(図 10参照)ことと調和的である。



図 6: 2001 年1月5日 00:00 から1月10日 12:00 までの 傾斜変化ベクトル(緑矢印)とそのデータから推定され たスロースリップの断層モデル(赤矩形・赤矢印)、この モデルから計算される傾斜変化ベクトル(白抜き矢印). この期間に発生した微動の震央を橙色点で表示した.





図 7: 2001 年 8 月エピソード. (a) 8 月 16 日 06:00-18 日 12:00; (b) 8 月 18 日 12:00-20 日 00:00. 表示方法は 図 6 と同様である.



図 8: 2002年2月エピソード.(a) 2月9日00:00-15日 00:00;(b) 2月15日00:00-18日00:00. 表示方法は図6 と同様である.

長期的スロースリップと短期的スロースリップ の連続発生

四国西部では、前節で見たように、2001 年からの 2 年間では約半年周期の深部微動の活発化とそれに同期し た SSE の準規則的な発生が観測されている。この規則 性からは、次の活動期が 2003 年の 1-3 月頃に期待され る。実際には、微動活動は 1-4 月にかけて、前節で見た ような大規模な活動でなく、比較的小規模の活動が数回 観測されている。また傾斜計では過去 4 回のような明瞭 な傾斜変化は捉えられていない。ただしこれは傾斜変化 が見られないことを意味するわけではなく、微動の活動 期に非常に小さい振幅の傾斜変化は見られるが、それを SSE による変化と同定するのは難しいということであ る。そのため、この時期に微動と同期した、より小規模 の SSE が数回発生していた可能性はある。

しかしながら 2003 年 8 月末には再び明瞭な同期活動 が現れた (図 11e, 12)。このエピソードは図 1a,c, 7, 9 で

図 9: 2002 年 8 月エピソード. (a) 8 月 6 日 00:00-10 日 00:00; (b) 8 月 10 日 00:00-12 日 21:00. 表示方法は図 6 と同様である.

見られたようなイベントと同様の特徴を示していることから、「夏型」イベントの再来であったと考えられる。ただし HIYH では傾斜の NS 成分の変化は比較的小さく、すべり域がこれまでほど北東方向へ進展せず、この領域の西部で留まっていたことを示していると考えられる。

この1週間程度の傾斜変化を境にして、より長期間の 傾斜レートが変化している(図11f)。国土地理院のGPS 観測網でもこの時期から異常な地殻変動が捉えられてい る[6](図11中段)。深部低周波微動も2003年8月末の エピソード以後、12月半ばまで主として豊後水道の海 域下で引き続き発生した。これは現状の微動観測を開始 した2001年以降で初めての、長期にわたる大規模なも のであった。

GPS・傾斜計記録に見られる 3-4 か月の変動は、1996 年終わり頃から 1997 年いっぱいにかけて同地域で観測 された SSE[4,5] が再度発生したことを示していると考 えられる。図 13 に 10 月末までの約 2 か月間の地表変位 ベクトルと傾斜変化ベクトル、およびそれらのデータか ら推定された断層すべりモデル、そしてそのモデルから 計算される変位および傾斜変化を示した。

推定されたすべり領域は前回 [4, 5] とほぼ同じだが、 南部への広がりがやや小さく求められている。すなわち、 前回のイベント [4, 5] では、南北方向には N32.6-33.2° 程度の範囲がゆっくりすべったが、今回のイベントでは この南端が N32.8°程度までに留まっている。ただし、 ここでの新旧のイベントの差は、解析したデータの違い や解析方法の違い、また期間長の違い (前回 [4, 5] はイ ベントが完全に終了するまでのデータを解析したのに 対し、今回はまだイベントが終了していない可能性のあ る期間のデータしか利用できなかった)を表している可 能性もあるので、なるべく同じ条件で解析・比較する必 要がある。それでもここで見られたようなすべり域の差 は、上下変動の空間変化に敏感な傾斜データが得られる



図 10: 国土地理院 GPS 観測点の 2000-03 年の水平変位 時系列. (a) 観測点位置図; (b) 東西成分; (c) 南北成分. 対馬 (950456) 固定. リニアトレンド除去済. 'a'-'d' で 示した時刻が図 1 中の 'a'-'d' に対応する. なお 'EQ' と 表示した矢印の時刻に見られる変位ステップは 2001 年 3 月 24 日芸予地震 (*M_w* 6.8) によるものである.

