

第 4 章 新地殻変動観測手法の開発

第 4 章では、従来から気象庁において使用されてきたボアホール型歪計や石英管伸縮計とは異なる新しい観測機器として開発を進めたレーザー式変位計について報告する。4.1 節でまず、レーザー式変位計の導入が必要とされた背景について概観する。4.2 節では要求精度を達成するための要素技術の検討について述べ、4.3 節では約 1 年間の試験観測で得られたデータを利用して、レーザー式変位計の観測精度について様々な観点から検討する。なお、本章では、既存の同種の計測器との混乱を避けるため、“レーザー式変位計”を“レーザー伸縮計”と呼び変えることとする。

4.1 必要性和その背景

4.1.1 東海地域におけるスロースリップイベントの発生

東海地域では、2001 年から長期的スロースリップイベント (SSE) による地殻変動が観測された。この長期的 SSE による地殻変動は、国土地理院の GPS 観測網 (GEONET) によって 2001 年 7 月に見いだされ、その後の経過が逐次報告された (Ozawa *et al.*, 2002)。GPS で観測された地殻変動の例として、浜北観測点の変位 (東西、および南北成分、1 日値) を Fig. 4.1.1(b) に示す。いずれの成分も長期的 SSE が始まる前の 1998 年から 1999 年にかけての変位を定常的な変位として差し引いた残りの変位を示している。2000 年夏に伊豆諸島北部地域の地震・火山活動による水平変位が見られた頃から、東向き、南向きの非定常的な変位が見られる。そして 2005 年頃以降、元の定常状態に戻っている。防災科学技術研究所が三ケ日に設置している傾斜計でも長期的 SSE による変化が観測された (防災科学技術研究所, 2004)。三ケ日における傾斜変化を Fig. 4.1.1(c) に示す。北西に傾き下がる傾斜変化が見られ、これは三ケ日が浜名湖付近の隆起域の北西側に位置することと調和的である。隆起域内に位置する舞阪検潮所における潮位観測からも対応する変化が見いだされた (小林・吉田, 2004; 本報告 3.1 節)。月平均潮位を Fig. 4.1.1(d) に示す。しかし、気象庁が東海地域に展開している歪計では長期的 SSE に対応する変化は検出されていない (Yoshikawa, 2003; Yamamoto, 2007)。

気象庁では、東海地震に関連する情報発表の一環として、毎月、地震防災対策強化地域判定会委員打ち合わせ会を開催し、東海地震の想定震源域及びその周辺で発生する地震・地殻活動について評価を行っている。2001 年 7 月以降、長期的 SSE による地殻変動も評価の対象となった。GPS データから推定された長期的 SSE のすべり領域が東海地震の想定震源域に近接していることと、摩擦構成則にもとづく地震発生数値シミュレーションの結果が、長期的 SSE が繰り返し発生した後、最終的に大地震に発展する可能性を予測している (黒木, 2005; 弘瀬・他, 本報告 5.2 節) ことから、東海地震の発生との関連が問題となった。しかし、GPS で観測されたデータは 1 日ごとの値ではあるが、その精度の制約から、長期的 SSE による地殻変動を毎月刻々と評価するに十分な時間分解能をもつものではなかった。それは、長期的 SSE による変位速度が極めて小さく、十分な信頼性をもってデータを評価するためには数ヶ月以上を要したからである。

一方、2005 年 7 月、気象庁が東海地域に設置している歪計のうち蒲郡、佐久間、浜北など愛知県から静岡県西部に位置する観測点において、数日間継続する歪変化が観測された (Fig. 4.1.2)。同じ期間に愛知県直下で低周波地震の発生が観測され、周辺の防災科学技術研究所の傾斜計でも傾斜変化が認められたことから、観測された歪変化は短期的 SSE によるものと結論づけられた。これまで深部低周波地震・微動活動がフィリピン海スラブの深さ 30~40km に沿って存在していることが明らかにされ (Obara, 2002)、低周波微動活動と同時に短期的 SSE が発生していることが四国地方で認識されていた (Obara *et al.*, 2004) ことから、他の微動活動域でも短期的 SSE が存在することが予測されていたものの、実際に東海地域において体積歪計と多成分歪計によって短期的 SSE による変動を検出できたことは、東海地域の歪観測網が期待通りの能力をもつことが実証できたことを示す。ところが、長期的 SSE による変動とは逆に、歪計では検出された短期的 SSE は、GPS では検出できていない。

