

## 東海地域推定固着域内に発生する地震活動とその変化

松村正三\*

防災科学技術研究所

## Spatio-Temporal Features of the Seismicity Occurring in the Assumed Locked Area of the Next Tokai Earthquake

Shozo Matsumura\*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

### Abstract

The Tokai district is one of the most intensely monitored places in Japan with respect to seismic risk due to the anticipated Tokai earthquake. We have been performing continuous observations of microearthquakes in this region for more than two decades. The GPS observations to monitor ground surface deformation have been performed by the Geographical Survey Institute since 1997. Recently, unusual signal changes have been found nearly simultaneously by both monitoring operations. First, a small but significant quiescence was detected in seismicity within the subducted Philippine Sea slab, which commenced in August 1999. A similar quiescence was also detected in other regions, such as seismicity within the overriding plate and seismic clusters beneath Lake Hamana. All of these activities are considered to be caused by the interaction of two plates, i.e., due to the locked subduction of the Philippine Sea slab. The seismicity change was represented by a spatial pattern with a decrease/increase of earthquakes compared to the standard one. We recognized that the characteristic pattern appears at the present. Following this seismic event, GPS monitoring found a gradual movement of the ground surface, which deviates from the previous trend, and was analyzed to be due to a slow-slip occurring on the plate interface beneath Lake Hamana. All of these anomalous events happened in the period from the late 1990s to 2000, and have continued to date. Such slow and small changes in crustal activity seem not to be directly bound up with the forthcoming megathrust, that is, the next Tokai earthquake, but lead us to imagine a progress of change in the locked state as follows. In the early or middle stage of locked subduction, the plate coupling should be sustained in the entire locked region. In the later or critical stage, the inhomogeneity in the strength of locking may emerge explicitly. The latter will result in a situation in which the stress sustained at a relatively weakly locked zone is released, and be concentrated. The pattern change in seismicity may agree with this interpretation. If this is the case, it means there is steady progress being made toward the final failure. It is indispensable not only to carefully monitor crustal activities, but also to build a consistent model to interpret all of the unusual evidence detected to forecast the next Tokai earthquake.

**Key words:** Tokai earthquake, Earthquake prediction, Seismic quiescence, Locked subduction

### 1. はじめに

静岡県西部下, 次期東海地震の震源域になるだろうと目されている地域では, 現在, 比較的活発な微小地震活

動が起きている。防災科学技術研究所では1979年後半から20数年にわたってこの地震活動を観測し続けてきたが, 近年になって活動に微妙な変化が見られるように

\*e-mail: shozo@bosai.go.jp (〒305-0006 茨城県つくば市天王台3-1)

なった。変化の程度は異常というには小さすぎるが、もともと非常に安定した活動状況の中で起きたため、変化が存在すること自体は疑いようのないものであった。微小地震活動の発生率はその場の応力蓄積の度合いを表す指標となる、という考えがある (Dieterich, 1994)。この考え方に従えば、固着域の周辺における地震の発生率変化は固着状況の変化によって応力パターンが変わったことを示すことになる。現実には、地震活動変化だけからそう結論することにはかなりの抵抗があった。地震活動の変化要因は決して単一ではないからである。ところが、地震活動変化が検知されてしばらく後、今度は地殻変動に異常が現れた。国土地理院の GPS 観測から、最近になって、想定震源域の後方のプレート境界面上でスロースリップの進行していることが確認されたのである。地震活動の微妙な変化、そして、ゆっくりとした地殻変動、時を同じくして現れた別々の動きを併せ判断すると、次のような推論に達する。

想定震源域におけるプレート間固着は、基本的には現在もなお保持されており、東海地震に向けての応力蓄積は持続している。しかし外縁部では、それまでのプレートの引きずり分を解消するような緩やかな滑りが生じており、併行して固着域の内部では、応力の均衡を破るような微小な変化が進行しつつある。ただし、固着域内部における変化は応力の一部を解消するに過ぎず、地表における地殻変動として検出されるほどには到っていない。この変化は、もともとあったはずの固着の不均質性を、より際立たせる方向に進行している。

本論では、固着状況変化を推測する源となった微小地震活動を紹介し、この地震活動の発生要因をあらためて検討、考察する。そして、その変化状況を見直すとともに、それが示唆する固着状況変化についての解釈を試みる。

## 2. 地震活動とその特徴

Fig. 1 は、防災科学技術研究所 (以下、防災科研) で観測された東海地域の微小地震の震央分布とその断面図である (データ期間は 1986 年 6 月から約 14 年分)。断面図には上下 2 層の地震分布が描かれ、下層の分布はフィリピン海プレートの沈み込みを鮮明に映し出している。沈み込みを示す下層の地震の発震機構解は概ね南北圧縮・東西伸張のストライクスリップ型であり、これらの地震はプレート境界ではなく、スラブの上面を形成する海洋性地殻内部に起きているものと考えられている。静岡県西部の下 (図で網掛けをした部分) では、2 層の分布が薄い空白域をはさんで相対しているように見える。沈み込

みに垂直な軸上で見た地震個数分布を Fig. 2 に示した。10 km の間隔を置いて 2 層の分布のあることが分かる。また、発震機構解も空白層を境に急変している。これらの状況を総合すると、プレート境界はこの空白層の中を通っていると見るのが自然である (Ishida, 1995)。筆者は、スラブの沈み込みに沿って P 軸の向きが系統的に変化して見えることから、固着部分の範囲を特定し、その平面的な広がりを描いた。Fig. 1 で網掛けを施したエリアがそれである (ここでは固着範囲のきり方の詳細は省略する。Matsumura, 1997, Matsumura and Kato, 1999, を参照されたい)。固着域のプレート接触面には大きなせん断歪が載荷されているはずにもかかわらず、地震はほとんど起きていない。かわりに、その周辺に活動が集中する。このような応力状況を単にイメージ化したものが Fig. 3 である。プレート境界の固着域とした部分 (図の太実線) に地震が起きない理由は分からないが、固着域周辺の発震機構解パターンと後述する歪エネルギー量の整合性から、周辺に起きる地震の起震応力は、この部分の固着に起因するものであるだろうとの推測が成り立つ。そこで、この推定固着域をやや拡張した長方形エリアについて、空白層を境に上盤側領域 (a: 地殻内)、および下盤側領域 (b: スラブ内) に分離してその活動状況を追うことにする。後節では、この 2 領域を主なモニタリングエリアとして、そのほかに浜名湖北東岸を囲う小さな長方形領域 (c: スラブ内)、および浜名湖から北西方向に延びるいびつな短冊型領域 (d: スラブ内) を加え、合計 4 領域 (Fig. 1 の破線による囲み、または Fig. 6 を参照) の活動に焦点をあてて分析し、推論を進める。

ところで我々は 20 余年におよぶ観測を続けてきているながら、そこで観測した最大の地震はせいぜい M5 級でしかない。過去に遡れば、この推定固着域では、1935 年の静岡地震に代表される M6 級の地震が起きている。現在観測される微小地震が、100 年を超える大地震間の応力蓄積過程を反映するものであると仮定できるためには、それが過去の活動の延長上にあると言えなければならない。Fig. 1 (a), (b) のモニタリングエリア内では、1854 年の安政東海地震以後、M6 級の地震が 4 回起きている (1857 年 M6.4, 1917 年 M6.3, 1935 年 M6.4, 1965 年 M6.1)。そのように比較的大きかったイベントと現在の微小地震活動を関連づける唯一の方法は、両者のマグニチュード分布を対比することである。そこでまず、気象庁の震源ファイルからモニタリングエリア内 (60 km 以浅) で M5.5 以上の地震を、安政東海地震から近年まで (1854 年 12 月～2001 年 4 月) の 146.4 年分について抜き出し、マグニチュード分布を描いた。この中には、

