

東海地震予知への新たな取り組み

吉田明夫*

A New Approach to Prediction of the Tokai Earthquake

Akio YOSHIDA

(Received November 25, 1998 : Accepted January 29, 1999)

Abstract

Two decades have passed since the Large-Scale Earthquake Countermeasures Act was passed in 1978. When Ishibashi stated that the anticipated Tokai earthquake was impending and advocated the necessity of measures against the anticipated disaster in 1976, the grounds of his warning were rather qualitative: Suruga Bay and the region south of it was considered a seismic gap of the first kind and large crustal strains were known to have accumulated in western coastal Suruga Bay. In this paper, we show the extent to which it has become possible to estimate the state of interplate coupling and discuss the possibility to detect precursors of the Tokai earthquake.

Because the Tokai earthquake is expected to be a great interplate earthquake occurring in the subduction zone, it is vital to determine the coupling state between the oceanic and continental plates. So far, we have precisely modeled the configuration of the subducted Philippine Sea slab in the Tokai region using hypocentral data of recent earthquakes. A noticeable feature of the configuration is that the slab warps downward in the middle of this region, deepening toward the west in the eastern part and inclining northward in the west. The deepest portion of the Tokai slab is in the northwest. The seismicity in the slab is conspicuously high in a narrow zone NNW-SSE where the slab steeply changes its gradient. This correspondence between the slab curvature and the spatial distribution of seismicity suggests strongly that seismogenetic stress in the slab mainly originates in slab bending at local sites in the course of subduction. That earthquake mechanisms in the high seismicity zone are mostly normal fault (Noguchi, 1996) also seems to support this idea.

Using data from a dense network of GPS stations in the Tokai region, Sagiya (1998) calculated crustal displacement relative to the Okhotsk plate and showed that the displacement vectors at points around Ise Bay rotate clockwise somewhat compared to those at points in eastern Suruga Bay. This implies that the Philippine Sea slab subducts more northerly in the west. Directions of back-slip vectors obtained by inversion analysis of the displacement field show the feature more clearly. We believe this mode of subduction is related to the above slab configuration.

Inversion analysis using GPS data which indicates a large back-slip in the sea to the south off Omaezaki (Sagiya, 1998) is not consistent with the estimation of the locked region deduced based on seismicity analyses by Matsumura (1997). Having studied the characteristics of the spatial distribution of source mechanisms and the hypocentral distribution of earthquakes in the subducted slab and in the upper crust, Matsumura (1997) surmised that the locked region is beneath inlands on the west coast of Suruga Bay. It is not clear why the two estimations about the strongly coupled area obtained by independent methods do not coincide. We expect, however, that the discrepancy will be dissolved once we understand the mechanism and details of interplate coupling better.

Our strategy for successfully predicting the Tokai earthquake is as follows: First, we study the evolution of the interplate

* Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency
気象庁地震火山部地震予知情報課

coupling state. Then, by comparing our coupling state estimate to the results of computer simulations of subduction, we estimate how far the plate interface has matured toward earthquake occurrence. Finally, based on an evolving understanding of the coupling state, we attempt to identify short-term real-time earthquake precursor. Computer simulations show that intermediate-term and short-term precursors should be observable before a great interplate earthquake, although the patterns of their appearance may differ if considerable inhomogeneity exists in friction parameters on the plate boundary (Kato, 1998). Substantial precursory crustal deformation was observed just before the 1944 Tonankai and the 1946 Nankai earthquakes, so that we anticipate that similar precursors should be observable within days to hours before a mainshock through continuous observation of crustal deformation using strain meters, tilt meters, and extensometers. We show that it may be possible to detect crustal deformation from half a day to one day before earthquake occurrence, if a slow precursory slip as large as the slip estimated to have occurred at the interplate boundary just before the 1944 Tonankai earthquake occurs in the crustal deformation observation network.

1. はじめに

東海地震の予知業務と防災対策を定めた「大規模地震対策特別措置法」が1978年に制定されてから今年が20年目にあたる。1976年に駿河湾地震説が提唱された時、地震発生の切迫性の根拠とされたのは、それまでの地殻変動観測によって駿河湾西岸域にかなりの地殻歪みが貯まっていることが判明したことと、駿河湾から御前崎沖合にかけての領域が、南海トラフ沿いのプレート間巨大地震の第1種空白域にあたっていると推定されたことによる。これらは、いうならば定性的な状況証拠と言ってよいだろう。その駿河湾地震説から22年、東海地域に展開された高密度観測網データの蓄積とそれを用いた種々の解析作業の進展、GPS観測網の構築等から、これまでよりも東海地域のプレート間カップリングの現況について実質的かつ定量的な評価が可能となってきており、また、プレート間地震の発生過程の数値シミュレーションも精力的に行われている。気象庁はそれらの新たな知見を現業監視業務の中に積極的に活用すべく努力しており、その一環として、今年4月には判定会招集基準を改正した。ここでは、そうした、東海地震予知に向けての気象庁の最近の取り組みについて紹介したい。

2. プレーートの構造とスラブ内の活動

防災科学技術研究所（旧国立防災科学技術センター）をはじめとして大学、気象庁の高密度微小地震観測網のデータ解析から、東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状がかなり詳細にわかってきた。図1は近年の気象庁震源データを基にスラブ上面の形状を求め、

そのコンターにスラブ内地震の震央を重ねてプロットしたものである（原田ほか、1998）。防災科学技術研究所や名古屋大学でも、それぞれの震源データを使って同様なスラブ形状のモデルがつくられているが（例えば野口、1996；Yamazaki et al, 1989）、駿河湾西岸から愛知県東部、岐阜県南部にかけての領域に関しては、これらのモデル間で基本的に差異はない。その特徴は、駿河湾域でスラブは西方に次第に深くなっているのに対して、天竜川河口から浜名湖あたりにかけてはむしろ北方に向かって面が傾いていて、その間の御前崎付近に谷地形が見られること、岐阜県南部に東海地域のスラブの最深部があることなどである。

図1にプロットされているスラブ内地震の分布を見ると、駿河湾西岸域では等深線の20-30kmあたりの深さのところに地震が分散して起きているのに対して、浜名湖付近にはクラスター的な活動が見られるとともに、そこから北北西方向に等深線を斜めに横切って活動の高いゾーンが存在している。これに対して、図2に見るように、地殻内の地震活動は静岡県西部域や駿河湾沿岸北部、伊勢湾から若狭湾にかけてのゾーンで活発である。静岡県西部域では25km以深まで地殻内の地震が発生しているが、この地域に限って、なぜ、これほど深くまで地殻内地震が起きているのか、明確な解釈はまだない。スラブ内の活動と地殻内の活動には空間的な相補性も認められることから、これらの間には相互に何らかの関係が存在している可能性も考えられる。このような、それぞれの領域の地震活動の特徴の地学的根拠を明らかにすることは、今後の大きな課題である。

スラブ内の地震活動については、われわれは前述の地域的な分布の特徴を定性的に説明する一つのアイデアを持っている。図3は、スラブの形状データを基に、それぞれの場所におけるスラブ上面の傾きの方向とその大きさを、矢印の向きと長さで表したものである。これと、スラブ内の地震活動を平滑化してその活動度をコンターで表現したものとを重ねて示すと(図4)、スラブ内の地震活動は、スラブ面がその傾きを急に変わるあたりで高いと言って良いように見える。このことは、スラブ内の地震を発生させている応力場の起源はスラブの曲がりにあることを示唆する。現在、スラブ内の地震活動の変化をモニターする手法の開発が進められている。その場合、地震活動がどこで活発化したか、あるいは静穏化したかを調べることは、空間的な応力状態の変化を把握する一つの指標となるが、その時、プレート運動に伴うスラブの変形に起因するスラブ内地震活動と、カップリングの状況が変わったことによって生じた地震活動を分離できれば、地震の準備過程を追跡していく上でたいへん有益であろう。その意味でも、図4が示唆するプレートの形状と地震活動の相関について更に詳細に説明する価値があると考えられる。

松村(1996)は、駿河湾から北西方向に震源分布の断面図をつくり、スラブ内及び地殻内地震のメカニズムと活動度とから、プレート間の固着域を推定している。図5は防災科学技術研究所のデータに基づく震源の断面と地震メカニズム解のP軸(主圧力軸)の方位で、松村(1996)は、断面図の中の下線を引いた部分ではスラブ

