東海地域における近年の地殻変動及び地震活動の変化に関する 数値シミュレーションによる検討

有 吉 慶 介* 加 藤 尚 之** 長 谷 川 昭*

Numerical Simulation Study on Recent Changes in Crustal Deformation and Seismicity in the Tokai Area, Central Japan

Keisuke ARIYOSHI *, Naoyuki KATO ** and Akira HASEGAWA *

Abstract

Recently, Tada (1996) and Matsumura (2000) reported that crustal deformation rate and seismicity pattern have interestingly changed in the Tokai area, central Japan. We formulate recurring earthquake model in the Tokai area based on the rate- and state dependent frictional law derived from laboratory experiments of rock friction and on the location of a seismically locked region. Using the model parameters based on previous studies, we estimate the time when the next Tokai Earthquake will occur and the location of plate interface by fitting simulated calculation to observed data. Some of the results explain the recent decrease in the rate of uplift change especially at the three observational points.

We find out that the mechanism of microearthquakes is well explained by the rate change of stress field. The present model shows the vertical rotation of the axes of principal stresses and predicts the precursory change of seismic activity in the region, where the distance from the assumed trench along the relative plate motion direction is about 150 km, in the depth range of 10–20 km. The present seismicity with P axis almost horizontal will become more inactive several years before the occurrence of a great earthquake, and/or the direction of P axis rotates abruptly about 80 degrees so as to be orthogonal to plate interface.

Key words: numerical simulation, preseismic uplift change, earthquake mechanism, seismic quiescence

キーワード：数値シミュレーション，直前の上下変動，地震のメカニズムの変化，地震の静穏化

* 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

** 地質調査所（現在，東京大学地震研究所）

* Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

** Geological Survey of Japan (Earthquake Research Institute, University of Tokyo, at present)

I. 序

ここ数年、南海トラフ延長上にある駿河トラフにおいて、東海地震の先駆的現象と推定される観測結果が幾つか報告されている。上下変動では、掛川-御前崎間での水準測量データから、御前崎での沈降速度が低下していることが示されている(多田, 1996)。また、松村(2000)によれば、東海地域のプレート境界固着域下盤側では1999年から正断層タイプの地震の発生割合が減少している傾向が1年以上も続いている。これらが想定さ

れる東海地震の先駆的現象であるか否かを解明することは、現在の大きな課題である。

一方、摩擦構成則を適用した数値モデルと観測データを結びつける研究も行われている。加藤・平澤(1996)は、摩擦構成則に基づく数値モデルを駿河トラフのプレート境界面に適用し、東海地震に先行して生じるであろう準安定すべりによる先駆的ずれを数値シミュレーションから見積もった。その結果、東海地域での変化が観測で捉えられるほどの大きさであることを示した。Kato and Hirasawa(1999)では、固着域の深さの範囲や

図 1 東海地域の周辺図 (a) と拡大図 (b)。

■は使用した水準観測点の位置、破線のコンターはスラブの等深線(野口, 1996)を示す。(a)では、Ishibashi(1981)が提唱した東海・東南海地震の想定断層モデル、Matsumura(1997)が微小地震メカニズムから推定した固着域、Yoshioka *et al.*(1993)が水準・三角測量から推定した backslip、Sagiya(1999)がGPSから求めた backslip (backslipは3 cm/yearのみを抽出)を重ねて示している。また、図6と7から求めた前駆的P軸回転領域(後述)も併記した。(b)では、仮定した沈み込み方向(X軸方向)と観測点コードを示している。また、観測点の距離はX軸方向に沿ったものとする。

Fig. 1 Tokai district map, superimposed on with previous studies (a) and focused on the object (b), is shown. Solid squares represent the positions of benchmarks. Broken contour lines indicate the depth of plate interface fixed by Noguchi (1996). Fig.(a) shows the assumed fault model proposed by Ishibashi (1981), the locked region determined by Matsumura (1997), the back slip region estimated by using benchmarks and triangulations (Yoshioka *et al.*, 1993) and by using GPS (Sagiya, 1999) where is greater than 3cm/year. "Preseismically rotating of P axis" region, which is based on the results of Fig.6 and Fig.7, is mentioned later. Fig.(b) shows the dip direction (X-axis) and benchmark codes. Distance is measured along the X-axis.