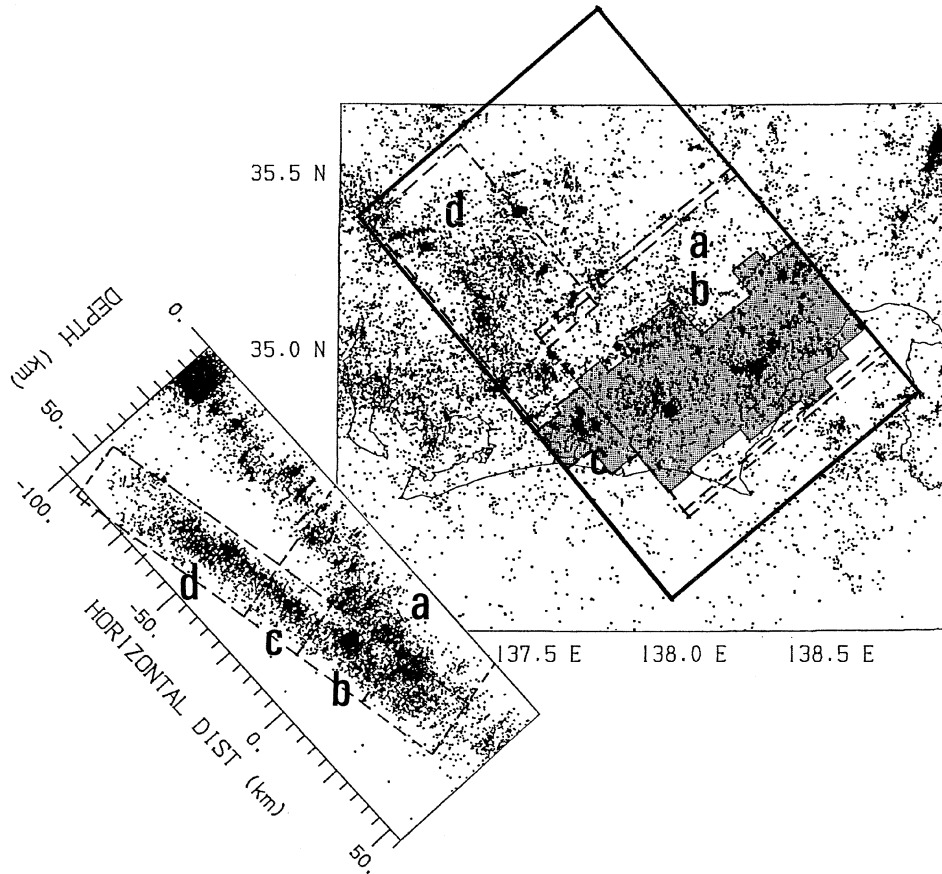


Fig. 1. Hypocentral distribution of microearthquakes in the Tokai district for about 14 years since June 1986 observed by the Kanto-Tokai observational network of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. The attached section is a vertical projection of the thick solid rectangle area. The shaded area is the locked zone between two plates inferred by Matsumura (1997). Four areas are selected for monitoring seismicity change. (a) the upper layer above the locked zone (within the crust), (b) the lower layer beneath the locked zone (within the slab), (c) the narrow clusterized zone just beneath Lake Hamana (within the slab), and (d) the tail-like seismic zone extending from Lake Hamana (within the slab). These four samples are shown again in Fig. 6.

宇津による震源データ（1885～1925年）も含まれている。一方、微小地震に対しては、防災科研カタログからM 1.5以上の地震を1986年6月～2003年3月の16.8年分について抜き出し、同様の分布を描く。双方の結果を、期間長比で校正して重ねたものがFig. 4である。黒丸、白丸はそれぞれ、気象庁データ、および防災科研データで、縦軸の数値は16.8年分に換算した値を示す。また、気象庁マグニチュードと防災科研マグニチュードの間には系統的な差が存在し、前者は後者よりも平均で0.2大きいという分析結果（増子・野口，2003）に基づいて、横軸についてもその差を調整した。横軸の数値は気象庁マグニチュードである（ただし、2003年9月の改訂以前）。黒丸、白丸のそれぞれがGR式に乗ることが分かるが、重要なことは、双方が共通の直線上に乗ることである。図の破線は、双方を1個のGR式で代表させた結果であり、これは、 $N(M) = A \cdot 10^{-bM}$ （マグニチュードM

以上の年間地震数）、あるいは、 $n(M)dM = A \cdot b \cdot \ln 10 \cdot 10^{-bM} dM$ （M～M+dMの年間地震数）のGR式で、 $A = 6.2 \times 10^3$ /年、 $b = 0.89$ 、に相当する。このように双方が1個のGR式でつながるということは、M6級の静岡地震が決して特別なイベントではなく現在の活動の延長線上にある、ということ想像させる。仮に東海地震の1周期(T)を150年とすると、その間に起きる最大地震は前式で、 $N(M_{max}) \cdot T = 1.0$ 、とおいて、 $M_{max} = (1/b) \log(AT)$ 、からM6.7と見積もられる。さらに、これを最大地震として150年間に起きる全ての地震による解放モーメントを積分すると、 $Mo(\text{total}) = T \cdot \int_{-\infty}^{M_{max}} n(M) Mo(M) dM$ 、 $\log Mo(M) = 1.5M + 9.05$ （Kanamori, 1977より）、から、 $Mo(\text{total}) = (1/c)(A \cdot T)^{(c+1)} \times 10^{9.05}$ である（ただし、 $c = (1.5 - b)/b = 0.68$ ）。前述の数値を入れるとこの値は、 $1.8 \times 10^{19}$  Newton・mであり、その内M6.0以

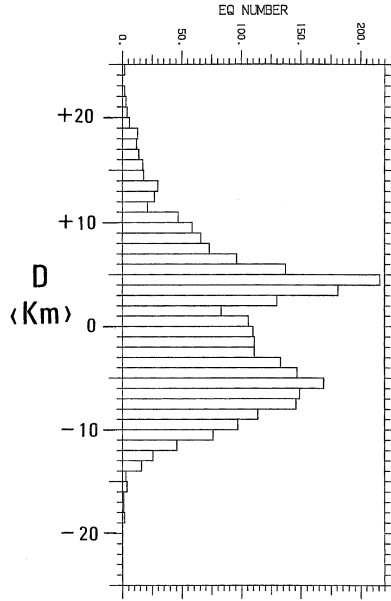


Fig. 2. Distribution of earthquake frequency projected on an axis perpendicular to the assumed plate boundary that dips 11.4 degrees. The ordinate D (km) is the vertical distance from the assumed boundary. It is recognized that there are two seismic layers separated with a 10 km offset.

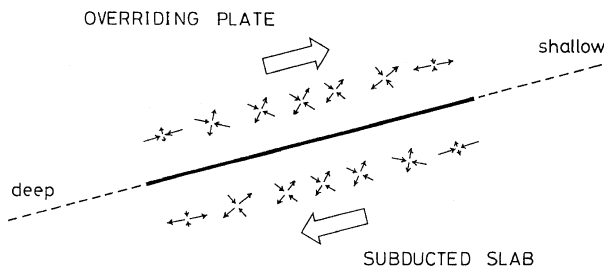


Fig. 3. Model of a partially locked subduction. The plate boundary is locked along the thick solid line, while creeping in the broken part. The combinations of arrow pairs indicate the stress pattern induced due to partial locking.

上に限ると、 $1.1 \times 10^{19}$  Newton・m となる。一方、実際に起きた M 6 以上の地震モーメントの積算値は  $1.4 \times 10^{19}$  Newton・m である。モーメント積算値の大部分はこの 4 個の静岡地震の寄与によるが、これらの地震が GR 式に従って過不足なく起きてきたものであることが分かる。