内の地震分布が濃くなっていることと、その領域の右端ではP軸がほぼ境界面に平行しているのに、深くなるにつれて時計回りに回転し、左端では境界面にほぼ直交するようになるという、P軸の方位の特徴的な変化に注目した。このようなP軸方位の変化のパターンは、下線部分が固着していて、フィリピン海プレートの沈み込みとともに上盤の陸のプレートがそこで引っ張り込まれていると考えた時に形成される応力場に相当しているというのが、松村(1996)の解釈である。上から見た時の松村固着域を図6に示す。

上のような考え方にたつと、固着域の状況の変化に起因するスラブ内応力の変化は、固着域とその周辺におけるスラブ内地震のメカニズムの変化をモニターすることによって、ある程度推定することが可能と考えられる。1996年10月5日に松村推定固着域内の川根付近で発生した地震(M4.3)は、P軸が鉛直に近い正断層タイプの地震で、もし、その場所がしっかりと固着した状況にあるとすると発生しにくいと考えられるものであったことから、固着域が深部の方から次第にゆるんできていないかという見方が出され(Matsumura, 1997)、近年の掛川—御前崎間の水準測量データに見られる海岸部の沈降鈍化の傾向(次節で紹介)と合わせて注目された。なお、1996年から1997年にかけては、川根付近の地震だけでなく、1997年3月16日の愛知県東部の地震(M5.8)や、同年9月26日及び10月11日の御前崎沖合の地震(それぞれ、M4.0とM4.9)など、正断層タイプのやや目立つ地震が東海地域で発生した。

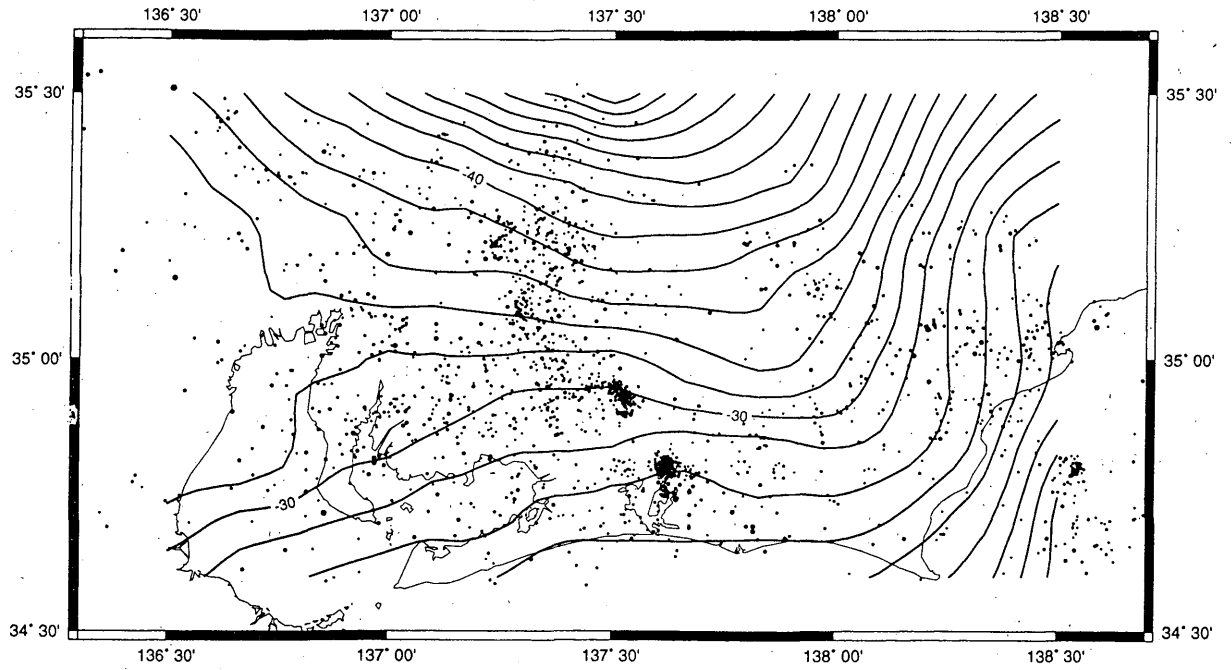


図1 Equidepth contours of the subducted Philippine Sea plate in the Tokai region and epicentral distribution of earthquakes in the slab. After Harada et al. (1998)

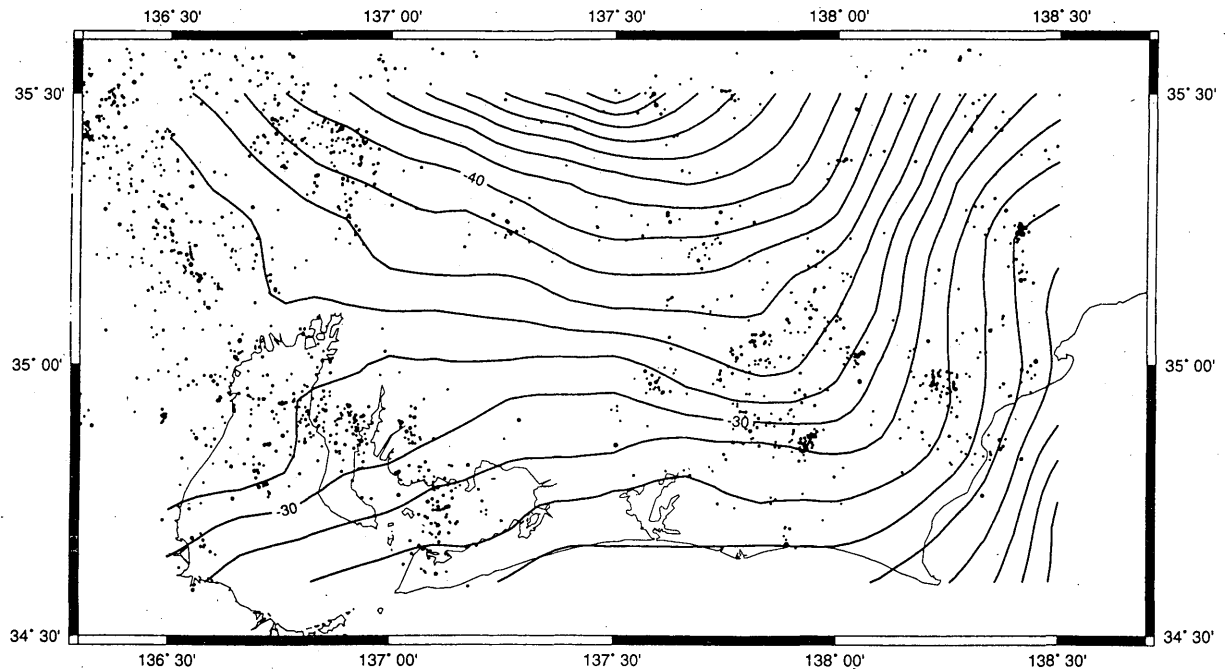


図2 Equidepth contours of the subducted Philippine Sea plate in the Tokai region and epicentral distribution of earthquakes in the upper crust. After Harada et al. (1998)

