

# GPS データで見られる東海スロースリップに伴う歪の時空間変化

吉川 澄夫\*  
気象研究所

## Space and Time Variation of Strain Promoted by the Slow Slip Event in the Tokai Area Revealed by GPS Data

Sumio Yoshikawa\*  
Meteorological Research Institute

### Abstract

Slow slip event (SSE) detected by the GPS network (GEONET) of the Geographical Survey Institute has been observed in the southern coastal area of the central Japan, the Tokai area, since 2001. Although appreciable changes corresponding to SSE have not yet been observed by the borehole strainmeters of the Japan Meteorological Agency in the area, we evaluated space and time variations of the strain caused by SSE before detecting them with the strainmeters. Use of strain has merits for evaluating a localized event. That is, i) strain does not reflect a common displacement observed in a wide area, irrespective of reference station, ii) strain is comparable directly with the outputs of borehole strainmeters, extensometers, etc. and iii) the elastic strain caused by a source diminishes rapidly compared to a displacement, for example, in inverse proportion to the cube of distance from it, which means ease in estimating the source location.

According to the analysis, we could clearly detect strain changes associating with SSE. Expansion appeared in and around Hamanako-lake of the central Tokai area, and at the same time contraction appeared around Omaezaki and Atsumi in the eastern and western parts of the area, respectively. The peak of expansion is now moving eastward and steadily growing, and the contraction is gathering in intensity. The maximum principal contraction rates increased 1.5 times after the commencement of SSE. The total scalar moment estimated from the distribution of dilatation in January 2003 becomes  $1.3 \times 10^{19}$  [Nm] and the moment magnitude becomes 6.7, approximately. A high concentration of changes in Coulomb fracture stress is seen in the eastern Tokai area.

**Key words:** displacement, strain, slow slip event, Tokai area

### 1. はじめに

東海地域は地震空白域の形成や地殻変動観測の結果などにに基づき巨大地震発生の可能性が指摘されたことから、1978年、東海地震に係わる地震防災対策強化地域に指定された (e.g. Mogi, 1981; Ishibashi, 1981). その後、固着域 (Matsumura, 1997)、バックスリップ領域

(Sagiya, 1999)、1944年東南海地震の津波波源域、東海地域周辺のテクトニクスなど、様々な新しい知見に基づいて想定震源域の見直しが行われた結果、新たな想定震源域は海域では南西に拡大される一方で陸域も浜名湖付近まで拡大されることとなった (中央防災会議, 2001). このような状況下、GPS観測網において2001年春頃か

\*e-mail: syosikaw@mri-jma.go.jp (〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1)

ら浜名湖付近を中心とする広い範囲で定常的な変位からのずれ（非定常変位）が次第に拡大する傾向が認められるようになった（図1）（小澤・他，2001）。このような非定常変位の拡大は、浜名湖周辺下のプレート境界面において定常的な沈み込み方向とは逆向きのゆっくり滑り（スロースリップ）が進行しつつある状況を反映する現象であると解釈されている（Ozawa *et al.*, 2002）。これに対しては、実際の地殻変動であるとしても、三陸沖、房総半島周辺、日向灘などで観測されている‘ゆっくり地震’と同様、過去に繰り返し発生している現象の1つという考え方もある（例えば、木股・山内，1999）。一方、当然のことながら想定東海地震の前駆的滑りを表わす可能性も指摘されている（例えば、加藤・他，2003）

気象庁体積歪計には2003年5月現在、このスロースリップに対応する変化が確認されていない（吉川，2003）。この現象が想定される東海地震の前駆的地殻変動である可能性を否定することができない以上、歪の空間・時間的变化の特徴をあらかじめ把握し、スロースリップの今後の変化・加速に備えておくことは重要である。一方、GPSで観測される変位量と体積歪計で観測される歪量の物理的意味の違いに留意しつつ、変位と歪、

両方の示す変動を併せてスロースリップを監視していくことも重要と思われる。

本論ではまず変位と歪という観測量のもつ意味とそれらの解析の意義を比較する。次にスロースリップによってどのような歪変化が生じているかという視点から、GPS観測で得られる変位を使って歪解析を行うと共に、求められた歪変化に基づいてプレート境界面上の滑り分布の推定を試みる。この結果から、スロースリップが想定震源域とその周辺の歪場に与える影響を明らかにする。また、現在体積歪計にスロースリップが検出されていない理由についても考察する。

## 2. 歪と変位

本論では歪変化に重点を置いてスロースリップを評価していくことにするが、以下に変位と歪を観測しそれらを解析することの意義を述べる。

GPS観測データの解析結果は電子基準点の座標値で与えられるが、地殻変動を調べる場合は、ある観測点と基準点（もしくは固定点）との間の変位の差で表されることが多い。変位は観測点の移動量を示すことになるのに対し、歪は観測点間の相対的な距離変化や角度の変化

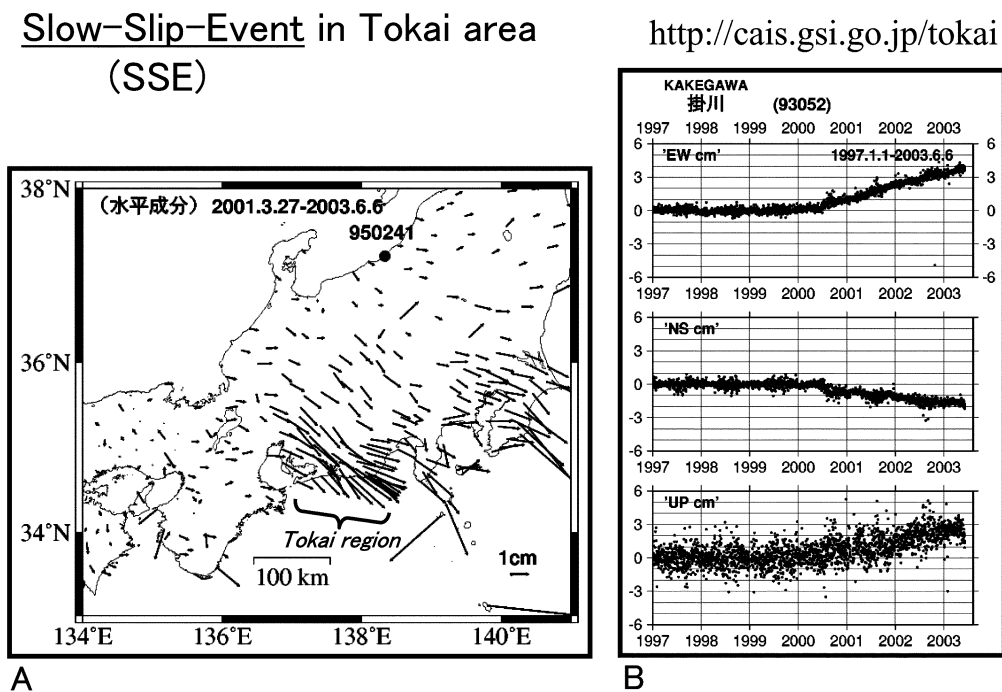


Fig. 1. Explanation of slow slip event (SSE) in Tokai area, the southern coastal region of the central Japan. The figure was copied and arranged from the homepage by courtesy of the Geographical Survey Institute of Japan. A) Distribution of non-steady horizontal displacements. The most remarkable changes are concentrated in Tokai area. B) Temporal changes in horizontal and vertical components in GPS coordinates observed at KAKEGAWA station in the middle of the Tokai area. The SSE in Tokai area seems to start in late 2000 or early 2001. Note the changes seen in summer 2000, which were caused by swarm activity around Miyake and Kozu islands.