次に、この積算値が想定東海地震に対してどの程度の寄与になるかを評価してみよう。Seno *et al.* (1993) のプレート運動モデルによると、静岡県付近におけるフィリピン海プレートの収束速度は約 4 cm/年ということになる。しかしその後、Sagiya (1999) や Heki and Mi-

yazaki (2001) らにより伊豆マイクロプレート説が提唱され、駿河湾西方下でのプレートの動きは本体とは独立したものであるとの主張がなされた。これが正しいとすると、この位置での相対ずれ量は 4 cm/年よりも小さいと推定されることになる。この説を契機として、今では、固着域における平均の相対ずれ量を評価することが、むしろ新たな課題として浮かびあがっている。例えば、相対ずれ量を評価する具体的なデータとしては、GPS 測量に基づいた back-slip 解析が有効である。Sagiya (1999) の解析によれば、固着域中心部における back-slip 量は 3 cm/年を超えるが、実はその大部分が海域にはみ出ている。仮に、Matsumura (1997) の主張のように固着域の主要部が陸域にあるものとして計算し直すと、back-slip 量はおそらくこれよりも小さくなるはずである。木股 (2002) は、水準測量に基づいての back-slip 解析を行い、およそ 2 cm/年という値を得た。以上を勘案し、また、後節で紹介する山本 (2002) の結果を参考にして、ここでは、平均的相対ずれ速度として 2.5 cm/年という値を採用する。Fig. 1 から、プレート進行方向に沿う固着域の幅は約 40 km と見積もられるので、モニタリングエリア内の固着域面積 (S) は  $40 \text{ km} \times 80 \text{ km} = 3,200 \text{ km}^2$  である。150 年分の相対ずれ量 (U) は 3.75 m、また、剛性率 ( $\mu$ ) を  $5.0 \times 10^{10}$  Newton・ $\text{m}^{-2}$  とすると、モーメント ( $M_0$ ) は、 $M_0 = \mu US$  から  $6.0 \times 10^{20}$  Newton・m となる。従って、静岡地震も含めて推定固着域内で起きる地震によって解放されるモーメント量  $1.8 \times 10^{19}$  Newton・m は、プレート間固着に起因するモーメントのたかだか 3% 程度でしかなく、大部分は将来の地震のために溜め込まれていると考えるべきである。

同様のことをエネルギーの見地から見てみよう。モーメントの場合と同様に、 $\log E(M) = 1.5 M + 4.8$  を用いて 150 年間に地震波として放出されたであろうエネルギーの総量を評価すると、 $E(\text{total}) = 1.0 \times 10^{15}$  Joule である。Fig. 5 は、Okada (1992) のプログラムを使って、40 km 長の断層に 3.75 m (=150 年分) の相対ずれを与えた時に周囲に発生する最大せん断歪の (二次元) 分布を描いたものである。上下盤内で地震の発生している領域は、Fig. 2 からプレート境界固着域をはさんで上下に約 5 km のオフセットを持つ。このくらい離れた位置でのせん断歪は図からおおよそ  $5.0 \times 10^{-5}$  であることが読み取れる。地震発生層の厚みを上下それぞれ 5 km、面積は先ほどと同じく  $40 \text{ km} \times 80 \text{ km}$  とすると、この領域内に見込まれるせん断歪エネルギーは、 $E = (1/2)\mu\gamma^2 \times \text{体積}(V)$  から  $2.0 \times 10^{15}$  Joule となり、これは上記の放射エネ

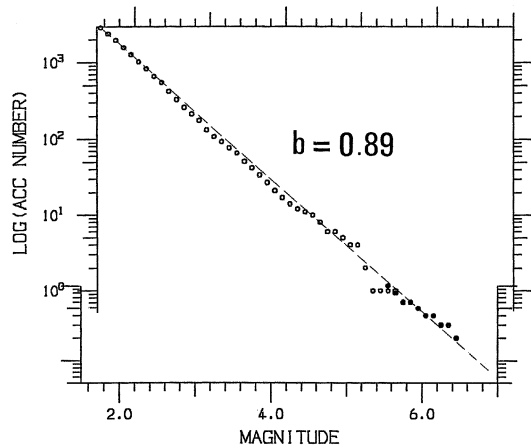


Fig. 4. Magnitude distributions of earthquakes observed in the monitored area of (a) and (b) in Fig. 1, which are considered to occur just above and beneath the current locked zone between two plates. The open circles are the results obtained from microearthquake observations 1986/6-2003/3. The solid circles are sampled from the JMA catalogue 1854 / 1 - 2001 / 4. Both results are superposed on the logarithmic ordinate normalized by the ratio between data durations. The number on the ordinate corresponds to the earthquake frequency for 16.8 years. The magnitude scale on the abscissa is also adjusted with a 0.2 offset between NIED magnitude and JMA magnitude. The number on the abscissa is JMA magnitude. The broken line is drawn by fitting a common GR relationship to both distributions.

ルギーに見合う数値である。ただし後述するように、この場の起震応力としては、固着による歪みのほかにスラブ全体にかかる張力 (lateral stretching) も考慮に入れるべきであり、量的評価の妥当性を確保するためには本来、さらに多くの仮定が必要となる。従って、あくまでも大雑把な推論の枠内でしかないが、オーダーレベルでの評価として上記は、静岡地震をはじめとするこの地域の地震が、固着に起因してそれぞれの発生場に生じた歪みをエネルギー源として起きてきたものであろうとする推測に導く。結果的に、中心部の空白層に貯められた歪みをエネルギー源とする東海地震は、静岡地震を含む地震系列には属さず、上記 GR 式から外れた固有地震として発生するものであろう、と結論づけられる。なお、過去の全ての静岡地震がプレート境界地震でなかったかどうかを検証することは難しいが、1935年の地震 (M6.4) に関しては武尾ら (1979) および Ichikawa (1971) がその発震機構解を求めており、その結果によると、やや回転した南北圧縮のストライクスリップ型とされている。1965年の静岡地震 (M6.1) も、Ichikawa (1971) の発震

機構解によれば同様にストライクスリップ型と判定される。これらが上下盤のどちらであったかの識別は難しいとしても、少なくともプレート境界地震でなかったことは確かであろう。

### 3. 地震の発生率変化

前節では、推定固着域内に発生する地震活動に抱いた筆者のイメージを紹介した。本節では、これらの活動の時間変化をとらえ、そうした変化が固着状況の変化をどう反映したものであるかについての筆者の解釈を提示する。まず、Fig. 1で示した4つのモニタリングエリアについて地震の発生率変化を見ることにする。Fig. 6は、1986年6月以来の地震活動積算図を示す。ここではM1.5以上の地震を選び、さらに declustering 処理によって、群発地震等によるステップ状の変化を抑えている (松村, 2002を参照)。4つのエリアのうち、上盤 (a: 地殻内)、下盤 (b: スラブ内)、浜名湖直下 (c: スラブ内) の3つでは、近年になっての静穏化が見られる。一方、スラブ内延長部の (d) では変化が見られない。前3者は全てプレート間固着に関わると推定されるエリアである一方、後者は固着域の外にある。もともと、沈み込んだフィリピン海スラブには、Fig. 3でイメージしたような部分固着による応力のほかに、沈み込みに伴うスラブの幾何学的変形による張力 (lateral stretching) が作用していると考えられていた (Ukawa, 1982)。 (d) の発震機構解は、概ね東西伸張の正断層型を示し (Matsumura, 1997)、この張力を起震応力とする地震であると考えられることができる。この考えによれば、 (d) の発生率が一定であったことは、この間のフィリピン海プレートの沈み込み速度そのものが変化しなかったことを示唆する。対照的に、 (a)、 (b)、 (c) に見られた静穏化は、プレート運動の停滞によるものではなく、固着状況の変化に密接に関わったものであろうとの推測が導かれる。ただし、上盤 (a) と浜名湖 (c) で静穏化が始まったのは1996年末ないしは1997年始め頃であるが、下盤での静穏化開始は1999年8月からとやや遅れる。そしてちょうどこの頃から、GPSに代表される地殻変動データの変化が報告されるようになった。このあたりの時間軸を拡大して地殻変動と対比した図がFig. 7である。図には、 (a)、 (b)、 (c)、3エリアの地震回数積算図、およびGPSによる浜北観測点の東西変位 (A: 国土地理院, 2003a)、新島-神津島の基線長変化 (B: 国土地理院, 2003b) を並べて示した。この図で最も注目される時期は、縦破線で示した2000年9月から10月にかけてである。Fig. 6 (c) で紹介したように、浜名湖直下の静穏化は1997年頃か