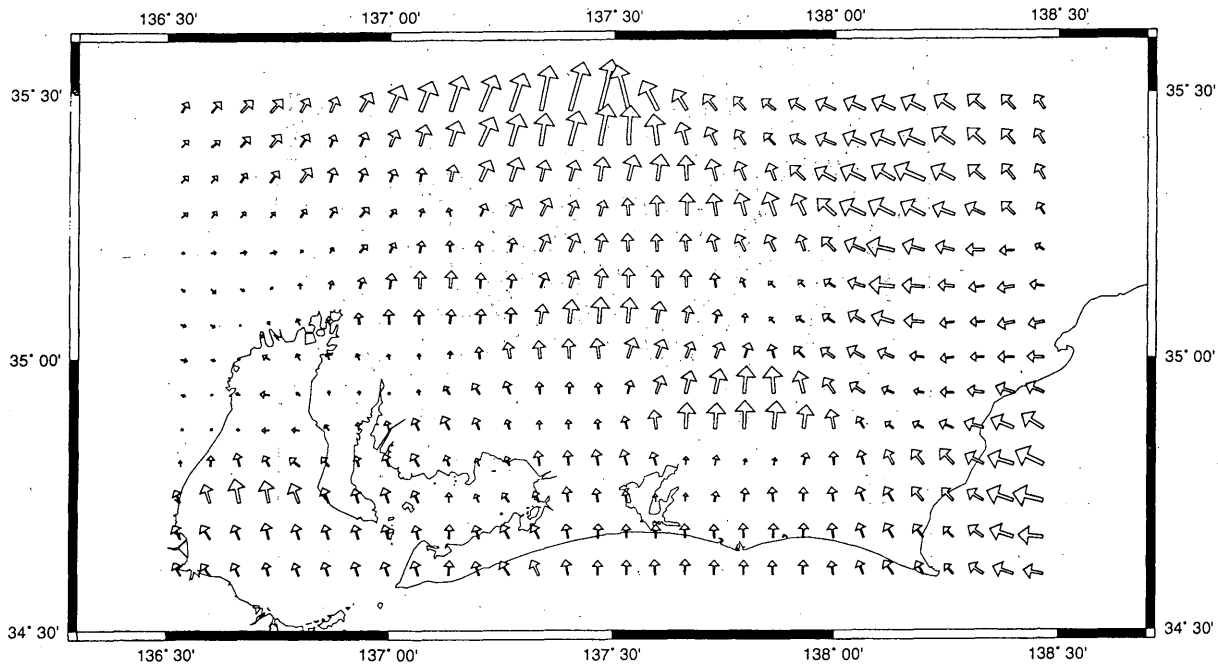


図3 Directions and relative magnitudes of gradient vectors calculated from the configuration model of the subducted Philippine Sea slab. After Harada et al. (1998)

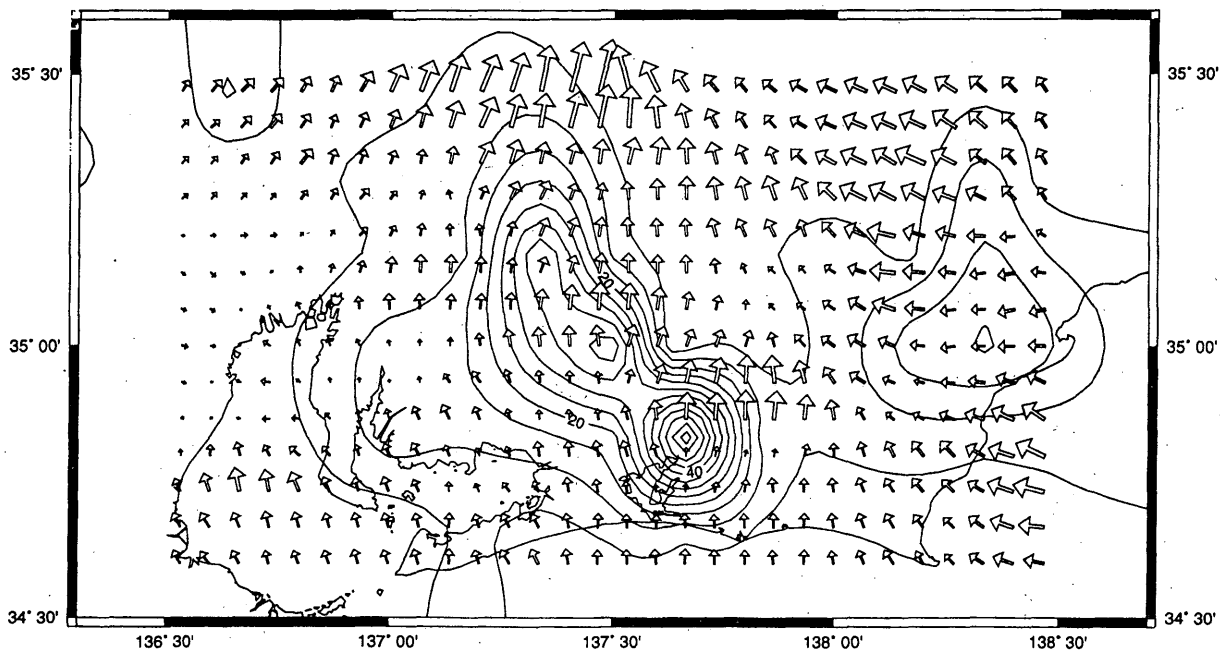


図4 Superposition of gradient vectors of the Philippine Sea slab and contour representation of slab seismicity.

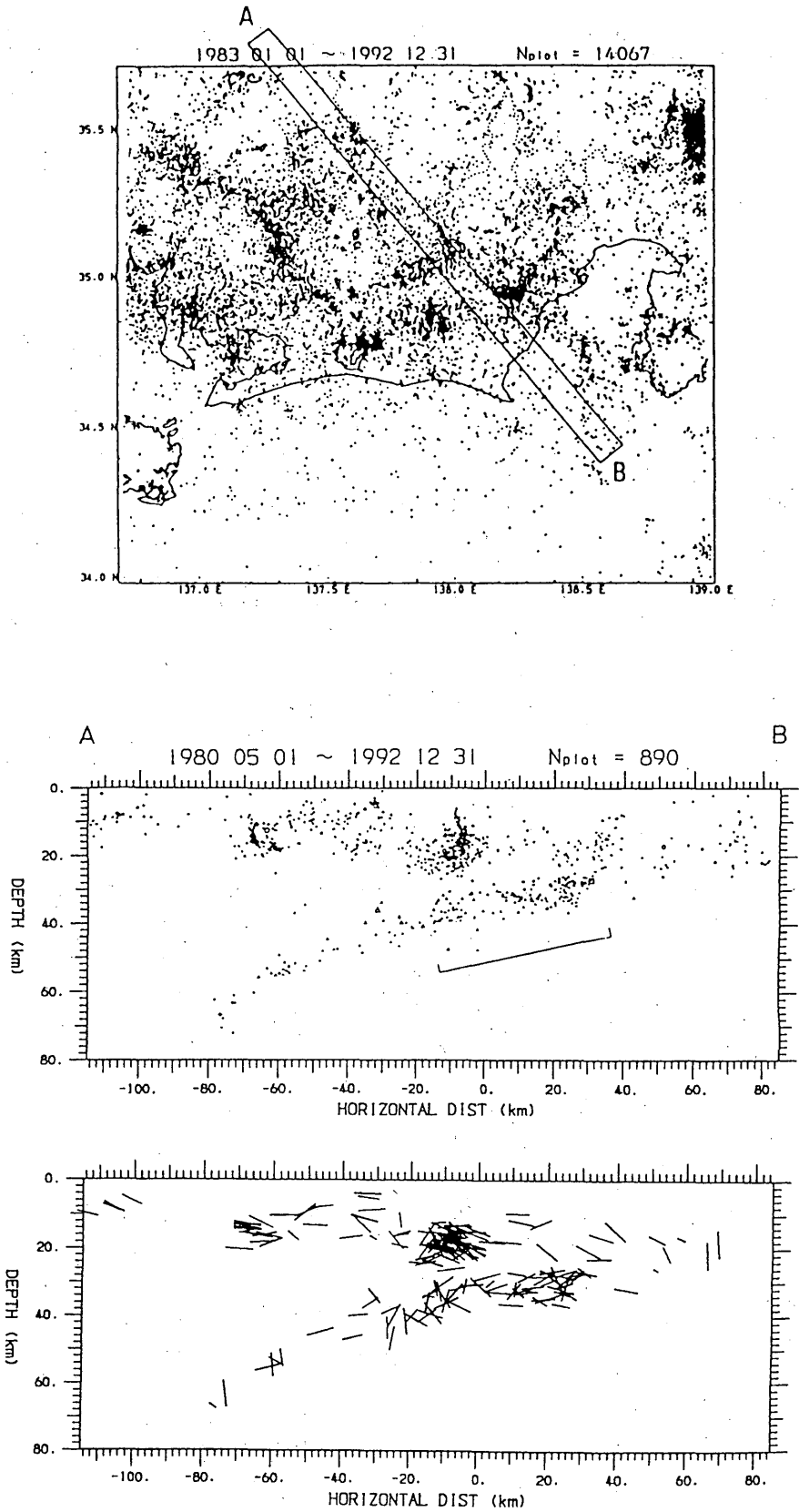


図5 Distribution of microearthquakes in the Tokai region (top), and a crosssection of hypocenter distribution in the rectangular region northwest through the southern end of Suruga Bay (middle) and P-axis profiles projected on the same vertical section (bottom). After Matsumura (1998).

