東海地震の予知を目指して

吉 田 明 夫*

Aiming to Predict the Tokai Earthquake

Akio YOSHIDA *

Abstract

Extensive studies utilizing data from a high-density observation network deployed in the Tokai region have brought about remarkable progress in understanding the subducting process of the Philippine Sea plate. Configuration of the Philippine Sea slab has been modeled using precisely determined hypocentral data (Yamazaki and Oida, 1985; Noguchi, 1996; Harada *et al.*, 1998), and the locked region between the Philippine Sea and the Eurasian plates has been surmised on the basis of spatial variation of the density and focal mechanisms of microearthquakes (Matsumura, 1997). The coupling region has been also estimated by inversion analysis using GPS data (Sagiya, 1998, 1999). Although the result that suggests a large back-slip in the sea region to the south off Omaezaki does not seem to be consistent with the estimation of the locked region that is surmised to exist beneath the western coast of Suruga Bay, we think it is a great achievement to be able to discuss the coupling state on the basis of the observational data. Besides, simulation studies on subduction process modeling the Tokai region have developed considerably in recent years, indicating that there will appear intermediate-term and short-term precursors that should be detectable before a great interplate earthquake (Kato and Hirasawa, 1999). Three-dimensional simulations supply more realistic information about the phenomena that occur in the preparatory process of a great earthquake (Kuroki *et al.*, 2001). Recent detailed analyses on the fault motion of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankai earthquakes as well as acoustic sounding investigations on the upper crustal structure in their focal regions have afforded us useful information to assess the focal area of the coming Tokai earthquake. In order to utilize those scientific attainments obtained since the proclamation of the Large-Scale Earthquake Countermeasures Act in 1978, the Central Disaster Prevention Council has commenced to re-consider the focal model of the Tokai earthquake and to propose a new one.

In spite of the remarkable progress in studies on tectonic processes in the Tokai region, the probability of a successful prediction of the Tokai earthquake seems not to have much increased in the last 20 years. At present we are not very optimistic concerning the possibility of the detection of immediate precursors compared to when the Earthquake Assessment Committee for the Areas under Intensified Measures against Earthquake Disasters (EAC) had been established. Experiments on rock fracture, analyses of seismograms on the comm-

* 気象研究所地震火山研究部

* Meteorological Research Institute

ancement of fault motion, computer simulations on the repeating occurrence of an interplate large earthquake, and other relevant studies all suggest that immediate precursors would not be as large as we expected. Standing on such a recent viewpoint about the magnitude of precursors, the Japan Meteorological Agency has revised criteria to convene EAC in 1998. The new criteria was prescribed based upon the detection level of volumetric strainmeters. This revision is considered to express the intension that JMA will do its best to catch the immediate precursors.

Some researchers have been presenting the ideas that recently observed seismic quiescence and crustal deformation in the Tokai region exhibit warnings that the Tokai earthquake is actually impending. The data and their interpretations, however, seem insufficient for the majority of the researchers to have a common opinion about the forecasting. The divergence of opinions concerning various kinds of changes in observational data obtained by the densely deployed network itself shows the difficulty of the prediction of the Tokai earthquake. We have not yet achieved a unified method to interpret the data or a scenario to determine how precursory phenomena will appear in sequence. It is very important to acquire more knowledge and know-how concerning these problems. In addition to that I think it is inevitable that all the people relevant to the prediction program; researchers, staff of JMA, workers in the media, and inhabitants living in the Areas under Intensified Measures have a common understanding about the present state of the prediction capabilities as well as the contents of the information disseminated by JMA, to take advantage of the already existing scheme of disaster prevention for the Tokai earthquake.

Key words : prediction of the Tokai earthquake, revision of the focal model, revision of the criteria to convene the Earthquake Assessment Committee for the Areas under Intensified Measures against Earthquake Disasters

キーワード：東海地震の予知，震源モデルの改定，判定会招集基準の改正

I. はじめに

測地学審議会による昭和 51 年（1976 年）12 月の建議を受けて，東海地震予知のための観測が強化され，微小地震や地殻変動，地下水等，様々なデータの常時監視が気象庁で始まってから 20 余年になる。建議の 2 年後の昭和 53 年（1978 年）には大規模地震対策特別措置法（大震法）が制定されて，前兆現象の検出から警戒宣言にいたるまでの仕組みがつくられ，静岡県を中心に指定された地震防災対策強化地域では予知を前提とした各種の防災施策が講じられてきた。この間に，東海地域に展開された稠密な微小地震観測や近年の

GPS 観測によって，沈み込むフィリピン海プレート
の形状が明らかになり，プレート境界における
カップリングの状況も推定できるようになったほ
か，プレート沈み込み過程のシミュレーション研
究や，1944 年東南海，1946 年南海地震の断層運
動に関する解析，海底地殻構造調査等も著しく進
展した。このたび，そうした多くの新しい研究成
果を基に，東海地震の想定震源域が中央防災会議
によって見直され，予想される強震動や津波の再
検討がなされている。

このように，東海地震の断層モデルや想定震源
域周辺で進行しつつあるテクニクな諸過程に
ついての理解は 20 年前と比べて格段に進んだと

言って間違いないが、一方で、東海地震の予知の確度がこれによって益々増大したとは必ずしも言えないように思われる。大規模地震対策特別措置法が制定された当時、東海地震の予知可能性の大きな根拠となったのは、1944 年東南海地震の直前に掛川付近で実施されていた水準測量によって地盤の傾斜変動が観測されたという陸地測量部の報告であるが、現在でも同様な前兆的变化が現れることに直前予知の成否が係わっている状況に本質的な変わりはない。例えば、平成 9 年（1997 年）に実施された第 7 次地震予知計画の進捗に関するレビューでは次のように記述されている。

「東海地震」の直前にも、東南海地震直前に水準測量で捕らえられたと考えられる程度の地殻変動が起こり、またその時間的経過が東南海地震直前に起こったと考えられているのと同じであった場合は、地殻変動の大きさから考えて、現在の観測網でそれを捕らえることは可能である。また、迅速に判定会が招集されて前兆と判断されるならば、地震発生前に警戒宣言が発令されることになる。その意味で、「東海地震」の予知は可能である。

しかし、前兆現象の複雑多岐性を考えると、同じ現象が「東海地震」で繰り返されるという保証は必ずしもない。地震に至る過程が上記と時間的経過が著しく異なる場合、或いは地殻変動の振幅が小さい場合、「東海地震」の予知は困難である。予知が可能となる割合はどの程度なのかという疑問を生ずるが、残念ながら昭和 19 年（1944 年）東南海地震の事例のみからでは、予知が可能である場合の確率を推定することはできない。

それでは、上のように東海地震の予知の成否がその出現の仕方に係わっているとされる、東南海地震直前に観測された地殻変動とは、いったい何が原因で生じたのだろうか。これに関して、20 余年前に判定会招集基準が定められた時には特に明瞭な解釈があったわけではないようである。例えば、浅田（1979）は、似たような観測事例が中国でも報告されているとして、“地殻変動連続観測計器をいくつか設置すれば、東海地震が発生する数

