

## ひずみ計によるスタッキング法を用いた長期的ゆっくりすべりの検出

### Detection of Long-term Slow Slip Event by Strainmeters Using the Stacking Method

宮岡一樹<sup>1</sup>, 木村久夫<sup>2</sup>

Kazuki MIYAOKA<sup>1</sup>, Hisao KIMURA<sup>2</sup>

(Received July 24, 2015: Accepted November 12, 2015)

**ABSTRACT:** A long-term slow slip event from early 2013 in the Tokai area of Japan was detected using data of strainmeters by applying the stacking method. It is known that long-term slow slip events lasting two to five years have been occurring roughly every 10 years in the down dip area of the supposed source region of the anticipated Tokai earthquake. It is hard to detect long-term slow slip events with individual strainmeters due to their relatively large long-term noise.

In the stacking method, observed polarities are aligned and stacked based on the theoretical values calculated for each assumed slip source on the Philippine Sea plate boundary so that small changes will be emphasized. By applying the stacking method to the data of strainmeters, we could detect an ongoing long-term slow slip event which started in early 2013.

This is the first case of detecting long-term slow slip events by strainmeters in the Tokai area. The total amount of slippage was estimated at  $9.55 \times 10^{18}$  Nm, corresponding to 6.6 of Mw in May 2015.

#### 1 はじめに

気象庁では東海地震予知のために東海地域にひずみ計の観測網を展開し、常時監視を行っている。陸側プレートの下に沈み込むフィリピン海プレート境界面上の想定東海地震の震源域では、巨大な断層すべりの直前にゆっくりとした前兆すべりが発生する可能性があると考えられている（加藤・平澤，1996 など）。ひずみ計観測網はこの前兆すべりに伴うわずかな地殻の変動を捉えることを目的にしている。

時間と共に拡大すると考えられるその前兆すべりによる地殻変動をより小さい段階で捉えるために、潮汐補正（石黒・他，1984）、気圧補正（檜皮・他，1983）、地磁気補正（宮岡，2011）、降水補正（石垣，1995；木村・他，2015）など SN 比を向上させるための技術開発が行われてきた。これらの技術開発により、フィリピン海プレート境界面上で発生する小さなプレート間ゆっくりすべりによる地殻変動を捉えられるようになってきている。

東海地震の想定震源域よりも深部側では 2 種類の

プレート間ゆっくりすべりが発生していることが知られている（Fig.1）。ひとつは短期的ゆっくりすべり（短期的スロースリップイベント。以下、短期的 SSE）と呼ばれる継続時間が数日から 10 日程度のゆっくりすべりで、これに伴う地殻変動が気象庁のひずみ計観測網で捉えられている（小林・他，2006）。そのひずみ変化量から短期的 SSE の発生場所や規模の推定が可能である（中村・竹中，2005）。すべりの場所は長野県から愛知県にかけての深さ 30km~40km 付近のプレート境界面上で、すべりの規模は Mw5 クラスと推定されている。東海地域のこの短期的 SSE は概ね半年に 1 度の頻度で発生している。

もうひとつは短期的 SSE より想定震源域寄りで発生する継続期間数年程度の長期的ゆっくりすべり（以下、長期的 SSE）である。2000 年から 2005 年に発生した長期的 SSE は GNSS 観測で捉えられ（Ozawa et al., 2002），すべりの中心は浜名湖直下、すべりの規模は Mw 7.1 程度であったことが明らかになっている（水藤・小沢，2009）。また、潮位記録

<sup>1</sup> 気象研究所地震津波研究部， Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute

<sup>2</sup> 地震火山部地震予知情報課， Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department

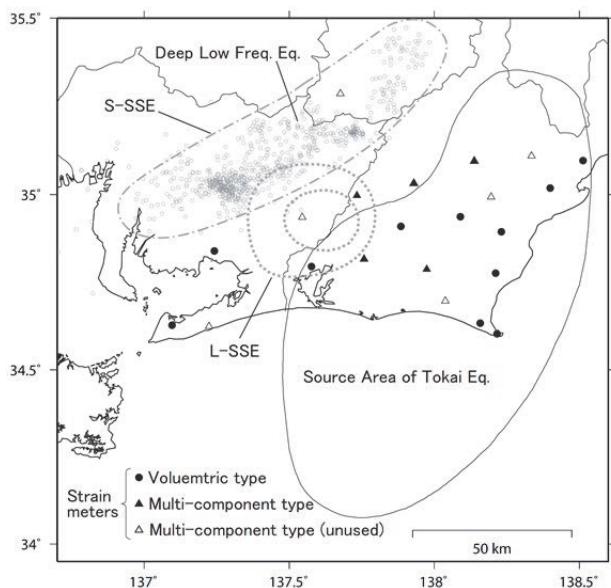


Fig. 1 The map of source areas of the long-term slow slip event (L-SSE; previous event) and short term slow slip events (S-SSE). Moreover epicenters of deep low-frequency earthquakes (gray dots) and the source area of the anticipated Tokai earthquake (solid curve) are shown. The triangles and circles indicate multi-component type strainmeters and volumetric strainmeters respectively, and open triangles of those are multi-components type not used in this study.