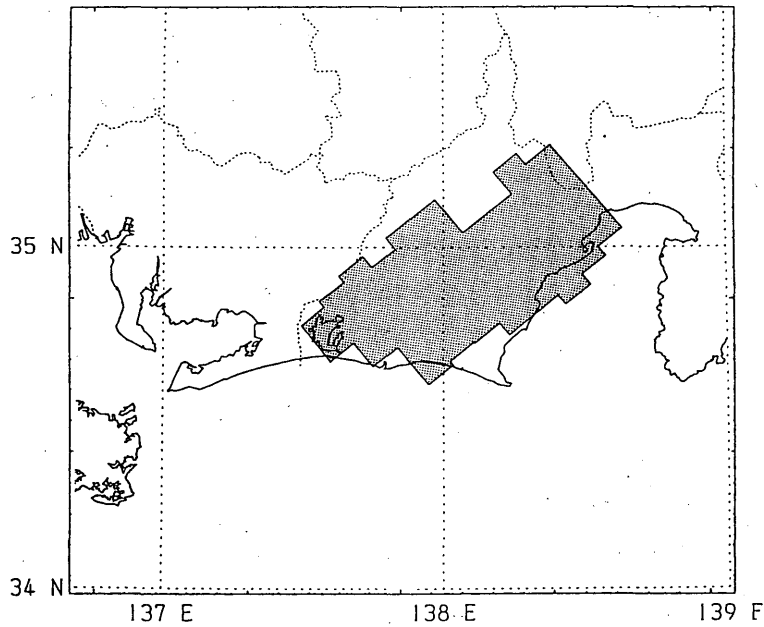


図6 Locked region estimated by Matsumura based on the hypocentral distribution of small earthquakes and their mechanisms. After Matsumura (1996)

3. 地殻変動とGPS観測

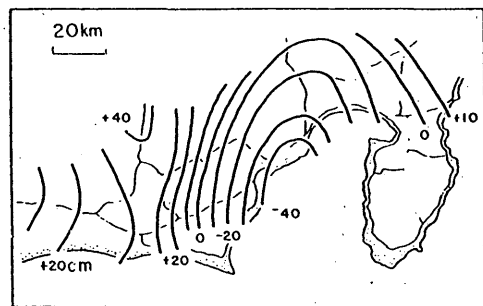
1960年代末から70年代半ばに、Mogi (1970), Ando (1975) らによって、近い将来、東海地域に大地震が来るのではないかという予測がなされた時、その主要な根拠となったのは駿河湾域の地殻変動である。

図7に示すように、駿河湾西岸域では今世紀に入って70年ほどの間に40cmに及ぶ沈降が観測され、また、駿河湾は約90年間に1m近く短縮している。

図8は水準点140-1 (掛川市) を基準とした水準点2595 (浜岡町) の高さの経年変化を示したもので、この図から、地殻変動は現在も進行しており、御前崎付近では、最近の30年間に掛川に相対的に20cm近く沈降していることが見てとれる。これは駿河トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでいることの証左であり、プレート間カップリングによって駿河湾西岸域の下に歪エネルギーが蓄積されつつあることを示している。しかし、最近、その沈降傾向に変化の兆しが見られるのではないかということも指摘されている。

先に述べたように、1996年10月に、それまで少なくとも10年以上にわたって地震が起きていなかった川根直下のプレート境界に近いところで正断層タイプの地震が観測された時、固着域の状況が変わったのではないかという考えが出され、話題となった。その時、そうした考えが相当の重みをもって受け止められたのは、

地殻上下変動 (1900-1973)



地殻水平歪み (1884-1973)

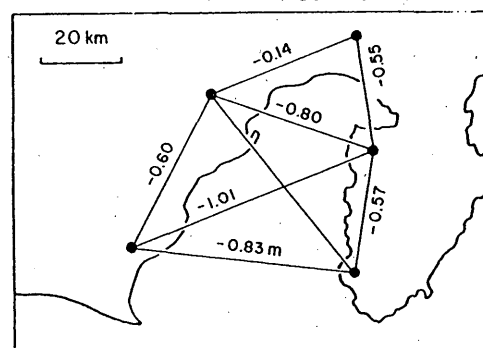


図7 Subsidence of ground (top) and horizontal displacement (bottom) around Suruga Bay. After Geographical Survey Institute (1978, 1980).

それ以前に、掛川に相対的な御前崎の沈降傾向が1992年頃から鈍ってきたのではないかということが、研究者間で広く論議されていたためもあったと思われる。

水準点2595(浜岡町)の経年変化

基準:140-1 基準年:1962

●: 網平均計算値による。

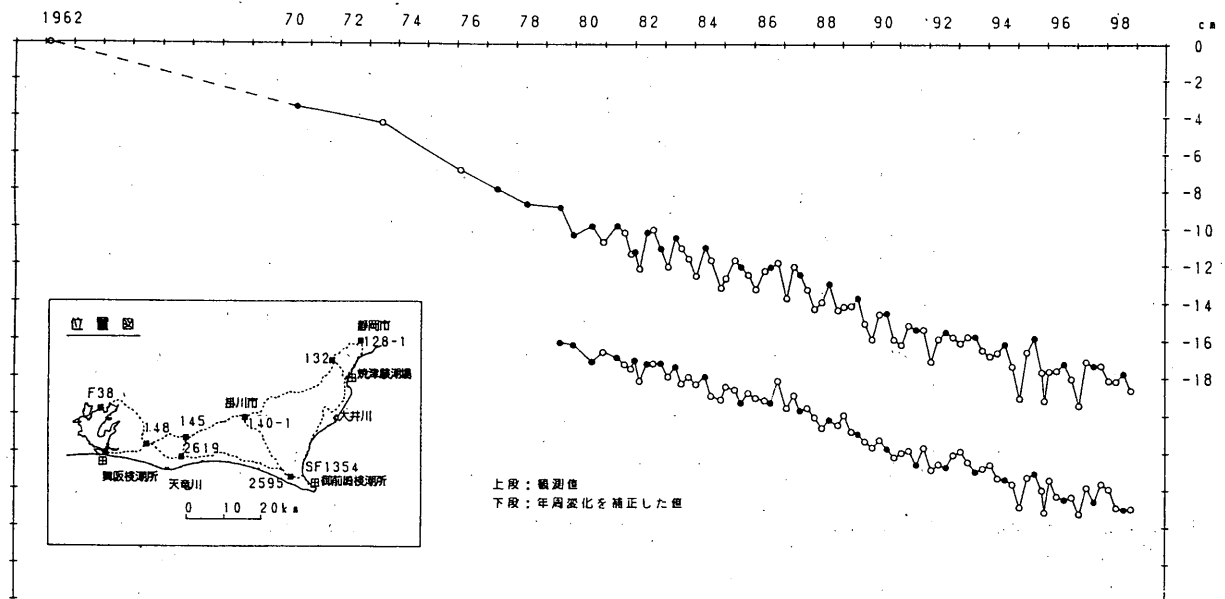


図8 Annual change in level at Hamaoka (benchmark 2595) relative to Kakegawa (benchmark 140-1). After Geographical Survey Institute (1999).