を示す。両者の本質的な違いは、変位が観測地域の変動に加えて、プレートの剛体運動、基準点（固定点）の変動、遠方の地震火山活動などに基づく変動など、広域もしくは観測点共通の変動を反映するのに対し、歪は基準点に拠らない観測点間の相対運動を示すことにある。

弾性論では歪は無微小として扱われ、変位の空間微分により求められる。観測される変位や歪が全てディスロケーション（食い違い力源）や面力（圧縮力や引張力）などによって生じる弾性変形を反映すると考えると、変位が力源からの距離の2乗にほぼ反比例するのに対し、歪は力源からの距離の3乗にほぼ反比例する（例えば、Okada, 1992）という特性はそれぞれの特徴を端的に示している。この特性は云いかえれば、変位場が遠方までの比較的単調な変化を示すのに対して歪場は空間的に狭い範囲で短波長の変化を示すことを意味しており、力源の位置を探索する上で歪の空間分布を調べる方が範囲を絞りやすいことを意味する。また、変位場は広域の変動を見るのに好都合であるが、応力場を推定することには使えない。これに対して歪が弾性変形に因ると仮定することができる場合には、歪の空間分布や時間変化から応力場の空間分布と時間変化を推定することが可能である。

逆に、上述の歪と変位の特性から、海域に力源が存在し陸域の歪から力源を推定するのが困難でも、変位を使

うことによってそれが可能になる場合がある。さらにGPSにおける観測精度を考慮すれば、変位を空間微分することで個々の観測点座標の揺らぎや誤差を拡大してしまう危険性がある。また実際の地殻には、降水、地下水、熱変化など、もろもろの環境要因による擾乱が働くと共に、地殻の不均質性や不連続性により局所的に変形集中が生じる場合も考えられる。単純に変位を歪に変換しても局地的な変動を拡大するだけで広域の歪を反映しない場合も想定される。このような事情を勘案すれば変位によるアプローチが重要であることがわかる。

一般にスロースリップの場合に限らず何らかの広域地殻変動が現れた場合には、変位場において変動の全体的傾向を把握していくと共に、歪場に着目し地域的な歪の解放・蓄積状況を把握していくという両面のアプローチが重要であるといえることができる。

### 3. 歪解析の方法

解析には国土地理院 GEONET のデータ（1996年4月～2003年1月）を使用した。解析対象となったGPS観測点を図2に示す。観測点の中には周囲の観測点で観測される変位場とは明らかに異なる変位ベクトルを示すものもある。これを異常な観測値であるとは断定できないが、歪の空間分布を見る上で少なからず影響を及ぼすことがあるため解析対象から除外した。ここでは、静岡峰

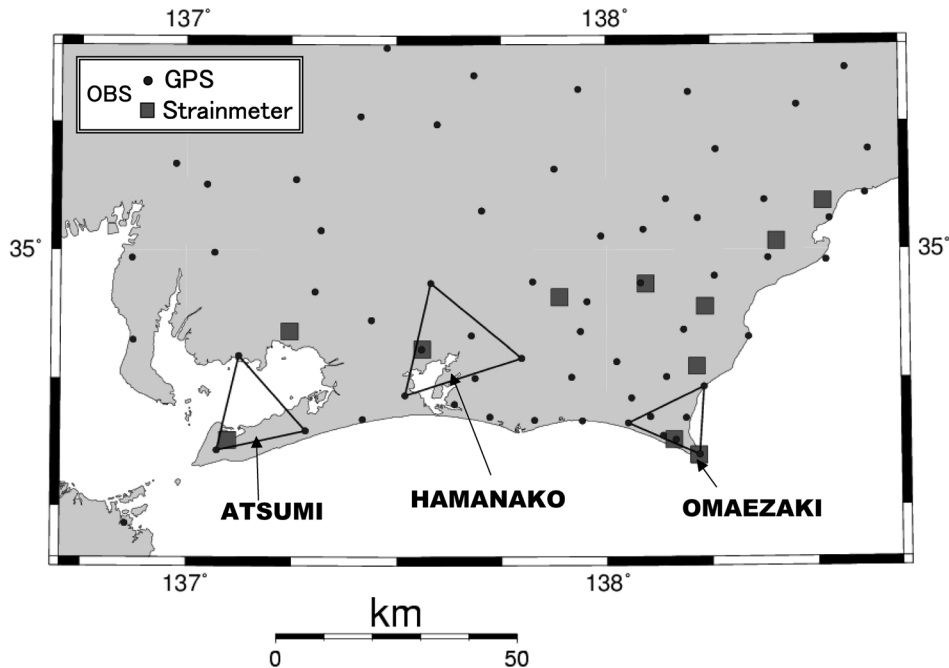


Fig. 2. Location of GPS (small circles) and Strainmeter (squares) stations. Triangles indicate trilateration nets of GPS for calculating horizontal principal strains. ATSUMI, HAMANAKO, and OMAEZAKI are symbolic names representing regions near Atsumi Peninsula, Hamanako-lake, and Omaezaki-spit, respectively.

山、静岡畑薙、引佐、日進の4観測点を解析から省いている。座標値に含まれる年周変化や高次の周期変動については必ずしも長期にわたり不変とは限らないが(山本, 2002), ここでは単純に1998年から1999年の2年間のデータに基づいて最適化された年周・半年周期の正弦曲線による補正を行ったものを用いた。さらに定常変化を除いて見る必要がある場合には、同じ2年間のデータから推定される直線トレンドを観測値から除いたものを使った。

本論文では、歪の空間分布を求める際には変位を空間的に格子点化してから歪に変換する一方、時間変化を求める際には解析対象地域の基線で歪を1日毎に算出するというように、解析目的によって方法を使い分けた。このように空間分布と時間変化で歪解析の方法を変えたのは次の理由による。変位の空間分布を単位時間毎に求めてから歪に変換することにより時間変化を計算することもできるが、格子点化の段階と変位から歪への変換を行う段階で二重に精度を落とす可能性がある。一方、各基線における歪時間変化を全領域で求めてから空間分布を算出することは手間が多くあまり現実的ではない。それぞれに最も相応しい手順を使うのが確実な方法であり現実的な選択であった。

### 3.1 空間分布の解析方法

空間分布を求める際には、図2の中で使用可能なGPS観測点のデータを対象に、設定した解析期間の変位データを抽出後、格子点化を行った。ここではスロースリップによる非定常変化を取り出すため、前述の方法で定常変化分を除いた。格子点化の際には1つの観測点から半径30 km以内にある全ての観測点のデータを用いて東西、南北とも一定の間隔(12点/度)に内挿を行った。各格子点の変位が求まった後は定義に従い、歪の南北、東西成分及びせん断歪を求めることができ、それらの結果から面積歪や主歪を算出することができる。以上の作業には中村(1999)のGPSデータ表示解析用パソコンソフト Seis-GPS を使用した。