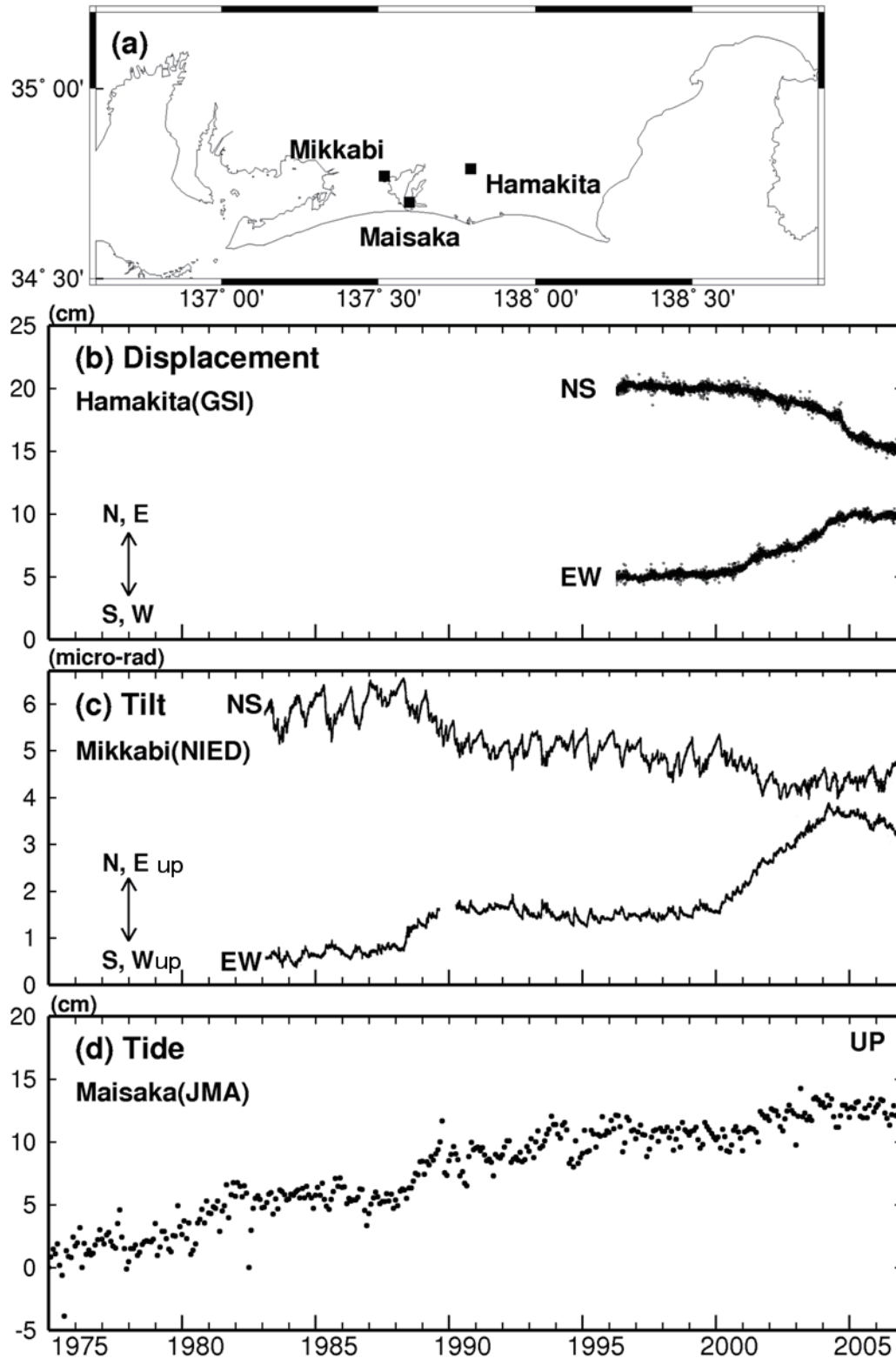


Fig. 4.1.1. Geodetic data obtained in the Tokai district. (a) Location of observation stations. (b) Horizontal displacements observed by GPS at Hamakita from 1996 to 2006. (c) Tilt changes observed at Mikkabi from 1983 to 2006. (d) Vertical displacement derived from tide data at Maisaka from 1975 to 2006.

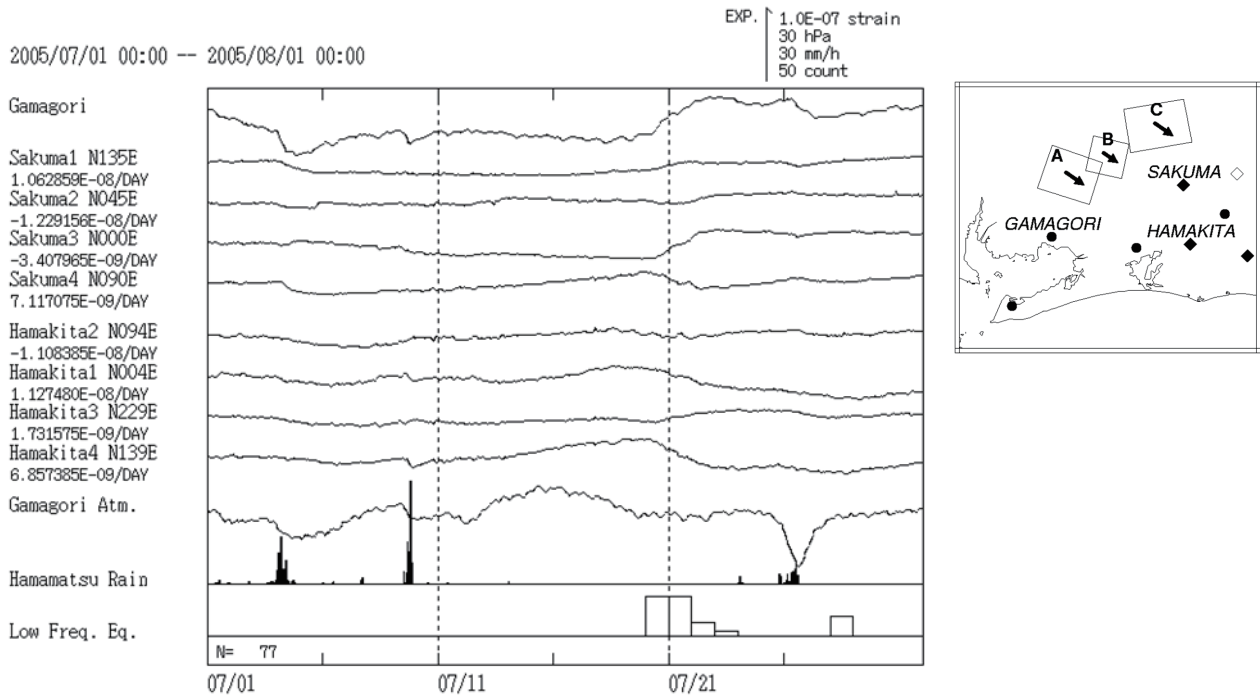


Fig. 4.1.2. Volumetric strain changes observed at Gamagori and linear strain changes observed at Sakuma and Hamakita from July 1 to 31, 2005. Numerals under the station names are the linear strain rates taken from raw data. The rectangles and arrows with the letters A, B, and C on the map denote the positions of the faults and the slip vectors of the short-term slow slip identified by the observations of strainmeters (after Kobayashi *et al.*, 2006). The short-term slow slip from July 20 to 22 occurred in fault A. The daily number of low-frequency earthquakes in and around fault A is also indicated at the bottom.

4.1.2 観測機器の地殻変動検出能力

長期的 SSE による地殻変動が GPS によってとらえられ歪計によって検出されないこと、その GPS データでさえ 1 ヶ月単位での変動評価には不十分であること、逆に短期的 SSE による地殻変動が歪計によってとらえられ GPS によって検出されない理由として、機器の特性による観測精度の違いがあげられる。以下ではこの点について定量的評価を行う。

Agnew and Wyatt (2003) は、カリフォルニアにおける観測データを用いて、観測機器ごとの変動検出レベルを評価した。その結果を Fig. 4.1.3 に示す。評価はボアホール歪計（大きさは 10cm 程度）、長基線レーザー伸縮計（基線長 0.5km）、および GPS 基線歪（基線長 14km）について行われ、横軸に変動を評価する時間間隔、縦軸に変動検出レベルを示している。変動検出レベルを示す線より上側の範囲の速度で変動すれば、その観測機器で変動を検知できることを示している。この変動検出レベルの評価は、Agnew (1992) によって提案された地殻変動観測の誤差レベルを時間領域で評価する手法によって行われる。この手法を簡単に説明する。時間間隔 T の間の変化 $y_T(t)$ は地殻変動の時系列データ $x(t)$ から次式のように計算される。

$$y_T(t) = x(t+T) - x(t). \quad (1)$$

式(1) はデルタ関数を用いてたたみこみの形式に書き直される。

$$y_T(t) = x(t) * [\delta(t-T) - \delta(t)]. \quad (2)$$

式(2)の $[\delta(t-T) - \delta(t)]$ のフーリエ変換を $G_T(f)$ と書くと、分散 $y_T(t)$ は以下のように書ける。

$$\langle y_T^2 \rangle = \int_0^\infty P_y(f) df = \int_0^\infty |G_T(f)|^2 P_x(f) df = \int_0^\infty 4P_x(f) \sin^2 \pi f T df \quad (3)$$