特に1997年末の段階では、(図8参照) そうした傾向がかなり明瞭に見られたが、今年(1998年)に入ってから観測結果は、また、ゆるやかな沈下傾向の継続を示していて、1998年8月に開かれた地震予知連絡会では、ここ数年の沈下傾向の鈍化が続いているように見えるという評価がなされている。

御前崎の沈下傾向の変化が注目されるのは、中期的な前兆現象として海岸部の地殻変動が沈降から隆起に変わる可能性が考えられているからである。例えば、関東地震の約10年前から三浦半島の油壺の沈下が停滞していた様子が検潮記録に見られ、東南海地震の前の串本の記録にも同様な傾向が見られることが指摘されている(佐藤, 1978)。そうした変化は、次節で述べるように、プレート沈み込み過程の数値シミュレーションの結果にも現れている。ただし、プレートの沈み込みは必ずしも時間的に一様に進行するものではないことも考えておく必要がある。水準測量データに見られる1992年以降の沈降速度の鈍化傾向についても、それがより明瞭に見られた昨年末の時点で、これは必ずしも準備段階が着実に一歩進んだことを示す前兆的变化と見なくてもよく、むしろ一時的なゆらぎを示すものであるという見方もあった。実際に、1960年代以降の水

準測量結果や御前崎の潮位変化を子細に見ると、御前崎の沈降がやや鈍化したように見える時期と、加速したように見える時期とが何度かある。茂木(1998)は、地殻変動が鈍化した時期は地震活動の活発化した時期に対応していることを指摘している。逆に、地殻変動が加速した1988-89年には顕著な地震活動の静穏化が現れたことが知られている(吉田・前田, 1990; Yoshida et al, 1998)。こうした地殻変動のゆらぎや地震活動の変化がなぜ生じるのか、その仕組みはまだ良くわかっていないが、恐らく、プレートの沈み込みが一様に進行していないことや、カップリング状態に何らかの変化が生じたことを反映しているものと考えられる。そのようなテクトニクス的な要因と地殻変動、地震活動の変化との関連について理解を深めることは、東海地震の準備過程を解明する上で重要な手がかりとなるもので、今後の一層の研究の進展が望まれる。

次に、東海地域に高密度に展開されているGPS観測網の最近の成果について紹介する。

図9は鷲谷(1998)によって解析された、GPSデータに基づく1997年の1年間における変位ベクトルの分布で、オホーツクプレートに相対的な動きを表している。東海地域に見られる西北西方向の矢は、フィリピン海

プレートの沈み込みに伴って引っ張り込まれた上盤の陸のプレートの動きを示す。伊豆半島内の観測点は東海地域に比べてより西向きに大きな動きを示しているが、これは伊豆半島が本州弧に衝突して北向きの動きが制約を受けているために生じていると見ることもできる。これから、駿河湾はいずれ閉じてしまうことが予想されるが、伊豆半島域で特に西向きに大きな変位が見られるということは、そこがフィリピン海プレート本体の運動から切り離され、ブロック化した動き方をしていると考えていいのかもしれない(吉田ほか, 1978; Sagiya, 1998)。

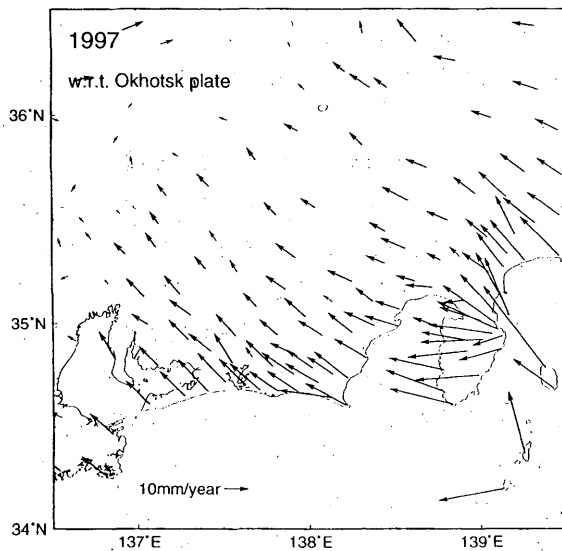


図9 Horizontal displacement at GPS stations in the Izu-Tokai region relative to the Okhotsk plate during one year in 1997. After Sagiya (1998).

図9で東海地域の変位ベクトル場を見ると、西北西方向への長い矢が存在する範囲は、駿河湾西岸域に限られず、浜名湖から西の方、伊勢湾沿岸域まで広く分布している。これは、フィリピン海プレートと上盤のユーラシアプレート(アムールプレートとする説もある)とのカップリングが、紀伊半島東沖合の熊野灘方面まで延びていることを示すものである。1944年東南海地震は熊野灘を震源として発生したが、その断層運動は駿河湾域まで達しなかったと考えられている。実質的に東側のどの辺りまで及んだかは、東海地震の震源域の西縁を押し量る上で重要なポイントである。多くの研究者は東南海地震の震源域の東縁は浜名湖の沖合付近にあったと推定しているが(例えば Ishibashi, 1981; Matsumura, 1997), ここで図9の変位ベクトル場

を精細に観察すると、浜名湖付近を境に、それから西と東でやや向きが変わっている様子が見えることに注意したい。すなわち、駿河湾西岸域では西北西方向にベクトルが向いているのに対して、渥美半島周辺では北西方向となっていて、時計回りにやや回転している。これは、フィリピン海スラブが次第に深くなっていく方向が駿河湾西岸域では西方なのに、浜名湖付近では北向きになっていることと関係していると考えられるが、それはまた、東南海地震の際の破壊がそのあたりで終わったらしいこととも無関係ではないであろう。そうした問題に答えるためには、GPSデータ解析を東南海地震の震源域周辺まで範囲を広げる必要がある。現在の東海地域に展開されている高密度GPS観測網を更に西方の紀伊半島まで拡充することは、駿河—南海トラフ沿いのプレート間カップリングの全体像を把握する上で大きな意義があると考えられる。

図10は、図9に見るような地殻変動がプレート境界でのどのようなバックスリップによって生じたかを見なされるか、インバージョン解析によってその分布を求めたものである(Sagiya, 1998)。

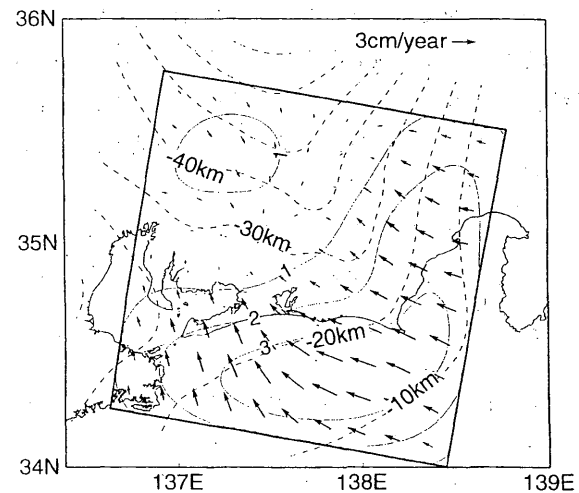


図10 Distribution of back slip obtained by inversion analysis using the displacement field in Fig.9. After Sagiya (1998).

ここで言うバックスリップとは、フィリピン海プレートに固着した上盤のプレートが、フィリピン海プレートの沈み込みにともなってそれぞれの箇所でのどのくらい(1997年1年間で何cmほど)引きずり込まれたか、その量を示すものである。図10の結果は、バックスリップの大きな領域が御前崎周辺から遠州灘の沖合にかけて存在していることを示している。図10中の矢印の向きが浜名湖付近から西でより北向きになっているの

は、先に述べた水平変位ベクトル場の特徴を反映したものと考えられる。この解析結果で注目されるのは、大きなバックスリップが海域に分布していることで、これは地震活動を基に松村(1996)が推定した固着域と合致していない。ただ、図10の結果は1997年1年間のGPSデータから求めたものであることに注意する必要がある。短い期間の地殻変動から求めたカップリングと、やや長期的な地震活動から推定される固着域とは、必ずしもぴたりと一致する必要はないのかもしれない。あるいは、図10の結果を得た解析手法やインバージョンの際の境界条件の与え方に、まだ若干、検討の余地があるのかもしれない。松村(1999)は、地表の地殻変動から解析されるバックスリップの分布が上盤の引きずられ分布を示すものであるとするなら、求められたバックスリップの分布は、本来の固着域を含み、それよりもさらにトラフ側へのひろがりを見せることは自然であるという考えを述べている。いずれにしても、今後、バックスリップの空間分布が年々どう変化していくか、GPSデータの解析によって逐次追跡されるようになるものと考えられる。それと地震活動の変化とをどのように関連づけて、それらを整合的に理解、あるいは解釈するかは重要な課題で、それには次に述べる数値シミュレーションが大きな役割を果たすと期待される。プレート沈み込み過程についての数値シミュレーションやモデリングを仲立ちとした、地殻変動と地震活動の相互の関連性についての理解の進展は、プレート境界巨大地震の準備過程解明の鍵を握っているといっても過言ではないと思う。