### 3.2 時間変化の解析方法

歪の時間変化を解析する際は、図2に示す三角形で示した3つの地域(渥美半島、浜名湖、御前崎)の基線三角形における歪の各時点の値から次の手順で求めた: 1) 三角形の各頂点の座標値を用い3つの基線の辺長と方位角を求めた後、起点日における基線長を基準として各方向の線歪を1日毎に算出する。そして2) 3方向の線歪と方位角の値から水平面内歪各成分の1日毎の値を求める。

ここでは面積歪と主歪2成分を扱った。面積歪は歪の

空間分布との比較のため示しているが、一般に歪場はテクトニクスなどに起因する異方性をもつため、主歪で見るほうがテクトニクスを調べるのに適している場合もある。他方、方向性を考えず単に歪の集中や平均歪を調べる場合は面積歪による表示が適している場合もある。実際、後述するようにインバージョンにより滑り変位ベクトルを推定する際には面積歪からの推定が可能である。また、面積歪は体積歪計出力と直接比較をする上で最も物理的に近い量と考えられる(吉川, 2003)。

## 4. 歪の空間分布

東海スロースリップによる歪の非定常変化が空間的どの範囲まで広がっているかを見るため、2000年夏の三宅島-神津島周辺の群発地震活動(以後、2000年夏の群発地震活動と略記)がほぼ終息し、その影響が見られなくなる同年10月以降の歪分布を調べる。前述のように同時期以前の定常変化から推定されるトレンドは除いてある。

図3aに、2000年10月を起点として2003年1月までに生じた面積歪変化の空間分布を示す。この図によると、浜名湖東方の浜松市付近を中心とする大規模な伸長域が最大の特徴としてあげられる。伸張域の中心は海岸線に近く海域にもスロースリップの影響が及んでいることが想像される。一方御前崎から駿河湾西岸にかけての縮みと渥美半島から愛知県東部にかけての縮みも明瞭である。図3bに非定常歪変化の主軸の空間分布を示す。これによると浜名湖とその周辺では伸張が顕著に見られるのに対して、渥美半島付近は北北西-南南東方向に最大収縮を示す一方、御前崎付近では西北西-東南東方向の収縮が特徴的である。

非定常歪の増加傾向が一過性のものでなく、安定的に成長を続けていることは遠州灘に沿うプロファイルに見ることができる。図4aに遠州灘に沿う矩形領域における面積歪の水平断面図を示す。シンボルの違いは観測期間の違いを示す。この図によると2001年当初伸張域の中心は浜名湖中央(東経137.6度付近)にあったが2002年には東方(東経137.7度付近)に移動していることがわかる。図4cに示すように伸長域の面積歪のピーク値は単調に増加している。図4bには同領域における変位のプロファイルを示す。ここで変位は大潟を固定点とする各観測点の水平2成分のベクトル和で示している。歪場と変位場との違いは図4aと図4bのプロファイルから明らかである。変位場は単調な山型の形状が徐々にせり上がって行く様子を示し、裾野が広がった印象を与える。これに対し歪場は極性が正負の部分から構成さ

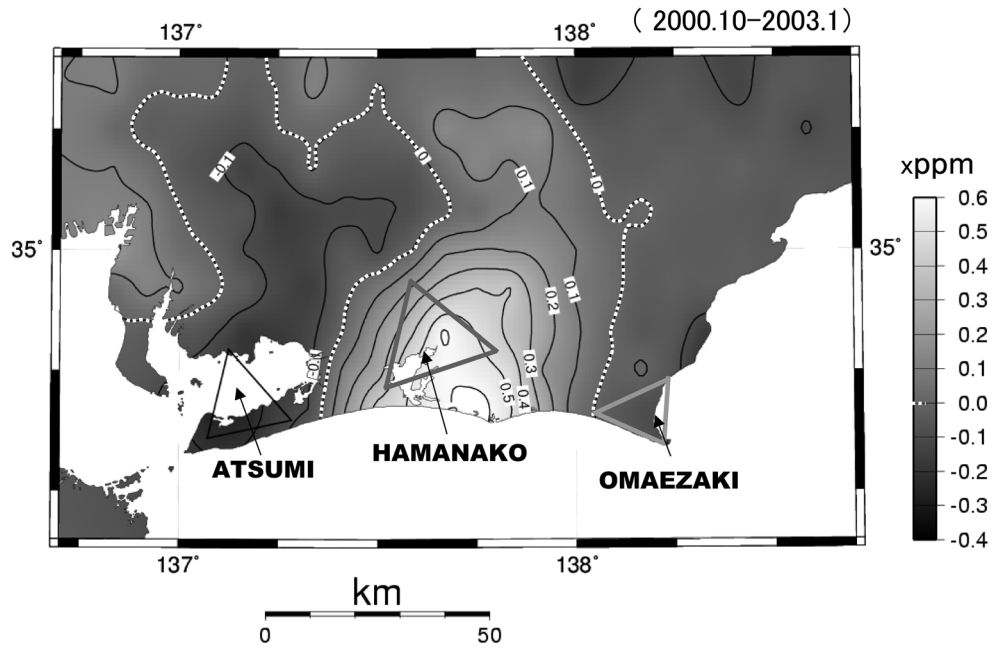


Fig. 3a. Spatial distribution of dilatation calculated from changes in GPS displacements from October 2000 to January 2003. Secular trends of the dilatation during the period were subtracted using data in the period from 1998 to 1999. Dashed curves show neutral values. Expansion centered in the east of HAMANAKO is remarkable. The peak value reaches 0.6 ppm. Simultaneous contraction in ATSUMI and OMAEZAKI should be noted.

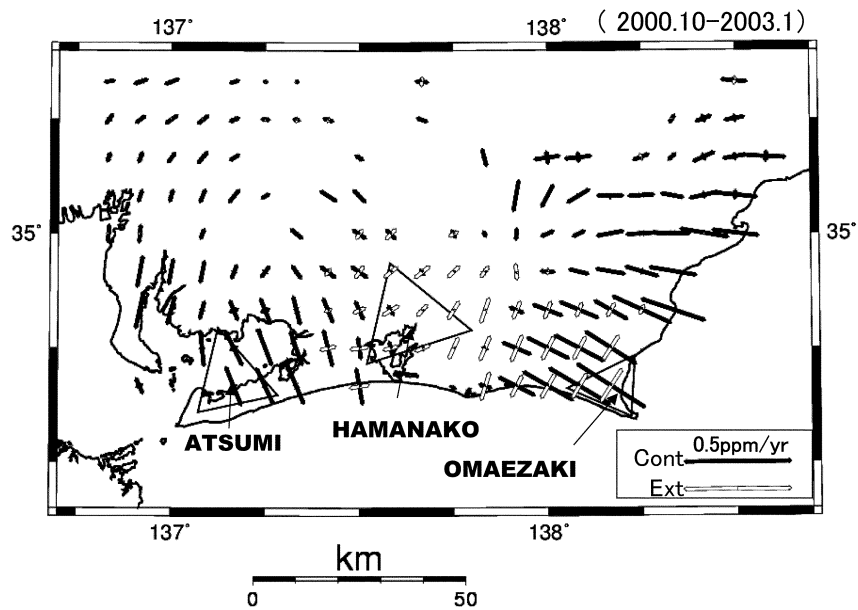


Fig. 3b. Spatial distribution of horizontal principal strain axes calculated from changes in GPS displacement from October 2000 to January 2003. Secular trends of the strain in the period were subtracted using data during the period from 1998 to 1999. The scale indicates 0.5 ppm per year of strain rate. Compression indicated by black arrows is remarkable around Omaezaki and Atsumi regions. Extension indicated by light gray arrows is clearly seen around Hamanako region.