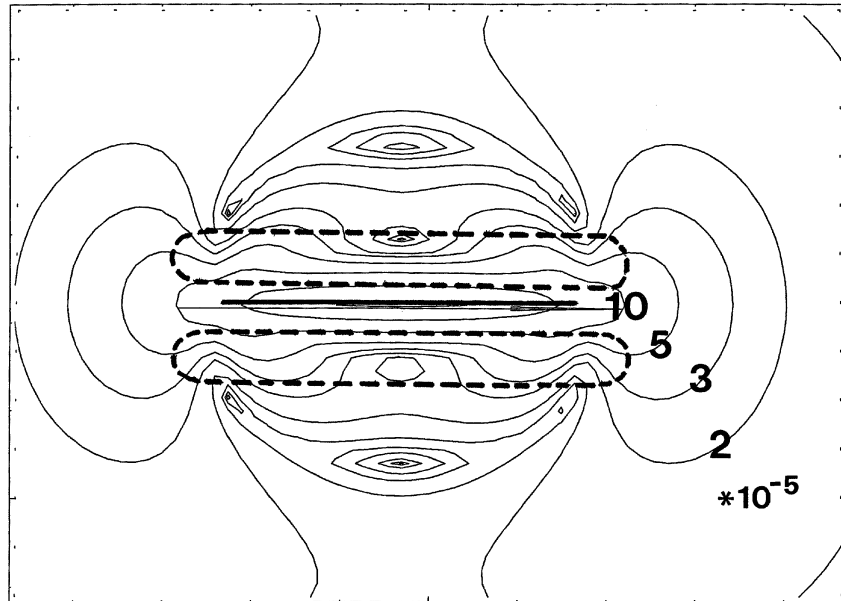


Fig. 5. Spatial pattern of the maximum shear strain induced by a strike slip fault. A relative slip of 375 cm is given to the fault 40 km in length, and with enough width (vertical to the space). The pattern is derived using Okada's program (1992). Those enclosures drawn in the thick broken lines correspond to the seismic layers above and beneath the assumed locked zone.

ら既に始まっていたが、破線の時期になってその程度が極端化した。さらに、上盤 (a)、下盤 (b) でも同時期、積算カーブの折れ曲がりが見える。図には示されていないが、富士山直下の低周波地震が急増したのもこの時期である。静岡県西部一帯にわたっての応力分布図が、この時に一斉に変わったことが示唆される。そして、変化が一斉に起きたことは、その要因が弾性変形によるものであろうとの印象をもたらす。浜北 (A) が大きく動き出したのも概ねこの時期に一致するが、実はこの少し前に、三宅島の噴火を伴う銭洲海嶺周辺の活発な地殻活動が起きていた。新島-神津島間基線長変化 (B) から、その活動は 2000 年 6 月末に始まり、9 月にはほぼ収束していたことが分かる。銭洲海嶺周辺の活動は、浜北の変位にも影響を及ぼしているが、前述した一斉変動の時期は、この活動の始まりではなく、むしろ収束期に対応していることに注意を払いたい。

浜北に代表されるこの地域の GPS の動きは、浜名湖直下のプレート境界におけるゆっくりとした動き-スロースリップ-によるものであると解釈されている。Ozawa *et al.* (2002) の解析では、平常時の back-slip から逸脱した分がスロースリップとして提示されているが、ここではもともとの back-slip も込みで解析した山本 (2002) の結果を引用する。Fig. 8 の 3 枚の図は、それぞれ、(I) 1998 年 1 月-1999 年 12 月、(II) 2000 年 11 月-2001 年 11 月、(III) 2001 年 11 月-2002 年 11 月、の 3

期間に対する back-slip (および forward-slip) 分布を示す。図中のなす型は、中央防災会議が 2001 年に公表した東海地震の想定震源域である。(I) の期間では、想定震源域内に 2-3 cm/年の back-slip が分布していることが読み取れる。ところが (II) の期間に入ると、浜名湖直下から北西域にかけて逆向きのスリップ (forward-slip) が生じ、さらに (III) の期間には、forward-slip の中心が北東域へと移動したことが分かる。地震活動に戻ると、Fig. 7 (c) の浜名湖直下では、2000 年 9-10 月にかけて静穏化が極度化しており、浜名湖下のスロースリップとうまく符号する。前述したように、GPS 観測では 2000 年 6 月に始まる三宅島噴火とそれに続く銭洲海嶺周辺の活動による地殻変動の影響が重畳しているため、浜名湖下のスロースリップがいつ始まったかという時期を特定することはできていない。そこで、地震活動の静穏化がスロースリップによる応力解放の結果だと仮定するならば、スロースリップの始まりは、2000 年 9-10 月であったということになる。結果的に、Fig. 7 の破線の時期は、地震活動と地殻変動の双方が共通して動きを示す大きなエポックであった、ということになる。ただし、浜名湖下のスロースリップだけでは、全体の変化を合理的に説明することはできない。固着域全体に関わる広域の動きを想定することが必要である。この問題については、次節および議論の節において再度検討を行う。

さらに、浜名湖下の静穏化をスロースリップと関連づ

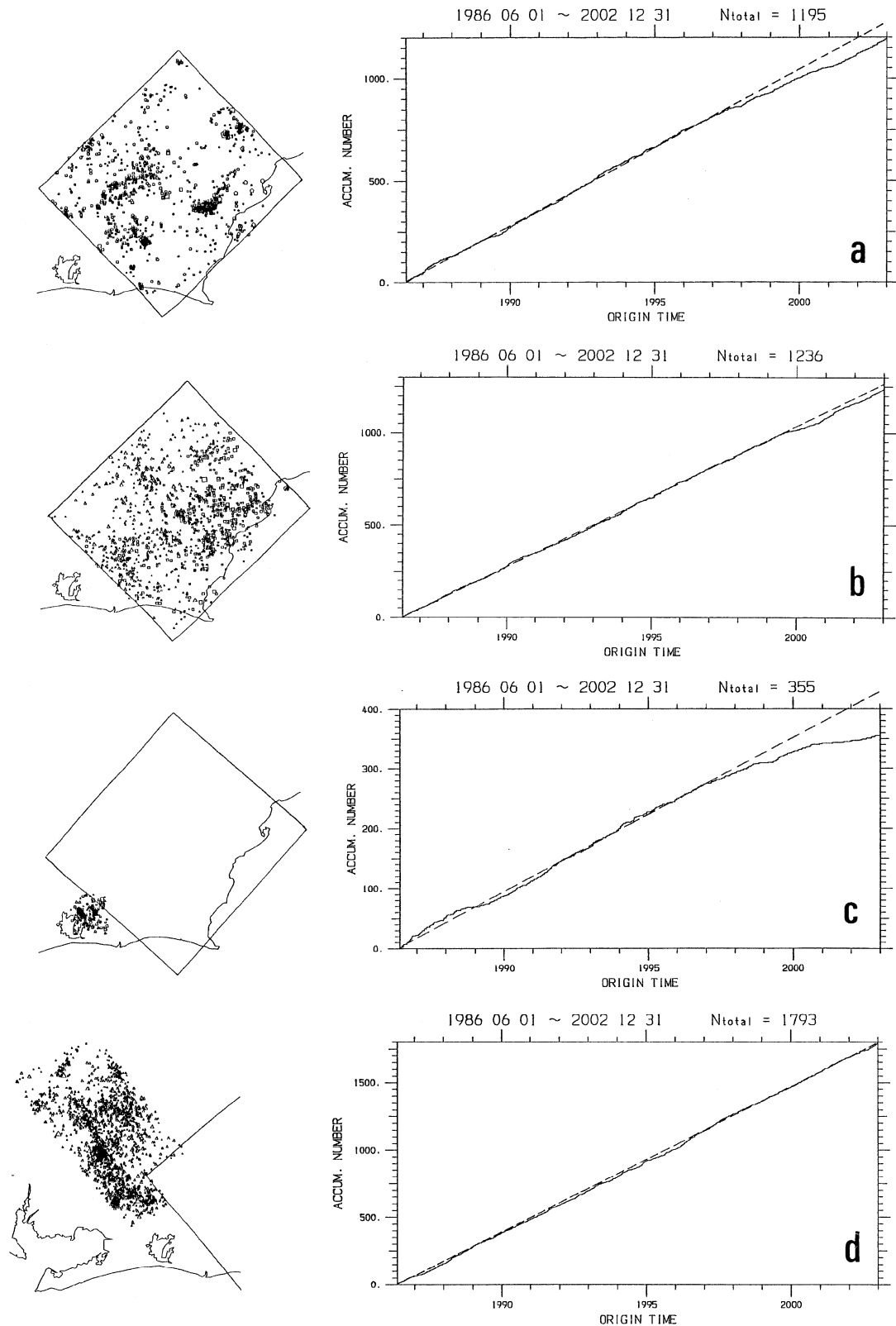


Fig. 6. Graphs of accumulated earthquake frequency for four monitoring areas selected in Fig. 1. (a) the upper layer above the locked zone (within the crust), (b) the lower layer beneath the locked zone (within the slab), (c) the narrow clustered zone just beneath Lake Hamana (within the slab), and (d) the tail-like seismic zone extending from Lake Hamana (within the slab). Seismic quiescence is commonly recognized in (a), (b), and (c), while it is not recognized in (d).