や水準測量、傾斜変動、地震活動などから、1980～1982年頃、1988～1990年頃にも同様な長期的SSEが発生していたことが明らかになってきている(小林・吉田, 2004; 名古屋大学, 2004; Yamamoto et al., 2005). この時期にはGNSS観測網がなく、すべり分布などの詳細な解析結果は得られていないが、長期的SSEが同様な場所で10年程度の間隔で発生していることが示されている。そして水藤(2013)は、東海地域のGNSSデータに2013年夏頃、定常とは異なる変化が見られているとして、新たな長期的SSEが発生している可能性を指摘した。

2000年からの長期的SSEが発見された際、その発生場所が想定震源域に近く、すべり域の移動や拡大、加速によっては前兆すべりに至ることが懸念され、監視強化の必要性は認識されていたものの、ひずみ計観測データからはそのシグナルを検出することができなかった。当時、伊豆半島を含む東海地域には16点の体積ひずみ計の他、多成分ひずみ計が4点(静岡県設置の2点を含む)設置されていた。しかし、

相対的にノイズの小さな多成分ひずみ計(Yamamoto et al., 2008)はこの時期はまだ埋設直後の緩和的变化が大きく、これらのデータを長期的な変動を捉える目的で利用することはできなかった。

Yamamoto et al. (2008)は体積ひずみ計、多成分ひずみ計およびGNSSのノイズのパワースペクトル解析を基に、機器ごとの検出レベルを評価し、ゆっくりすべりの検出可能時間の調査をおこなった。これによると短期的SSEは体積ひずみ計、多成分ひずみ計で発生から1日未満で検知できること、また2000年～2005年の長期的SSEであればGNSSによる変位観測により、発生から半年程度で検知できることを示している。一方、多成分ひずみ計による長期的SSEの検出はそのひずみ速度が小さく、検知に2年以上かかるとしていた。

個別の観測データで上記のように小さな変化を検出するのは困難であるが、複数の観測データを重ね合わせることでそれが可能となってきている。宮岡・横田(2012)は東海地域の複数のひずみ計のデータを重ね合わせる(スタッキングする)ことにより、SN比を向上させ、検出能力を高める手法を開発した。この手法(以下、スタッキング法)により、短期的SSEの検出能力はMw換算で0.3程度の向上が見られている。本研究ではこのスタッキング法を用いて、2013年から東海地域で発生している長期的SSEの検出およびその規模や位置の推定を試みたので報告する。

## 2 解析方法について

### 2.1 スタッキング法の概要

ここでは本研究で適用するスタッキング法の概要について、宮岡・横田(2012)に従い述べる。詳細は宮岡・横田(2012)を参照されたい。

フィリピン海プレート境界面上で発生するゆっくりすべりに伴い各ひずみ計で観測される変動の時間変化は、そのすべりの位置が大きく移動もしくは拡大しない場合、伸び・縮みの極性を除けば高い相似性を有すると考えられる。そこですべりの位置を仮定した上で、各ひずみ観測点での成分ごとの極性が同一方向となるよう、理論値が縮みの成分については極性を反転させた上で波形をスタッキングすることにより、SN比が向上し、微弱なシグナルを検出しやすくなることが期待される。なお、スタッキン

グの際には各ひずみ計データのノイズレベルに応じたウェイトを付ける．ノイズレベルはイベントが無い期間における，ある時間階差の標準偏差とし，その逆数をウェイトとする．これらの式を (1) に示す．

$$A_j(t) = \sum_i^m Y_i(t) \text{pol}_{ij} n_s / n_i \quad (1)$$

ここで  $A_j(t)$  はフィリピン海プレート境界面上の小断層  $j$  を対象としたスタッキング波形， $Y_i(t)$  はある成分  $i$  における時系列データ， $\text{pol}_{ij}$  はあらかじめ理論計算しておいた小断層  $j$  のすべりによる成分  $i$  におけるひずみ変化の極性， $n_i$  は成分  $i$  におけるノイズレベル， $n_s$  はノイズレベルで規格化するための任意の定数である． $m$  はスタッキングに用いる成分数であり，ノイズレベルで規格化された変化量の大きい順に重ね合わせていき，全体の SN 比が最大となるように設定されている．

この手法を用いたゆっくりすべりのモニタリングは以下のように行う．予め一定サイズの断層を仮定し，想定震源域およびその周辺のプレート境界面上にグリッド状に配置しておく．各小断層の断層パラメータ（位置，大きさ，走向，傾斜，すべり角）はプレートのジオメトリー等によって仮定され，この小断層に任意のすべりを与えた場合の各成分での変化の極性および大きさは予め計算しておくことができる．これを基に，(1) 式を用いて各グリッドを対象としたスタッキング波形をそれぞれ，逐次，作成していく．