4. シミュレーションと前兆現象

東海地震の原因となる歪エネルギーは、駿河・南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートが、プレート境界に働く摩擦力的によって上盤のプレートを引きずり込んでいくことで蓄積される。引きずりの大きい、すなわち摩擦力の大きいところは固着域と呼ばれる。地震の準備過程とは、大地震発生によっていったん解消された摩擦力が、プレートの沈み込みが進行するにつれて次第に回復してきて、次の大地震を起こすのに必要な破壊強度の限界まで再び成長していくプロセスであると言ってもいいだろう。断層生成のきっかけは強度の小さいところで始まるすべりであるが、大きな歪エネルギーが蓄積される固着域付近では、すべりの

成長につれて摩擦力が急速に弱くなる性質がある。そのため、そこでいったんすべりが始まると加速運動となり急激な破壊に到ると考えられている。

このように、東海地震の発生の仕組みを明らかにする上で摩擦力についての理解は必須であり、非常に重要である。その空間的な強度分布と時間的変化の実際を知ることができれば、いま、地震準備過程のどの段階まで来ているかの大凡の見当もつけられ、監視能力も格段に向上すると考えられる。残念ながら、現在、われわれはプレート境界面上の摩擦強度や応力分布の詳細を観測的に直接知る手だてを持っていない。ただし、地下の温度や封圧等の物理的条件及び地質構造と室内破壊実験の結果を合わせることによって、それらの量の深さ依存性についてある程度推定することはできる。

さて、プレート境界面上の各点での摩擦係数の大きさやその時間的変化、また、すべり量やすべり速度に対するその依存性についてのモデルが与えられると、それを使って大地震の発生過程を計算機上でシミュレーションすることができる。東海地震を想定してこれまでに行われた数値シミュレーションの結果から、前兆現象として実際の観測データにどのような変化が現れると期待されるか見てみよう。なお、以下の結果は加藤(1998)によるものである。

図11は掛川に相対的な御前崎の水準の変化を示すシミュレーション結果の一例である。地震発生の数年前から御前崎の沈降傾向が鈍り始め、直前には海側が急激に上昇に転じている様子が見て取れる。先に述べたように、最近の掛川—御前崎間の水準測量結果が注目されたのは、シミュレーションで見られるのと同様な沈降の鈍化が現れているのではないかと考えられたことによる。次に、図12は、気象庁の御前崎、浜岡、掛川、天竜のそれぞれの観測点に対応する地点での体積歪の変化を示す数値計算例である。内陸側で伸び、海岸付近で縮みの違いはあるが、どの地点でも1日前ぐらいから加速的に変化が大きくなっていく様子が見られる。これらの変化は、固着域が縮小したり、プレート境界面上でゆっくりしたすべりが始まることによって生じると考えられている。

現行の数値シミュレーションは、摩擦の変化の仕方や実際の地下の状況についてかなり単純化したモデルを用いており、その結果を基に、どこですべりが始ま

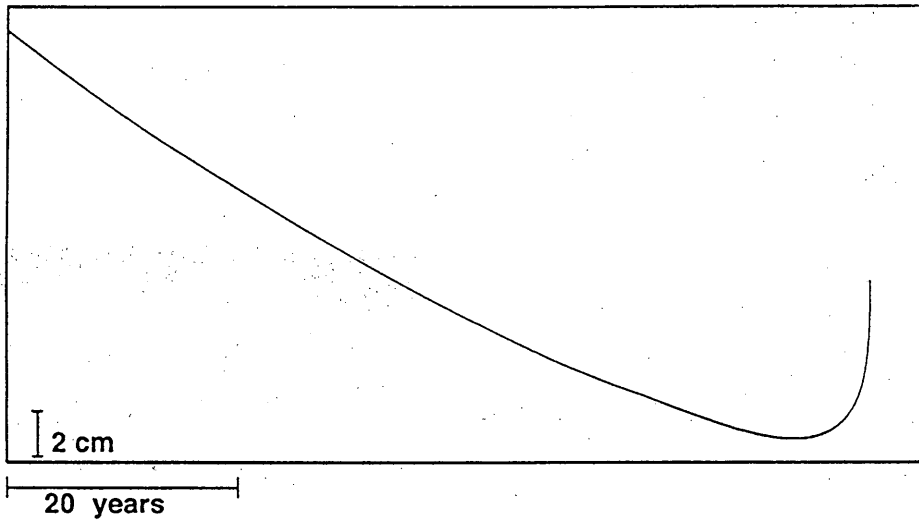


図11 Example of computer simulation showing ground level subsidence and upheaval at Omaezaki relative to Kakegawa before an interplate earthquake. After Kato (1998).

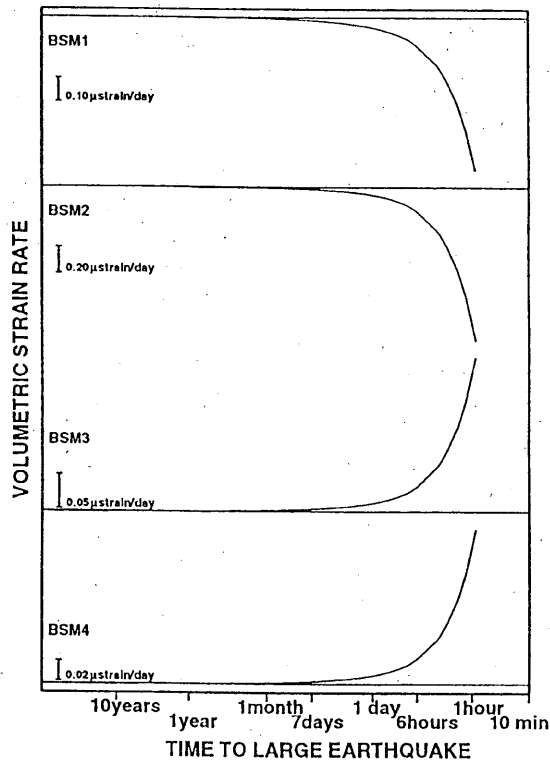


図12 Example of computer simulation showing volume strain changes before an interplate earthquake. BSM1, BSM2, BSM3, and BSM4 correspond to observation sites of volume strain meters at Omaezaki, Hamaoka, Kakegawa, and Tenryu. After Kato (1998).

り、それがどのように加速していくか、まだ確定的なことは言えない。しかし、破壊がまずゆっくりしたすべりから始まるというのは、種々の条件下の室内実験で認められていることであり、また理論的に予想されていることでもあるので、高精度の地殻変動連続観測によってそうした直前のすべりに伴う前兆現象の捕捉を図るというのは、現時点において監視業務の現実的

な目標になりうると思われる。そこで、次に、気象庁体積歪計観測網の、プレート境界すべりに伴う体積歪変化の検知力について述べる。

すべりに伴う歪変化の検知可能性は、前兆的すべりがどのくらいの規模でどこで発生するか、その大きさと場所、及びその時間的な加速特性に加えて、体積歪計の分布と各観測点の歪変化検出可能レベルに依存す

る。気象庁では、現在、体積歪計データを、1時間、3時間、1日あたりの変化量に関してそれぞれアラームレベルを設定し、監視している。この監視レベルを定める上で基になったのは、2年ほど前から作業を進めてきた、各体積歪計観測点のノイズレベル調査である。本年(1998年)4月には、この調査結果と前兆的体積歪変化の大きさに関する各種推定を基に、判定会招集基準を、従来の「体積歪計観測点のうち1箇所で3時間以内に 0.5×10^{-6} 以上の変化が発生し、ほぼ同時間帯において少なくとも他の3箇所以上で明瞭な変化が発生した場合」というものから、「歪観測点のうち3箇所以上でそれぞれの地点の検出可能レベルの変化が観測された場合」ということに改正した。これはシミュレーションの結果や、東南海地震の際に観測された傾斜変化、室内岩石実験等から推し量って、従来の招集基準では判定会が招集されてから予知情報を報告するまでに十分な時間がとれないことがあると考えられたからである。そのことは以下の図から見る事ができる。

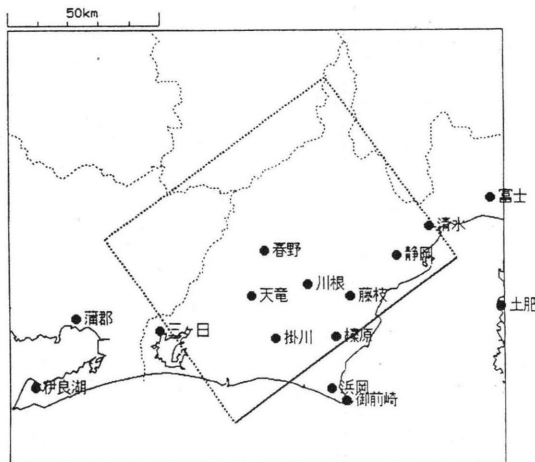


図13 Location of strain meters installed by the JMA and Shizuoka Prefecture in the Tokai region. A rectangle represents the locked region estimated by Matsumura (1998) and its extension, especially northwest.