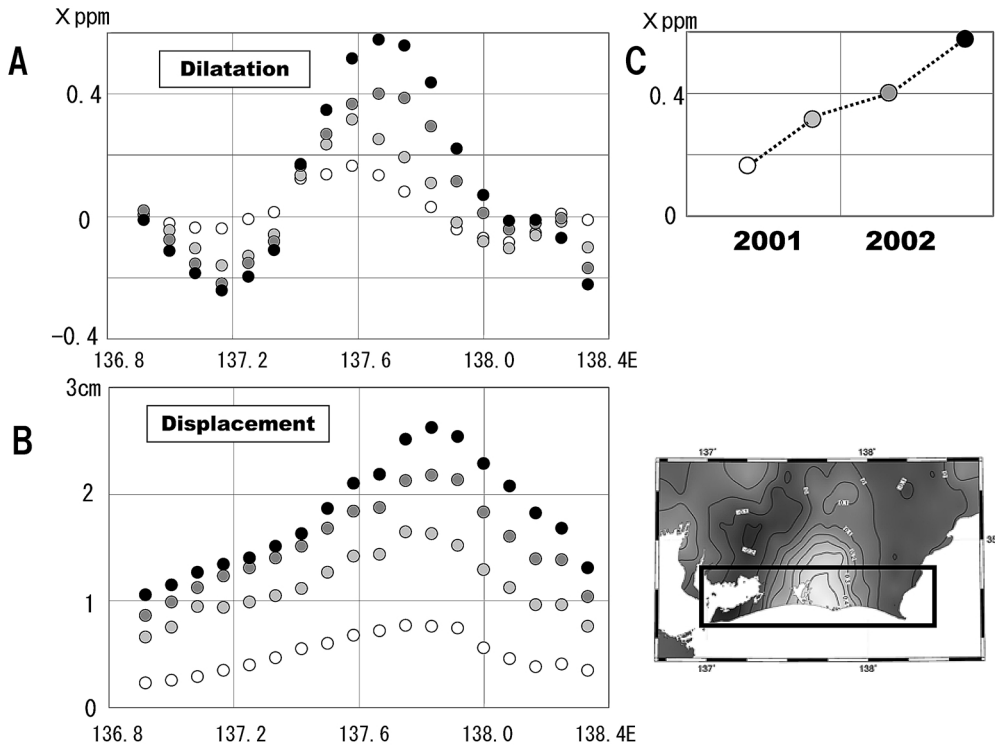


Fig. 4. Profiles of horizontal distribution of (A) dilatation and (B) absolute horizontal displacement, in the four periods originated from October 2000. Secular trends of dilatation and absolute horizontal displacement were subtracted using the data in the period from 1998 to 1999. Temporal change in peak values of dilatation is shown in (C). The objective area is shown in the map shown below indicated by a rectangle. The symbols with different shading show the different intervals: white until April 2001, light gray until October 2001, dark gray until April 2002, and black until October 2002, respectively, from October 2000. The profiles of dilatation become profound with time, while those of displacement keep a monotonous mountain shape, but the peak height grows with time. So expansion and contraction intensify simultaneously with an increase of the peak height of the displacement.

れる正弦曲線の形を示しており、浜名湖付近の伸長が進行するのは対照的に渥美半島や御前崎付近の収縮が次第に強まっていくことがわかる。ここで変位場の裾野の広がりよりも歪場の広がりの方がコンパクトになっていることに注意してもらいたい。もともと歪が変位の空間微分であることから歪場が短周期の波形を示すことは特に驚くべきことではないが、このように伸張と収縮が同時に強まっていくことと変動域が比較的狭い範囲に収まって見えることが歪の空間分布の特徴であり、その広がりの程度から東海スロースリップの影響をよりの確に評価していくことができる。

### 5. 歪の時間変化

上述の非定常的な歪の空間分布に基づき、最も特徴的な変化が生じている渥美半島、浜名湖および御前崎の3地域とその周辺における歪の時間変化傾向を見ることにする。前節とは異なり定常的な歪変化を含めていることに注意してもらいたい。このように時間変化を見る場合

に定常変化を含めるのは、定常変化と非定常変化が一目瞭然と区別できることと、定常変化と併せて見ることによって非定常変化における極性の反転を地域毎に明瞭に見出すことが可能になるためである。

図5には各地域の主歪2成分と面積歪の時間変化を示す。主歪2成分については縮みの大きい方を最大主歪と称し、そうでない方を最小主歪と称する。ただし、歪の極性としては縮みを負にとる。スロースリップの発生以降、歪の主軸方位については顕著な時間変化が見いだされず、図3bの主歪の空間分布とは目立った違いが見られない(図は省略)。図5によると、スロースリップの開始に伴って歪変化傾向が各地域で変化していることが見出される(図中太い矢印)。これに対し2000年夏の群発地震活動に伴う地殻変動に対応する変化(図中細い矢印)は、渥美半島の歪各成分にはあまり明瞭には認められない。しかし浜名湖と御前崎の両地域では2000年夏頃を境にそれまでの面積歪の収縮率が減少し、その後伸張もしくは収縮の停滞へとゆっくり反転する傾向が認め

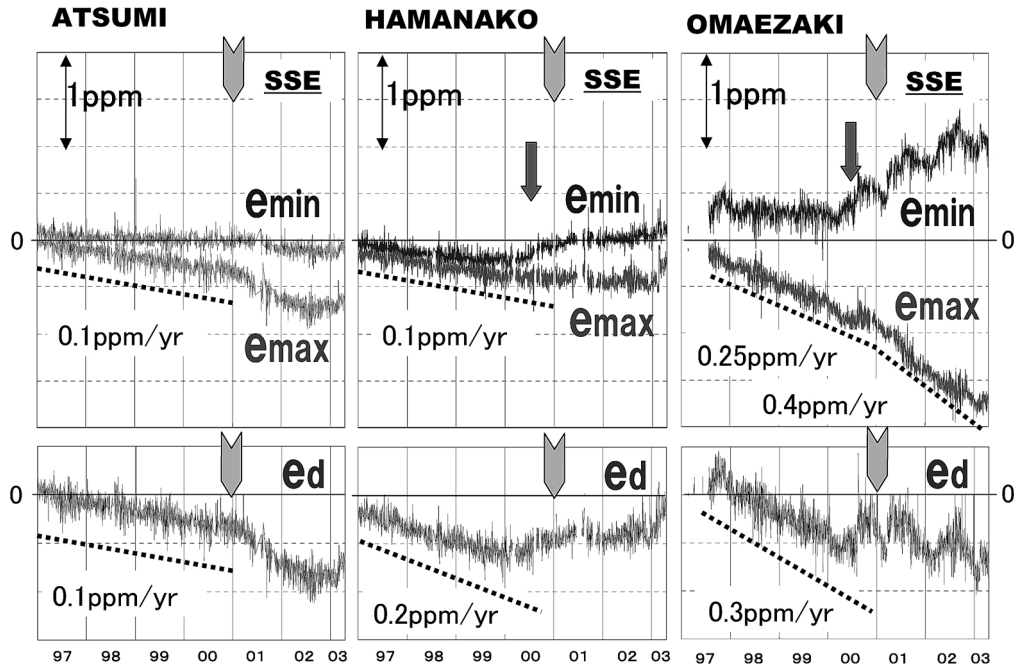


Fig. 5. Temporal changes of the horizontal principal strains denoted by e-max and e-min and dilatation denoted by e-d, converted from GPS data, at ATSUMI, HAMANA KO, and OMAEZAKI. Large arrows with SSE mean the commencement of SSE in the Tokai area. Small arrows indicate the changes associated with the swarm activity around Miyake and Kozu islands in the summer of 2000. Here, the data include secular trends before the commencement of SSE. Linear trends shown by dotted lines suggest that the secular strain rate is largest in OMAEZAKI, where a recent acceleration of horizontal maximum strain is also noticeable.