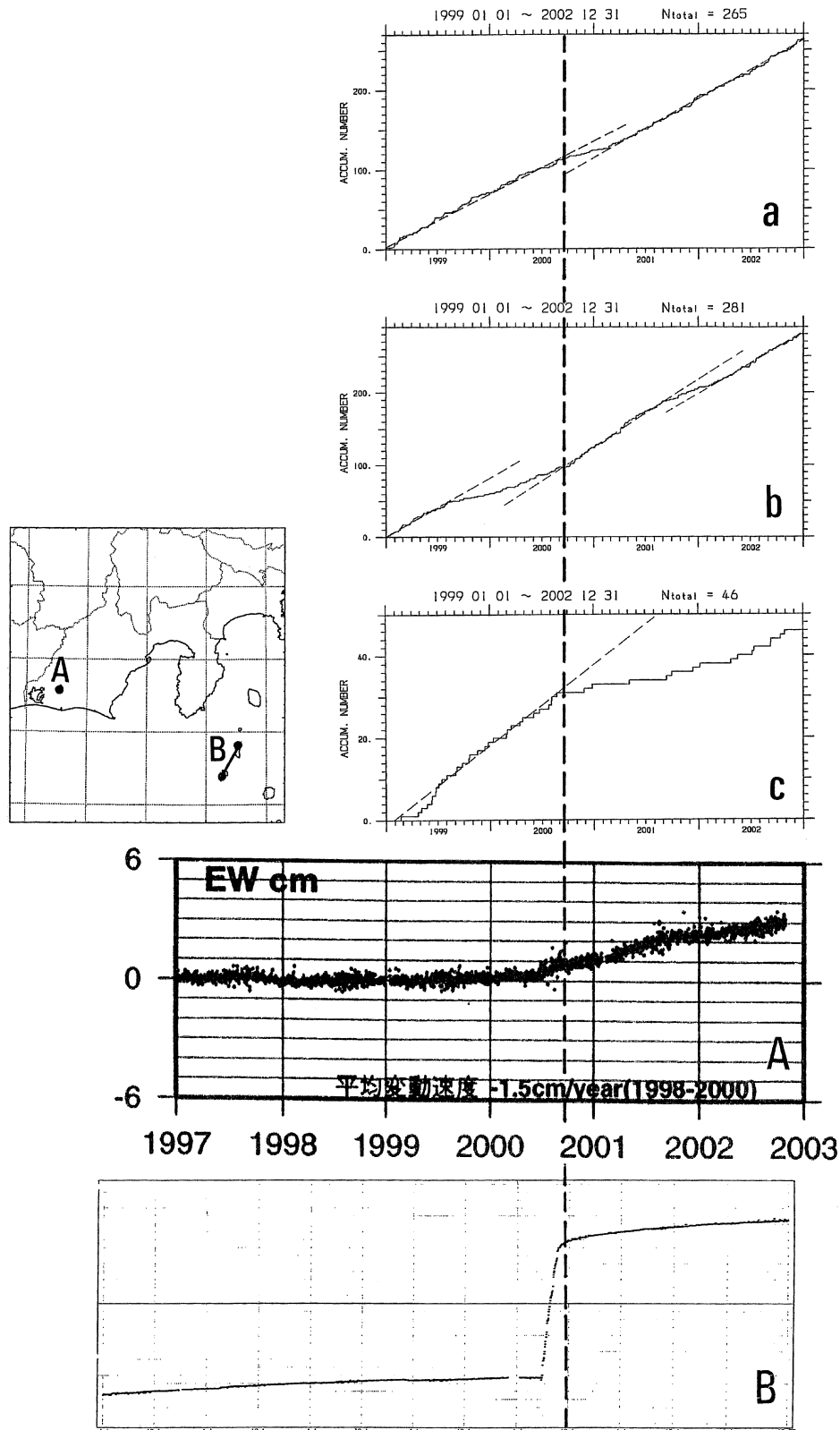


Fig. 7. Seismicity changes and crustal movements. (a), (b), and (c) are parts of Fig. 6, expanded in time axis. (A): East-west displacement at the Hamakita GPS station (see the inset) operated by the Geographical Survey Institute (GSI). (B): basement length change between Nijijima and Kohzusima, also observed by GSI. The vertical broken line indicates the epoch when a significant change was widely detected both in seismicity and in crustal movement.



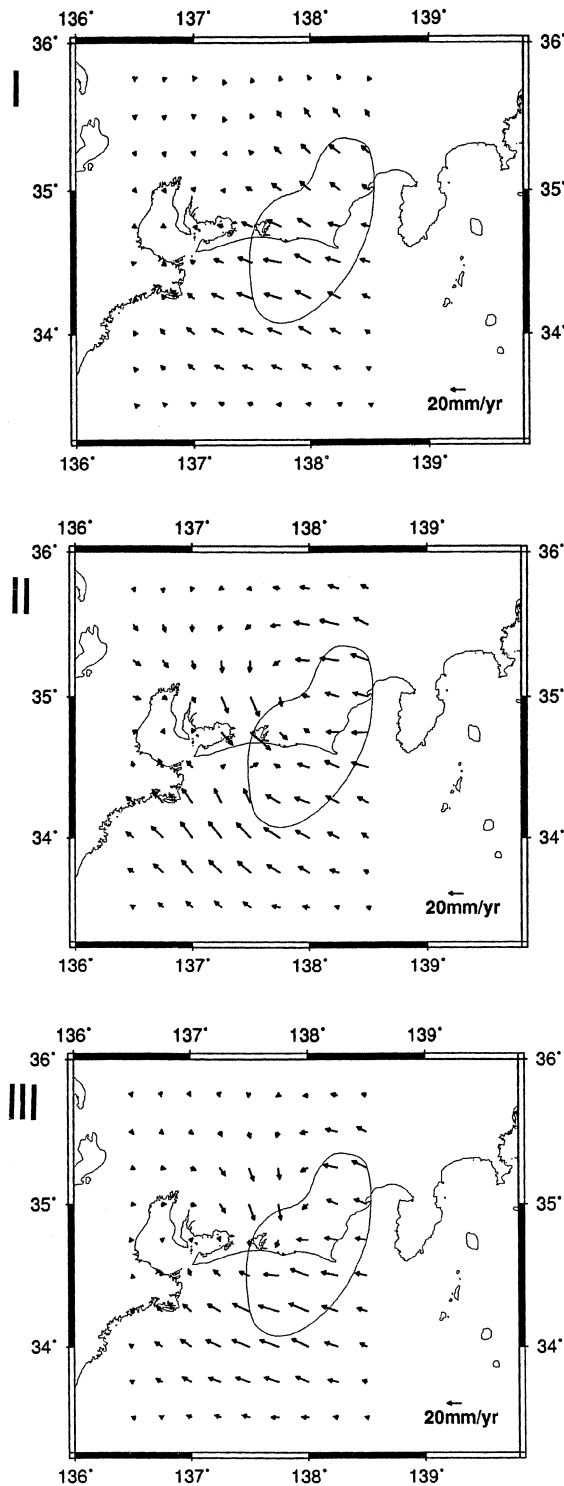


Fig. 8. Results of the back-slip inversion analyses by Yamamoto (2002). The arrows indicate the moving vectors of the overriding plate, which is usually dragged toward the NW direction by the subduction of the Philippine Sea slab. (I) 1998/1-1999/12, (II) 2000/11-2001/11, and (III) 2001/11-2002/11. The egg-plant shape is the focal area assumed for the next Tokai earthquake, issued by the government committee of Japan.