図13は東海地域に設置されている気象庁の体積歪計観測点の分布で、図中の矩形領域は、微小地震の震源分布とそのメカニズム解から、松村によって推定された固着域を周辺(特に北西領域)に拡大した領域を示す。次の図14、図15の範囲はこの矩形領域を表している、上が北西側、下が南東側に対応している。先に述べたように、前兆すべりに伴う歪み変化の検知可能性は、すべりの発生場所とその大きさ、観測点分布とそれぞれの地点の体積歪計の検出可能レベルに依って

るが、今のところ、どのくらいの大きさのすべりがどこで発生するかあらかじめ特定して予測することはできない。われわれは、すべりがどこで起きても、それに伴う変化を逃さないように待ち受けていなければならない

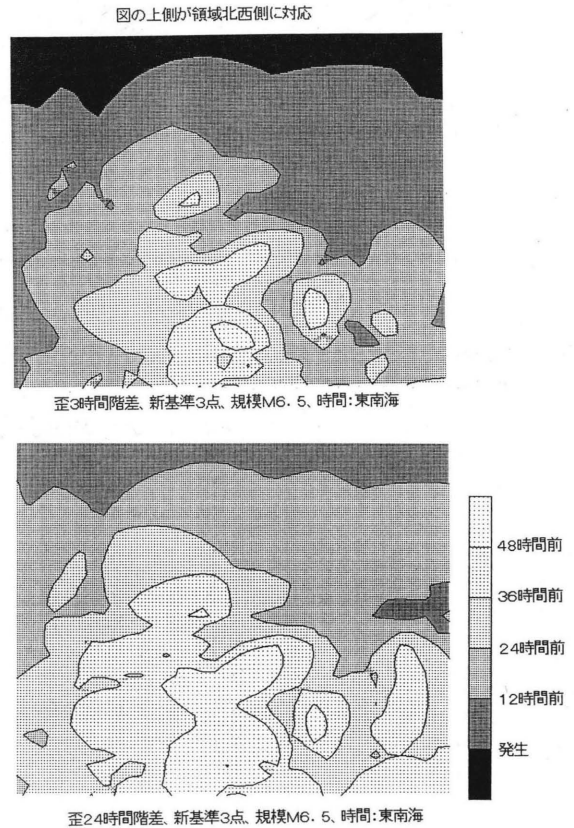
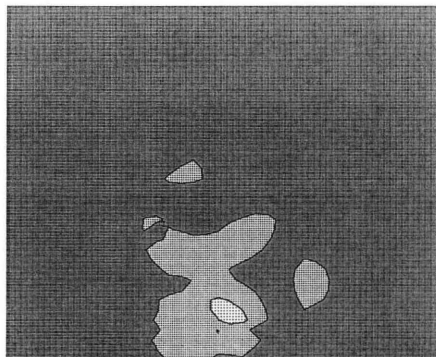


図14 Time of volume strain changes corresponding to the level of new criteria for convening the Earthquake Assessment Committee before a Tokai earthquake, assuming that a slow slip equivalent to an M6.5 earthquake occurs along the plate boundary somewhere within the rectangular region in Fig. 13 with temporal development similar to the precursory tilt change observed before the 1944 Tonankai earthquake. At top is northwest. After Kobayashi et al. (1998).

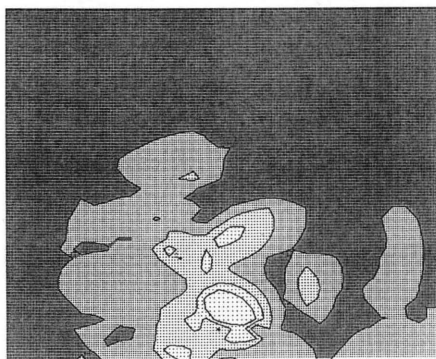
図14、図15は、M6.5に相当するすべりが図13に示した矩形領域内のどこかで生じた時に、地震発生前のいつの時点で新しい判定会招集基準に達するか調べ、その分布を模様分けして表示したものである。図14は東南海地震の際の傾斜変化から推定されるすべりの拡大速度、また、図15は加藤・平澤による数値シミュレーションモデルから推定される時間変化を基にしている。数値モデルでは直前の加速傾向がより顕著なことから、検知時点は相対的に遅くなるが、東南海地震の際に観測された地殻変動のような時間経過をたどった場合に

は、矩形領域内のすべりに関してはほぼ半日以上前に招集基準レベルに達すると考えられる。ただし、すべりの規模がもっと小さかった場合には、検知がより厳しい状況になることは言うまでもない。M6.5相当のすべりはM8クラスの地震に対し、モーメントにして1%弱に相当するが、室内実験やこれまでの観測結果などから見て、これが前兆すべりの上限に近いという可能性も見ておく必要があると思われる。

図の上側が領域北西側に対応



至36時間階差、新基準3点、規模M6.5、時間:加藤モデル



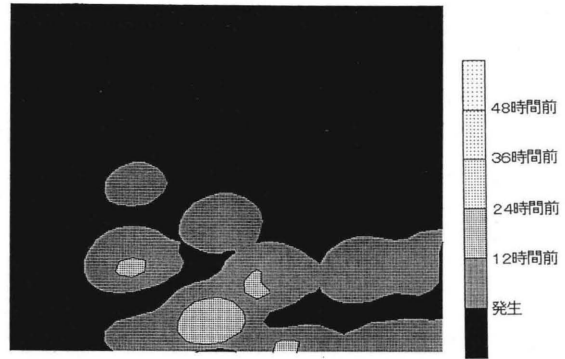
至24時間階差、新基準3点、規模M6.5、時間:加藤モデル

図15 Time of volume strain changes corresponding to the level of new criteria for convening the Earthquake Assessment Committee before a Tokai earthquake, assuming that a slow slip equivalent to an M6.5 earthquake occurs along the plate boundary somewhere within the rectangular region in Fig. 13 with temporal development similar to that suggested from a computer simulation by Kato and Hirasawa (1998). At top is northwest. After Kobayashi et al. (1998).

図16は同じM6.5相当の規模の前兆すべりが生じた場合に、従来の判定会招集基準ではいつの時点でそれが満たされるかを、すべりの場所に応じて同様に模様分けして示したものである。これから従来の基準ではほとんど予知情報の報告が間に合わなくなる心配があることを見てとることができよう。

何度も述べるが、われわれは、前兆的すべりが生じ

図の上側が領域北西側に対応



至36時間階差、旧基準1点、規模M6.5、時間:東南海

図16 Time of volume strain changes corresponding to the level of old criteria for convening the Earthquake Assessment Committee before a Tokai earthquake, assuming a slow slip equivalent to an M6.5 earthquake occurs along the plate boundary somewhere within the rectangular region in Fig. 13 with temporal development similar to the precursory tilt change observed before the 1944 Tonankai earthquake. At top is northwest. After Kobayashi et al. (1998).