られる。御前崎から浜名湖にかけては2000年夏の群発地震活動の影響が比較的明瞭であるのとは対照的に西方の渥美半島でこの影響が見られなくなるのは、前述のように歪が遠方の活動よりは局地的な変動を捉えやすい特徴を反映したためと解釈される。

スロースリップに伴う歪変化については、渥美半島ではそれ以前の最大主歪の変化率が年間約0.1 ppm (1 ppm=1 マイクロストレインもしくは $10^{-6}$ ) 以下であったが、2001年以後年間約0.4 ppmと約4倍に増加した。ところが2002年後半には加速が停止し、やがて反転したように見える。これに対し御前崎では、2001年より前の最大主歪の変化率が年間約0.25 ppmであったのがスロースリップ開始後には年間約0.4 ppmと約1.5倍に加速している。この加速傾向には2002年後半になっても停滞する様子が見られない。そして浜名湖では、2000年中頃まで渥美半島と同程度の変化率で面積歪、最大主歪および最小主歪のいずれについても収縮が進行していたのが、同時期以後、収縮が停止するかもしくは伸張に転じる様子が認められる。

以上、歪の時間変化の特徴から、スロースリップ開始後、浜名湖付近の伸張域の出現に伴い、御前崎ではそれ以前の定常的な収縮傾向がさらに加速するセンスの歪変

化が現われたことがわかる。この加速傾向の出現については後で議論する。

## 6. 滑り分布の推定

### 6.1 面積歪分布に基づくインバージョン

ここでは前節までに得られた非定常面積歪の空間分布をもたらし滑り変位ベクトル分布を推定する。滑り分布の推定には、発生している地殻変動(本論では面積歪分布)の範囲に応じて、プレート境界面上で深さ、走向、傾斜を既知とする点震源を一定間隔に配置し、それぞれの震源におけるモーメントの大きさと滑り方向を最小二乗法により求めた。拘束条件としては、解の空間的な滑らかさを保証する意味で、空間二階差分が過大にならないという条件を課した。

通常、観測量としては変位が使われることが多いが、本論で面積歪を用いたのは以下の理由による。前述のとおり、変位は歪に比べて変動源からの距離減衰の効果が小さいため遠方の変動源による効果がより多く混入する恐れがある。また、基準とする固定点の選び方によって変位場が影響を受ける恐れもある。つまり歪の方が変動の原因を把握する上で有利である。さらに、歪の中でもあえて面積歪という量を選ぶ理由は、方向性を考慮する

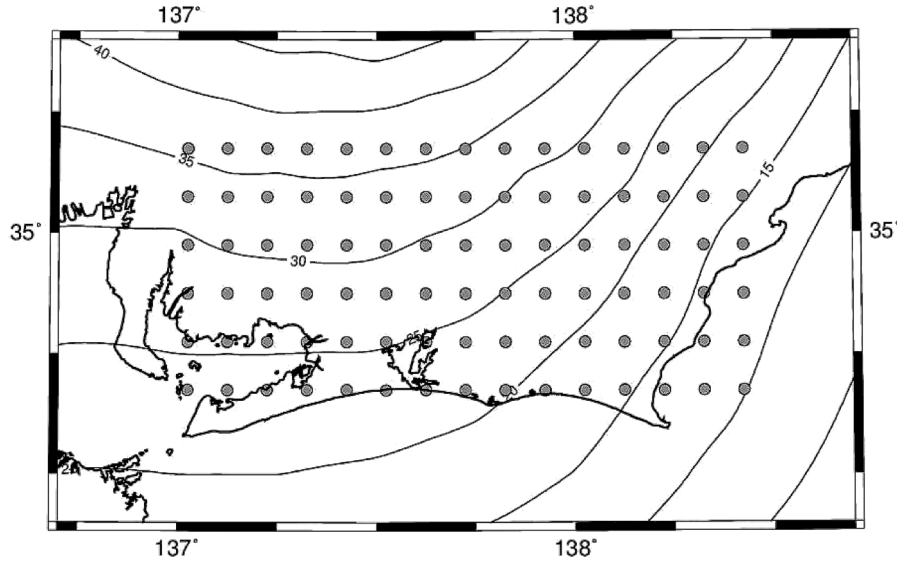


Fig.6a Distribution of slip sources assumed in the boundary of the Eurasia and the Philippine Sea plates, shown by contours. Numerals indicate the boundary-depths in km.

必要が無く取り扱いが簡便であるということ、歪成分を減らすことによって計算時間を短縮できるという点にある。しかし推定精度を高めるためには観測値として歪の各方向成分を使うことは有効と考えられるので今後の課題とすべきであろう。

点震源を分布させたプレート境界面は、平成13年中央防災会議・東海地震に関する専門調査会が東海地震の想定震源域を見直す際に作成したデータに基づく。図6aにプレート境界面上の点震源の配置を示す。点震源の間隔はOzawa *et al.* (2002)の $0.2^\circ$ に対し、本論文では $0.1^\circ$ とした。海域への配置は、観測値のない領域に配置することになり、あえて精度を評価できない点を追加するばかりでなく、歪という距離依存性の大きい量を使ってインバージョンを行う意味を失わせるものになるので避けた。解析対象としたのは図4bと同じく2000年10月-2003年1月の期間の面積歪変化であり、この間の定常変化分は取り除かれている。

## 6.2 プレート境界面の滑り分布

図6bに推定されたプレート境界面の滑り変位ベクトルの分布とこれらによって生じる面積歪の計算値を示す。矢印は上盤（ユーラシアプレート）側に生じた滑りを表す。この図によれば、滑り量の大きい浜名湖直下では最大14cm前後に達し、中心付近のベクトルはおおむね南東側に向かう滑りを示す。以上の結果は変位分布に基づくOzawa *et al.* (2002)の結果と比べると滑り分布密度の違いこそあれ、浜名湖直下の滑り量の大きさと向きの方についてはほぼ同等と見なされる。また推定され

た滑りの向きは、定常的なプレートの運動ならびにバックスリップ（滑り欠損）の向き（ほぼ北西方向）(Sagiya, 1999)に対して逆方向を向いており、滑り欠損を解消するセンスに働いていることが分かる。