時間前には、かならず何らかの、それもあり大きい前兆が捉えられると考えられる”とのみ述べていて、その原因については触れていない。現在では、この前兆的な地殻変動を生じさせるプロセスとして、プレート境界面の弱いところでのゆっくりしたすべりが有力視されている。これについては、岩石破壊実験や地震発生の理論的モデル、プレート沈み込みに関するシミュレーションなどの研究の進展によるところが大きい。ここで問題となるのは、では、そうした研究結果を基にすると、前兆的なすべりはどこでどのような時間経過で始まり、どのくらいの大きさになると予想されるか、また、それに伴う地殻変動は現在の観測網で十分に捉えられるかということであるが、前者についてはシミュレーション・モデルによる予測があるとはいえ、先に引用したレビューでも述べられているように、なお確定的とは言えない。そして後者に関して、われわれは大震法が制定された昭和 53 年当時と比べて必ずしも楽観的ではない。前出の浅田（1979）は、“ごく直前の前兆は、ただ計器に引っかかると言う程度ではなく、記録計上にかなり大振幅を与えるのではないかと想像される。逆に気象庁にテレメーターされている何個かの末端の表示が全部ふり切れた場合、あと数時間で地震が発生すると結論するのが自然である”と述べているが、地震の初期破壊に関する解析結果や岩石破壊実験、シミュレーション等の最近の研究では、前兆的な地殻変動の大きさは、以前に期待されていたほど大きくはならない可能性が高いという結果が得られている（Ellsworth and Beroza, 1995; Ohnaka and Shen, 1999; Kato and Hirasawa, 1999; Kuroki *et al.*, 2001）。もちろん今後の研究の進展を待たなければならないが、気象庁は現時点での最新の知識と理解に基づいて現業監視態勢を組み立てるべきだとの判断から、平成 10 年 4 月に判定会招集基準の見直しを行った。

本論では、以下の第Ⅱ、Ⅲ章で、大震法に則った東海地震の予知と防災に関連して最近実施された上述の二つの見直しの内容とそれらの作業の背景をやや詳しく紹介する。その中で、東海地震の

想定震源域周辺のテクトニックな状況についてわかってきたことやプレート境界地震の準備過程に関する近年の研究成果、前兆捕捉に向けた気象庁の取り組み等について説明することになる。そして次の第Ⅳ章では、東海地域における最近の地震活動と地殻変動を取り上げる。想定震源域内では微小地震活動が数年前に静穏化した様子が見られ、また、GPS 観測によって想定震源域の北西部とその周辺で 2001 年初め頃から通常と異なる地殻変動が観測されて、同域のプレート境界部でカップリングを解消するような非常にゆっくりしたすべりが生じていると推定されている。これらの地震活動の変化や地殻変動は、地震準備過程の最終段階で現れると期待されているものと似ている。その意味で、これをどのように解釈するかは、現状がどの程度切迫しているかと考えるかという評価と密接に関係する。われわれは、まだ、地震発生に至る直前の状況変化について確定したシナリオを持ってはいない。現在進行しつつある現象についての評価の難しさは、今後更に研究を進めるべき課題のありかを提示していると言っても良いだろう。

Ⅱ. 新しい知見と震源域モデルの見直し

東海地域における稠密な微小地震観測や近年の GPS 観測によって、沈み込んだフィリピン海プレートの詳細な形状やプレート境界におけるカップリングの状況が推定できるようになったのは、大震法が制定された 20 年ほど前と比べて著しい研究の進展と言える。最初にまず、地震観測の成果について概観しておこう。図 1 は気象庁地震カタログにより、大震法制定時と最近の震源分布を比較して見たものである。1978 年当時は $M3$ 程度の地震も完全に捉えられておらず、震源の深さが 10 km 刻みで決められていたこともあって、その震源分布からスラブ形状を推定するのはほとんど不可能に近い。これに対して、最近では $M1.5$ 程度の地震まで検知できていて、震源決定された地震数が著しく増加するとともに、沈み込むスラブ内地震の分布が明瞭に見えている。こうした近年の精度の良い震源を用いて、東海地域に沈み込んだ

フィリピン海スラブの形状モデルがこれまでにいくつか提案されている（山崎・大井田, 1985；野口, 1996；原田ほか, 1998）。それらのモデルは伊勢湾周辺域を別として、相互に大きな違いはない。東海地震の想定震源域におけるスラブ形状の特徴は、駿河湾西岸域でスラブは西に傾斜しているのに対して、浜名湖付近では北に向かって深くなり、その中間領域に谷地形が認められることである。図 2 に原田ほか（1998）のモデルを示す。このモデルでは海岸付近のスラブ等深線が伊勢湾周辺域まではほぼ東西に引かれているが、山崎・大井田モデルでは伊勢湾東岸付近にスラブの断裂が想定されている。伊勢湾から琵琶湖にかけてのゾーンでスラブが馬の背のように浅くなっている可能性もある（吉田, 2001；細野ほか, 2001）。この領域のスラブ内地震活動は不活発で、震源分布からこの付近のスラブ形状を確定するのは難しい。地震活動が不活発なこと自身に意味があると考えられ、そのことと敦賀-伊勢湾地溝帯の形成との関連も推定されるが、本論からはずれるのでこれ以上は触れない。図 3 に図 2 の形状から求めたスラブ傾斜ベクトルを示す。後述するように、GPS 観測データから推定されるプレート間相対運動の方向も、駿河湾西岸域で西向きとなっているのに対して西に行くにつれてスラブ傾斜ベクトルの向きに合わせるように時計回りに回転する様相を見せている。なお、傾斜ベクトルの大きさが急増する付近で地震活動が高くなっている傾向が見られるのは、スラブの曲がり角がスラブ内応力を作り出す一つの要因となっていることを示唆する（原田ほか, 1998）。

Matsumura (1997) は、駿河湾から北西-南東方向に短冊状に切った各ゾーンの震源断面と微小地震のメカニズム解の空間分布の特徴を基にプレート間の固着領域を推定した。その際に考慮されたのは次の事実と解釈である：スラブ内のサイスミック・ゾーンに向かって南東方向へ深くなりながらぶつかっているように見える地殻内地震分布が見られ、両者が接しているあたりでスラブ内地震活動が高くなっている。その領域において二つのサイスミック・ゾーンの間に隙間が存在する

図 1 気象庁地震カタログにより、大震法制定時と最近の震源分布を比較して見たもの。左は 1977-1978 年のデータ、右は 1999-2000 年のデータに基づく。上から震央分布図、矩形領域内の震源断面図、矩形領域内の地震のマグニチュード別度数分布 (n, 白丸) と積算 (N, 黒丸)。

Fig. 1 Comparison of hypocentral distribution and the number of earthquakes detected by the seismic network during the periods 1977-1978 (left) and 1999-2000 (right). Epicentral distribution, cross section of hypocentral distribution and magnitude-frequency distribution of earthquakes in the rectangular region are shown from the top. N and n in the map at the bottom show frequency and cumulative frequency, respectively.

のは、そこが周辺よりせん断破壊強度が大きくなっていることを示すと考える。更に、その領域付近で発生しているスラブ内地震のメカニズム解の P 軸が、浅い方の端部ではスラブに平行しているのに、深い方の端部でスラブに直交するように変化しているのは、その間の領域が固着していると想定した時に生じる応力場と類似している。図 4 はこうした事実と解釈を基に Matsumura (1997) が推定した固着域である。

プレート間カップリングの解析については近年

の GPS 観測も大きな成果をもたらした。図 5 に東海地域での GPS 観測による 1997 年の変位場と、この地殻変動がプレート間カップリングによって生じているとして、バック・スリップのインバージョン解析を行った結果を示す (鷲谷, 1998)。得られたカップリング強度の空間分布で特徴的なのは、カップリングの強いところの中心がプレート境界面の深さ 25 km より浅い海域にあって、遠州灘の下に年間 3 cm を越える大きなバック・スリップが存在すること、それに比べて駿河湾の内

図 2 東海地域のフィリピン海スラブの形状モデルとスラブ内地震。
スラブ上面深度の 2 km 毎の等深線と、1990 年 1 月から 1997 年 6 月までに観測された $M2$ 以上のスラブ内地震の震央分布を示す。(原田ほか, 1998 による)

Fig. 2 The isodepth contours with an interval of 2km showing the upper boundary of the Philippine Sea slab beneath the Tokai region and epicentral distribution of earthquakes with $M2$ or larger that occurred in the slab during the period from Jan. 1990 through June 1997. (after Harada *et al.*, 1998)

図 3 図 2 の形状から求めたスラブ傾斜ベクトル。
傾きの tangent の大きさは最も大きな岐阜県南東部で 0.86, 浜名湖付近で 0.15。
(原田ほか, 1998 による)

Fig. 3 Gradient vectors derived from the configuration model shown in Fig. 2.
Magnitude of the gradient near Lake Hamana is about 0.15 and its largest value observed at southeastern Gifu Prefecture is approximately 0.86. (after Harada *et al.*, 1998)

部では有意に小さいこと、バック・スリップの向きが駿河湾付近では西方であるのに対して浜名湖以西では北西から北北西になっていること等である。

図 4 網掛け領域は Matsumura (1997) が推定した固着域。

Fig. 4 Estimated locked zone (shadow area) by Matsumura (1997).