るとして、それがどのくらいの規模で、どこでどのように進行するか、現時点で確定的に予測することはできない。Kato and Hirasawa (1998) は、数値シミュレーションの結果に基づいて、気象庁の体積歪計の検出可能レベルを念頭におきつつ、地震発生の数時間前に、すべりに伴う歪変化を捉えることができるであろうと推定している。この余裕をもっとみたいとしたら、新しい判定会招集基準の条件が満たされる前に、例えば1点でも検出可能レベルに達すれば、その時点で監視強化の立ち上げを行うということも考えられる。この時、問題は1点で検出可能レベルに達したという状況は、その原因がごく局所的なものによっても生じる場合があるということである。

気象庁は本年(1998年)10月12日に清水の体積歪計が伸びの異常な変化を示しているという情報を発表した。この変化は11日の16時頃から始まり、3時間あたりの変化量では検出可能レベルにまで達しなかったものの、1日あたりの変化量で翌日の昼前にレベル値を超えた。その時点で他のテレメータデータには何らの異常も観測されていなかったが、これをまったく無視してよい現象と見切れなかったのは、すべりの発生場所や規模によっては、この変化が前兆すべりによって生じているという可能性を捨て切れなかったからである。結局、あの変化は、清水観測点でこれまででも何回か観測されたものと同様の、地下水が関係したごく局所的な応力緩和現象であったという判断で終わったが、気

象庁があえて情報を発表したのは、なるべく早い時点で監視強化を行うとともに、その事実を広く国民に公開した方が良く考えたことによる。もし、早い時点で、過去に清水観測点で見られたものと同様な緩和的な現象とわかれば、今後は直ぐに情報発表する必要はないと考えている。

5. おわりに

気象庁は本年（1998年）11月11日付けで、東海に関する地震・地殻活動に関する情報を、解説情報と観測情報に区分けして発表することとした。解説情報は、準備過程が一段階進んだかどうかという視点から、固着域とその周辺の地震・地殻活動を半年、1ヶ月という時間スケールで見えていき、有意な変化が観測された時に発表されるもの、また、観測情報は時間の単位で変化を見ていく必要がある状況についての情報で、プレート境界ですべりが生じているかどうか、固着域で急速な変化が進行しているかどうか（応力緩和に伴う地震活動の変化や海岸部の隆起現象、広い地域で地下水位の顕著な低下や上昇などが見られるかどうか）、前震と考えられる地震群が発生しているかどうかなどが注意するポイントになると考えられる。その際、変化の加速性も切迫性の判断において重要な要素となる。

解説情報が出される状況としては、御前崎一掛川間の水準測量結果が明瞭な傾向の変化を示し、御前崎側の沈降が止まったと判断された時や、あるいは隆起に転じたと見られる時、また、固着域と推定されている領域でメカニズムが明らかに通常のもの異なる地震が発生した場合、GPSデータの解析によってバックスリップの蓄積のパターンに変化が生じたと認められた場合、M5程度以上の有感地震が発生したり、地震活動の顕著な静穏化が生じた場合などが想定される。

一方、10月11日の清水の体積歪計の変化は、観測情報として出される範疇のものであるが、前述したように、今後、清水で同様な現象が生じたとしても、その時点で直ちに観測情報を出す必要はないと考えている。これまでに、各体積歪計観測点の過去の変化を調べた結果によれば、清水のような1点だけで変化が現れて情報を出すというケースは稀と見られる。われわれは、観測データが単に普段と違う変化を示しているというだけで、それをそのまま情報として発表することは考えていない。その時点で可能な限りスクリーニングを

かけて、注意するポイントとして上であげた観点から見て、プレート境界や固着域周辺で早い変化が生じている可能性がある、あるいはそれを否定できないと判断した時のみ情報を出すこととしたい。通常の変動レベルと異なる何らかの変化が観測された場合、われわれはまず、それが自然現象かどうか、他のデータに関連した変化が現れていないかどうか、その観測点周辺の様々なデータを含めて精細に調べる。この時点で監視強化を行うこととなるが、すぐ次の問題は、その変化が、われわれの注意しなければならないプレート境界付近の現象と関係しているかどうかということについての評価である。それには異常が観測されているデータだけでなく、種々のデータを総合的に見る視点が要求される。この作業は、わかりやすく、有効な情報を発表するために極めて重要なものであるが、地震発生プロセスについてのわれわれの理解が限られているために、実際には非常な困難さを伴うものでもある。われわれは、現在手持ちの解析手法に加えて、新しい研究成果を積極的に監視業務に取り入れ、予測手法の高度化と情報の充実を図っていきたいと考えている。また、観測データの解釈にあたっては、数値シミュレーション結果も大いに役立つと期待される。ただ、前兆捕捉の責任を負う監視の立場からすると、どの程度の小さな変化まで見ていけば十分か、何らかの根拠をもって示してほしいところである。東南海地震の際の前兆的地殻変動の例やシミュレーション結果はあるが、前兆現象出現の多様性を考えると、場合によっては前兆すべりの規模が小さく、検出可能レベルすれすれの変化しか出ないかもしれないという可能性を否定しきれない。将来、もっと破壊直前のプロセスについての理解が進んで、前兆現象のターゲットが明確に絞られてくるまで、われわれは、はば広い視点から前兆を待ち受けながら、試行錯誤的に今後も種々の対応をとっていかざるを得ないだろうと思う。

ところで最近、サイレント地震が話題を呼んでいるが、プレート境界のカップリングのはがれが、地殻変動で見えてくる時間スケールで生じ、実際にそれが観測でかかっても、直ちに東海地震には結びつかないというケースも十分に考えられる。その時の情報は空振りとなるわけだが、一方、もし変化が加速的で、例えば、前1日の変化量が12時間で達し、それを更に6時間で越えようとしているような場合、しかもそれが複数

地点で観測された場合には、たとえ変化量は小さくてもかなり切迫性をもってその状況を受け止めなければならないと思われる。東海地震の前兆現象を待ち受けるという監視業務は、これまでに実地経験のない、いうならば未知へのチャレンジである。気象庁は最新の研究成果に基づきながら、また、観測能力のベストを尽くして監視にあたっているが、その成果ともいえる情報発表を防災に生かしていくために、予知の実際、監視の視点、情報の受け止め方等について、情報の出し手、受け手、伝達にあたる人や研究者など、幅広い立場の人たちの中で共通の理解を深めていく必要があると考える。

謝辞

この小文は、防災科学技術研究所の松村正三、野口伸一、国土地理院の鷺谷 威、地質調査所の加藤尚之の各氏、それから、気象庁地震予知情報課職員との議論から得たことが基になっている。ここにそのことを記し、あらためて、みなさんに深く感謝したい。また、松村、鷺谷、加藤の諸氏には論文図を使わせて下さったことに対して、厚くお礼申し上げる。

文献

Ando, M., 1975, Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects, *Tectonophysics*, 25, 69-85.

原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998, 東海・東南海スラブの力学的・運動学的考察, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 36.

Ishibashi, K., 1981, Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.*, 4, 297-332.

加藤尚之, 1998, Slowness law 及び slip law を用いた地震サイクルシミュレーション, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 289.

Kato, N. and T. Hirasawa, 1998, A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate

earthquake in the Tokai district, central Japan, in preparation.

小林昭夫・吉田明夫・小澤慎三郎・鷺谷 威・多田 堯, 1998, 東海地域におけるプレート境界すべりの検知力評価—体積歪計観測網とGPS観測網—, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 352.

国土地理院地殻調査部, 1978, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 19, 96-98.

国土地理院地殻調査部, 1980, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 23, 177.

国土地理院, 1999, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 61, 293-326.

松村正三, 1996, 微小地震分布から推定した東海地震の想定震源域と応力場の変化, 月刊地球, 号外No.14, 「東海地震」とその予知問題, 81-92.

Matsumura, S., 1997, Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, 273, 274-291.

松村正三, 1999, Back-slip 分布と固着域との関係, 地震, 投稿中

Mogi, K., 1970, Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1), *Bull. Earth Res. Inst., Univ. Tokyo*, 48, 413-430.

茂木清夫, 1998, 最近の東海地方の地殻活動, 地震予知連絡会会報, 59, 413-414.

野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震, 2, 49, 295-325.

鷺谷 威, 1998, GPSデータから推定した東海地方のプレート間相互作用と東海地震, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 291.

Sagiya, T., 1998, Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS observation, in preparation.

佐藤 裕, 1978, 測量のくりかえし, 「地震予知の手法」, 東京大学出版会, P93-114.

Yamazaki, F., T. Oida and H. Aoki, 1989, Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci Nagoya Univ.*, 36, 15-26.

Yoshida, A., K. Hosono, S. Wiemer and S. Noguchi, 1998, Re-examination of the seismic quiescence observed in western Suruga Bay during the period 1988-89, Abstracts 1998 Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, 397.

吉田明夫・前田憲二, 1990, 駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象, *地震* 2, 43, 27-42.

吉田明夫・山川宜男・田辺六一, 1978, 伊豆半島西部のNNE-SSW走向の断層とテクトニック的考察, *気象研究所研究報告*, 29, 97-102.