上述の推定プロセスを幾つかの期間の累積歪変化に対して施し、各期間の推定滑りによる等価モーメント量を計算した。ここでは単純に全ての点震源におけるモーメントのスカラ量（スカラー量）の総和を等価モーメントとした。図7aは各期間について推定された累積モーメントをプロットしたものである。期間によって揺らぎが見られるが、これは観測値に含まれる誤差が期間によって変動するためである。しかし全期間を通じて単調に増加する傾向が認められる。この累積モーメントをさらにマグニチュードに変換してプロットしたのが図7bである。2002年6月から2003年1月にかけてはおおよそMw 6.7となるが、これはOzawa *et al.* (2002)が2002年6月現在でMw 6.7と推定したものと同程度と見なされる。今回の推定に用いた点震源の分布範囲が彼らのものに比べて狭く、設定した領域外にも多少の滑りが生じていた可能性もあること、さらに彼らが3次元の変位ベクトルを推定に使用したのに対して、ここでは単に面積歪を使用したことの違いを考えるとこれらは驚くべき一致といえることができる。

## 6.3 $\Delta CFF$ 分布に見られる応力の蓄積状況

スロースリップにより浜名湖付近に伸長域が生じその周辺の御前崎周辺や渥美半島周辺に収縮域が出現したことは既に述べたが、改めて上述の面積歪の空間分布に基



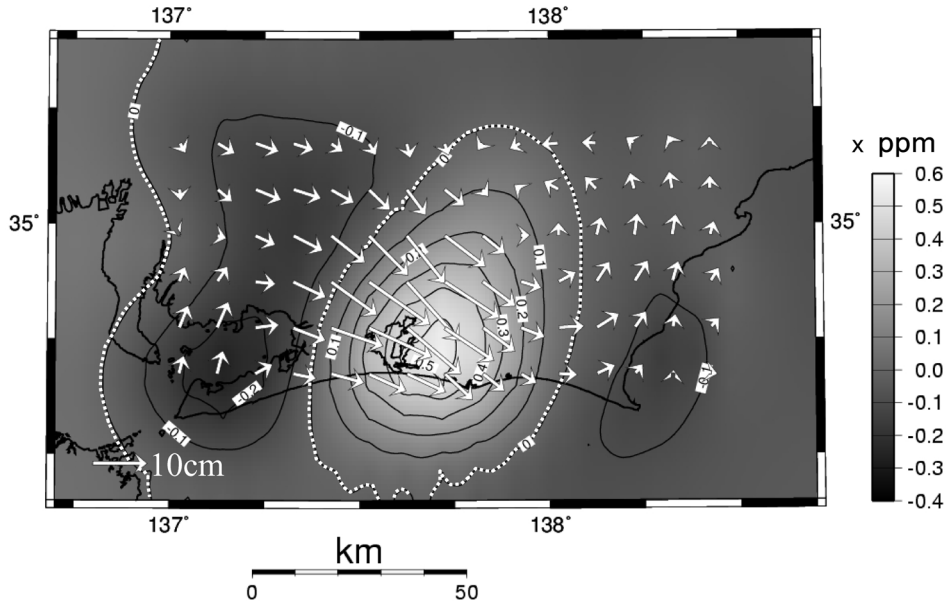


Fig. 6b. Result of inversion obtained using changes in dilatation from October 2000 to January 2003. Arrows indicate magnitudes and directions of slip vectors at grid-points. Contour shows value of dilatation calculated by the estimated slip vectors. The maximum error of the estimated slip vectors is about 2.0 cm. The total scalar moment became  $1.3 \times 10^{19}$  [Nm] and the equivalent moment magnitude ( $M_w$ ), 6.7, approximately.

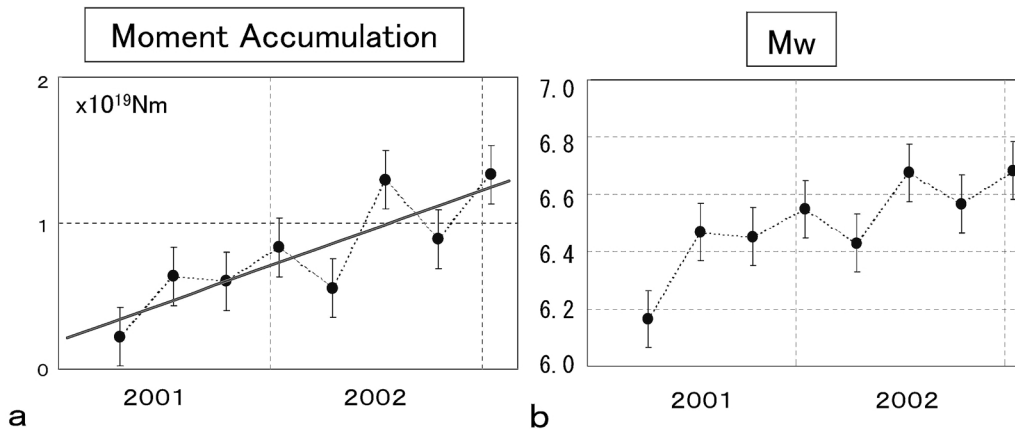


Fig. 7. a) (left) Estimated total scalar moment and b) (right) equivalent magnitude vs. time. It should be noted that the moment indicates accumulated values originating from October 2000.

づくインバージョンの結果からも Ozawa *et al.* (2002)と同様に浜名湖下のプレート境界での滑りが生じている可能性があることが確認された。そこで次に問題とするべきは、この滑りによって生じた歪分布が想定震源域とされる固着域 (Matsumura, 前出) に及ぼす影響である。この影響を評価するため、プレート境界面上の滑りによる  $\Delta CFF$  (クーロン破壊応力の変化) を計算した。 $\Delta CFF$  の計算に仮定したのは御前崎付近のプレート境界面に平行な平面であるが、面の走向、傾斜角、摩擦係数、深さなど与えた条件によっては結果が大きく変わる

ことに注意する必要がある。以下で示したのは計算例の1つであり、可能性を示すに過ぎない。ここでは簡単のためラメの定数 ( $\lambda, \mu$ ) について  $\lambda = \mu$  とすると共に、 $\Delta CFF$  を歪で表現しているが、剛性率 ( $\mu$ ) を乗じることによって応力値に変換することもできる。

図8には東海地震の想定震源断層とはほぼ同様に走向  $N20^\circ E$ 、傾斜  $10^\circ$  滑り角  $90^\circ$  の方向に生じる  $\Delta CFF$  の大きさを示した。計算値は深さ  $0 \text{ km}$  のものであるが、深さを  $5 \text{ km}$  としても結果に大きな違いは見られない。しかし、あまり深くすると点震源に近づくため不自然な分