ここで $P_x(f)$ と $P_y(f)$ は $x(t)$ と $y_T(t)$ のパワースペクトル密度関数である。式(3)を用いると、スペクトル解析によって $x(t)$ は $\langle y_T^2 \rangle$ に変換できる。以下では、評価された $\langle y_T^2 \rangle^{1/2}$ を時間間隔 T で割った値を変動検出レベルと呼ぶ。

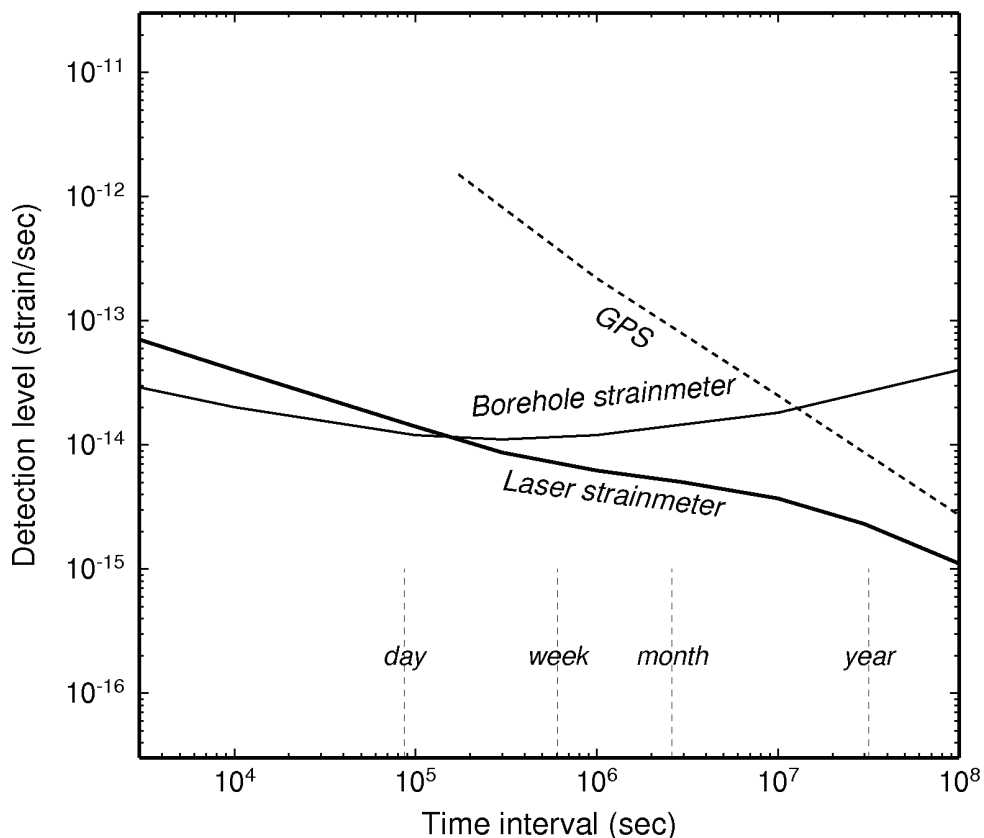


Fig. 4.1.3. Detection levels of borehole strainmeter, laser strainmeter, and GPS (after Agnew and Wyatt, 2003).

Yamamoto *et al.* (2008)は、この手法を利用して、東海地域の歪計およびGPSの変動検出レベルを評価した。この解析には、気象庁によって東海・関東地域に設置された体積歪計、東海地域に設置された多成分歪計、国土地理院のGPS観測網GEONETの観測データが用いられた。Fig. 4.1.4(a)は、解析に用いられた歪計の位置を示す。黒丸は東海地域の体積歪計を、白丸は関東地域の体積歪計を、菱形は多成分歪計を示す。2003年4月6日から2006年12月31日までの1時間値、32768個のデータが解析に用いられた。この期間を選んだのは、最も新しく設置された観測点で安定したデータが得られた期間であるからである。元データから、潮汐、気圧、直線トレンド、地震時変化、パルス状のノイズをあらかじめ除去した。Fig. 4.1.4(b)に、解析に用いられたGPS基線の位置を示す。GEONETの中から20基線を選んだ。基線長は8.4 kmから23.5 kmの範囲で、平

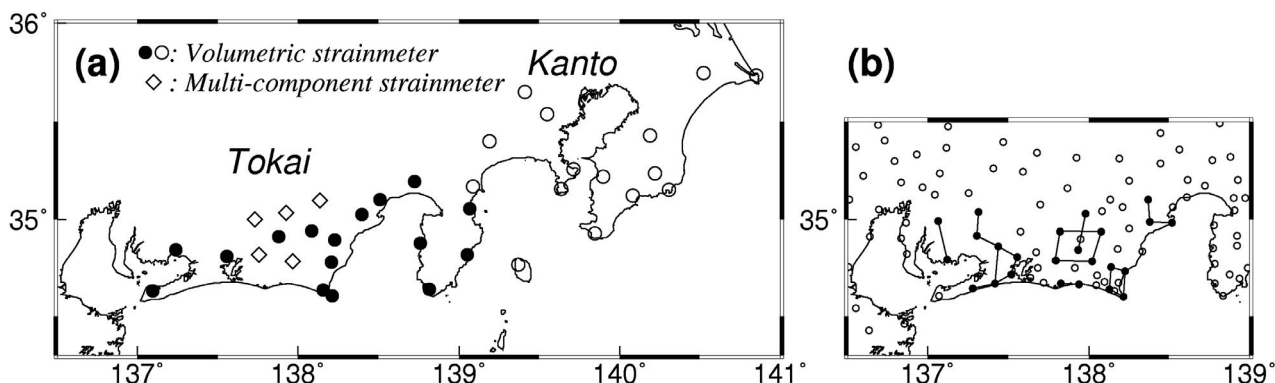


Fig. 4.1.4. Positions of strainmeters and GPS baselines analyzed in the present study. (a) Dots denote volumetric strainmeters in the Tokai region, circles denote volumetric strainmeters in the Kanto region, and open diamonds denote multi-component strainmeters. (b) Circles denote positions of GPS observation sites of GSI, and lines that connect to the dots denote the baselines that were analyzed.