ようになったために、より正確にすべり域が推定できる ようになったことを示していると言えるかもしれない。

豊後水道域で上述のような比較的長期にわたる地殻変 動が続いている中で、2003年11月に再び四国西部で短 期的な微動活動と傾斜変動の同期現象が観測された(図 11g,14)。すべりの領域は2003年8-9月のもの(図12) とほぼ同じ場所が推定されるが、微動源の分布する範囲 は、2003年8-9月時(図12)には観測点KWBHの位 置を越えて北東方向へ伸びているのに対し、この11月 中旬のエピソードではKWBH付近が微動源の北東限に なっている。この微動と同期しているSSEの領域も実 際にはここで述べた微動分布のように両者で異なってい る可能性もあるが、本稿で行った傾斜変動データのイン バージョン解析ではそこまでの分解能が無いことを示し ていると考えられる。ただし例えばHIYHの傾斜方向 は図12ではほぼ東方向なのに対して図14では北東方向 に近くなっているので、これが両者のすべりの範囲の違



図 11: 2003 年 1-12 月の傾斜時系列 (上段)、GEONET 大月の東成分変位 (中段)、四国西部の微動活動 (下段).

いを表している可能性がある。

さらに11月下旬には、上記の四国西部のイベントと 隣接する四国中西部の領域で、同様な微動と傾斜変動が 観測された(図11h,15)。この地域ではこの同期現象が 初めて同定されたことになる。図14と図15を比較する と、微動の分布もすべりの位置も、ほぼ重なり合わず隣 接している。

微動の発生場所は、帯状の分布の中でも微動源が集中 するいくつかのクラスターが存在すると考えられている が[8,9]、この四国中西部の領域の中でも、観測点 SJOH (愛媛県西条市)近辺にそのクラスターが認定され、そこ では 2-3 か月に1度活動が活発化することが観測されて いる[8]。11月下旬の活動は、この準周期的な微動活動 のサイクルのうちの1つであろう。もしそうであれば、 過去の傾斜記録を再検討し、微動活動に常に SSE が伴 うかどうか等を調べる必要がある。

またこの 11 月下旬の四国中西部イベント (図 15) で は、先述のように一つ前の四国西部イベント (図 14) と はほぼ領域が重ならないようだが、それ以前の四国西部 での活動 (図 6–9, 12) とは東経 132.6°–133°の領域で活 動域が重なっている。



図 12: 2003 年 8-9 月エピソード.図 11 の 'e' に対応. (a) 8月 28日 00:00-30日 09:00; (b) 8月 30日 09:00-9 月 4日 00:00.表示方法は図 6 と同様である.

このことから以下のようなことが想像される。すなわ ち、準周期的に活動する微動源のクラスターは、東北沖 の日本海溝沿いのプレート境界で同定されつつあるアス ペリティ[16,17]のように、その場所固有のすべり様式、 すなわちスロースリップと低周波微動を持っており、そ れらが単独で活動する場合もあれば、近隣の別のクラ スターと連動して活動することもある、という描像であ る。SSE がその場所固有のすべり特性を持って、繰り返 し活動するという考えは、既に房総半島沖でのSSEの繰 り返しに対して提唱されている[18]。おそらく、本稿で 議論した四国の深部領域でも、いくつかの「微動・SSE 領域」が存在し、それらが相互作用をおよぼし合ってい ると考えられる。

さらに、豊後水道域での長期間にわたる SSE も、少 なくとも2度はほぼ同じ領域で発生したことから、この 領域も固有のすべり特性を持っていると考えられる。こ のような長期間の SSE と、より短期間の「微動・SSE 領 域」は空間的に隣接しており、それらの間でも相互作用 が働いているであろう。その相互作用の存在のために、 2001-02 年には規則的な活動の繰り返しを示していた四 国西部域で、2003 年にはその規則性が崩されたと考え られる。



図 13: 2003 年 8 月以降・豊後水道 SSE. 図 11 の 'f' に対応. 国土地理院 [6] による地表変位 (2003 年 6 月-10 月; 黒矢印)、9 月 4 日- 10 月 26 日の傾斜変化 (緑矢印)、それらのデータから推定される SSE の断層モデル (赤矩形・赤矢印)、およびそれから計算される水平変位 (太白抜き矢印) と傾斜変化 (細白抜き矢印).

相対的に低応力下ですべりが発生できるようになる。低 応力下でのすべり速度はより遅くなることが期待される [例えば, 19]。このようなメカニズムが、ここで観測さ れた現象を引き起こしている可能性がある。

付け加えて、微動が傾斜変動に先行するケースが一般 的だが、これは以下のように解釈できる。まず、スラブ から出た水がプレート境界面に流入を開始した時点で微 動が発生しはじめる。ここで水の流入には有限の流量が あると考えられる。そのため、(1) スロースリップが発 生できるまで有効法線応力を下げるにはある程度の水量 が必要; (2) 水の流入と共にすべりは開始するが、それが



議論

防災科研 Hi-net と併設傾斜計の観測によって、四国西 部において深部低周波微動とスロースリップの同期現象 が繰り返し発生していることが明らかとなった。深部低 周波微動が初めて報告されたときから、その発生には沈 み込んだスラブから脱水反応により供給された水が関与 していると考えられている [1]。そのような水がプレー ト境界に存在すれば、有効法線応力を引き下げるので、

図 14: 四国西部 2003 年 11 月エピソード.図 11 の 'g' に対応.11 月 8 日 00:00-13 日 00:00.表示方法は図 6 と 同様である.