GPS 観測データから推定されたカップリング域は、Matsumura (1997) によって推定された固着域と合致していない。固着域をプレート間カップリングによって強い応力場が生じているところと考えれば、固着域とバックスリップの大きな領域とは必ずしも一致しなくて良いが (松村, 1999), その場合でも、バックスリップの大きな領域の中に固着域がほぼ入るか、あるいは両者のかなりの部分が重なるということでない整合的な理解は難しいように思われる。今後、海域での地殻変動観測などによって新たな観測データが集積し、解析手法も更に高度化されて、カップリング推定領域が相互に収束していくことを期待したい。いずれにしても、観測データからプレート境界のカップリング域が推定できるようになり、その状況の変化についても議論されるようになったことの意義は大きい。松村 (1998) は、1990 年以前と 1991 年以後のそれぞれの期間における推定固着域とその周辺で発生した地震メカニズム解の分布の変化を調べて、正断層タイプの地震の卓

図 5 東海地域での GPS 観測による 1997 年 1 年間の変位場 (a) と、これがプレート間カップリングによって生じているとして四角形領域についてインバージョン解析を行い、バック・スリップの分布を求めた結果 (b)。
(b) 図の実線に付いている 1, 2, 3 の数値はバック・スリップの大きさを示す。単位は cm/年。また、各図の矢印のスケールをそれぞれ右上に示す。(鷲谷, 1998 による)

Fig. 5 Horizontal displacement rate vectors at continuous GPS stations in the Tokai region (a) and distribution of back-slip vectors calculated from GPS data (b). Numerals attached to solid contours indicate the magnitude of back-slip vectors in cm/year. (after Sagiya, 1998)

図 6 東海地域におけるプレートの形状(10 km, 20 km, 30 km, 40 km の等深線)と数値シミュレーション領域(矩形的範囲). 灰色部分は地震発生領域. (Kuroki *et al.*, 2001 による).

Fig. 6 Plate configuration (isodepth contour lines of 10 km, 20 km, 30 km and 40 km) and the modeled region in the simulation study. The shaded area shows the seismic zone. (after Kuroki *et al.*, 2001)

越する区域が、後者の期間ではより南東側へしみ出して来ているという結果を得、それは固着域が場の不均質性も反映しながら深部の側から次第にゆるんできていることを示すのではないかと推論している。

ところで、地震の準備過程が一段進んだ時、あるいは発生直前に、どのような前駆的な現象がどのような規模で現れ、それらが実際に観測可能なかどうかをあらかじめ知っておくことができれば、科学的な予知の達成にとって意義が大きいことは言うまでもない(吉田・吉村, 2000)。これまでプレート境界巨大地震が稠密な観測網の中で発生したことはないので、経験によってそのシナリオを用意することはできないが、プレート沈み込み過程のシミュレーション研究がそれに関して手がかりを与えてくれる。ここでは研究の背景にある考え方や計算手法の詳細は省略することにして、東海地域をモデルに試行された Kato and

Hirasawa (1999) と Kuroki *et al.* (2001) のシミュレーション結果について、その要点のみを簡潔に紹介する。

図 6 に Kuroki *et al.* (2001) によるモデル領域を示す。プレート相対運動はモデル領域の長軸方向とし、各パラメータ値はマグニチュード 8 級の地震が約 150 年の周期で繰り返起きるように設定されている。まず、1 サイクルにおけるカップリング領域の状況の変化を見ると、初め地震発生領域全体にわたってバック・スリップが蓄積されていたのが、次第にその範囲が狭まってきてスラブ傾斜の緩やかな部分に集中するようになる。それに従って、その集中域のまわりにせん断応力の大きいリング状領域が形成され、徐々に小さく絞られていく(図 7)。そして地震の破壊は最後まで残った強カップリング域の近傍で始まる。

地表での地殻変動として、水準路線の掛川に対する浜岡の沈降の経年的変化を見たのが図 8 である。地震直後の急な沈降が収まった後は約 7 mm/年で沈降を続け、次の地震発生の数年前に隆起に転じているのが見てとれる。約 7 mm/年という沈降速度は、国土地理院の水準測量による最近 30 年間の平均的な値である約 5 mm/年とほぼ一致する。また、地震の数年前に見えている沈降傾向の変化は、中期的前兆として実際にも観測されるのではないかと多くの研究者が期待していることである(例えば、多田, 1996; Igarashi, 2001)。口絵 1-1 に、浜岡側がほぼ定期的に沈降している時期と、地震直前の 3 年間について見た駿河湾西岸域の面的な上下変動パターンを示す。もし地震前にこのような変化が生じれば、それは観測によって十分検出できると考えられる。なお、最近約 20 年間の水準路線網の観測データから求めた平均変動パターン(口絵 1-2)は、シミュレーションで得られた定常状態でのパターンと似ている。

後述するように、気象庁の東海地震直前予知のための監視では体積歪変化の検知を重視している。図 9 は気象庁の御前崎、浜岡、掛川、天竜のそれぞれの体積歪計観測点に対応する地点での体積歪の変化を示す数値シミュレーション結果である(Kato and Hirasawa, 1999)。この例では、内陸

図 7 一サイクルのいろいろな時期におけるプレート境界での剪断応力の分布。
各図の範囲は図 6 のシミュレーション領域を表し、X 軸は同領域の短軸方向、Y 軸は長軸方向にそれぞれ対応する。二つの白い破線で囲まれたリング領域が応力の高いところ。応力のスケールは右上に示す。(Kuroki *et al.*, 2001 による)

Fig. 7 Snap shots of the spatial distribution of shear stress on the plate interface indicated in grayscale. X and Y axes correspond to the directions of short and long sides of the rectangular region in Fig. 6. Highly shear-stressed area is surrounded by white dotted lines. (after Kuroki *et al.*, 2001)

図 8 シミュレーションによる掛川に対する浜岡の相対高度の変化。
地震発生の数年前から沈降が隆起に転じる。(Kuroki *et al.*, 2001 による)

Fig. 8 Subsidence of Hamaoka relative to Kakegawa obtained from the simulation. (after Kuroki *et al.*, 2001)

図 9 シミュレーションによる体積歪変化。
BSM1-4 は、それぞれ気象庁体積歪観測点の
御前崎、浜岡、掛川、天竜に対応する。(Kato
and Hirasawa, 1999 による)

Fig. 9 An example of computer simulation by
Kato and Hirasawa (1999) showing change
in volumetric strain at the sites of the
JMA strainmeters.
BSM1-4 represents observation sites at
Omaezaki, Hamaoka, Kakegawa and
Tenryu, respectively.

