

第3章 3次元数値モデルによる地震発生のシミュレーション

3.1 地震サイクルのモデル化

3.1.1 はじめに

近年、室内実験で得られた岩石の摩擦法則を適用することにより、プレート境界での大地震発生のモデル化がなされるようになってきた。特に、Dieterich(1979, 1981)やRuina(1983)によって提出されたすべり速度 / 状態依存摩擦構成則 (rate- and state- dependent friction law) を用いると、大地震発生サイクルの説明が可能である。Tse and Rice (1986) は、横ずれ断層であるCaliforniaのSan Andreas断層の地震サイクルを、2次元半無限弾性体を用いてモデル化した。Stuart(1988)や加藤・平澤(1996)は、プレートの沈み込み帯をモデル領域として2次元半無限弾性体によるシミュレーションを行い、南海 - 駿河トラフに沿った巨大地震に先行する地殻変動について調べた。さらに、Stuart and Tullis(1995)は、CaliforniaのParkfieldで起こると予想される M (マグニチュード) 6クラスの地震に先行する地殻変動の横ずれ断層の3次元シミュレーションを行った。Stuart and Sagiy(1999)は、南海トラフの沈み込み帯での巨大地震に先行する地殻変動を研究するために平面断層モデルを構築した。

東海地域のプレート形状は複雑な谷地形であるため(原田・他, 1998)、数値モデルによる地震発生のシミュレーションを行うには3次元モデルを必要とする。われわれは、数値シミュレーションを東海地震の予知により実的に役立てるために、加藤らの研究を3次元に拡張してより現実的なプレート形状を取り入れた。そして、プレート境界面上でのすべり量、せん断応力、プレート間の固着の程度を示すカップリング係数の時間変化、さらに、地表面における長・中・短期の地殻変動を面的に評価した。1サイクルにわたる地殻変動の観測データが存在しない現状では、シミュレーションの結果は東海地震発生のシナリオを考える上で有力な手がかりを与えてくれる。

3.1.2 モデル

モデルは、プレート境界面でのせん断応力場と相対変位(転位)場によって記述され、その時間発展は食い違い弾性論と摩擦則により決まる。まず、プレート境界面を離散化し、 N 個のセルに分ける。プレート沈み込み方向のみの運動を考えると、 i 番目のセルでのせん断応力は、

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij} (V_{pl} t - u_j(t)) - \frac{G}{2\beta} \frac{du_i(t)}{dt} \quad (3.1.1)$$

で表される。ここで K_{ij} はセル j における単位の転位によって引き起こされるセル i の中心でのせん断応力である。また、 t は時間、 u_j はセル j の中心での変位量を示す。 V_{pl} はユーラシアプレートとフィリピン海プレートの平均的相対運動速度で、Seno *et al.* (1993) に基づき4 cm/yearとした。地震の直前直後では、すべり速度の影響が無視できないので、地震波放射による減衰項を右辺第2項に付加した(Rice, 1993)。また、剛性率 $G=30\text{GPa}$ 、S波速度 $\beta=3.27 \times 10^3\text{m/s}$ とした。

使用したすべり速度 / 状態依存摩擦則は、

$$\begin{aligned} \tau_i(t) &= \mu_i(t) \sigma_{ni}^{eff} \\ \mu_i(t) &= \mu_* + a_i \ln(V_i(t)/V_*) + \theta_i(t) \\ d\theta_i(t)/dt &= -(V_i(t)/L_i) [\theta_i(t) + b_i \ln(V_i(t)/V_*)] \quad (i=1,2,\dots,N) \end{aligned} \quad (3.1.2)$$

で与えられる。ここで $\mu_i(t)$ は摩擦係数、 σ_{ni}^{eff} は有効法線応力、 $\theta_i(t)$ は状態変数、 a_i 、 b_i 、 L_i は摩擦パラメータ、 μ_* は基準となる摩擦係数、 V_* は任意の基準速度である。Fig. 3.1.1に、これらの式に基づくすべり量とすべり速度、摩擦係数