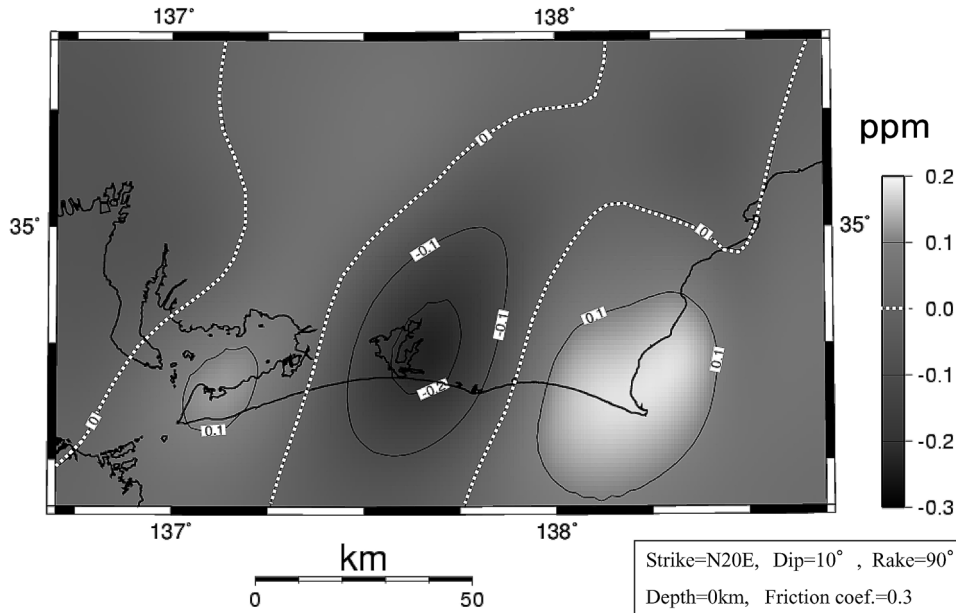


Fig. 8. Spatial distribution of changes in Coulomb failure function values estimated from the slip vectors obtained by inversion analysis. Supposed in the planes with the strike in N20°E, dip 10°, rake 90°, and depth 0 km. The Lamé constants ( $\lambda$ ,  $\mu$ ) are assumed to be equal. The values are indicated by strain (in ppm), and can be translated into stress by multiplying rigidity (e.g.  $\mu \sim 30$  GPa). Friction coefficient is assumed 0.3. It is seen that OMAEZAKI is in a high value region.

布が見られるようになる。この図によると、値が大きくなるのは御前崎付近を中心として駿河湾西岸から遠州灘にかけての範囲と愛知県東部周辺ということになる。例えば、剛性率 ( $\mu$ ) を 30 GPa とすると、御前崎付近のピークは 4-6 kPa となり、Ozawa *et al.* (2002) と同程度 (5kPa) となる。スロースリップの発生によってまさに固着域周辺に破壊応力の集中が生じる場合があることになる。

## 7. 考察

### 7.1 歪と変位

ここでは変位と歪の違いを改めて議論する。変位 (Ozawa *et al.*) と歪 (本研究) に基づくインバージョンで得られた滑り分布とモーメント量は、計算領域等に違いがあるものの結果として同じ値が得られた。半無限弾性体中の変位量に応じたすべりを推定する場合と、同じく半無限弾性体中の歪変化量に応じたすべりを推定する場合は弾性論的に同等と見なされることから、これは当然の結果ともいえる。しかし改めて観測量に対する解釈は大きく異なることに注意を要する。第2節で述べたように、‘変位’は固定点を基準とした観測点の移動量を表わすに過ぎないため、どれだけ動けば臨界点に近づくかという尺度はない。これに対して限界歪という言葉があるように‘歪’は破壊現象との関係を示す物理的な尺度

となりうる。また、変位の空間分布 (図 4b) は広域的に単調増加の傾向を示すのに対して、歪の空間分布 (図 4a) は中央の浜名湖付近ではそれ以前の収縮傾向から転じて伸長歪の増加傾向を示す一方で御前崎と渥美半島付近では以前と同様に収縮歪の増加傾向を示しており、単純に歪の蓄積が生じているとは言えないのである。このような歪分布は沈み込むプレート境界上で、すべり帯を挟み、それより浅部と深部の両方に収縮歪が生じたことに起因すると考えられる。このように歪エネルギーの‘解放’と‘蓄積’がプレート境界上の場所の違いによって生じることを考慮すれば、滑りモーメントの変化によってのみスロースリップの動向を判断することは問題があろう。

### 7.2 定常変化と非定常変化

GPS データによって求められた歪の時間変化傾向に関してどの程度の信頼性が与えられるかは、前述のスロースリップによる歪変化の影響評価への信頼性にも関係する問題であると共に、スロースリップの現象自体に対する疑念にも関わる重要な問題である。ここで、渥美半島、浜名湖および御前崎、3つの地域における2000年以前の経年的変化速度を検討する。

橋本 (1990) は、約 100 年間の測地測量の結果に基づいて東海地域の駿河湾西岸から渥美半島にかけて水平最大主歪の年間変化率を 0.2-0.3 ppm と推定している。ま

た、木股・山内（1998）は、20年間の光波測量の結果に基づいて、渥美半島にかかる基線で0.2 ppm/年、御前崎付近の基線で0.1 ppm/年と報告している。これらの基線はいずれも最大主歪の方向に合わせて北西-南東方向に置かれた。彼らによれば、1985年から1987年頃には平均歪速度の3~5倍の速度で短縮が生じており速度は一樣ではない。しかし今回GPSにより3つの地域において上述の値に近い経年変化の値(0.1-0.25 ppm/年)が得られたことは、GPSによる経年的な歪変化速度の精度・信頼度に関して一つの目安を与えるといえる。

GPSにおける経年変化すなわち定常変化の値が信頼できるとすれば、定常変化からの離反となって現われた非定常歪変化についても相当の信頼が置けることを意味する。御前崎における最大主歪の加速は実際の変動を表わしている可能性が高いことを改めて強調しておきたい。

### 7.3 体積歪計における検出の可能性

東海地域には伊豆半島を含め21カ所のボアホール式体積歪計が設置されている。図1にその一部が四角印で示されている。冒頭に述べたとおり体積歪計には2003年5月現在スロースリップによる歪変化は検出されていない。ここではその理由を考えてみる。

体積歪計の機構と最近の観測データは吉川（2003）に記述されているので、詳細は省く。観測精度をGPSと体積歪計で比較すれば、数日間程度の短期間の歪変化で見た場合、GPSの分解能は0.1~1 ppm程度であるのに対し、体積歪計は気圧・潮汐・降水などに対して補正を施すことにより分解能は0.001 ppm以下になる。しかし後述のように、この‘性能表示’は1ヶ月程度までの短期間におけるものであることに注意する必要がある。体積歪計で検出される容積変化量は周囲の岩盤に発生する歪変化量に比例すると共に検出部本体（直径約10 cm、長さ約3 mの円筒容器）の容積にも比例する。従ってこの容積が大きければ周囲の歪変化に対する変形量も大きくなるのでそれだけ変化を捉えやすくなる。しかし検出部の寸法をいくら大きく取ったとしてもGPS観測点の間隔(1 km~100 km)と比較すれば問題にならない程小さい。ここで簡単のため1次元で考える。例えば、GPS基線長10 kmの場合、スロースリップによる歪変化の最大主歪は2003年1月現在約1 ppmに達するが、長さの変化量で言うと約10 mmになる。これに対して長さ1 mの伸縮計を考えると、その変化量は約1  $\mu$ mに過ぎない。現在の測定技術ではこの程度の変化ならば十分捉えることができるが、長さ1 m程度までスケールが小さくなると岩盤中の不規則な歪変化の影響を受けやすくなり広域