けるとするならば、Fig. 6 (c) を振り返って、微弱なスリップが1997年頃から始まっており、しかしそれはGPS観測の開始時期と重なっていたため、あるいは、その程度が微弱であったため検知できなかっただけだろうと考えることもできる。同図では、1988~1989年にも浅いくぼみが見られ、木股ら(名古屋大学、2002)の言う過去におけるスロースリップの繰り返しの可能性にも思いが至る。最近の防災科研の報告によれば(山本ほか、2003)、浜名湖近傍の三ヶ日町に置いた同所の傾斜計は、今回のスロースリップと同様の変化を1988~1990年にも示していたということである。ただしスロースリップの繰り返しが事実だとしても、今回の変化の程度は甚だしいものがあり、過去からの単純な繰り返しの一環と断じることはできない。

#### 4. 地震活動パタンの変遷

次に、活動変化を空間パタンの推移として時系列的に追ってみる。ここで扱うデータは、Fig. 6 (b) の下盤側(スラブ内)の活動である。まず、変化が検知される以前である1986年6月-1995年5月の10年間を選び、11 km角の正方枡内の地震数をカウントしてその中心位置にプロットした分布図を作成し(Fig. 9)、これを基準分布とする。一方で、解析期間として1年間の幅をとり、同様に地震数をカウントして基準分布と対比し、その比によって静穏化域(50%以下、黒塗り部)、活性化域(150%以上、白抜き囲い)を塗り分ける。このようにして1998年以降の活動について2ヶ月おきに解析した結果がFig. 10である(図に付した年月±6ヶ月が解析期間)。注意したいのは、1年間程度のサンプルでは地震数が少ないため、出現した白黒パタンの内の4割程度が統計的なゆらぎによるノイズになってしまうことである。例えば第i列(1998年3月-1999年12月)ではまだ変化が始まっていないにもかかわらず白黒のパターンが出現するが、これらは概ねノイズとみななければいけない。図を見る際には、この程度のノイズが重畳していることを意識した上で、そこに浮かび上がる意味のありそうな変化を抽出する必要がある。静穏化パターンは、第ii列(1999年3月-2000年12月)、第iv列(2001年3月-2002年12月)に現われる。第iii列(2000年3月-2001年12月)では浜名湖東岸での静穏化の発達が目立つと同時に、活性化域が北東方向に成長していくように見える。この時期は、浜名湖下のスロースリップが始まったと推測されている時期(Fig. 8 (II))に対応する。浜名湖下の静穏化は、スロースリップによる応力緩和によると考えられる。北東側の活性化はスロースリップに連動する固着域

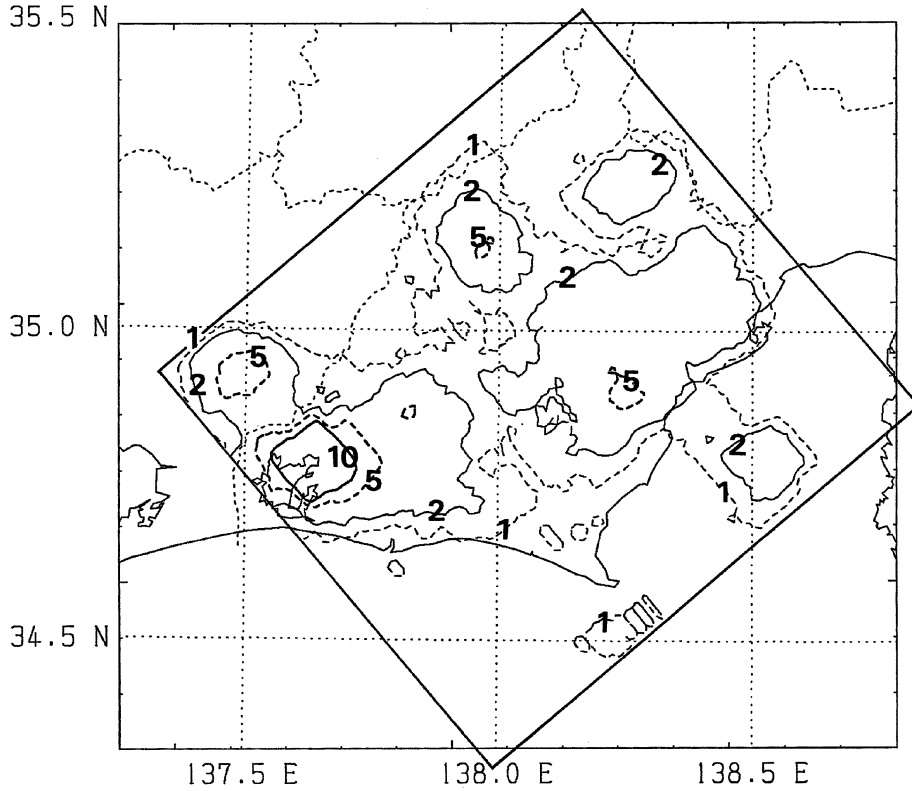


Fig. 9. Contour map of seismicity in the slab for the standard period from June 1986 until May 1996. The number is the earthquake frequency for magnitude 1.5 and greater, counted within  $11 \times 11 \text{ km}^2$  per one year.

内部の状態変化が伸展し、内部の応力分布図が再編成された結果、つまり、一種のしわ寄せである、と解釈することもできる。その後、第 iv 列の期間は、Fig. 8 (Ⅲ) でスロースリップの中心が浜名湖から北東側に移動した時期に対応する。ここでは、地震活動パターンは明らかに第 iii 列とは異なり、再度、静穏域が全体を支配することになる。この時期のパターン変化も、スロースリップの移動、及びこれと連動する固着域内部における状態変化の結果としての応力の再編成で解釈すべきであろうが、第 iii 列の場合ほど単純ではない。具体的なモデルをここで提案するまでには至らないが、次節でも議論するように地震活動と地殻変動とは現象の見え方が異なるものの、本来、全ての動きは固着状況の変化から派生したものであると考えたい。

## 5. 議 論

前節で紹介した観測データの変遷から、GPS で検知された地殻変動と地震活動のパターン変化は、ともに同じ要因、すなわち固着状況が変化しつつあることを表現しているのであろうと推察される。しかしながら双方の関係は単純ではなく、空間パターンを一意的に解釈することは難しい。Fig. 8を見直すと、スロースリップは想定震

源域、すなわち固着域の外縁をなぞっていることが分かる。これに対して、地震活動変化の対象は、固着域の内部である。すなわち、現時点で動きの見える場所は、地震活動と地殻変動の双方でずれていると言わざるを得ない。これを説明するために、簡単なモデル実験を行ってみた。Fig. 11において長方形を上盤プレートとみなし、スラブの固着沈み込みを模す。上下辺はフリー、左右の側辺は固定とし、固着による応力として底辺に左向きのせん断応力を作用させる。上図では、底辺の 3 ポイントに加えた応力の内、中央のひとつを解放してその分を左右の 2 ポイントに再配分する。この時、地表（上辺）変位がどのように動くかを有限要素法により求めたものが矢印の結果である（実線→破線）。下図では、同様の応力解放を左端の 1 ポイントに適用する。上図と下図とは応力解放の位置が異なるだけであるが、地表変位に与える影響はまるで異なる。上図では、中央の力が抜けても左右のポイントで支えるため、結果的に地表での変形はほとんど見られない。一方、下図のような状況であれば、応力が解放された部分の直上の地面は大きく変形する。従って、地表の GPS 観測では下図のような動きは検知できても、上図のような状況は検知し難いということになる。現在観察されている変化は、双方の図で示される