図 2 東海地域のプレート沈み込みの 2 次元モデル。

太い実線部分は $(a - b) < 0$ の領域を示す。ここでは $x = 0$ を松村 (1996) の図 3 の解析対象区域の南東端に一致させ、松村 (1996) の震源分布を重ねて示す。60 km 以深では、 $V_{pl} = 4.0$ cm/year の一定速度で沈み込んでいるとする。

Fig. 2 A 2D model for the plate subduction in the Tokai district used in the numerical simulation. The plate boundary is shown by a solid line where the thick line represents the zone of $(a - b) < 0$. Hypocenters and the locked region on the plate interface determined by Matsumura (1996) are shown by dots and by the segment drawn with line along dip, respectively. Stable sliding at 4.0 cm/year is assumed for the plate boundary deeper than 60 km.

プレートの沈み込み速度や摩擦構成則が異なるモデルを使って、数値モデルの計算結果と実際に観測された GPS 及び体積歪のデータとの比較を行った。他にも Stuart (1988) は、1946 年の南海地震に先行してみられた験潮記録による潮位の変化を数値シミュレーションにより説明を試みた。本稿では、摩擦構成則に基づく加藤・平澤 2 次元モデルから期待される計算結果と、過去数十年間で捉えられた東海地域の水準測量データ及び微小地震のメカニズムとの比較を行い、1854 年以降大地震の起きていない東海地域が、地震発生サイクルの中でどの段階にあるのか検討を試みる。

II. 数値モデルと水準測量データ

本稿の研究対象である駿河湾周辺域を図 1 に示す。東海地域における沈み込み帯は、フィリピン海上面の等深線 (野口, 1996) からわかるように、複雑な形状をしており、これまでに地殻変動から推定された back slip ベクトル (実際の沈み込み速度から定常すべり速度を引いたもの。完全に固着していれば、定常すべり速度と正反対のベクトルとなる。例えば, Yoshioka *et al.*, 1993 を参照。)

や地震活動から推定された固着域を直接 2 次元モデルに置き換えるのは難しい。ここでは, back slip の方向に関しては, Yoshioka *et al.* (1993) が地殻変動データから推定した $N30^\circ W$ と, Seno *et al.* (1993) がプレートの剛体運動から求めた $N50^\circ W$ の 2 つに近い $N40^\circ W$ にとった。固着域については, Sagiya (1999) が GPS 観測から推定した結果を基にしたもの (Case A) と, 松村 (1996) 及び Matsumura (1997) が微小地震データから推定した結果を基に判定したもの (Case B) の 2 つを採用して 2 次元モデルを構築した。それを図 1 及び図 2 に水平面・鉛直断面にとって示す。図 2 のスラブの沈み込み開始位置を図 1 に示し、ここを原点にとった。沈み込みの角度は単純に 15° で一定とし、沈み込み速度は Seno *et al.* (1993) が推定した 4.0 cm/year の値を採用した。プレート境界の深さ 60 km 以深では、この速度で定常的にすべっているものとする。60 km 以浅で, Ruina (1983) が提唱した速度 - 状態依存摩擦構成則に従う摩擦力が働いているとし、今回は Ruina が示した構成則のうち, slowness law (Beeler *et al.*, 1994) を採用した。構成則で用いられる摩擦パラ

図 3 想定した摩擦パラメータの深さ依存性.

$(a - b)$ が負で最大となる値を $(a - b)_{seis}$ とし、その深さを Case A では 13-17 km, Case B では 18-22 km とした. 他に変わっているのは $(a - b)_{seis}$ の値のみで、ここでは例として、Case A-2, B-2 を示している.

Fig. 3 Depth variations of friction parameters.

The value of $(a - b)_{seis}$ is defined as the most negative and different among models. The depth range with this value is fixed from 13 to 17 km and from 18 to 22 km for Cases A and B, respectively. Case A-2 and B-2 is shown for example.

表 1 想定したモデルパラメータと計算結果. Case と $(a - b)_{seis}$ については図 3 を参照.

Table 1 Assumed values of model parameters and the results of numerical simulations (T_r and Coupling ratio).

Case	$(a - b)_{seis}$	d_c (cm)	T_r (year)	Coupl. Ratio(%)
A-1	8.2×10^{-4}	0.7	116.1	83.5
A-2	6.1×10^{-4}	1.0	115.3	70.2
A-3	6.02×10^{-4}	3.0	115.7	40.3
A-4	7.0×10^{-4}	7.0	161.2	41.2
B-1	6.0×10^{-4}	1.0	121.4	75.8
B-2	5.38×10^{-4}	3.0	116.7	50.4
B-3	8.0×10^{-4}	6.0	193.6	37.1

d_c は、特徴的すべり量 (Ruina, 1983) を示し、プレート境界上で一様とする. T_r は大地震の繰り返し発生間隔を示す. Coupling ratio は、1 cm/sec 以上のすべりを地震性すべりとした時の総すべり量に対する割合を表わす.