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 日前く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。Kato and Hirasawa (1999) は、もしシミュレーションで得られたような変化が実際に現れれば、それは現在の体積歪計観測網で捉えることができると述べているが、Kuroki *et al.* (2001) の 3 次元モデルではその変化量は 1 オーダーくらい小さくなっている。ただし、前兆すべりの発生に伴って主応力の方向が変化することも予想されるので (黒木ほか, 2001), その検出に向けて 3 成分歪計データ等の活用も考えていく必要がある。

シミュレーション結果は前兆現象の現れ方についてヒントを与えてくれるとはいえ、実際にそれがどのような形でどのような時間的推移をもって現れるか、まだ確定的に示してはいない。その結果を基に監視システムを構築していくことは時期尚早であると考えられる。しかし、観測データに変化が見られた場合の解釈や、どのような変化に注目すべきかについて重要な示唆を得ることができるので、今後、更に精度を高めたシミュレーション研究の推進を図っていきたい。

さて、今年 (2001 年) になって、以上述べたような東海地域のテクトニックな状況に関してこの 20 年間に得られた多くの知見や、1944 年東南海、1946 年南海地震の断層運動に関する新しい解析結果、海底地殻構造調査等の研究成果を予知と防災に活用すべく、中央防災会議によって東海地震の想定震源域が見直された。

新しい震源モデルの設定に際して基本的枠組みとされたのは次の事項である。

1. 震源分布から求められたスラブの形状をモデルに取り入れ、断層面はフィリピン海プレートの上面境界とする。
2. 微小地震観測と地殻変動観測から推定されているプレート間カップリング領域に関する知見を考慮する。
3. 東南海地震・南海地震との連動は考えず、震源域の範囲は 1854 安政東海地震の際の破壊域で、かつ、1944 年東南海地震では破壊されずに残った領域とする。

ここで、これらの事項について若干の補足説明をしておく。まず、1 について述べると、駿河湾西岸から伊勢湾にかけての内陸部については、名古屋大学、防災科学技術研究所、気象庁の震源データを用いてそれぞれ推定されているスラブの形状が大局的にはほぼ一致しているので大きな問題はない。問題は海域で、地震活動度が低く震源決定精度も良くないので、スラブ内地震の震源分布からプレートの形状を求めるのは困難である。最近、精力的に進められつつある海底地殻構造調査の成果を取り入れていく必要があるであろう。また、伊勢湾周辺や駿河湾の中、静岡・山梨県境部など、

震源ファイルによって地震の深さに若干差の見られるところや、各形状モデルにおいて境界面の取り方に考え方の違いが見られるところについては、あらためて検討する必要がある。次に2については、すでに述べたように、微小地震の震源及びメカニズムから推定されている“固着域”とGPSデータのインバージョンから推定される“バック・スリップの大きな領域”とが一致しておらず、現時点でこれを整合的に解釈するのは難しいので、別の見方を援用する必要がある。これに関しては、プレート境界での温度分布や水の存在を基に不安定すべりが10 km から30 km の深さで生じると推定している Hyndman *et al.* (1997) の考え方が採用された。1944 年東南海地震や 1946 年南海地震の震源域の範囲も、ほぼこの考え方で説明できる。3次元シミュレーション解析で地震発生源を10–30 km の範囲において計算した地殻変動パターンも、水準測量やGPS観測の結果と良く整合している。更に、震源域をスラブ上面の深さが10 km から30 km の範囲とすると、“固着域”と“バック・スリップの大きな領域”の大半が震源域の中に含まれることになる。また、それは推定される強震動波源域と津波波源域を合わせたものに近いので、防災上の視点からも妥当と言って良いだろう。3については、特に南西側境界に関して最近なされた1944年東南海地震の強震波形解析(菊地・山中, 2001)や津波解析(Tanioka and Satake, 2001)の結果が考慮され、震源域は浜名湖とその南方海域以東とされた。一方、北部境界は、スラブ内地震が見えなくなる静岡・山梨県境付近と定められた。断層運動が富士川断層系に延びるとしなかったのは、その活動間隔が駿河・南海トラフ沿いのプレート境界地震と比べて長く、東海地震と同時に富士川断層系が活動する可能性は低いと判断されたためである。なお、今回の見直しでは東南海地震・南海地震との連動も考えないことになったが、東海地震が今後10年間起きなかった場合には、東南海地震、南海地震との同時発生の可能性が出てくるので、それについて再検討する必要があることが指摘されている。また、スラブ内地震の震源分布や南海トラフ沿いの歴史地震

の震源断層モデルを基に、プレート境界は駿河トラフに抜けずに銭洲海嶺の南や伊豆半島の東に続くとするテクトニックな解釈も提案されているが、現時点ではそれはもう一つの震源断層モデルとして集約できるまでには至っていないとして見送られた。

以上のような考え方に基づいて新しく提案された東海地震の震源モデルを図10に示す。

図 10 新旧の東海震源モデルの平面図(上)と立体図(下)。
四角形が1979年に中央防災会議で定められた想定震源域、また、灰色太線枠が新しい想定震源域(案)を示す。(内閣府, 2001による)

Fig. 10 The former and the newly proposed provisional models for the focal region of the Tokai earthquake. (after Cabinet Office, 2001)

III. 前兆現象の捕捉を目指して

大震法の仕組みの中で、気象庁長官は地震防災対策強化地域に大規模な地震の発生の恐れがあると判断された場合に、「地震予知情報」を内閣総理大臣に報告する責務を負っている。これを受けて、常時監視しているデータに異常が生じた場合、それが大地震に結びつくものであるか否かの判断を行うための地震防災対策強化地域判定会（以下、判定会と略称）が、気象庁長官の諮問機関として設置されている。その判定会の招集基準が平成10年4月1日に改正された。招集基準の改正は、小さなものも入れると昭和54年8月7日に設定されて以来3度目となるが（これまでの招集基準の変遷の詳細については気象庁地震火山部地震予知情報課（2000）を参照）、今回の改正はその考え方の上で画期を成すものと言える。その要点は、東海地域に設置されている気象庁の体積歪計について実施したノイズレベル調査（小林・松森，1999）に基づいて、基準値を異常検出能力の限界近くまで下げたことで、全文を掲げると次のようになっている。

地震防災対策強化地域判定会の招集を要請する基準は下のとおりとする。なお、この基準のほか、地震防災対策強化地域に係る観測データに有意な異常を認めた場合についても、直ちに招集を要請する。

ひずみ観測点のうち、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ただし、上の基準に達する変化が観測されても、火山噴火その他の要因によるものと判断される場合はこの限りではない。

ここで、検出可能レベルについて次の注がつけられている。

注：検出可能レベルは各観測点のノイズレベルの2倍程度に設定する。東海地域におけるおおよその検出可能レベル値（16観測地点の平均）は、3時間あたり 0.4×10^{-7} 、1日あたり 0.6×10^{-7} である。ただし、大雨時には3時間あたり最大 1.5×10^{-7} 、1日あたり最大 2.6×10^{-7} である。

改正された判定会招集基準を、従前の“体積ひずみ観測点のうち1箇所ですべて3時間以内に 0.5×10^{-6} 以上の変化が生じ、ほぼ同時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”と比較すると、変化量がおおよそ1/10となっている。基準値をこれほど小さな値まで引き下げることにしたのは、地震の初期破壊に関する解析や岩石破壊実験、シミュレーション等の最近の研究結果（Ellsworth and Beroza, 1995; Kanamori, 1996; Ohnaka and Shen, 1999; Kato and Hirasawa, 1999; Kuroki *et al.*, 2001）によると、前兆的地殻変動は以前に期待されていたほど（例えば、浅田，1979）大きなものにはならない可能性が高いと予想されるからである。

1944年東南海地震の直前に掛川付近で実施されていた水準測量で観測された地殻変動は、断層深部におけるゆっくりしたすべりによって生じたと考えられている（Ando, 1975; Linde and Sacks, 1997）。その時のすべりがモーメントとしてどのくらいの大きさだったかを1箇所での観測データから決めることはできない。観測点から離れた広範な領域でかなりの規模のすべりが生じた可能性も否定できないが、上掲の種々の研究結果からは、一般に前兆的すべりの大きさは最終的な破壊のせいぜい1%程度と推定される。マグニチュードに換算するとM8級の地震でそれはほぼM6.5にあたる（モーメントで0.1%はM6.0に相当）。