均は 15 km である。解析には 1996 年 4 月 1 日から 2007 年 5 月 5 日までの 4052 個の日値データが用いられた。1 日以下の周期特性の解析のため 6 時間解析値 (小林, 2007) として, 2005 年 12 月 10 日から 2007 年 5 月 5 日までの 4096 個のデータが用いられた。直線トレンド, 地震時変化, 2000 年夏の伊豆諸島北部イベント (Kaidzu *et al.*, 2000) による変化, 東海長期的 SSE による変化が除去された。スペクトルは高速フーリエ変換を用いて計算した。積分範囲の有限カットオフの影響, パワースペクトル密度関数の評価誤差, そして低周波側での広い周波数間隔は積分誤差を生じる。それゆえ, この誤差を低減するために, 低周波側のパワースペクトルの周波数依存性を外挿し, 周波数間隔を細かく分割した。

Fig. 4.1.5 は, 上記の時系列データのパワースペクトルの例を示す。Fig. 4.1.5(a)は, 解析対象期間中に不規則な変動が大きかった春野を除く 4 つの多成分歪計の 16 成分の平均パワースペクトルを示す。パワースペクトルは f^2 にしたがって減少しており, この特徴は地殻変動連続観測の時系列データに一般的に見られるものである (Wyatt, 1982, 1989)。Fig. 4.1.5(b)は, GPS の 20 基線の平均パワースペクトルを 1 日解析と 6 時間解析について示したものである。平均パワースペクトルは 10^{-7} Hz より低周波側 (およそ 100 日以上) において $f^{-1.5}$ から f^{-2} で減少し, $10^{-7} \sim 10^{-5}$ Hz (100 日から 1 日) において平坦となり, 10^{-5} Hz より高周波側 (1 日以下) で再び減少する。過去の解析結果は, GPS 座標のノイズはホワイトノイズ(f^0)とフリッカーノイズ(f^{-1})の組み合わせで説明できることを示している (Williams *et al.*, 2004)。Langbein and Johnson (1997)は, 頻繁に繰り返される光波測距のような測地測量のノイズの特徴はホワイトノイズとランダムウォークノイズ(f^{-2})の組み合わせであることを見いだした。上記の GPS の観測された短基線変化は, ホワイトノイズとランダムウォークノイズの組み合わせであることを示している。

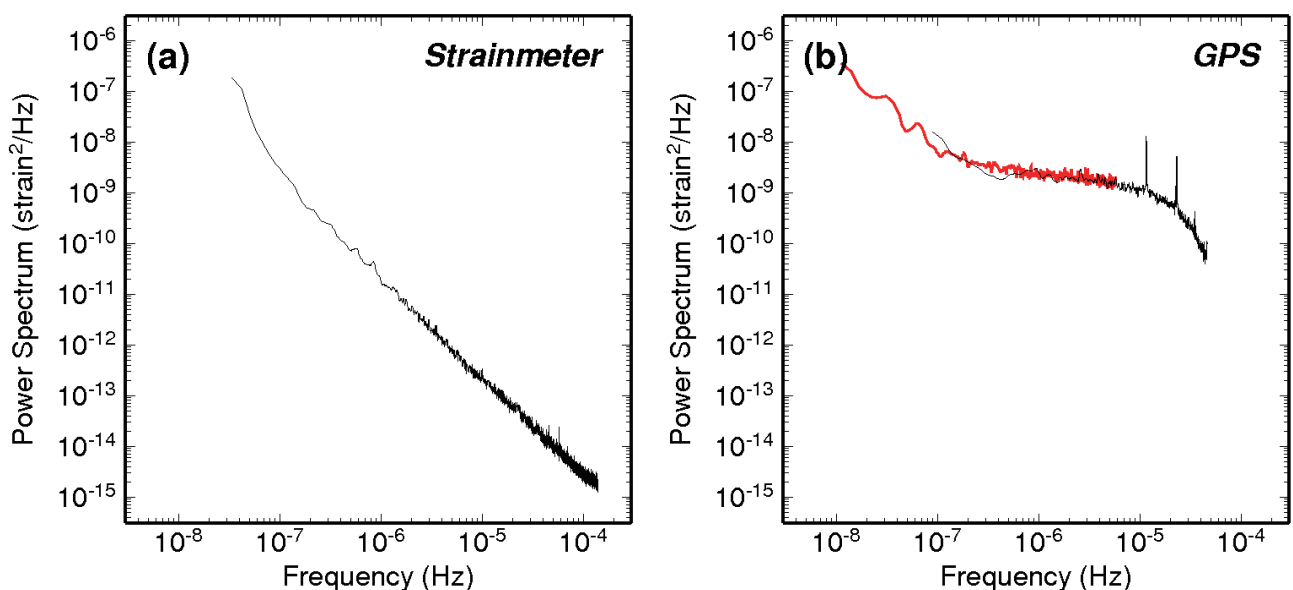


Fig. 4.1.5. Average power spectrum. (a) Multi-component strainmeter. (b) Strain of GPS baseline. Daily (red curve) and six-hourly (black curve) analysis data are presented together.

Fig. 4.1.6(a)は, 多成分歪計および東海地域と関東地域の体積歪計の変動検出レベルを示している。多成分歪計と東海地域の体積歪計の変動検出レベルは $T^{-0.5}$ で長期側に向かって減少し, 関東地域の体積歪計の検出レベルはよりゆっくりと減少する。これらの結果は, 絶対的な検出レベルと検出力の時間間隔依存性の両方とも, 多成分歪計, 東海地域の体積歪計, 関東地域の体積歪計の順に良いことを示している。この違いの主な原因の1つは, 設置深度の違いであると考えられる。多成分歪計の設置深度は 402-765 m で, 体積歪計の設置深度 92-300 m に比べて深い。もう1つの原因は歪計の周囲の媒質の弾性的性質の違いであると考えられる。そのために関東地域に設置されている歪計は, 東海地域に設置されている歪計よりも外的擾乱の影響を受けやすい (吉川, 1987)。

Fig. 4.1.6(a)の破線は, Agnew and Wyatt (2003)によるカリフォルニア地域に設置されたボアホール歪計の結果を示してい

る。本研究の結果との比較はそれぞれのパターンがかなり異なることを示している。違いの 1 つは本研究で評価された変動検出レベルが Agnew and Wyatt (2003) による結果に比べて数日より短期側で大きいことである。もう 1 つの違いは、本研究の結果が長期側でも同じ傾向で減少していくが、Agnew and Wyatt (2003) による結果は数日より長期側で増加していくことである。解析期間が短いことがこの違いを生じさせたかもしれないと考え、より長期間のデータが得られているいくつかの観測点について 10 年間のデータを解析したが、結果は変わらず、この違いの原因は不明である。

Fig. 4.1.6(b) は、GPS 基線歪の変動検出レベルを示している。変動検出レベルは T^{-1} で減少する。小林(2007)は、2004 年 4 月から 2005 年 3 月までの東海地域における GPS 座標の 1 日解析値、6 時間解析値のノイズの標準偏差を計算した。6 時間解析値の標準偏差は 1 日解析値の 2.6 倍であった。本研究において、6 時間解析値の検出レベルは 1 日解析値の 2 倍である。この結果は、小林(2007)の結果と調和的である。グラフ中の破線は Agnew and Wyatt (2003) による GPS 基線歪の検出レベルである。彼らの結果は平均基線長 14 km について得られたものであり、本研究はほぼ同じ平均基線長 15 km について得られたものである。2 つのレベルは絶対レベルと時間間隔依存性の両方とも似通っている。