Case and $(a - b)_{seis}$ is explained in Fig. 2. d_c is critical displacement and is assumed uniform through the plate boundary. T_r represents recurrence interval of earthquakes. Coupling ratio is defined as the ratio of seismic slip to total slip, where seismic slip is defined as the slip faster than a rate of 1 cm/sec.

メータについては加藤・平澤 (1996) で要約されているので詳細は省略するが, slowness law の特徴は、一定速度ですべらせた時の定常的な摩擦係数が、そのすべり速度に依存することである。その関係式は、 $\partial u_{ss}/\partial (\ln V) = a - b$ として表わされる。 $a - b < 0$ の場合、すべり速度が増加するほど摩擦力が低下するので、不安定なすべりが

発生する。逆に、 $a - b > 0$ の場合は、粘性のように速度の増加と共に摩擦力も大きくなるので、不安定なすべりは生じない。また d_c は、すべり速度が変化した際に新たな定常状態へと遷移するための特徴的すべり量を表わす。そこで以下では、 $a - b < 0$ を地震発生域に対応させ、これまでの高温岩石すべり実験 (Blandpied *et al.*, 1998) や

図 4 プレート形状に関する 3 つの研究結果から求められた、原点と掛川の距離 X (km) の範囲。
ここでは観測点上でのスラブの深さのみを示す。参考のため、プレートの傾斜角 15° に平行な直線（破線）を引いてある。

Fig. 4 The range of X (km), the distance between the origin and Kakegawa, determined by three previous study results.
The broken lines are parallel to the dip direction.

数値シミュレーション (Stuart, 1988; Kato and Hirasawa, 1997) の結果を参考にし、東海地震の平均再来間隔 120 年 (Ishibashi, 1981) に近いものと巨大地震を想定したものを意識しながら、摩擦構成則のパラメータ b , d_c を変えて数値シミュレーションを行った。本稿では、その中から図 3 及び表 1 に示すような合計 7 つの組み合わせについて検討した。

今回使用するデータは国土地理院による水準測量データ、東海地域の水準点のうち、浜岡、小笠、菊川、掛川、森の 5 点を用いた (国土地理院, 2000MS)。使用した期間は 1978–2000 年で、基準は 1978 年の掛川の値にとった。また、観測データに適用したフィルターは、時間の 3 次関数とする trend 成分, 2 次の AR (自己回帰) 成分, 季節成分, ノイズ成分の 4 つに分け, trend 成分のみを計算値との比較に用いた。

モデルの観測データへの適用法として、ここでは次に起こる東海地震の発生時刻 (T_{next}) 及び沈み込み開始位置に相当する原点と掛川の距離 (D_x) の 2 つを未知数とした。再来間隔が現実のものに即していなくとも大地震発生から数十年前の先駆的な振る舞いが実際の観測データと数値シミュレーションとでそれほど変わらないという前提の

表 2 グリッドサーチで得られた計算結果。

Table 2 The results of grid search.

Case	Dist.(km)	$T_{next} \pm 2\sigma$ (A.D.)	R.m.s.(cm)
A-1	84.0	2001.5 (2001.3–2001.6)	0.87
A-2	80.3	2001.8 (2001.6–2001.9)	0.43
A-3	65.9	2003.4 (2003.1–2003.7)	0.77
A-4	66.2	2004.1	1.2
B-1	89.0	2006.1 (2005.7–2006.5)	0.86
B-2	81.1	2003.4 (2003.2–2003.8)	0.72
B-3	76.8	2004.3 (2004.3–2004.7)	1.5

Dist.: 原点–掛川の距離, T_{next} : 次の大地震の発生時刻 () 内は $\pm\sigma$ の範囲, R.m.s.: 浜岡・森町の 2 点の水準観測データと計算値との残差。

Dist. is the distance from the trough to Kakegawa, T_{next} is occurrence time of next earthquake (and its range of $\pm\sigma$), and R.m.s. is rms residual between calculated uplift and observed at two points, Hamaoka and Morimachi.