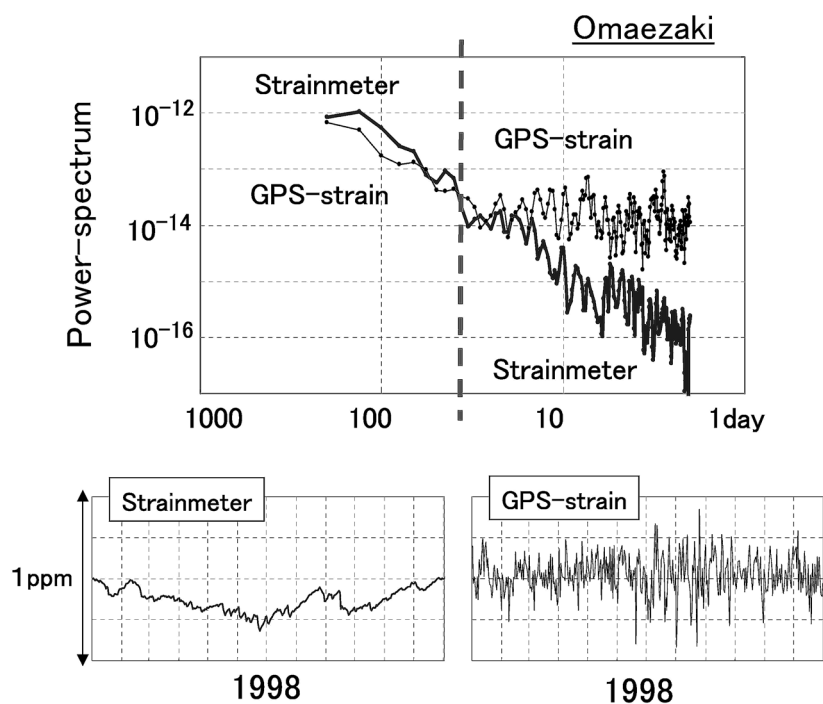


Fig. 9. Power spectra for the data of the Strainmeter and GPS-strain, in arbitrary units. Both data were taken from the comparatively quiet year of 1998 before commencement of the SSE in the Tokai area. For periods shorter than several tens of days the noise level of Strainmeter is higher than that of GPS-strain, whereas for longer periods it becomes larger, which means difficulty in detecting slow slip event with Strainmeter.

の変化を捉えるのが難しくなると考えられる。

一方、体積歪計は周期1秒から無限大までの変動を捕捉可能としているが、数ヶ月以上のやや長期間にわたる変動は、降雨や地下水などの変動と重なる場合にはノイズに埋もれてしまう場合も多い。図9にGPSデータによる面積歪と体積歪計のそれぞれについて2000年夏の群発地震活動以前の比較的平穏な時期におけるパワースペクトルを示す。この図によるとGPSは数十日より短周期ではランダムノイズで一定であるがそれより長周期ではノイズレベルが増大する傾向にある。体積歪計においてはノイズレベルが帯域全般を通じて長周期ほど大きくなる傾向にあり、特に数十日より長い周期では体積歪計のノイズレベルがGPSのそれを上回る。このような特性を考慮すれば、体積歪計では長周期ノイズが障害となってスロースリップを検知できない可能性は十分に考えられる。しかし、短周期側では体積歪計のノイズレベルが低く、上記の性能表示通りの分解能も期待できることから、スロースリップの加速によって地表付近の歪変化速度が増加する場合には検出できる可能性は高まるということができる。

## 8. さいごに

GPSで観測された変位を歪に換算することにより東海スロースリップの影響に関する歪解析を行った。この結果をまとめると、以下の通りである：

① 2000年以降の非定常的な歪変化の空間分布で見られた浜名湖周辺での伸長歪と渥美半島と御前崎周辺における収縮歪の出現は、同地域の時間変化にも確認することができ、スロースリップによって生じた現象であると推定される。

② GPSデータから求められた1999年以前の歪変化速度が他の測地学的手法により求められた歪変化速度と同程度になったことは、GPSの長期的時間スケールにおける観測の信頼性に対して一つの目安となる。この結果、御前崎付近における歪変化の2000年以降に生じている加速傾向は実際の現象を表わしている可能性が高い。

③ 面積歪分布からのインバージョンにより、Ozawa *et al.* (2002)により変位分布から推定されたプレート境界面上の滑り分布と同様の分布が推定され、スロースリップによる累積モーメントの増加が改めて確認された。

④ 浜名湖直下のプレート境界における滑りは御前崎付近における $\Delta CFF$ （クーロン破壊応力）を増加させている可能性がある。

⑤ 体積歪計にはスロースリップによる変化は現在検出されていないが、速度増加や振幅の増加によって検出される可能性がある。

これらの結果は、スロースリップと東海地震発生との関連性を評価する上で、単にすべり量の時間変化という視点からだけではなく、歪集中が震源域に与える影響の評価という視点からも検討していくことの意義を示すものである。

## 謝 辞

歪変化の解析には全面的に国土地理院のGEONETのデータを使わせていただいた。インバージョン解析は気象研究所地震火山研究部の山本剛靖博士が作成したプログラムを使わせていただいた。また地図上のデータ表示にはGMT (Wessel and Smith, 1995)を使用した。編集担当の加藤尚之博士、査読者の1人である中尾 茂博士ともう1人の匿名の査読者には丹念に原稿を読んでいただいた上、数々の有益かつ重要な指摘をいただいた。

以上、記して感謝の意を表する。

## 引用文献

- 中央防災会議 (2001): 東海地震に関する専門調査会資料。  
橋本 学 (1990): 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (I): 本州・四国・九州, 地震II, 43, 13-26.  
Ishibashi, K., (1981): Specification of a Soon-to-Occur Seismic Faulting in the Tokai District, Central Japan, Based Upon Seismotectonics, in Earthquake Prediction, vol. 4 of Maurice Ewing Series, D.W. Simpson, P.G. Richards, Eds. American Geophysical Union, Washington D.C., 297-332.  
加藤照之・宮崎真一・畑中雄樹 (2003): 東海地震をめぐる最近の研究について—地殻変動の立場から—, 月刊地球号外 No. 41, 14-19.  
木股文昭・山内常生 (1998): 光波測距による東海地域における辺長変化 (1978-1997年), 地震II, 51, 229-232.  
Matsumura, S. (1997): Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, Tectonophysics, 273, 271-291.  
Mogi, K. (1981): Earthquake Prediction in Japan, in Earthquake Prediction, vol. 4 of Maurice Ewing Series, D.W. Simpson, P.G. Richards, Eds. American Geophysical Union, Washington D.C., 635-666.  
中村浩二 (1999): GPSデータ簡易表示プログラム (SEIS-GPS) の開発, 情報地質, 10 (4), 257-266.  
小澤慎三郎, 村上 亮, 海津 優, 鷺谷 威, 矢来博司, 西村卓也, 多田 堯 (2001): 2001年から見られる東海地方の異常地殻変動, 日本地震学会 2001年秋季大会講演予稿集, C02.  
Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yagai, and T. Nishimura (2002): Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan. Science, 298, 1009-1012.  
Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and

- tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Sagiya, T. (1999): Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2315-2318.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, (1995): New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Amer. Geophys. U.*, 36, 15-26.
- 山本剛靖 (2002): GEONET 座標データに見られる年周パターンの変化, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, D058-004.
- 吉川澄夫 (2003): 歪変化に見られる東海スロースリップの影響, 月刊地球号外 No. 41, 35-41.
- (Received July 23, 2003)  
(Accepted September 29, 2003)