実際にすべりが発生したときには，そのグリッドに対応したスタッキング波形に上向きの変化が現れることが期待される．そして，大きな変化が見られたスタッキング波形のグリッドがそのすべりの候補地点となり，新たな計算を行うことなく，すべり箇所のおおまかな把握ができる．また上述の断層パラメータのうち，すべり量（もしくはモーメント解放量）は，スタッキング波形の変化量に依って決まることになる．したがって，予め，各グリッドでのモーメント解放量とスタッキング波形の変化量の比例係数 (Nm/strain) を求めておくことで，実際のスタッキング波形の変化量からそのグリッドにおけるモーメント解放量が推定可能となる．あるスタッキング波形の変化量はひとつもしくは複数のグリッドで

のすべりによる変化の和で，グリッド  $j$  を対象としたスタッキング波形の変化量  $O_j$  は以下のように表されることになる．

$$\begin{aligned} O_j &= G_{j0}M_0 + G_{j1}M_1 + G_{j2}M_2 + \dots + G_{jn}M_n \\ &= \sum G_{jk}M_k \end{aligned} \quad (2)$$

ここで  $O_j$  はある時間間隔での時系列データの差 ( $O_j = A_j(t + \Delta t) - A_j(t)$ ) で得られる観測値である． $G_{jk}$  は伝達関数（グリーン関数）であり， $k$  番目のグリッドでの単位量のモーメント解放によるスタッキング波形  $A_j$  の変化量を表す．また  $M_k$  は， $k$  番目のグリッドでのモーメント解放量である．これから，全スタッキング波形の変化量  $O$  と全グリッドでのモーメント解放量  $M$  の関係はグリーン関数  $G$  を使い，以下のような行列の式で表すことができる．

$$O = GM \quad (3)$$

この(3)式を用いて各スタッキング波形の変化量  $O$  から，各グリッドでのモーメント解放量  $M$  を求めることが可能となる．

## 2.2 データおよびパラメータ

本研究で用いたデータおよび，解析の際に用いた各諸元は以下の通りである．

長期的 SSE は年単位で継続する現象であることから，スタッキングに用いるひずみ計データは，気象庁（および静岡県）が設置した体積ひずみ計 16 地点（Fig.1 の範囲外の観測点を含む），多成分ひずみ計 5 地点の日値とした．これらには，気圧補正，潮汐補正，地磁気補正および降水補正を施している．なお，2011 年 1 月から運用を開始した 6 地点の多成分ひずみ計は，埋設後の緩和的変化が依然，大きいことから本解析には用いなかった．また用いたデータのうち，2011 年 7 月から 2012 年 12 月の期間の 60 日階差の標準偏差をノイズレベルとした．

グリッドは Fig.3 に示したように  $0.15^\circ$  毎の格子とし，隣接格子との距離を考慮し，20km 四方の小断層を設定した．断層の深さ，走向および傾斜は Hirose et al. (2008) によるプレート形状を用い，Heki and Miyazaki (2001) によるフィリピン海プレートの進

行方向 N55° W から，上盤側が下盤に対し，プレートの進行方向と逆向きにすべるものとしてすべり角を設定した．各観測点での変化量の理論値は Okada (1992) を用いて計算を行った．

### 3 結果および考察

#### 3.1 モーメント解放量の推定

解析の結果，No.66 および No.77 のスタッキング波形に 2013 年初め頃から始まる比較的明瞭な変化が認められた．Fig.2 には想定震源域の西端付近のグリッド (No.54~88) のスタッキング波形の時系列データを示した．ここに示したスタッキング波形は，フィリピン海プレート境界面上で想定したすべりがあった場合，上向きの変化を示すように極性を設定している．すなわちこの結果は，2013 年の初め頃からこれらのグリッド周辺でプレート間すべりが発生していることを示している．なお，変化の始まりが 2013 年初め頃であったことから，ここでは，2012 年 7 月から 2012 年 12 月を基準期間 (Fig.2 中，灰色部分) としてその期間の一次トレンドを求め，全期

間からそのトレンドを差し引いて表示している．なお，基準期間の採り方による結果への影響については 4.2 節で考察する．

次に，これらのグリッドにおけるモーメント解放量の推定を行う．ここでは，真のすべりの場所はスタッキング波形に大きな変化が見られた No.66, 77 を含む 4 つのグリッド (Fig.3 中の赤枠) にあったものとして，グリッドサーチの手法でそれらのグリッドでのモーメント解放量を求めることとした．観測値としては，4 つのグリッドおよびその周辺のグリッド (Fig.3 中の黒枠) のスタッキング波形の変化量を用いた．周辺グリッドのうち，同一かつ単一の観測データで構成されているために空間分解能がない範囲 (No.78, 87, 88) は計算から除外して，17 グリッドの変化量を採用した．観測データとして，各グリッドのスタッキング波形を 2012 年 7 月から 2012 年 12 月を基準期間としたトレンドを基に一次式で補正し，2013 年 1 月 1 日と 2015 年 5 月 1 日の値の差を用いた．各グリッドでのすべりによるモーメント解放量は 0 から 1.0E+19Nm (Mw6.6 相当) の