図 15: 四国中西部 2003 年 11 月エピソード.図 11 の 'h' に対応.11 月 19 日 00:00-24 日 00:00.表示方法は図 6 と同様である.

地表で地殻変動として検知できる程度の大きさになるま でにある程度の時間が必要;のいずれか、または両方の 理由により、傾斜変化が遅れて観測されることになる。

深部微動と同期した短期的 SSE の発生している深さ は約 40 km と推定されたのに対し、豊後水道で発生し た長期的 SSE の深さは約 30 km と推定されている。今 回のインバージョン解析ではこの差が必ずしも有意とは 断定できないが、両者が共にプレート境界面で発生して いるとすれば、豊後水道の SSE はより前弧側に位置す るので、より浅部で発生しているであろう。そうであれ ば、沈み込みプレート境界のより深部で約半年の周期を 持つ短期間の SSE が発生し、より浅部で約6 年の周期で 繰り返す長期間の SSE が発生していることになる。さ らに浅部では、約 100 年の周期で巨大地震が繰り返し発 生している [例えば, 20]。これは沈み込み帯でのプレー ト境界における、傾斜方向へのすべりの安定性の遷移を 示していると考えられる。

この深さに応じた不安定すべり(地震)から安定すべ りへのすべり挙動の遷移は、例えば、1 質点系ブロック・ ばねモデルで、ばね定数をある臨界値よりも小さいもの から大きなものへ変化させることで再現できる [例えば, 21]。ここで、不安定すべり状態から安定すべり状態に 遷移するに従って、(1) すべりイベントの繰り返し周期 は徐々に短くなり、(2) それに応じて1イベント当たり の応力降下量は小さくなり、また(3)イベント時のすべ り速度は遅くなる (例えば、文献 [21] の図 6 参照)。し かしながら、上述の四国西部・豊後水道域で見られる、 傾斜方向へのすべりの安定性の遷移は、(1)繰り返し間 隔と(2)応力降下量(大ざっぱにはすべり量)の遷移は このモデルで説明できるが、(3) すべり速度の遷移に関 しては、より深部で発生している短期的 SSE (継続時間 約5日)の方が、より浅部の長期的SSE(継続時間約1) 年)よりもすべり速度が速いと考えられるので、このモ

デルのように単純なすべり安定性の遷移だけでは説明で きないだろう。このような考察からも、より深部での微 動を伴う短期的 SSE を説明するためには別のメカニズ ム、おそらくは流体の関与を考慮したもの、が必要であ ると考えられる。

四国西部で約半年周期で発生している、微動を伴う 短期的 SSE の 1 イベント当たりのすべり量はおおよそ 2-3 cm と推定された。このすべり量は、イベントが年 2 回の割合で発生すると仮定すれば、年間約 4-6 cm の プレート間相対運動を解消していることになる。一方ア ムールプレート (AM)-フィリピン海プレート (PH) 間の 相対運動速度 [22] は足摺岬沖の南海トラフで 6.8 cm/yr となる。これらから、プレート間の相対運動によって蓄 積されている歪のほぼ全てが微動を伴う SSE によって 解放されていると言える。

深部微動と同期した短期的 SSE の発生している領域 は、プレート間カップリングの遷移帯 [23] とされた領域 の下端付近かまたはそれよりも深い定常すべり領域と考 えられている領域である。今回この領域での間欠的なす べりが明らかになったことで、イベント以外の期間では ある程度プレート間はカップルしていることになり、従 来の沈み込み帯での傾斜方向へのプレート間カップリン グの遷移の考え方は修正もしくは全面的な改訂が必要と なるかもしれない。

四国西部・豊後水道域では微動を伴う短期的な SSE と 長期的 SSE が発生している。上で議論したように、こ れは沈み込むプレート境界に沿ったすべりの安定性の遷 移を示している可能性がある。一方、東海地方では2001 年頃から現在に至るまで、既に3年以上長期間継続して いる SSE が発生している [24]。またその推定すべり域の 北西側(背弧側)では低周波微動が確認されている[1]。 すなわち、四国西部・豊後水道域と比較すると、東海で は微動と同期した短期的な SSE が未だ確認されていな い。これは、東海では短期的 SSE が全く発生していな いとも考えられるが、地表で地殻変動が現れるほどの規 模のものが発生しないだけで、より小規模の SSE は発 生している可能性がある。さらに、カスカディア沈み込 み帯では低周波微動とSSEの同期現象 (ETS) は報告さ れている [3]。これは四国西部で同定された短期的 SSE に対応すると考えられる。したがってカスカディアでは 豊後水道や東海で見られるような長期的 SSE は発生し ていない。これも、現状ではその発生間隔に対して観測 期間が十分でないために検知されていないだけで、将来 的には発生する可能性があると思われる。さらに付け加 えると、カスカディアでの ETS の繰り返し間隔は 13-16 か月で、この沈み込み帯浅部では M8 以上の巨大地震が 数百年-1千年間隔で繰り返し発生していると考えられ ている [25]。これと四国西部・豊後水道とを対比すると、 カスカディアでは数 10 年-百年間隔で長期的 SSE が発 生するかもしれない。