もとで, $2000 \leq T_{next} \leq 2060$ 年, $63 \leq D_x \leq 89$ km の範囲で (図 4), それぞれ 0.1 年, 0.1 km のグリッド間隔で最小 2 乗残差を探すことで, 未知パラメータの見積もりを行った。

III. 結 果

以下、結果の概略を述べる。どのモデルを適用しても、全ての観測点を説明しうる結果は得られ

図 5 観測された上下変動の時間変化とと計算値の比較。

(a) 浜岡, (b) 小笠, (c) 菊川, (d) 森。観測値を破線で、計算値 Case A-2, B-2 を実線と一点鎖線で示す。

Fig. 5 Comparison of observed and calculated uplift changes at (a) Hamaoka, (b) Ogasa, (c) Kikugawa, (d) Mori.

Observed values are shown by broken gray lines, while calculated ones for Cases A-2 and B-2 are shown by chain black lines and solid black lines, respectively.

なかった。また、残差が小さくてもトレンドが合っていないければ、物理的な説明は満たされていないと考え、ここでは掛川から最も離れた浜岡と森町の2点だけを計算との合わせ込みに用いた。各モデルの観測値と計算値がどれだけ一致するかを定量的に評価した結果を表2に示す。本稿では誤差評価のために、単純にモデルと観測が近似的に合っているとして測定誤差を最小2乗残差 (rms) で代用し、 χ^2 乗分布を当てはめた。Case B-1を除いた結果では、 d_c が大きいほど先駆的な期間が長くなるため、 d_c が大きいほど T_{next} の値が大き

くなる傾向が見られる。代表的な例として Case A-2, Case B-2 における観測値と計算値の比較を図5に示す。Case A-2 では、菊川を除く3点をほぼ定量的に説明していることがわかる。一方 Case B-2 では、浜岡及び最近の約10年における菊川の傾向をよく説明している。どのモデルでも全ての観測点を説明しきれないのは、プレート境界面が3次元的で複雑な構造をもつこと、沈み込みの方向と速度が様々でないこと、スラブ構造が不均質及び非弾性の成分をもつこと、などが考えられる。

図 6 松村 (1996) によって求められた微小地震の P 軸方向 (1980-1992) と、表 2 の結果を用いて Case B-2 で計算された本震発生から 22-10 年前の 12 年間で変化した応力の主軸ベクトルを比較した図。

松村 (1996) が決めた P 軸方向を実線で、数値モデルで計算された応力変化の主軸方向を矢印で示す。2 つの直交する矢印のうち、相対的に compression が最大となる方向が P 軸に相当すると考えると、両者は概ね一致する。Point 1-3 における本震発生直前の応力時間変化については図 7 を参照。

Fig. 6 Comparison of P-axis directions of microearthquakes (solid lines) estimated by Matsumura (1996) and the principal vectors of stress change (arrow) calculated in Case B-2 for 12 years from 22 to 10 years before the main earthquake by applying the results (Table 2).

Time changes of stress at Points 1-3 are shown in Fig. 7.

IV. 地震メカニズム解の主軸方向の変化との比較

今回の結果は、次の東海地震が今後数年以内に起こる可能性を示唆するものである。しかし、使用した観測点数が少ないこと、全ての観測結果を説明できないこと、観測と計算の合わせ込みに用いた観測点がどれもプレート境界からかなり離れたものばかりで明瞭な先駆的変動を捉えにくいことなどの問題点もあり、これだけから予測することはできない。

そこで本稿では、別の面からのアプローチとして、これまでの数値シミュレーションではあまり議論されてこなかった自然地震のメカニズム解の時間変化 (Matsumura, 1997) に注目した。図 6 は松村 (1996) によって求められた 1980-1992 年のメカニズム解と、Case B-2 の結果 (T_{next} , d_x) に基づいて 1980 年と 1992 年との差応力の主軸方

向の計算値を比較したものである。この数値シミュレーションでは境界面上でのすべりによる応力変化しか考慮していないが、相対的に圧縮となる矢印の方向が自然地震のメカニズム解の P 軸に相当すると考えれば、両者は概ね一致している。さらに、本震の発生時刻を 2000-2060 年の間で変えてみても大局的には違いが見られなかったことから、この観測期間はまだ interseismic (地震発生の谷間になる時期) の段階であったことがわかる。そこで、本震発生直前の応力変化を調べるため、応力の時間変化が微小地震の発生に反映され则认为、図 6 で注目した point 1-3 の地点での応力変化の主軸ベクトルを図 7 に示した。どの point でも主軸が回転していることがわかり、水平面上の回転 (Matsumura, 1997) だけでなく鉛直面上での回転もすることが示された。point 2, 3 を見ると、Kato and Hirasawa (1999) が dip 方向の応力変化から指摘したように、本震発生の約

図 7 図 6 に示した 3 点 (point 1-3) での大地震直前の応力時間変化の最大圧縮方向 (左縦軸, 黒色線) とその変化量 (右縦軸, 灰色線)。

Fig. 7 Precursory changes of stress at Points 1-3 shown in Fig. 6. Compressional directions are shown by black lines with the left vertical scale, and the quantities are shown by gray lines with the right vertical scale.