東海地域推定固着域内に発生する地震活動とその変化

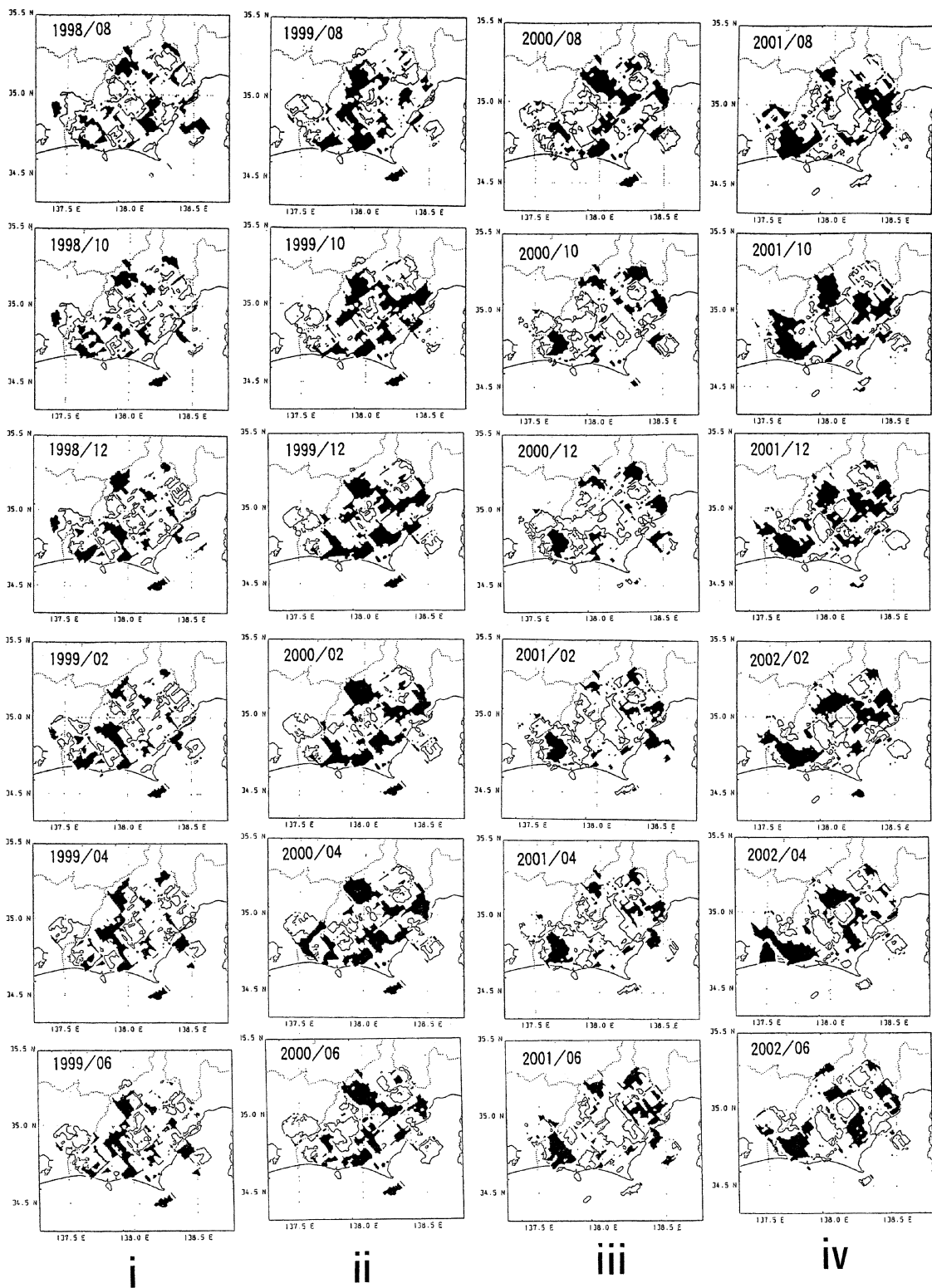


Fig. 10. Sequential pattern change of the seismicity in the slab, where the solid parts correspond to the quiescent region (less than 50% compared to the standard seismicity), and the open parts to the activated one (greater than 150%). The time span of one year is shifted every two months. The year/month in each figure indicates the center of the time span.

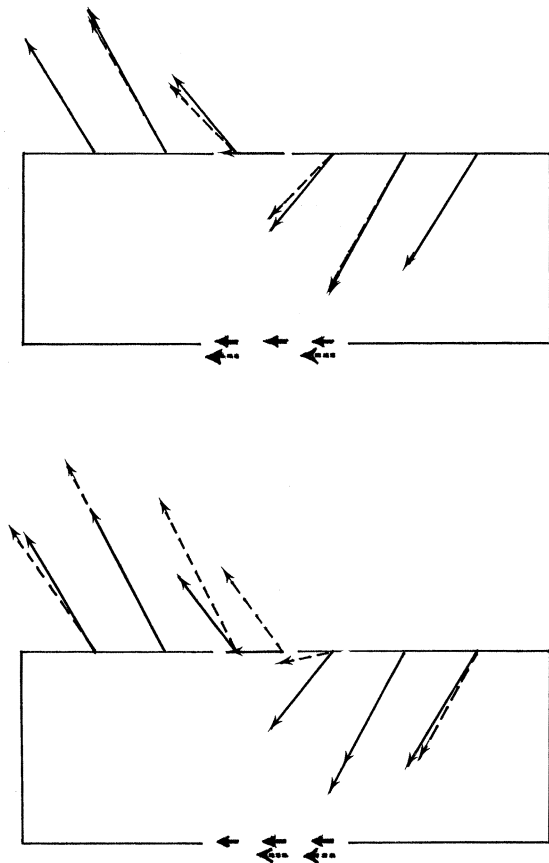


Fig. 11. Models showing the relationship between the locked subduction and the ground surface deformation. The boxes are the overriding plate. The bottom is dragged with share stresses expressed by the short arrows, while the top is free. Both sides are fixed. The surface deformations calculated using a FEM program are expressed by the long arrows. In the upper case, the middle arrow among the three stressing arrows is released, then the ground surface is transformed little from solid long arrows into broken ones. In the lower case, the left one among the three arrows is released. The deformation on the surface is distinct only in the lower case.

状況が同時に発生することによるものと想像される。つまり、固着域の外縁部でスロースリップが進行すると同時に、固着域の内部では応力の緩和と再編成が進行していると考えられる。この場合、将来の大規模破壊に向けて問題となる動きは後者、すなわち固着域内部での状態変化であって、それは地表の地殻変動観測では捉え難いと予想される。こうした意味で、プレート境界面の直上、あるいは直下で起きている地震活動変化をモニターすることは、固着状況変化を把握する上で他に代え難い手段である。

上記の考え方に従って、地震活動パタンの変遷をどう見るかについての筆者の解釈をまとめてみる。Fig. 12に静穏化が始まって以来の全期間（1999年8月-2002年12月）を平均化した白黒パタンを示した。対象は、Fig. 10と同様、スラブ内の地震活動であるが、静穏化域の描き方はFig. 10とは異なり、基準期間のレベルを少しでも割り込む範囲（100%以下）全てを黒く塗りつぶしている。図中には推定固着域の輪郭も表示したが、固着域の内部に3箇所の白抜き部（図のA, B, C）を残して、静穏化域がその周囲を取り囲んでいることが分かる。この図、あるいはFig. 10に描いた白黒パタンは何を意味するのだろうか。ここでは、固着面における固着の強さが、直下の地震活動に投影されていると考える。すなわち、黒色部は、直上の固着面で固着の緩みがあり若干の応力解放があることを意味し、白色部は、直上の固着がまだ健全であって、黒色部で解放された応力のしわ寄せのために活性化したことを示すと解釈するのである。Fig. 10で、時期の異なる第ii列と第iv列のパタンには、ある程度の類似性が見られる。それは、パタンに共通の下地があったのではないかと、いうことを想像させる。おそらくその下地は、固着の不均質としてもともと存在したものであろう。安政東海地震後、固着の回復過程では不均質の存在はまだ顕わにはなっていない。時を経て蓄積された応力の絶対値が臨界に近づくにつれ、不均質分布の中の最も弱い部分から滑りが始まり、同時に、強い部分へのしわ寄せが始まる。Fig. 10に描かれたまだら模様の変遷は、隠されていた不均質分布が顕わになる過程を見せているのではないだろうか。そうだとすると、現在、実質的に滑りに抵抗して全体の応力を支えているのは、残された白抜き部（Fig. 12のA, B, C）ということになる。そしてこれらは、最終破壊の時点で asperity として認識される部分になるものと推測される。