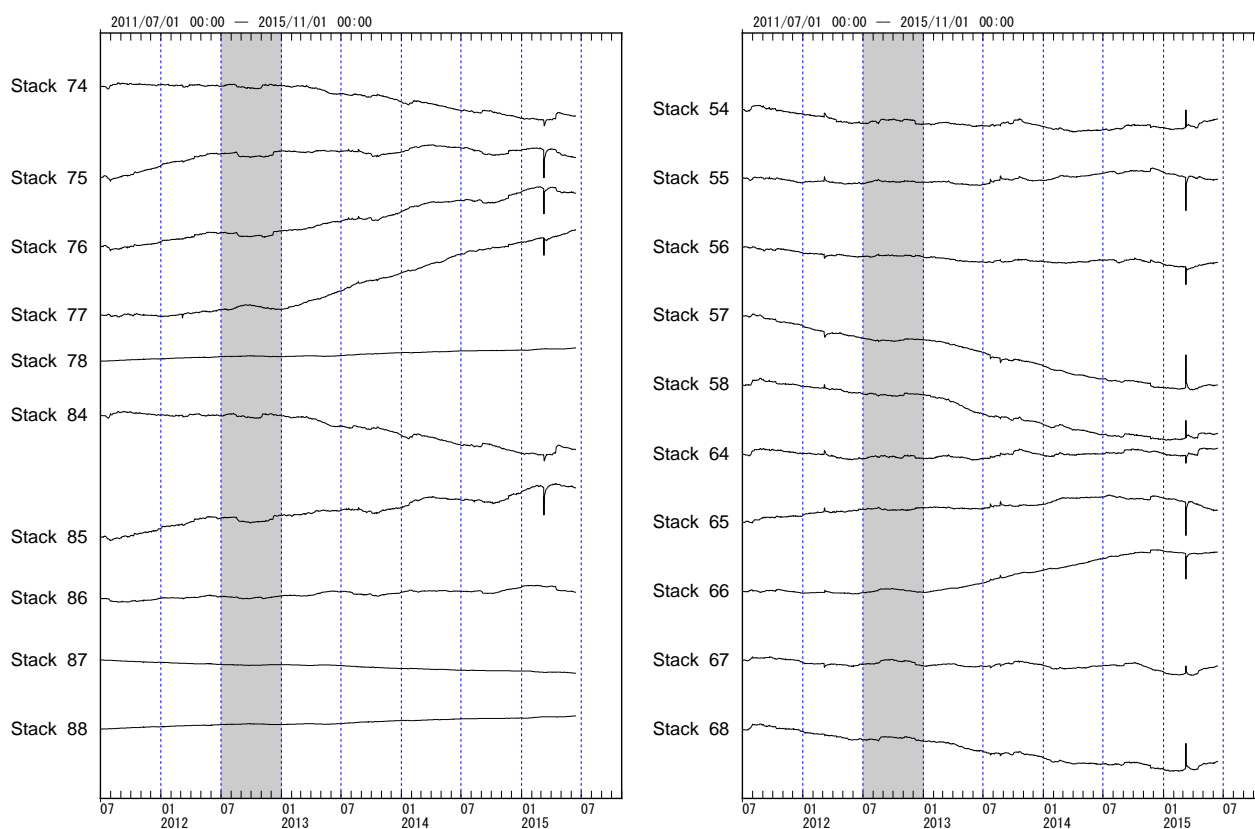


Fig. 2 Stacked data of observed strain.

Upward changes seen at grid 66 and 77 (see Fig. 3) represent a slow slip occurrence at these grids. Gray hatches show the reference period of the trend.

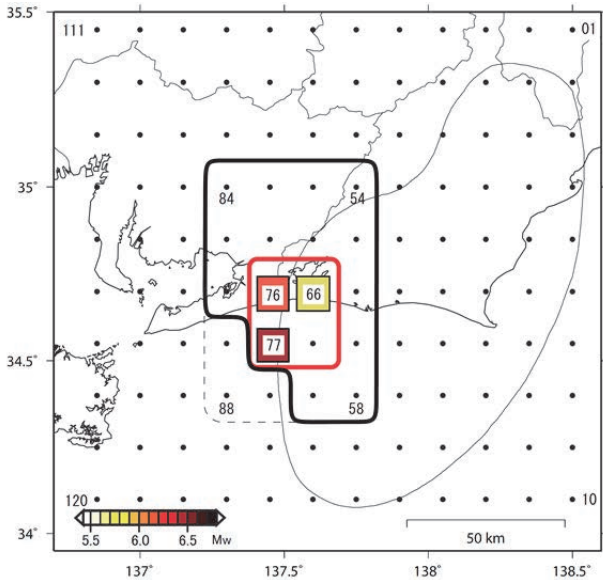


Fig. 3 Candidate grids for moment release estimation using the grid search method (red solid line). The slips of the four grids inside the red line are determined by grid search from observations in black solid line.