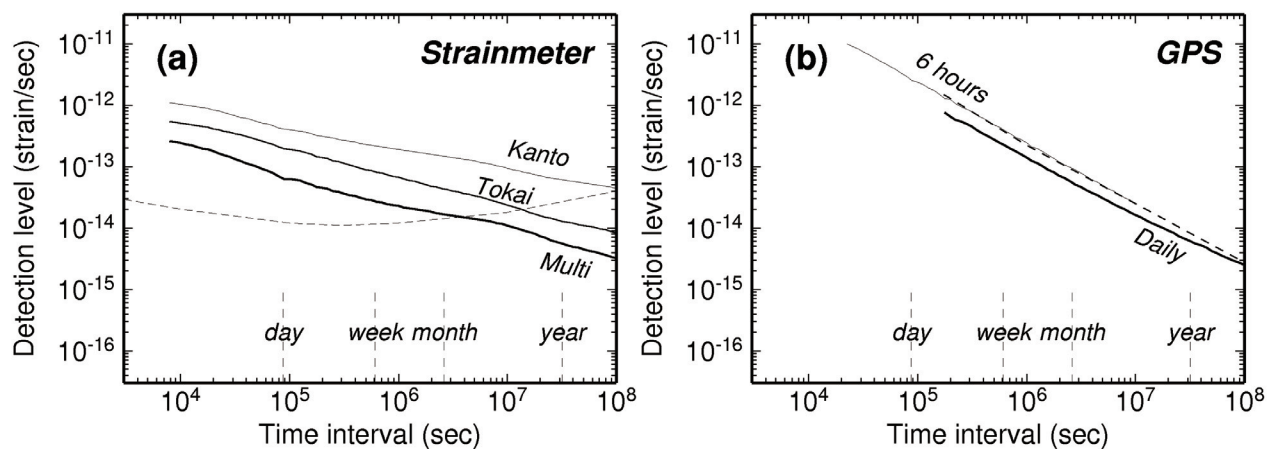


Fig. 4.1.6. (a) Thin curves denote the average detection levels of volumetric strainmeters in the Tokai and Kanto regions; the thick curve denotes the average detection level of multi-component strainmeters. (b) Thick and thin curves denote the average detection levels of GPS baseline strains in daily and six-hourly analysis data. The broken lines denote the results reported by Agnew and Wyatt (2003).

4.1.3 地殻変動検出レベルと SSE による変動の比較

評価された変動検出レベルが検知力の指標として有効かどうか確かめるために、変動検出レベルを東海地域における短期的および長期的 SSE による地殻変動と比較する。比較のために、東経 137.0° から 138.3° まで、北緯 34.6° から 35.3° までの範囲の 0.1 度間隔の格子点における変位と歪を次の手順で計算した。長期的 SSE による地殻変動は、GEONET の変位データから Shen *et al.* (1996) の方法により直接変換した。短期的 SSE による地殻変動は、数観測点で歪データが得られているにすぎず、同じ方法で計算することができない。そこで、小林・他(2006)の断層モデルから計算した。彼らは東海地域の歪計で観測された短期的 SSE による地殻変動を 3 つに分類し、それぞれについて断層モデルを求めた。ここでは、それぞれの断層モデルについてこれまでに観測された最大すべり量を与えて地殻変動を計算した。計算結果の例として、長期的 SSE と短期的 SSE による面積歪速度の分布を Fig. 4.1.7 に示す。Fig. 4.1.7(a) は、長期的 SSE による 1 年あたりの面積歪の分布を示す。歪速度は 1×10^{-7} strain/年のオーダーである。Fig. 4.1.7(b) は、3 つの断層モデルのうち最も西に位置する断層での短期的 SSE による 1 日あたりの面積歪の分布を示す。歪速度は 1×10^{-8} strain/日のオーダーであり、歪計が設置されていない地域で大きい。

Fig. 4.1.8 は、短期的 SSE および長期的 SSE による地殻変動速度、ならびに歪計および GPS の変動検出レベルを示している。Figs. 4.1.8(a), (b), (c) はそれぞれ変位、面積歪、線歪という観測量の違いで分けている。面積歪は体積歪計に

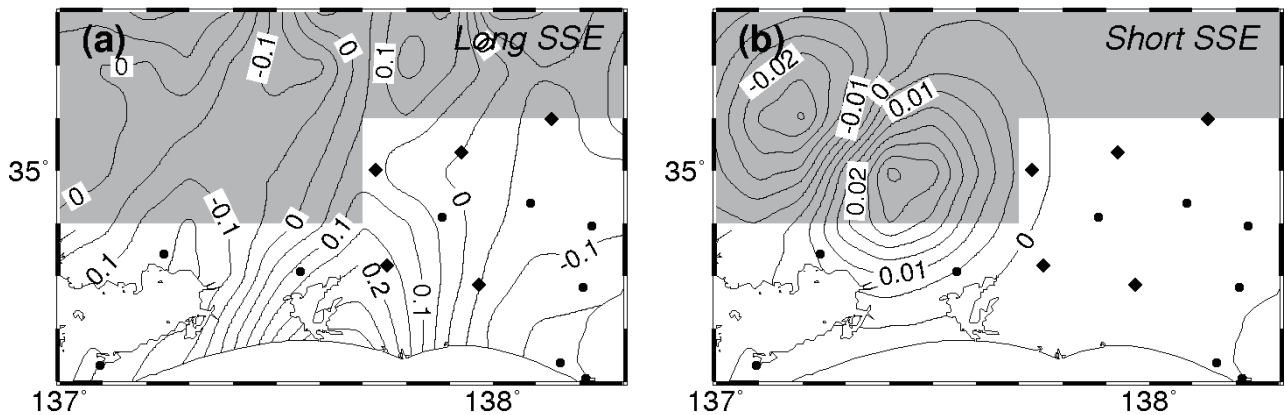


Fig. 4.1.7. (a) Contour map of the areal strain induced by long-term SSE in 2001 in the Tokai region. The unit is $\mu\text{strain}/\text{year}$, and the contour interval is $0.05 \mu\text{strain}/\text{year}$ ($= 1.6 \times 10^{-15} \text{ strain}/\text{s}$). (b) Contour map of the areal strain induced by the short-term SSE that occurred in July 2005 in the Tokai region. The unit is $\mu\text{strain}/\text{day}$, and the contour interval is $0.005 \mu\text{strain}/\text{day}$ ($= 5.8 \times 10^{-14} \text{ strain}/\text{s}$). The solid diamonds denote multi-component strainmeters, and the dots denote volumetric strainmeters. The unshaded area denotes the area in which the maximum strain rate depicted in Fig. 4.1.8 was evaluated.