今、M6.0からM6.5相当のすべりがプレート境界で発生したとしたら、それによって生じる地殻変動を東海地域の体積歪計観測網で捉えることができるだろうか。3時間あたり、あるいは1日あたりの歪変化に関する体積歪計のノイズレベル調査と比べてそれが検出可能かどうかを見積もるためには、すべりの時間的経過について仮定する必要がある。すべりの最終的規模が同じでも、非常に時間をかけたすべりであれば一定時間内の歪変化は小さくなって検出はできない。一方、地震発生の直前に急激に加速するすべりの場合には、事前に検知できたとしても地震発生までの猶予時間は短くなる。小林（2000）は、Mogi（1984）に

図 11 前兆すべりの時間的拡大に関する 2 つのモデル曲線。
縦軸は歪変化を表し、その大きさは両モデルで最終スリップ量が同じになるように規格化してある。(小林, 2000 による)

Fig. 11 Two models for the temporal increase of slip.
The magnitude of slip is normalized so that the final slip is the same for both models. (after Kobayashi, 2000)

よって推定された 1944 年東南海地震直前の傾斜変化の時間経過を指数関数近似したもの（東南海モデル）と、加藤・平澤（1996）の数値シミュレーション結果に基づく直前の歪変化量の時間経過を地震発生までの時間の逆数で近似したもの（加藤モデル）を用い、東海地域に沈み込んだフィリピン海プレートの上面境界で $M6.5$ ないし $M6.0$ 相当のすべりが発生した場合について、いつの時点で異常な歪変化が検出できるかを調べた。その結果を示したのが図 11, 12, 13, 14, 15 である。図 11 は前兆すべりの時間的拡大に関する二つのモデル曲線、図 12 は検知可能時刻を調べたすべりの発生領域、図 13, 14 はそれぞれ $M6.5$, $M6.0$ 相当のすべりの場合に、新しい招集基準に達してから地震が発生するまでの時間の分布、そして図 15 は改正前の招集基準を用いた場合に、それに達してから地震が発生するまでの時間の分布を示している。これから、前兆すべりの規模が $M6.0$ 程度であった場合、いずれのモデルであっても判定会招集基準に達するのは地震発生が相当に迫ってから、ないしは発生後であることがわかる。また、旧招集基準では $M6.5$ 程度でもほとんど間に合わ

図 12 矩形領域はすべりの検知可能時刻の調査を行った範囲。
すべりはこの調査領域のどこかのプレート境界面上で始まるとした。体積歪計の分布とスラブ形状に依存して、すべりのどの時点で検出できるかが、その発生場所によって変わってくる。黒丸、白丸はそれぞれ体積歪計、三成分歪計の観測点を示す。(小林, 2000 による)

Fig. 12 The area where detectability of slip was investigated.
The slip is assumed to occur on the plate boundary. The detected time depends on the location of the slip occurrence owing to the distribution of instruments. Solid and open circles represent sites of the volumetric and three-component strainmeters, respectively. (after Kobayashi, 2000)

ないことが見てとれる。

平成 10 年 4 月に判定会招集基準が改正されたのは、以上のような検討結果に基づいている。ノイズレベルに近い変化まで検出しようというのは、監視する立場から見れば厳しいが、予知が難しいことを念頭にとにかく最善を尽くそうという意志を表したものと言える。なお、図 13-15 で仮想的なすべりは、実際のスラブの形状を模した境界面上ではなく平面上で生じているとしているので、その点で正確ではない。東海地震の震源域に関する新しい形状モデルに依拠した検知能力の検討も現在なされているが、定性的には上で述べた状況

図 13 $M6.5$ 相当のすべりの場合に、新しい招集基準に達してから地震が発生するまでの時間の分布。

各図の範囲は図 12 の矩形領域を表し、上側が北西方向、下側が南東方向にあたる。黒丸は体積歪計観測点。（小林，2000 による）

Fig. 13 Distribution of a margin for time till the occurrence of the Tokai earthquake when changes in the strain reach the criteria for convening the Earthquake Assessment Committee on the basis of strain rates at 24 hours (top panel) and 3 hours (bottom panel), respectively.

The magnitude of pre-slip is assumed to be $M_w 6.5$. The Tonankai model for the temporal increase of slip is taken in figures on the left panel and the Kato model is used in figures on the right panel. The area represents the rectangle shown in Fig. 12 and the top of each figure corresponds to the northwest. Solid circles indicate the locations of volumetric strainmeters. (after Kobayashi, 2000)

とそれほど大きな違いはない。前兆すべりが海域下で生じた場合には、事前の捕捉が更に困難になることも予想される。

ところで、新しい判定会招集基準では、体積歪変化についての基準以外に地震防災対策強化地域に係る観測データに有意な異常を認めた場合についても、直ちに招集を要請するという条項が入っている。しかし、旧基準にあった前震活動に関する記述は表面上消えた。実際に、2001 年 4 月に $M5.1$ の地震が静岡県中部で発生して震度 5 強を観測した時も、5 月末から 6 月初めに同域で $M4$

クラスの地震 4 個が続発した時も、それで判定会の招集が即、検討されることはなかったと聞いている。しかし、もっと小さな地震であっても、プレート境界に近いところで想定東海地震と同じようなメカニズムを持つものが続いて起きたとしたら、更にその時、地下水とかその他のデータに関して何らかの異常が事前に観測されていたとしたら、あるいは体積歪計では見えていないが GPS データで次第に増大する地殻変動が観測された場合にはどうするか等、今後、いろいろと判断の難しい局面に遭遇することも予想される。

図 14 $M6.0$ 相当のすべりの場合に、新しい招集基準に達してから地震が発生するまでの時間の分布。(小林, 2000 による)

Fig. 14 Same as Fig. 12 except that the magnitude of pre-slip in this case is $M_w6.0$. (after Kobayashi, 2000)

図 15 改正前の招集基準を用いた場合に、その基準に達してから地震が発生するまでの時間の分布。(小林, 2000 による)

Fig. 15 Same as Fig. 12 except that older criteria are used. (after Kobayashi, 2000)

上のこととも関係するが、気象庁は東海地域における地殻活動を監視していくうえで注目すべき現象が発生した場合に、これを積極的に公表する方針を定めた(平成9年4月)。そのような情報が防災上有用であるためには、その内容の趣旨が情報の受け手側に正確に伝えられる必要がある。そのために「東海地域の地震・地殻活動に関する情報」は「観測情報」と「解説情報」に分けて(その付票を付けて)出されることとされた(平成10年12月16日)。このうち「観測情報」は、判定会招集には至っていないが気象庁として観測データの推移を見守らなければその原因等の評価が行えない現象が発生した場合に、また、「解説情報」はプレート境界の前兆すべり等の東海地震の前兆現象とは直接関係しないと判断される現象及び長期的な視点等から評価・解析した地震・地殻活動等について発表されることになっている。これまでに「観測情報」が出されたことはない。一方、「解説情報」は、平成11年5月10日に静岡県中部でM4.7の地震が発生して震度3が観測された時に初めて出され、その後平成12年1月31日に前年の東海地域とその周辺域の地震・地殻活動の状況についてのお知らせとして、また平成13年4月4日に静岡県中部でM5.1の地震が発生して震度5強を観測した時にも発表されている。平成11年の地震・地殻活動に関して出されたのは、東海地域で微小地震活動の静穏化が観測され、研究者間で注目されていたことによる。これら3回の「解説情報」は結果として住民の不安感をなくす方向に寄与し、それなりの意義があったと考えられるが、平成12年1月31日の「解説情報」には本来その中に含まれるべきはずの地震活動の静穏化現象についての評価がなされておらず、それに関しても少し立ち入った“解説”があれば更に良かったと思う。