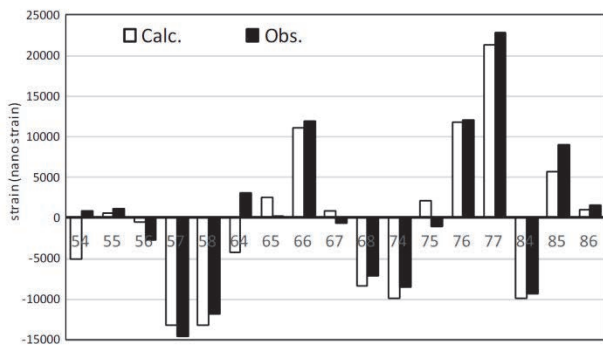


Fig. 4 The comparison of stacked strain changes between observation and calculation. The graph shows the amount of changes in the observed (black) and the theoretical (white) values of the stacking waveforms.

範囲を  $4.0E+16Nm$  ( $Mw5.0$  相当) 刻みで検索し、観測値  $o$  と理論値  $c$  の差が最も小さく、次式で示す  $score$  が最大となるモーメント解放量を求めた。

$$score = 1 - \sqrt{\frac{\sum w_k^2 (o_k - c_k)^2}{\sum w_k^2 o_k^2}} ; k=1 \sim 17 \quad (4)$$

その際、スタッキング波形の 2011 年 7 月から 2012 年 12 月の期間の 60 日階差によるノイズレベルの逆

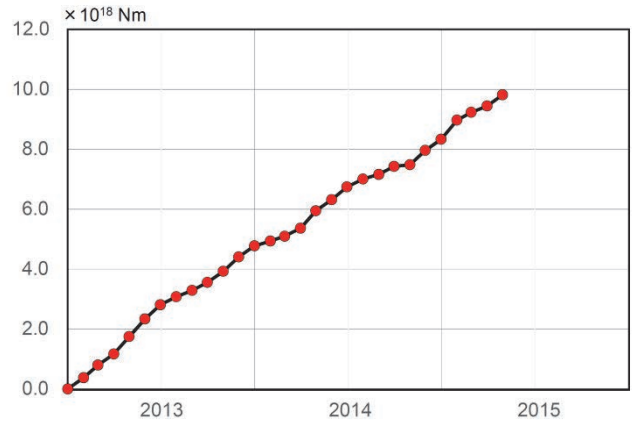


Fig. 5 The temporal changes of total amount of the slip. The increase rate of the slip is nearly constant.

数をウェイト ( $w_k$ ) とした。

このグリッドサーチの結果、No.66, 76, 77 でのすべりの  $Mw$  換算値はそれぞれ 5.8, 6.2, 6.5 で、またそれらの合計は  $Mw6.6$  ( $9.55E+18Nm$ ) となった。なお、No.67 では  $Mw5.0$  相当以上のすべりは計算されなかった。Fig.3 中では色でその大きさ ( $Mw$  換算値) を示した。またその際の理論値と観測値の比較を Fig.4 に示した。計算結果は観測値を良く説明できている。

さらにこの手法を用いてモーメント解放量の時間変化を求めた。4 グリッドのスタッキング波形について、毎月 1 日の前後 31 日分の変化量の平均値をその月の値とし、上記と同様、グリッドサーチの手法で 2013 年 1 月 1 日からのモーメント解放量をひと月ごとに求めた。その得られたひと月ごとの値の 3 ヶ月移動平均したものを Fig.5 に示す。多少の揺らぎはあるものの、時間的にはほぼ一様にモーメント解放量が増加してきているように見える。

### 3.2 GNSS 解析結果との比較

今回、ひずみ計データにスタッキング法を適用して得られた結果は、想定震源域の西端付近で 2013 年初め頃からプレート間すべりが発生し、その規模は 2015 年 5 月時点で  $Mw6.6$  程度であることを示している。この結果と他の観測結果との比較を行う。国土地理院は GNSS データを用いた解析から、同地域で長期的 SSE が発生していることを地震防災対策強化地域判定会に報告している。Fig.6 は国土地理院 (2015b) による今回と前回 (2000 年~2005 年) の長

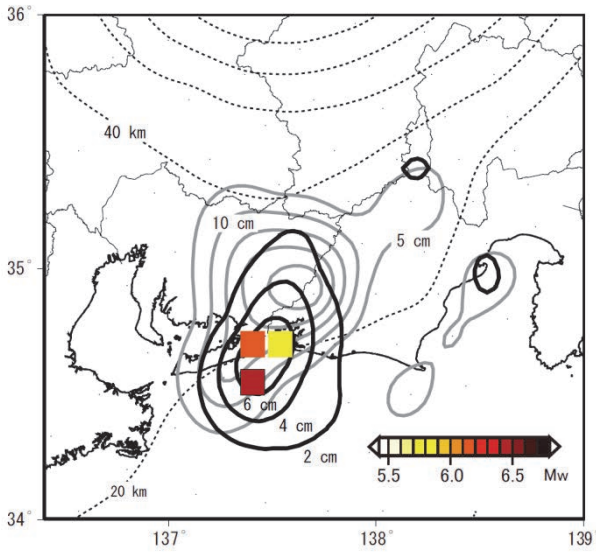


Fig. 6 Comparison of slip area between the analyses of GNSS data and this study. The gray and black lines show the slip contours of the last and current events obtained by GNSS analysis (GSI, 2015b) respectively. The slip areas (3 patches) obtained in this study are located at the center of the slip area estimated by GNSS data.