再度、Fig. 6、及びFig. 7の時系列図に戻ってさらなる考察を進める。地震活動と地殻変動の双方に顕著な変化が出現したのは、1999後半から2000年半ばにかけてである。しかし、3節でも議論したように、地震活動の微弱な変化は1997年初めには既に始まっている。この少し前、1996年10月には、静岡県川根町の直下にM4.3の静岡県中部地震が起きている。この地震は、この付近ではきわめて珍しい発震機構解を持ち、プレート境界の固着のはがれを示唆するものであった（松村, 1998）。筆者としては、現在、我々が観察している全ての固着状況変化の発端はこの地震にあったのではないかと、この仮説を提示しておきたい。また、この地震は、Fig. 12の3個の想定 asperity の内、Aの中で起きたものであること

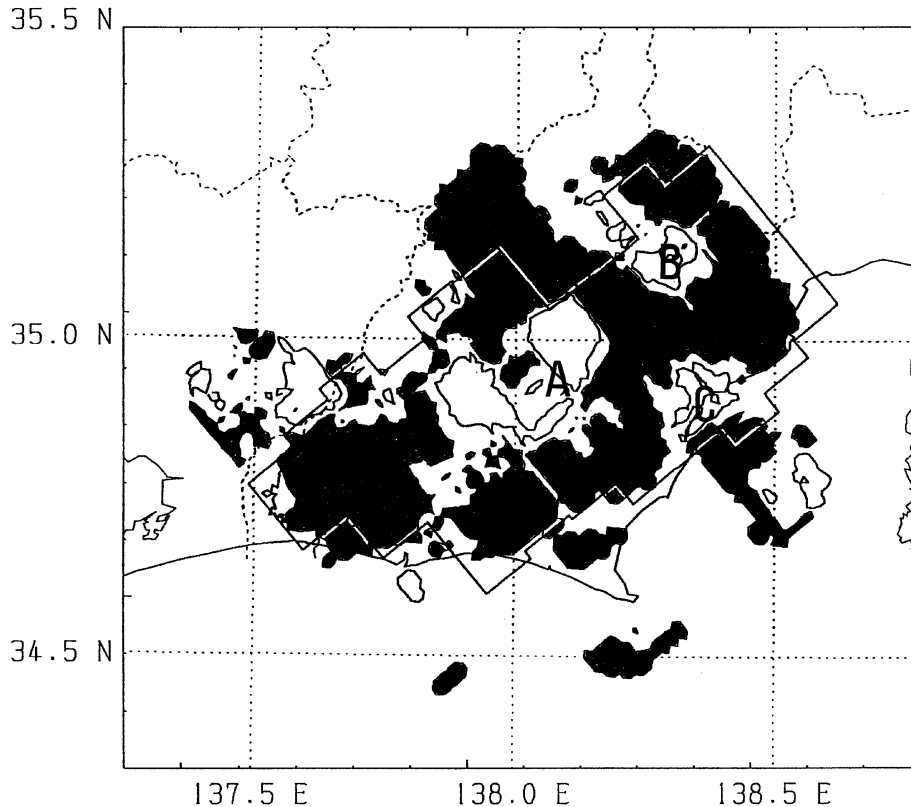


Fig. 12. Spatial pattern of the seismicity change in the slab, where the solid parts correspond to the quiescent region (less than 100% compared to the standard seismicity of Fig. 9), and the open parts to the activated one (greater than 150%). The period of the anomaly compared to the regular one is 3.4 years from 1999/8 until 2002/12. Three open parts marked A, B, and C inside the inferred locked zone are considered to be current stress-concentrated areas, which are assumed to form asperities at the time of the entire failure.

に注意を喚起し、この asperity の今後の動向に注目することを提案したい。

## 6. おわりに

スロースリップの出現を契機に、東海地震への警戒感が高まっている。スリップがスタートしてから3年近くを経過するが、現状では加速する傾向は見られず、またその範囲も、固着域の外縁をなぞるだけのように見える。スリップそのものはいずれ一旦停止するだろう、との推測が濃厚である。他方、GPS では検知されないものの、固着域内部では応力分布の再編成を促すような状態変化がスリップと併行して進行しつつある。最も重要な問題は、現在の状況が“一過性のゆらぎ”なのか、“破局への方向性を持った過程”なのかを識別することである。これは、現在が“既に臨界”にあるのか、“未臨界”にあるのかを認識することとも関係する。問題の解決に向けて二つの課題が浮かび上がる。ひとつは、現在の動き—地震活動と地殻変動の時空間変化—を統一的に説明できるモデルを作り上げること、そしてもうひとつは、

現在の地殻活動と過去の活動との対比を行うことである。我々の観測はただか20年余りでしかなく、安政東海地震以来150年近くを経過した過程のほんの一部をかいま見たに過ぎない。激しく変動したかもしれない過去の過程を知らないままに現在のデータだけでその位置づけを推し量ろう、ということはそもそも無理な算段とも言える。過去と現在では観測の質・量ともに大きな隔りがあるため、単純に同一線上での議論を進めることはできないからである。しかし、過去とのつながりを推量するすが全く無いわけではない。本稿の初節で紹介したようなマグニチュード分布の対比は、ひとつのヒントである。現在と過去、双方のGR式上での連続性は定量的な意味での地震活動の安定性、継続性を示唆している。そしてそのことは、現在の地震活動のモニタリングに対して、それが100年を超える過去の過程の延長を見ているはずである、という推量に対しての一定の根拠を与えてくれる。地殻変動の場合も同様であろう。GPS観測によって検知されたスロースリップが過去において繰り返したかどうか、という観点に立って過去の測地測量

との量的な対比を試みることは、現在の動きの位置づけを行う上で重要な視座をもたらすものと考えている。

## 謝 辞

気象研究所山本剛靖氏には、同氏の解析結果の図面を使用することを快く承いただきました。東大地震研究所の加藤尚之氏には、研究集会への誘い、さらには、本論文作成に関わる諸事への便宜を図っていただきました。また、査読いただいた匿名の二氏の助言により、有意義な改訂を行うことができました。ここに記して、これらの方々への感謝の意を表します。

## 参考文献

- Dieterich, J.H., 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, 99, 2601-2618.
- Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate Convergence and Long-Term Crustal Deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2313-2316.
- Ichikawa, K., 1971, Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, 35, 207-274.
- Ishida, M., 1995, The Seismically Quiescent Boundary between the Philippine Sea Plate and Eurasian Plate in Central Japan, *Tectonophysics*, 243, 241-253.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- 木股文昭, 2002, 東海地域で繰り返し発生しているスローイベント (1978-1996年), 地震予知連絡会会報名古屋大学大学院理学研究科資料, 67, 238-244.
- 国土地理院, 2003 a, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 69, 303-396.
- 国土地理院, 2003 b, 伊豆地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 69, 223-260.
- 増子徳道, 野口伸一, 2003, 防災科研関東・東海地殻活動観測網と Hi-net 及び気象庁の震源データの比較 (その 2), 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, A049.
- Matsumura, S., 1997, Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, 273, 271-291.
- 松村正三, 1998, 1996年10月5日静岡県中部地震が示す東海地域のプレート間固着状況変化の可能性, *地震* 2, 50, 251-261.
- Matsumura, S. and N. Kato, 1999, Recognition of a Locked State in Plate Subduction from Microearthquake Seismicity, *Pure and Applied Geophysics*, 155, 669-687.
- 松村正三, 2002, 東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動変化, *地震* 2, 54, 449-463.
- 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. Yarai and T. Nishimura, 2002, Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science*, 298, 1009-1012.
- Sagiya, T., 1999, Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2315-2318.
- Seno, T., S. Stein and A.E. Gripp, 1993, A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent with NUVEL-1 and Geological Data, *J. Geophys. Res.*, 98, 17941-17948.
- 武尾 実・阿部勝征・辻 秀昭, 1979, 1935年7月11日静岡地震の発生機構, *地震* 2, 32, 423-434.
- Ukawa, M., 1982, Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-Suruga trough, *Tectonics*, 1, 543-571.
- 山本英二・松村正三・大久保正, 2003, 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一, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, C097.
- 山本剛靖, 2002, 定常変動も含めて求められたプレート間すべり分布, 第203回地震防災対策強化地域判定会気象研究所提出資料, 13 pp.

(Received June 13, 2003)

(Accepted October 21, 2003)