先に述べたように、今後、判断の難しい様々な観測状況に遭遇することが予想される。「解説情報」は東海地震の前兆現象とは直接関係しないと判断される現象について出されることになっているが、住民の不安感を取り除きたいという目的が先行して、評価に迷う場合にもとりあえず出して

おこうと言うようなことがあってはならないと考える。そのためにも、想定される様々な現象についてどう評価するか、ノウハウの蓄積が不可欠である。また、現象が発生した時に、その都度検討している時間的余裕が十分あるかどうかとも危惧される。判定会招集には至っていないが気象庁として観測データの監視を強化してその推移を見守っていかなければならない「観測情報」が出されるような状況においては、微妙な変化を極めて短時間で評価しなければならなくなることもあるに違いない。実際、体積歪計観測網の検知力評価では、すべりが生じた場所、規模、時間的経過によっては間髪をおかず対処していく必要に迫られることもありうることを示されている。そうした迅速な対応を可能とするためには、単に評価のノウハウを蓄えるだけでなく、様々な状況での対処の仕方をあらかじめ検討しておくことが重要と思われる。それには多くの研究者が現時点で納得できる見方を監視上のシナリオとして準備し、それについて広く理解を求めておく必要があるのではなかろうか。シナリオは一つではないし、現時点での判断手法、見方を固定的に考えてもいけないが、研究者として一つの見方を提出することと、大震法の仕組みの中で予測に関する情報を出すこととは、その重み、社会への影響がまったく違う。そうした重みのある判断を機を逸することなく下し、それが有効な情報として防災に活用されるようにするためには、情報がブラックボックスの中から出てくるようなことがあってはならないと考える。東海地震の予知は未だ経験のない、いうならば挑戦である。各種の研究を更に進めると共に、その時その時の最新の知識に基づいて最善を尽くすこと、情報の出し手、受け手、伝達者の相互の意志疎通を良くして、判断の根拠や評価の難しさについての認識を日頃から共有しておくことが、大震法の仕組みを地震防災に生かすにあたっての必須条件と考える。

IV. 最近の地殻活動の状況

平成12年(2000年)1月31日に、前年の東海地域とその周辺域の地震・地殻活動の状況について

図 16 東海地方における地震活動の変化。

a：スラブ内の地震活動，b：地殻内の地震活動，c：浜名湖付近のスラブ内地震活動．各図の左側は震央分布，右側は左図にプロットされている $M1.5$ 以上の地震回数の積算．横軸の時間の基点は 1986 年 6 月 1 日．(松村, 2001 による)

Fig. 16 Change in seismic activity in the crust (a), slab (b), and slab near Hamana Lake (c).

In each panel, the cumulative frequency of micro-earthquakes plotted in the epicentral map on the left hand side is shown. (after Matsumura, 2001)

て「解説情報」が出されたことを前述した。これは、東海地域の特にフィリピン海スラブ内で、1999 年夏頃から微小地震活動の明瞭な静穏化が観測され研究者間で注目されていたためである。この静穏化傾向は 2000 年 10 月にひとまず解消したように見えたが、2001 年 4 月には静岡県中部のスラブ内で $M5.1$ の地震が発生、更に 5 月末から 6 月初めにも同域で $M4$ クラスの地震 4 個が連続するなど、東海地震の想定震源域の地震活動に関しては、1996 年 10 月の川根付近の活動以来、気

になる現象が続いている。

特に、最近見られた微小地震活動の静穏化と見かけの回復が、東海地震が近づいてきていることを示す前兆なのか、それとも準備過程の段階で何度も見られるゆらぎであるのかは、研究上のことにとどまらず監視の立場から見ても重大な問題である。松村 (2001) はこれが前兆であるという仮説のもとに、活動の時空間変化について種々の解析を行っている。図 16 は推定固着域とその周辺の地震をスラブ内と上盤地殻内に分け、更に

図 17 固着域における地震活動の変化。
a: スラブ内の地震活動, b: 地殻内の地震活動。領域は図 16 の a, b にそれぞれ対応。1998 年 1 月 1 日を時間の基点とした時の、 $M1.5$ 以上の地震回数の積算を示す。(松村, 2001 による)

Fig. 17 Cumulative frequency of microearthquakes for the last five years in the two areas corresponding to Fig. 16 (a) and (b). (after Matsumura, 2001)

declustering をしてそれぞれの活動の変化を見たものである。松村 (2001) は、プレート間カップリングの影響を直接受けるこれら 3 つの領域で静穏化が見られるのに対して、愛知県東部や山梨県東部の活動がほぼ定常的であるのは、この静穏化がプレート運動のゆらぎで生じているのではなく、まさにカップリング状態の変化を反映したものであることを示すものと見ている。スラブ内の地震活動は、2000 年 10 月頃からむしろ活発化に転じたように見えるが (図 17)、活動の空間パターンの変化を詳細に解析した松村 (2001) によれば、10 月以降も依然として静穏化領域が存在しているということである。松村 (2001) は地震が発生している領域を *asperity*、静穏化した領域を固着がゆるんだところと考えて、それらの面積比から過去の事例を参照しながら静穏化の持続期間は約

7 年という見積もりを行っている。

ところで駿河湾西岸域のスラブ内で顕著な活動低下が観測される前の 1998 年春から 1999 年夏まで、御前崎周辺とその南方海域で地震活動が有意に低下していたように見える (図 18)。微小地震活動の静穏化が顕著な地震の前兆として生じる場合のあることは良く知られているが、いつもそうとは限らない。しかし、地震活動の活発化や低下は、何らかの原因でそこに作用する応力が変化したことを示しているのは間違いなからう。応力の変化は地震の前兆として生じるばかりではないということである。東海地域では 1988–1989 年にも地震活動が静穏化したことが知られている。この時には大きめの地震について特に低下が顕著に見られた (吉田・前田, 1990)。Wiemer *et al.* (2001) は、その期間に静穏化した領域の b 値が有意に大きくなっていったことを示し、静穏化がプレート間カップリング強度の変化を反映していた可能性を指摘している。Takayama and Yoshida (2001) は地殻変動も同時期に通常のパターンとは違う様相を見せていたことに注意している。

次に、東海地方の GPS 観測や水準測量のデータを基に、最近の地殻変動の状況について見てみよう。最も注目されるのは、今年 (2001 年) 初め頃から東海地震の震源域の北西部とその周辺で、定常的な地殻変動とは違う動きが GPS により観測されていることである。図 19 に、新潟県大潟町の GPS 点 (950241) に対する中部地方の定常的な地殻変動からのずれを示す (国土地理院, 2001)。三宅島や伊豆大島、伊豆半島では昨年の三宅島近海の地殻活動に伴う変動も見えているが、駿河湾西岸から名古屋付近にかけてはそれとは別に南東方向に変動する動きが現れている。国土地理院 (2001) によれば、2001 年 3 月から 6 月の 3 ヶ月間に、静岡県西部から岐阜県南部付近に至る地域で南東向きに 1 cm 弱の変位をし、その変動は 9 月 15 日現在、愛知県北西部から岐阜県南部にかけてやや定常的な動きに戻ったように見えるものの、愛知県南東部から静岡県西部にかけては非定常的な動きが継続しているということである。実際、トレンド成分と季節変動を除いた浜松の GPS 観

図 18 左：1989 年 1 月 1 日から 1998 年 8 月 31 日までの期間に発生した $M2$ 以上の地震の震央分布. 中：御前崎を含む左図の矩形領域内に発生した地震の回数積算 (上) と M - T 図 (下). 右：1998 年 4 月 1 日から 1999 年 8 月 31 日までの期間に発生した $M2$ 以上の地震の震央分布. 御前崎周辺に地震活動の静穏化が認められる.