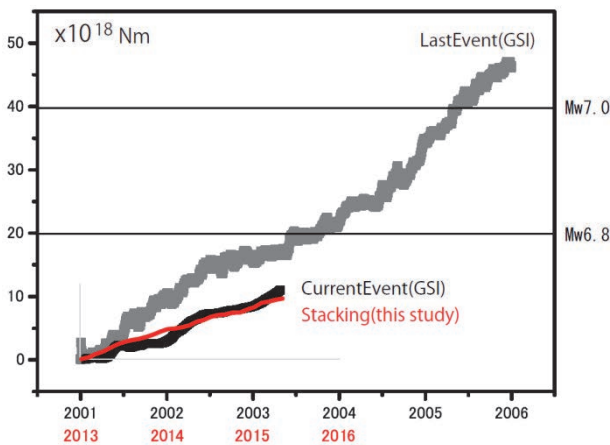


Fig. 7 Comparison of the amount of slips between analysis of GNSS data and this study. The size of the moment is consistent with GNSS analysis (GSI, 2015b).

期的 SSE のすべり分布を比較したもので、上記のひずみ計による解析結果も併せて示した。スタッキング波形で明瞭な変化が現れた No.66, 77 は、GNSS で求められたすべり分布の中心に位置しており、すべりの位置は両者で整合している。また Fig.7 には本研究によって求められたモーメント解放量の時間変化を、国土地理院の解析によるものと共に示した。

これについても、両者の解析結果は概ね一致している。

#### 4 ひずみ計での長期的 SSE 監視について

##### 4.1 検出能力の向上

1章で述べたように Yamamoto et al. (2008) は前回の長期的 SSE のひずみ速度を基に、ノイズレベルの3倍を検出レベルとすると、同様のゆっくりすべりが2年以上継続した場合に多成分ひずみ計で検出可能であると評価した。仮に本研究におけるスタッキング波形でノイズの半年階差の標準偏差をノイズレベルとした場合、ゆっくりすべり開始半年時点での変化量のノイズレベルに対する比は、No.66 で約4倍、No.77 で約5倍となった。今回の長期的 SSE のモーメント解放量の時間変化は前回に比べて小さい (Fig.7) にもかかわらず、開始から半年程度でノイズレベルの3倍を超えることになる。評価手法が異なるため Yamamoto et al. (2008) との厳密な比較はできないが、検知能力は大幅に改善されたものと考えられる。また個別の効果についても別途、調査が必要だが、多成分ひずみ計の初期ドリフトが Yamamoto et al. (2008) の調査時点よりもさらに小さくなったことや補正技術の向上 (木村・他, 2015) と共に、スタッキング法による SN 比の改善の効果があったことが考えられる。

##### 4.2 ノイズ等の影響について

今回の長期的 SSE は始まりからおおよそ2年半、継続してきており、今後も続く可能性が考えられる。その際、すべり位置の移動や拡大、加速などが今後の長期的 SSE の監視のポイントとなる。スタッキング法を用いたこれらの監視にあたっては、スタッキング波形に含まれるノイズ等の影響を評価しておく必要がある。

スタッキング波形は複数の時系列データの重ね合わせであるため、ひとつのデータの異常な変化でそのデータを含むスタッキング波形に影響が現れてしまう。例えば Fig.8 に示したように、浜松宮口では2014年の秋以降、それまでとは異なるトレンドの変化が見られている (図中、破線)。他の観測点にはこれと同期した変化は見られていないことから、観測点近傍のローカルな影響を受けたものと考えられる。このデータが含まれている No.65, 66 などと同時期

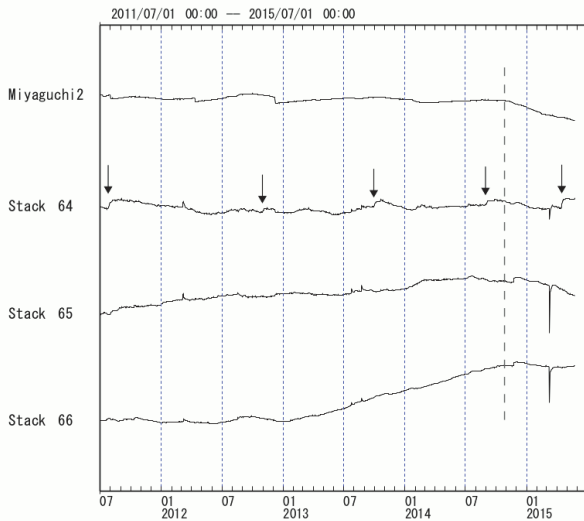


Fig. 8 Influence of the noise of individual observation point.  
From autumn 2014, irregular changes at Miyaguchi2 have affected in the stacking waveform of No.65 and 66 (dashed line). The arrows in No.64 show short-term SSEs.