よる観測に対応し、線歪は多成分歪計と GPS 基線歪に対応する。実際の長期的 SSE が GPS 変位データから検知されたので、GPS 座標値の変動検出レベルを評価して Fig. 4.1.8(a)に示している。赤色の直線は長期的および短期的 SSE による地殻変動速度を示している。地殻変動速度を求めるにあたっては歪観測点の分布を考慮して、Fig. 4.1.7で影のかかっていない範囲における最大値を採った。線歪については南北歪、東西歪の大きいほうを採った。短期的 SSE の継続期間は5日間と仮定し、長期的 SSE の継続期間は仮にグラフの右端の3.2年とした。実線が評価された変動検出レベルを示し、破線はS/N比を考慮してその3倍のレベルを示す。

Fig. 4.1.8(a)は、GPS 変位観測の変動検出レベルを示す。変動検出レベル（ここでは3倍のレベルと比較する。以下同様）と長期的 SSE による変位速度との交点は 1.7×10^7 秒（6.5 ヶ月）である。すなわち、長期的 SSE を GPS 変位で検知するには半年程度かかる。しかしこれは1観測点だけで見た場合であり、観測点が密にあれば複数の観測点で同じような異常変動が見られるためにこれより早い段階で異常検出が可能となるであろう。したがって、この必要時間は東海地域における長期的 SSE の最初の検知が2001年3月から6月までの3ヶ月間の変化に基づいて行われた事実(国土地理院, 2001)と一致する。一方、短期的 SSE による変位速度は変動検出レベルよりも小さく、短期的 SSE が GPS によって観測されていないことを裏付けている。

Fig. 4.1.8(b)は、東海地域に設置された体積歪計の変動検出レベルを示す。変動検出レベルと短期的 SSE の歪速度との交点は 2.9×10^5 秒（3.4 日）である。これは、数日程度の現象継続期間内に検知された事実と一致している。長期的 SSE の歪速度との交点は、仮定した長期的 SSE 継続期間中ではなく、検知はきわめて難しいことを表している。

Fig. 4.1.8(c)は、多成分歪計およびGPS基線歪の変動検出レベルを示している。多成分歪計の変動検出レベルと短期的 SSE による歪速度との交点は 7.5×10^4 秒（21 時間）で、1日のうちに検知できることが期待でき、体積歪計より少し早い。長期的 SSE の歪速度との交点は 7.0×10^7 秒（2.2 年）であり、検知は難しい。長期的 SSE の歪速度と GPS 基線歪の変動検出レベルとの交点は 5.7×10^7 秒（1.8 年）であり、GPS 変位の3倍程度である。それゆえ、GPS 基線歪の変動検出レベルはGPS 変位よりも悪い。これは、GPS データについては、短基線の長さ変化よりも遠方を基準にした変位を監視した方が効果的であることを示している。

以上見てきたように、求められた東海地域の歪計と GPS の変動検出レベルは実際の SSE の検知、すなわち、長期的 SSE による地殻変動が GPS によってとらえられ歪計によって検出されないこと、その GPS データでさえ1ヶ月単位での変動評

価には不十分であること、逆に短期的 SSE による地殻変動が歪計によってとらえられ GPS によって検出されないこと、を定量的に説明可能であり、以上の検知レベルの評価は概ね妥当であると考えられる。

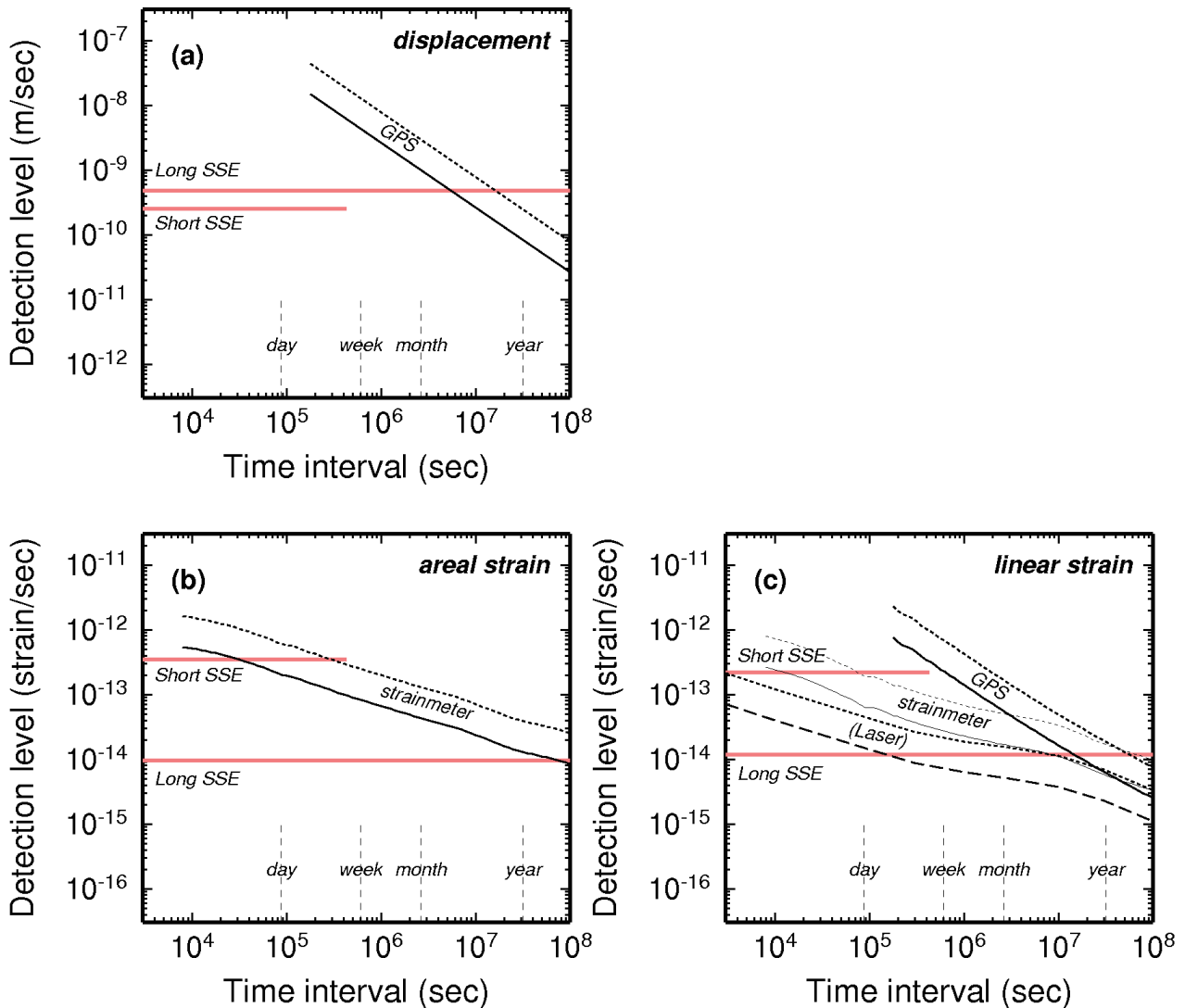


Fig. 4.1.8. (a) Evaluated detection level of the GPS coordinate (thick curve) and displacement induced by short-term and long-term SSEs (red lines). The dotted curves in each diagram denote three times the evaluated detection level. (b) Evaluated detection level of the volumetric strainmeter (thick curve) and areal strain induced by short-term and long-term SSEs. (c) Evaluated detection levels of the multi-component strainmeter and GPS baseline strain (thin and thick curves), and linear strains induced by short-term and long-term SSEs. The broken curves denote the detection level of the laser extensometer evaluated by Agnew and Wyatt (2003).