Fig. 18 Left panel: epicentral distribution of earthquakes of $M2$ or larger. Middle panel: cumulative number of earthquakes in the polygon around Omaezaki Point (top) and magnitude-time plot for earthquakes that occurred in the polygon. Right panel: epicentral distribution of earthquakes of $M2$ or larger during the period from Apr. 1998 to Aug. 1999 showing the appearance of seismic quiescence around Omaezaki Point.

図 19 2000 年 3 月 27 日～9 月 15 日までの、新潟県大潟町の GPS 点 (950241) に対する中部地方の定常的な地殻変動からのずれ. (国土地理院, 2001 による)

Fig. 19 Deviation of crustal deformation during the period from 27 Mar. to 15 Sept. 2001 from the average deformation rate. The GPS station at Ogata (950241) in Niigata Prefecture was fixed to calculate the displacement field. (after GSI, 2001)

測点 (93054) の変化を見ると (図 20), 地殻変動は 2000 年の後半に始まり, 2001 年になってから加速している様子が認められる (国土地理院, 2001)。この変動が, 今後更に加速していくようなことがあれば, 東海地震発生との関連で重大視しなければならないと考えるが, 今のところ GPS で見えているのみで体積歪計等の測器では対応する変化は観測されていない。小沢ほか (2001) は, 東海地方における 2001 年 3-8 月の変動がプレート境界でのゆっくりすべりによって生じているとしたインバージョン解析から, すべりは浜名湖付近を中心に起きていて, その規模は M_w で 6.5 程度に相当するとしている。同様な解析は藤井ほか (2001) によっても行われていて, すべりの規模は M_w で 6 以上, その領域は固着域下部で卓越しているらしいという結果が報告されている。

ここで, 水準測量データに基づいて, もう少し長期的な地殻変動の推移を見てみる。図 21 はベイズ型季節調整モデルを用いて国土地理院による掛川-浜岡間の水準測量のデータを解析した結果を

図 20 トренд成分と季節変動を除いた浜松の GPS 観測点 (93054) の変化。(国土地理院, 2001 による)

上: 東向成分, 中: 南向成分, 下: 上向成分

Fig. 20 Temporal change of crustal deformation observed at the Hamamatsu GPS station (93054).

Top: east-west component (upside corresponds to the east), Middle: north-south component (upside corresponds to the north), Bottom: up-down component. (after GSI, 2001)

示したものである (Takayama and Yoshida, 2001; 高山・吉田, 2001)。季節変動と不規則変動を取り除いたトレンド成分に着目して掛川に相対的な浜岡の沈降速度の変化を見ると, 1980 年代の末に沈降が加速し, 1990 年代の後半になって減速した様子が明瞭に見てとれる。しかし, 沈降が止まったわけではない。駿河湾西岸域における最近約 20 年間の水準路線網の観測データから求めた地殻変動の空間パターンを見ても, 沈降が 1980

年代末に加速したことがわかるが (口絵 1-2), 1980 年代末の沈降の加速は特に駿河湾北部で顕著だったのに対し 1990 年代後半の減速は全体に及んでいて, 地殻変動の空間パターン自体は 18 年間の平均的なパターンとそれほど違ってはいないようである。

掛川-浜岡間の水準測量データについては, 上とはまったく異なる視点からモデル解析が行われている (Igarashi, 2001; 五十嵐, 2001)。そのモデルとは, 地殻の亀裂群を互いに作用を及ぼしあう離散的な自己相似システムと見なし, 大地震の発生は亀裂間相互作用の相転移の臨界点に対応するものとする。このモデルでは, 状況の推移は次第に周期が短くなる変動にべき乗的な関数が重なったもので表されることになる。五十嵐 (2001) は, 2001 年 1 月までの水準測量データにこのモデルを適用し, 臨界点として 2004.3 ± 0.8 年の値を得ている (図 22)。

先に, 東海地域における最近の地震活動の静穏化現象から, 松村 (2001) は地震発生の時期として約 7 年後という予想を出していることを紹介した。山岡ほか (2001) は, 図 20 に示した浜松の GPS 観測点の変化に対して Time-to-Failure 解析を行い, failure time を 2002 年中頃と見ている。しかし, 静穏化現象が必ずしも大地震の前兆でないのと同様, ゆっくりすべりの発生が即, 巨大地震の発生に結びつくわけではなく, その結果を評価するにはいまだ少し今後の推移を見る必要がある。

上で紹介したような予測を基に, 責任ある立場で何らかの防災情報を出すことは現時点ではできないように思われる。しかし, こうした研究はもっともっと進めていって良い。東海地震の予知は未だ経験したことのないいわば挑戦であり, あらゆる手法, 考え方を投入して研究を進めるべき問題であると考えからである。今後, そうした多くの研究の集積から現状評価について共通した理解, 解釈が醸成され, その成果が防災に活用されるようになることを期待したい。

V. おわりに

最近行われた東海地震の想定震源モデルと判定

図 21 (A) 国土地理院による掛川-浜岡間の水準測量結果 (1962-2000 年). 掛川に対して浜岡は平均 5 mm/ 年で沈降している. (B) ベイズ型季節調整モデルを用いて, 掛川-浜岡間の水準測量データを解析した結果. (a) トレンド成分, (b) 季節変動, (c) 不規則変動, (d), (e), (f) はそれぞれ, トレンド成分から求めた 1 年間, 2 年間, 3 年間の平均的な沈降率. (Takayama and Yoshida, 2001 による)

Fig. 21 (A): Result of leveling measurements performed by GSI, showing subsidence at Hamaoka (BM25951) relative to Kakegawa (BM1410-1) since 1962. Solid circles represent data obtained by net adjustment.

(B): Results of the analysis using BAYSEA where parameter *rigid* is taken to be 1. Top panel shows estimated trend (a), seasonal (b), and irregular (c) components, respectively, and bottom panel shows subsiding rates averaged over one (d), two (e), and three years (f), calculated from the estimated trend component. (after Takayama and Yoshida, 2001)

会招集基準の二つの見直しに関連して, 新しい科学的知見のいくつかと直前予知への気象庁の取り組みを紹介した. 精密な観測データが得られれば, それでもって予知の確度が直ちに向上すると言えないことは, 最近の地殻変動についての評価の難しさが示すとおりである. しかし, 予知の確度が

いよいよ増したと言えないとしても, ただデータが異常を示すからという理由でやみくもに予知情報を出すのではなく, 何が起きているのか, その原因に遡って地震の切迫性が議論されるようになったことは大きな進歩と言って良いだろう. 更に研究を進めて, 予知精度の向上を図っていか

図 22 上：国土地理院による掛川-浜岡間の水準測量結果の5点移動平均と臨界現象の数理モデルを当てはめた曲線。
下：データの開始点を1981年に固定して、最終点を変化させた時の臨界点の時刻とそのエラーの推移。(五十嵐, 2001による)

Fig. 22 Top: relative ground level data smoothed by taking 5-point moving averages and the result of a curve fitting to the log-periodic oscillation model.
Bottom: Changes in the estimated time of the critical point and its error when the first data is fixed as 1981 and the end data is varied. (after Igarashi, 2001)

なければならない。

それと関連して、測地学審議会（1998）による平成10年の建議「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」では、“大地震の発生準備過程の最終段階にあると考えられる東海地域では、

防災上の重要性に鑑み、予知の可能性や予知の確度を一層高めるため、常時監視機能の充実を図る”とし、“地震発生域周辺の応力と強度の空間的・時間的変化、特に地震発生に向けてのプレート間固着域の変化と地震発生直前の前駆的变化の捕捉を目指す”としている。そして、この目的のために“観測網の配置を再検討して、観測の効率化及び拡充を図るとともに、各種データから応力や強度に関する情報を抽出する手法の開発・高度化を進める。また、プレート沈み込み過程の各種シミュレーションを行って、観測量との比較から、地殻活動のよりの確な把握に努める”と述べている。本小論で紹介した東海地震予知に関連しての最近の研究は、そうした方向に向かって着実に成果が積み重ねられていることを示しているように思われる。