に下向きの変化が見られるのはその影響である。2.1 で述べたように、スタッキング波形の変化量そのものがモーメント解放量に比例しているため、波形に含まれるノイズがそのままモーメント解放量推定の誤差となる。この問題に対処するため、スタッキングの際に誤差の原因となっている波形に乗じるウェイトを小さくしたり、スタッキングに用いる成分数を増やしたりする方法がある。スタッキング法においては、スタッキング波形の SN 比が最も高くなる様に用いる成分を選択することを基本としているため、これらの操作によって全体の SN 比は低下するが、1~2 点のローカルな影響による変化を相対的に小さくし、誤差を低減することが可能となる。

また沖合の空間分解能が得られていないグリッドについても上記と同様に、成分の選択の際には、最大の SN 比を得ることではなく、隣接グリッドとの差異が得られる様な成分の組合せを選択する方法を検討する必要がある。また併せて、2011 年 1 月運用開始の新設観測点のうち、利用可能な観測点(成分)についてはトレンドやノイズレベルなどを考慮しながら、スタッキングのデータとして用いていくことが必要である。

またその一方で、自然現象ではないデータの乱れを作らないことも重要である。多成分ひずみ計には

Table 1 Difference in the results due to the difference in the way the trend was taken.

The reference period of the trend	Seismic moment (Nm)	Mw	Score
2011/4/1 ~ 2012/12/31	7.16E+18	6.50	0.64
2011/7/1 ~ 2012/12/31	6.85E+18	6.49	0.65
2011/10/1 ~ 2012/12/31	6.85E+18	6.49	0.66
2012/1/1 ~ 2012/12/31	6.69E+18	6.48	0.73
2012/4/1 ~ 2012/12/31	7.80E+18	6.53	0.87
2012/7/1 ~ 2012/12/31	9.55E+18	6.59	0.93

広いダイナミックレンジを確保するため、機械的なオフセット機構が装備されている。これを操作した場合、観測されているトレンドが変わってしまうことがある(例えば、2015 年 3 月の掛川富部)。トレンド変化は長期的 SSE 監視能力の低下を意味する。監視を強化すべき期間においては、やむを得ない場合を除き、この操作は避けるべきであろう。

2015 年 4 月頃に愛知県中部などで短期的 SSE が発生した(気象庁地震火山部, 2015)。Fig.8 で、例えば No.64 などに見られるステップ状の変化は短期的 SSE による変化である(図中、矢印)。ノイズではないが定量的な評価のためには、このような他のイベントも誤差となる場合がある。これらについては、短期的 SSE の解析などからその量を見積もることができ、必要に応じて観測量を補正することが可能である。

定量的な評価に最も影響があるのはトレンドの補正の際の定常のトレンドとみなす基準期間の採り方で、これによって変化量に大きな差が生じる。今回の長期的 SSE の開始前の 2011 年 3 月には東北地方太平洋沖地震があり、その余効変動(国土地理院, 2015a)の影響がひずみ計データに含まれていることが考えられる。定常トレンドを求めるための基準期間の終わりを 2012 年 12 月に固定し、始まりを 2011 年 4 月から 2012 年 7 月まで 3 ヶ月刻みで変えてトレンドを補正し、長期的 SSE の規模を計算した場合、全体のモーメント解放量は 6.69E+18Nm ~ 9.55E+18Nm と、最大 3 割程度(Mw 換算で 0.1 程度)の違いがあった(Table 1)。基準期間を長く取った場合には余効変動の影響を大きく受け、また基準期間が短い場合には季節的な変化の影響を受けることが

考えられる。今回は別な情報として、スタッキング波形の変化量の理論値と観測値の差が最も小さく、(4) 式の score 値が最大となる 2012 年 7 月から 2012 年 12 月を基準期間とした場合の結果を採用した。ただし、例えば Fig.2 中の No.76, 85 などでは基準期間とその直前の期間でトレンドが異なっているように見えており、トレンドが正しく評価されていない可能性がある。このようなことを原因とする誤差が観測値に含まれており、今回得られた結果には上述のような誤差があることを認識しておく必要がある。