4.1.4 長基線伸縮観測

前項での結果に基づけば、長期的 SSE による地殻変動を 1 ヶ月あるいはそれ以下の時間分解能で評価できるような観測を行うとともに、短期的 SSE および前駆すべりによる地殻変動を一貫して観測するためには、現在の歪計の変動検出レベルよりも半分以下の小さい変動を検出できなければならない。Fig. 4.1.8(c)には、Fig. 4.1.3 に示した Agnew and Wyatt (2003) による California における基線長 500m のレーザー伸縮計の変動検出レベルが破線で示されている。長期的 SSE の歪速度とこの変動検出レベル (3 倍) との交点は 8.0×10^6 秒 (3 ヶ月) であり、GPS 変位による検出必要時間より短い。この能力が東海地域でも達成できれば、GPS よりも細かい時間分解能で長期的 SSE を連続観測することができることになる。

一般にボアホール型歪計よりも伸縮計の変動検出レベルが小さいがこれは、機器の計測部の大きさの違いに起因するもの

と考えられる。変動検出レベルを規定する主要なノイズ源は降水や温度変化などの気象影響であるが、その影響は場所によって様ではなく、地盤構造の不均質性によって歪応答は空間的に変化する。計測部の大きさが 0.1m オーダーの歪計は地盤構造の不均質性の影響を大きく受けるのに比べ、計測部の大きさが 10~100m オーダーの伸縮計ではその区間内の小規模な不均質性が相殺されて影響が小さくなると考えられる。Araya *et al.*(2007)は、観測機器の典型的大きさと地盤構造の不均質性の空間スケールとの比較から、不均質性による歪変化擾乱を免れうる基線長の評価を行い、1km オーダーの伸縮計であれば GPS と同等かそれ以上の精度で長期的な歪変化を観測する可能性のあることを示した。この評価は、Fig. 4.1.8(c)に示した基線長 500m の伸縮計の検出変動レベルが GPS と同等以上となっていることと調和的である。

長基線伸縮計を考える場合、石英管やインバール棒を基準尺として用いる型の伸縮計では基準尺を途中で何箇所も支える必要があり長基線化が容易ではない。それに対して、レーザー伸縮計は以下で見るように長基線化が実現可能である。

レーザー伸縮計は、レーザーを用いて光の波長を基準として長さの変化を測定する機器である（測定原理の詳細については次節を参照）。レーザーを伸縮観測に利用することは、レーザーが発明された 1960 年の直後から行われている（竹本, 2005）。最初のレーザー伸縮計は Vali and Vali (1964)によるものである。Levine(1978)は、Colorado の Poorman mine で基線長 30m のレーザー伸縮計による観測を 1971 年から 1977 年にかけて行い、高精度の歪記録を得た。Berger and Lovberg(1970)は、California で基線長 735m のレーザー伸縮計による観測を 1968 年から行い、得られた歪データを元にレーザーシステムや基台設置手法の改良を重ねた。これは、Pinon Flat の基線長 720m、3 成分のレーザー伸縮計（1973 年～）へとつながった。California で現在稼働中のレーザー伸縮計は、この Pinon Flat の他に、Durnid Hill（1994 年～）、Glendale-Verdugo Canyon（2002 年～）、Salton City（2006 年～）、Cholame（2008 年～）があり、いずれも 500m 級の長さをもつ（Agnew, 2007）。イギリスでは、Yorkshire の Queensbury トンネルで 55m 長による観測が行われた（Beavan and Goulty, 1977）。ロシアでは、Caucasus に基線長 75m のレーザー伸縮計がある（Milyukov *et al.*, 2005）。イタリアでは、Gran Sasso トンネルに付随する観測室で 90m 長の直交 2 成分のレーザー伸縮計による観測が 1994 年から行われている（Crescentini *et al.*, 1997）。日本では、計量研究所（現・産業技術総合研究所計量標準総合センター）が、1969 年から気象庁松代地震観測所（現・精密地震観測室）の観測坑道において実験観測を断続的に行った。この伸縮計は計量研究所のつくば移転に合わせて構内に整備された坑道に移設され、1980 年から 1992 年まで観測が行われた（大石・他, 1996）。Takemoto(1979)は、京都大学天ヶ瀬観測室において基線長 16m のレーザー伸縮計による観測を 1978 年から 1989 年まで行った。また基線長 15m のレーザー伸縮計を京都大学六甲高雄観測室に設置し、1988 年から 1997 年まで観測を行った（Takemoto *et al.*, 2003）。1990 年代以降には天文学の分野で重力波検出のために長基線レーザー干渉計の技術開発が進められ、その技術を活用して Araya *et al.*(2002)は、名古屋大学犬山観測室に基線長 10m のレーザー伸縮計を設置し、また、神岡鉱山内に基線長 100m、直交 2 成分のレーザー伸縮計を設置して観測を行っている（Takemoto *et al.*, 2004）。

日本ではこれまで基線長 100m のレーザー伸縮計が最長で石英管伸縮計を超える長さのものではなかったが、これは設置場所や費用などの制約によるものである。California では 500m を超えるレーザー伸縮計が設置されており、長基線化への技術的な制約は大きくないと思われる。

4.1.5 次の東海長期的 SSE の発生に向けて

東海長期的 SSE の存在は、1990 年代半ばに GPS の高密度観測網が整備されたことにより 2001 年に初めて認識されたが、東海地域における沈み込むプレートと陸側プレートとの間の固着状態に時間変化が見られることは、それ以前に、光波測距と水準測量のデータから推測されていた（名古屋大学理学部, 1999）。2001 年以降にこれまでの観測データの見直しが行われた結果、長期的 SSE が過去に何度か繰り返し発生してきていることが推定されている。Fig. 4.1.1(c)に示す防災科学技術研究所(2004)による三ケ日の傾斜変化には、2000 年からの変化と同じ北西下がり傾斜変化が 1988~1989 年に見られる。Fig. 4.1.1(d)に示す小林・吉田(2004)による舞阪の潮位変化には、2000 年からの変化と同じ隆起が 1980~1982 年および 1988~1989 年に