しかし、地震発生場の物理的理解に基づいて、基本方程式に初期条件を与えてその後の変化を追っていくような形で地震発生時を予測することができるようになるのは遠い先のことである。それは最終目標であり、地震予知という問題の性質上、不可能かもしれないという気もする。今、われわれが手にしている予知の可能性は、確実性という点では相当に覚束ないものである。そうした現状を踏まえた上で、実際に走り出している大震法の仕組み、すなわち予知を防災に結びつけた仕組みを生かしていくにはどうしたら良いか、みんな知恵を出し合って真剣に考えていくべきであると思う。

われわれは、正直に言ってはっきりした直前予知のためのシナリオを持っていない。近年、地震活動、地殻変動それぞれについて注目すべき変化が見られ、前兆ではないかという視点からいろいろと研究が行われている。今後、更に多くの研究が進められるに違いない。今のところ、そうした研究成果を現行の大震法の仕組みの中で即、活用することは難しいとしても、将来、それらを積極的に取り入れていくことが容易に可能となるようなスキームをつくっていく必要がある。

すでに述べたように、機を逸さないで予知情報を出すためには、迅速に状況判断をしなければならない場面が必ず出てくるに違いない。あらかじ

めどういう状況ではどう対応するか、考えておくことがどうしても必要である。その場になってブラックボックス的に単なる判断結果だけが大胆に出されるようなことは避けなければならない。そうした情報はかえって混乱を招くことも心配される。気象庁が監視に最善を尽くすべきことは言うまでもないが、それだけでは十分でない。できることなら気象庁の評価を待たずに、観測データの状況とそれまでの研究成果を基にして、防災側が自主的にまずはこう考えようというふうに判断できるようになっていることが理想である。そのためには、日頃から積極的に情報を公開していくとともに、様々な観測データの状況について、どう判断し評価するか、研究者間で議論を深め、東海地震の予知に関する情報の出し方、受け取り方について、関わりを持つすべての人が共通の認識を持てるように努力していくことが大切であると思う。

謝 辞

本稿を草するにあたっては、松村正三、野口伸一、鷺谷 威、村上 亮、海津 優、加藤尚之、伊藤秀美、高山寛美、小林昭夫、黒木英州の諸氏から多大の援助を受けた。記して厚く感謝する。

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.
- 浅田 敏 (1979): 東海地震の問題点. 地震予知連絡会 10 年のあゆみ, 110-120.
- Ellsworth, W.J. and Beroza, G.C. (1995): Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, **268**, 851-855.
- 藤井直之・廣瀬 仁・木股文昭・山岡耕春・平原和朗 (2001): 2001 年東海地域のゆっくりすべり. 地震学会秋季大会講演予稿集, P141.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保 (1998): 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動. 東京大学地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- 細野耕司・上野 寛・高山寛美・吉田明夫 (2001): 地震活動と地殻変動から見た東海地域におけるフィリピン海プレートの沈み込み形態. 地震学会秋季大会講演予稿集, B63.
- Hyndman, R.D., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997): The seismic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- Igarashi, G. (2001): A geodetic sign of the critical point of stress-strain state at a plate boundary. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1973-1976.
- 五十嵐文二 (2001): 東海地域におけるプレート境界の応力臨界状態検出の試み. 月刊地球, 号外, **33** (東海地震), 146-148.
- Kanamori, H. (1996): Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **93**, 3726-3731.
- 加藤尚之・平澤朋郎 (1996): 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測. 月刊地球, 号外, **14** (「東海地震」とその予知問題), 126-132.
- Kato, N. and Hirasawa, T. (1999): A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 1401-1417.
- 菊地正幸・山中佳子 (2001): 既往大地震の震源過程 = アスペリティの同定. サイスマ, **5-7**, 6-7.
- 気象庁地震火山部地震予知情報課 (2000): 地震防災対策強化地域判定会. 地震予知連絡会 30 年のあゆみ, 338-340.
- 小林昭夫 (2000): 体積歪計観測網による東海地震の前兆すべりの検知能力. 験震時報, **63**, 17-33.
- 小林昭夫・松森敏幸 (1999): 埋込式体積歪計のノイズレベル調査及び異常監視処理. 験震時報, **62**, 17-41.
- 国土地理院 (2001): ホームページ. <http://www.gsi.go.jp>
- Kuroki, H., Itoh, H. and Yoshida, A. (2001): A 3-D simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, in press.
- 黒木英州・伊藤秀美・吉田明夫 (2001): シミュレーションから予想される東海地域の中・長期的地殻変動. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Sn-002.
- Linde, A. and Sacks, I. S. (1997): Slow earthquakes and the great Tonankai and Nankaido earthquakes. *EOS, Trans. AGU*, **78** (46), Fall Meet. Suppl., F156.
- 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固着状況変化の可能性. 地震 2, 別冊特集「大地震の長期予測はどこまで可能か?」, 251-261.
- 松村正三 (1999): Back slip 分布と固着域との関係. 地震 2, **52**, 105-108.
- 松村正三 (2001): 東海地域推定固着域における地震活動の静穏化とその評価. 月刊地球, 号外, **33** (東海地震), 33-43.
- Mogi, K. (1984): Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake — The 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 765-780.

- 内閣府 (2001): ホームページ. <http://www.bousai.go.jp>
- 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.
- Ohnaka, M. and Shen, L.F. (1999): Scaling of the shear rupture process from nucleation to dynamic propagation: Implications of geometric irregularity of the rupturing surfaces. *J. Geophys. Res.*, **104**, 817-844.
- 小沢慎三郎・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活動. 地震学会秋季大会講演予稿集, C02.
- 鷺谷 威 (1998): GPS 連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用とテクトニクス. 東京大学地震研究所彙報, **73**, 275-290.
- Sagiya, T. (1999): Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- 測地学審議会 (1998): 地震予知のための新たな観測研究計画の推進について (建議). 34p.
- 測地学審議会地震火山部会 (1997): 地震予知計画の実施状況のレビューについて. 137p.
- 多田 堯 (1996): 東海地方における最近の上下変動とその意義. 月刊地球, 号外, **14** (「東海地震」とその予知問題), 16-23.
- Takayama, H. and Yoshida, A. (2001): Temporal change of the vertical crustal movement on the western coast of Suruga Bay, central Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, in press.
- 高山寛美・吉田明夫 (2001): 御前崎の沈降速度変化. 月刊地球, 号外, **33** (東海地震), 78-88.
- Tanioka, Y. and Satake, K. (2001): Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- Wiemer, S., Yoshida, A., Hosono, K., Noguchi, S. and Takayama, H. (2001): A possible change around 1988 in the locking strength at the plate boundary interface in the Tokai region, central Japan, revealed by seismicity and geodetic data. *Phys. Earth Planet. Inter.* (submitted)
- 山岡耕春・河村 将・廣瀬 仁・藤井直之・平原和朗 (2001): 2001 年東海の異常地殻変動の Time-to-Failure 解析. 地震学会秋季大会講演予稿集, P141.
- 山崎文人・大井田 徹 (1985): 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状. 地震 2, **38**, 193-201.
- 吉田明夫 (2001): 東海地方におけるフィリピン海プレートの形状と東海地震. 月刊地球, 号外, **33** (東海地震), 104-113.
- 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・吉村好光 (2000): 東海地方の地殻活動. 地震予知連絡会 30 年のあゆみ, 221-242.

(2001 年 10 月 15 日受付, 2001 年 11 月 2 日受理)