#### 4.3 今後の長期的 SSE の監視について

今回明らかになった長期的 SSE は、前回の長期的 SSE とほぼ同じ場所で発生していることなどから、小林・吉田 (2004) がその可能性を指摘した、この地域で繰り返し発生してきた SSE の再来であると考えられる。ただ、今回の長期的 SSE はまだ継続中であるものの、Fig.7 に見るようにモーメント解放量の時間変化は前回よりも小さい。Yamamoto et al. (2005) などの指摘のように、毎回必ず、同程度の規模であるわけではなく、すべり現象の多様性を表しているといえる。また弘瀬・他 (2009) によるシミュレーションでは長期的 SSE が加速し、本震に至る場合があることが示されており、今後、すべりの加速、あるいはすべりの位置の拡大や移動などを監視する必要がある。今回、明らかになったように、比較的短期的な変化に対する検知能力の高いひずみ計でもスタッキング法を適用することにより長期的 SSE を捉えられたことで、GNSS 観測と併せ、広い帯域での監視が可能であることがわかった。東海地震の監視のためには規模や時定数の異なるプレート境界におけるすべりをきちんとモニターすることが重要であり、またプレート間すべりの挙動の理解などの観点からも、今後、さらなる検知能力や観測精度の向上を計る必要がある。

#### 5 まとめ

東海地震の想定震源域の西側領域ではこれまでに 10 年に一度程度の頻度で長期的 SSE が発生していたが、気象庁は東海地震予知業務のために設置したひずみ計で、これらの長期的 SSE を検出したことはなかった。今回、ひずみ計データにスタッキング法を適用し、長期的 SSE を初めて検出することができ

た。

今回の長期的 SSE は 2013 年の初め頃から始まっており、2015 年 6 月現在、継続している。スタッキング波形の解析から発生場所は想定震源域の西端付近で、変化量を基にしたグリッドサーチ解析から、2015 年 6 月時点のすべりによるモーメント解放量は  $9.55E+18Nm$ , Mw6.6 相当と推定された。今回の長期的 SSE の開始から、時間的にはほぼ一様にモーメント解放量が増加してきているように見える。

#### 謝辞

査読者である内藤宏人氏および小林昭夫博士には丁寧に査読していただき、また編集委員長の中村雅基氏、編集委員の露木貴裕氏には本稿をまとめるための有益な助言を頂きました。作図には GMT (Wessel and Smith, 1991) を使用しました。記して感謝いたします。

#### 文献

- 石垣祐三 (1995): 埋込式体積歪データの精密補正及び異常識別について, 験震時報, **59**, 7-29.
- 石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣 (1984): 地球潮汐データ解析プログラム BAYTAP-G の紹介, 統計数理研究所彙報, **32**, 71-85.
- 加藤尚之・平澤朋郎 (1996): 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測, 月刊地球号外, **14**, 「東海地震とその予知問題」, 126-132.
- 気象庁地震火山部 (2015): 東海地域の短期的ゆっくりすべりの監視, 第348回地震防災対策強化地域判定会資料. <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/hantei20150427/mate02.pdf>.
- 木村一洋・露木貴裕・菅沼一成・長谷川浩・見須裕美・藤田健一 (2015): タンクモデルによる体積ひずみ計データの降水補正について, 験震時報, **78**, 93-158.
- 国土地理院 (2015a): 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **93**, 175-226.
- 国土地理院 (2015b): 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **94**, 190-230.
- 小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋 (2006): 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ (1984~2005年), 地震2, **59**, 19-27.
- 小林昭夫・吉田明夫 (2004): 舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返し発生, 測地学会誌,



- 50**, 209-212.
- 水藤 尚 (2013): 東北地方太平洋沖地震後の東海地方の地殻変動, 地震学会2013年秋季大会予稿集, C22-14.
- 水藤 尚・小沢慎三郎 (2009): 東海地方の非定常地殻変動ー東海スロースリップと2004年紀伊半島南東沖の地震の余効変動ー, 地震2, **61**, 113-135.
- 中村浩二・竹中 潤 (2005): 東海地方のプレート間すべり推定ツールの開発, 験震時報, **68**, 25-35.
- 名古屋大学 (2004): 最近20年間の水準・潮位・GPS 観測による東海地域の地殻変動とプレート間カップリングー1980~2003 年ー, 地震予知連絡会会報, **72**, 424-430.
- 檜皮久義・佐藤馨・二瓶信一・福留篤男・竹内新・古屋逸夫 (1983): 埋込式体積歪計の気圧補正, 験震時報, **47**, 91-111.
- 弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之 (2009): 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み, 地震2, **62**, 67-84.
- 宮岡一樹 (2011): 多成分歪計の地磁気補正, 験震時報, **74**, 29-34.
- 宮岡一樹・横田崇 (2012): 地殻変動検出のためのスタッキング手法の開発ー東海地域のひずみ計データによるプレート境界すべり早期検知への適用ー, 地震2, **65**, 205-218.
- Heki, K. and S. Miyazaki (2001): Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313-2316.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008): Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yurai, and T. Nishimura (2002): Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Yamamoto E., S. Matsumura, and T. Ohkubo (2005): A slow slip event in the Tokai area detected by tilt and seismic observation and its possible recurrence, *Earth Planets Space*, **57**, 917-923.
- Yamamoto T., A. Kobayashi, A. Katsumata, and S. Mori (2008): Evaluation of Detection Level of Crustal Deformation Observation in the Time Domain through Power Spectrum Analysis, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **54**, 81-91.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 441-446.

(編集担当 露木貴裕)