見られる。また、名古屋大学環境学研究科(2004)は、水準測量と潮位観測データを結合して 1980 年以降の 1 年ごとの静岡県中西部地域の上下変動を評価し、同様の結果を得ている。いずれの結果からも、前 2 回の長期的 SSE は最近のものと比較して期間が短く規模が小さいが、東海地域では長期的 SSE が 10 年程度の間隔で繰り返し発生してきていると考えられる。したがって、次の長期的 SSE が 2010 年前後に始まる可能性は十分ある。次の長期的 SSE の開始、経過、そして終息を確実に捕捉するためには、開始以前に長基線伸縮計の設置と試験観測を行って、実際の観測能力の評価を終えて待ち構えておく必要がある。

(山本剛靖)

参考文献

- Agnew, D. C., 1992: The time-domain behavior of power-law noises, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 333-336.
- Agnew, D. C. and F. K. Wyatt, 2003: Long-base laser strainmeters: A review, *Scripps Institution of Oceanography Tech. Rep.*, 54p.
- Agnew, D. C., 2007: Before PBO: an overview of continuous strain and tilt measurements in the United State, *J. Geod. Soc. Japan*, **53**, 157-182.
- Araya, A., T. Kunugi, Y. Fukao, I. Yamada, N. Suda, S. Maruyama, N. Mio, and S. Moriwaki, 2002: Iodine-stabilized Nd:YAG laser applied to a long-baseline interferometer for wideband earth strain observation, *Rev. Sci. Instrum.*, **73**, 2434-2439.
- Araya, A., W. Morii, H. Hayakawa, A. Takamori, T. Uchiyama, M. Ohashi, I. Yamada, S. Telada, and S. Takemoto, 2007: Broadband observation with laser strainmeters and a strategy for high resolution long-term strain observation based on quantum standard, *J. Geod. Soc. Japan*, **53**, 81-97.
- Beavan, R. J., and N. R. Goult, 1977: Earth-strain observations made with the Cambridge laser strainmeter, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **48**, 293-305.
- Berger, J. and R. H. Lovberg, 1970: Earth strain measurements with a laser interferometer: an 800-meter michelson interferometer monitors the earth's strain field on the surface of the ground, *Science*, **170**, 296-303.
- 防災科学技術研究所, 2004: 傾斜及び地震観測で捉えた東海地域におけるスロースリップイベントー繰り返し発生している可能性ー, *地震予知連絡会会報*, **71**, 584-587.
- Crescentini, L., A. Amoroso, G. Fiocco, and G. Visconti, 1997: Installation of a high-sensitivity laser strainmeter in a tunnel in central Italy, *Rev. Sci. Instrum.*, **68**, 3206-3210.
- 国土地理院, 2001: 東海地域における地殻変動, <<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2001/0725.htm>>, (2008 年 2 月 12 日参照) .
- Kaidzu, M., T. Nishimura, M. Murakami, S. Ozawa, T. Sagiya, H. Yarai and T. Imakiire, 2000: Crustal deformation associated with crustal activities in the northern Izu-islands area during the summer, 2000, *Earth Planets Space*, **52**, ix-xviii.
- 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.
- 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*, **59**, 19-27.
- 小林昭夫, 2007: GPS 東海地域 6 時間解析値の面的監視, *験震時報*, **70**, 67-72.
- 黒木英州, 2005: スロースリップイベントの再現, *気象研究所技術報告*, **46**, 195-206.
- Langbein, J. and H. Johnson, 1997: Correlated errors in geodetic time series: Implication for time-dependent deformation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 591-603.
- Levine, J. 1978: Strain-tide spectroscopy, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **54**, 27-41.
- Milyukov, V. K., B. S. Klyachko, A. V. Miasnikov, P. S. Striganov, A. F. Yanin, and A. V. Vlasov 2005: A laser interferometer—

- deformograph for monitoring the crust movement, *Instrum. Experi. Tech.*, **48**, 780-795.
- 名古屋大学環境学研究科, 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—1980~2003 年—, *地震予知連絡会会報*, **72**, 424-430.
- 名古屋大学理学部, 1999: 光波測距・水準測量にもとづく東海地域におけるプレート間相互作用の時間変化(1978—1997 年), *地震予知連絡会会報*, **61**, 327-333.
- Obara K., 2002: Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara, 2004: Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- 大石忠尚・桜井好正・瀬田勝男・藤間一郎・本田徳行・清野昭一, 1996: レーザー伸縮計を用いた計量研究所光学実験トンネルの伸縮測定, *測地学会誌*, **42**, 155-166.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai and T. Nishimura, 2002: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Shen, Z., D. D. Jackson and B. X. Ge, 1996: Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, 27957-27980.
- Takemoto, S., 1979: Laser interferometer systems for precise measurements of ground-strains, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **29(2)**, 65-81.
- Takemoto, S., T. Yamamoto, A. Mukai, S. Otsuka, and K. Fujimori, 2003: Crustal strain observation for nine years with a laser strainmeter in Kobe, Japan, *Jour. Geodyn.*, **35**, 483-498.
- 竹本修三, 2005: 日本におけるレーザー歪計観測の進展, *京都大学防災研究所年報*, **48B**, 203-216.
- Takemoto, S., A. Araya, J. Akamatsu, W. Morii, H. Momose, M. Ohashi, I. Kawasaki, T. Higashi, Y. Fukuda, S. Miyoki, T. Uchiyama, D. Tastumi, H. Hanada, I. Naito, S. Talada, N. Ichikawa, K. Onoue, and Y. Wada, 2004: A 100m laser strainmeter system installed in a 1km deep tunnel at Kamioka, Gifu, Japan, *Jour. Geodyn.*, **38**, 477-488.
- Vali, V. and W. Vali, 1964: Measurement of earth tides and continental drift with laser interferometer, *Proc. IEEE*, **52**, 857-858.
- Williams, S. D. P., Y. Bock, P. Fang, P. Jamason, R.M. Nikolaidis, L. Prawirodirdjo, M. Miller and D.J. Johnson, 2004: Error analysis of continuous GPS position time series, *J. Geophys. Res.*, **109**, B03412, doi:10.1029/2003JB002741.
- Wyatt, F., 1982: Displacement of surface movements: Horizontal motion, *J. Geophys. Res.*, **87**, 979-989.
- Wyatt, F., 1989: Displacement of surface movements: Vertical motion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1655-1664.
- Yamamoto, T., 2007: Continuous observation of crustal movement by the Japan meteorological Agency, *J. Geod. Soc. Japan*, **53**, 147-156.
- 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, *J. Geod. Soc. Japan*, **54**, 81-91.
- 吉川澄夫, 1987: ボアホール式体積歪計と周辺媒質の相互作用—媒質の弾性定数の推定—, *気象研究所研究報告*, **38**, 187-202.
- Yoshikawa, S., 2003: Space and time variation of strain promoted by the slow slip event in the Tokai area revealed by GPS data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **78**, 255-267.