5 年前から固着域下端付近の上面では逆断層タイプが減少し正断層タイプが増加し, 下面ではその逆のセンスで変化している。これは松村 (2000) の結果を支持するものである。さらに, 数年前からは応力変化が急激に高まることから, 微小地震の発生だけでは応力集中の拡散が賄い切れず, 高木 (1980) が 1978 年宮城県沖地震 ($M7.4$) で捉えた逆断層タイプの中規模地震が発生する可能性がある。また, Point 1 では, 約 2 年前から Point 2, 3 とは逆回りに主軸が回転し, 応力変化も 1 年前には 5 年前の約 10 分の 1 に急激に減少することから, 今後このような領域での地震活動の低下や P 軸の回転が起こるかどうかを見守る必要があろう。ここでは Matsumura (1997) のメカニズムから判断して, その可能性のある領域を図 1 に示した。

V. まとめと議論

本稿では水準測量及び地震メカニズム解の観測結果と数値シミュレーションとの比較を行った。

その結果, 4 点あるうち 2・3 点の相対水準測量の観測データを概ね説明するモデルを見出すことができた。また, 数値計算による差応力が微小地震のメカニズムを説明することがわかり, 大地震発生前のメカニズム変化の予測を試みた。その一方で, 今回の研究では, モデルが単純だったことや, 使用した観測点が少なかったことなど, 今後の課題として幾つか残った。モデルに関しては, 3 次元モデルに拡張した黒木ほか (2001) や, 有限要素法により境界面だけでなく不均質媒質全体の応力変化を考慮した平原 (2000) といった, より現実的なモデルへの適用が挙げられる。また, メカニズムの変化に関しては, 2001 年の静岡県中部の地震活動など, より最近のものまで取り入れる必要がある。本稿は観測と数値モデルとをいかに融合するかについて新たな試みを提示したものであって, そのまま現実問題へと適用することはできないが, 今後の東海地震の発生に至る過程を観測データから捕らえるための手がかりにつながると考えている。

文 献

- Beeler, N.M., Tullis, T.E. and Weeks, J.D. (1994): The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1987-1990.
- Blandpied, M.L., Marone, C.J., Lockner, D.A., Byerlee, J.D. and King D.P. (1998): Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 9691-9712.
- 平原和朗 (2000): 摩擦構成則に基づく不均質粘弾性媒質中における地震サイクル FEM シミュレーション—メッシュサイズの影響—. 日本地震学会予稿集, B58.
- Ishibashi, K. (1981): Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In Simpson, D.W. and Richards, P.G. eds.: *Earthquake prediction: An international review*. AGU, Washington, D.C., 297-332.
- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *J. Geophys. Res.* **97**, 489-513.
- 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**, 126-132.
- Kato, N. and Hirasawa, T. (1997): A Numerical study on seismic coupling along subduction zones using laboratory-derived friction law. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 51-68.
- 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. Seism. Soc. Amer.*, **89**, 1401-1417.
- 国土地理院 (2000MS): 第 138 回地震予知連絡会資料.
- 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.
- Matsumura, N. (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 (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, **14**, 81-92.
- 松村正三 (2000): 東海地域推定固着域における地震活動状況の変化 (その 2). 日本地震学会予稿集, A50.
- 野口伸一 (1996): 東海地域のフィリピン海スラブと収斂形態. 月刊地球, 号外, **14**, 105-115.
- Ruina, A.L. (1983): Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Sagiya, T. (1999): Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- Stuart, W.D. (1988): Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone. *PAGEOPH*, **126**, 619-641.
- 多田 亮 (1996): 最近の東海地方の地殻上下変動とその意義. 月刊地球, 号外, **14**, 16-23.
- 高木章雄 (1980): まとめと宮城県沖地震の前兆的地震活動. 地震予知研究シンポジウム, 231-241.
- 山崎文人・青木治三 (1994): PHP プレート形状の再検討—スラブは連続か不連続か. 地球惑星科学関連学会 合同大会予稿集, 198.
- Yoshioka, S., Yabuki T., Sagiya T., Tada T. and Matsu'ura, M. (1993): Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC. *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.

(2001 年 3 月 9 日受付, 2001 年 7 月 6 日受理)