まとめ

防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)と それに併設された傾斜計観測網により、深部低周波微動 と同期してスロースリップイベント(SSE)が発生して いることが明らかになった。この同期現象は四国西部域 では約半年周期で繰り返し発生している。1回のイベン トの継続時間は約5日で、すべり領域と微動源はその間 に一方向に移動する。この短期SSEの規模は M_w 6程 度である。さらに2003年8月末に豊後水道域で少なく とも3か月間継続するSSEが始まった。この地殻変動は GPSとともに傾斜計でも観測された。地殻変動のパター ンや継続時間等の特徴から1996–1997年にかけて同地 域で発生したSSEが再び活動したと考えられる。これ ら継続時間の違う2種類のSSEは沈み込むプレート境 界面のすべり安定性の遷移が現れている可能性がある。

謝辞

国土地理院で運用・収集・処理された GPS 観測点の 位置データを使用させていただきました。記して感謝い たします。

文献

- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679–1681, 2002.
- [2] 堀貞喜, Hi-net に併設された傾斜計の長周期水平動 地震計としての性能,地球惑星関連学会 2002 年合 同大会予稿集, S045-P010, 2002.
- [3] Rogers, G., and Dragert, H., Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip, *Science*, 300, 1942–1943, 2003.
- [4] Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237–3240, 1999.
- [5] Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada, Timedependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, J. Geophys. Res., 106, 787–802, 2001.
- [6] 国土地理院, 豊後水道周辺の地殻変動につい て, http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2003/1029.htm, 2003.

- [7] Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, M. Ishiguro, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, 104, 507–516, 1991.
- [8] 小原一成・廣瀬仁,西南日本における深部低周波微動の周期的活動とそれに同期した傾斜変動,日本地震学会講演予稿集 (2003 年度秋季大会),A57,2003.
- [9] Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K., Periodic slow slip events and their temporal and spatial coincidence with non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *submitted to Science*, 2003.
- [10] 図 2-5 で示した傾斜時系列は、まず各エピソードの期間を目で見て認定し(図中の縦の破線)、その前後数日間は同じ変化率をもつ定常的な変動と仮定し、各観測点の各成分の前後の期間(図中の横赤線)で同じ傾きのリニアトレンドを推定し、全体の期間からそのトレンドを除去した。なお縦の破線が3本描かれている場合は、中央の破線の時刻で傾斜変化の傾向が変化したと考え、当該エピソードを前半と後半に分けて傾斜変化量を算出したことを示す。
- [11] 岡田義光・笠原敬司・堀貞喜・小原一成・青井真,
 Hi-net (1): 概要,日本地震学会講演予稿集 (2000 年度秋季大会), P004, 2000.
- [12] Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018–1040, 1992.
- [13] Mogi, K., Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 36, 99–134, 1958.
- [14] Williams, C. A., and G. Wadge, The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1549–1552, 1998.
- [15] Carroll, D. L., Chemical Laser Modeling with Genetic Algorithms, AIAA Journal, 34, 2, 338–346, 1996.
- [16] 永井理子・菊地正幸・山中佳子,三陸沖における再 来大地震の震源過程の比較研究 –1968 年十勝沖地 震と1994 年三陸はるか沖地震の比較–,地震2,54, 267–280,2001.
- [17] 山中佳子・菊地正幸, 見えてきたアスペリティの特 徴, 月刊地球, 24, 526-528, 2002.
- [18] Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, and M. Murakami, Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (6), doi:10.1029/2002GL016665, 2003.

- [19] Brune, J. N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997–5009, 1970.
- [20] Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophys.*, 27, 119–140, 1975.
- [21] Baumberger, T., P. Berthoud, and C. Caroli, Physical analysis of the state- and rate-dependent friction law. II. Dynamic friction, *Phys. Rev. B*, 60, 3928–3939, 1999.
- [22] Miyazaki, S., and K. Heki, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, J. Geophys. Res., 106, 4305–4326, 2001.
- [23] Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, J. Geophys. Res., 100, 15,373–15,392, 1995.
- [24] Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, T. Nishimura, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009–1012, 2002.
- [25] Atwater, B. F. et al., Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone, *Earthquake Spectra*, 11, 1– 18, 1995