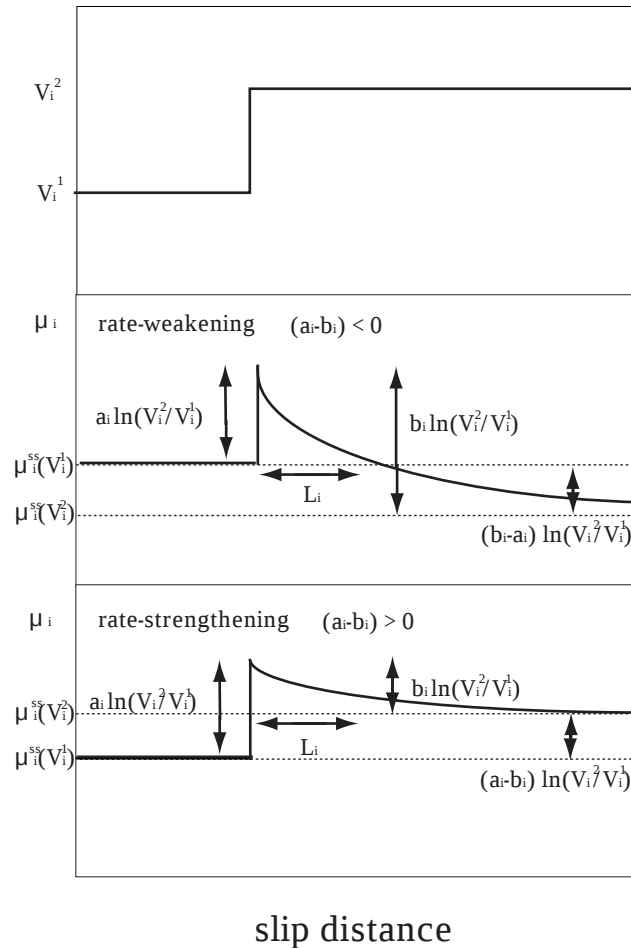


Fig. 3.1.1 Response of the friction coefficient μ_i to slip velocity. A stepwise increase in slip rate from V_i^1 to V_i^2 (top); variations of friction coefficient as a function of slip distance for rate-weakening (middle) and rate-strengthening (bottom). When the slip rate is suddenly increased from V_i^1 to V_i^2 , the friction parameter μ_i jumps up from $\mu_i^{ss}(V_i^1)$ and subsequently decays to $\mu_i^{ss}(V_i^2)$. Here $\mu_i^{ss}(V_i)$ is solved by eq.(3.1.2).

の関係を表した概念図を示す。摩擦パラメータ $a_i - b_i$ が負の場合，すべり速度が増加すると摩擦強度が弱化して（rate-weakening）不安定すべりとなり，地震が発生しやすい。 $a_i - b_i$ が正の場合，すべり速度が増加すると摩擦強度も強化して（rate-strengthening），不安定すべりは起こらない。すべり速度の変化により摩擦係数はすべり量に伴って指数関数的に変化するが，パラメータ L_i はその時の特徴的すべり量を表す。式(3.1.1)と式(3.1.2)を微分方程式の形にして5次のRunge-Kutta法により解くことになる（Press *et al.*, 1986）が，巨大地震発生時には数値的不安定を起こしやすく，また，計算時間の問題もあるため，Tse and Rice(1986)によるOvershooting法を使用した。これは，地震前後の状態を結びつける一種のセルオートマトンの手法で，はじめに，破壊領域を試行錯誤的に設定し，応力降下量を決める量（overshooting）を与え，静的なつりあい式を解いてすべり量を求めるものである。モデル計算の詳細については，Kuroki *et al.* (2002)を参照していただきたい。

3.1.3 拘束条件

本研究で設定したモデル領域をFig. 3.1.2に矩形範囲で示す。モデル領域は，Matsumura(1997)によって見積もられた固着域を含むように設定した。フィリピン海プレートの形状は，原田・他(1998)によって気象庁の微小地震震源を基に推定されたプレートの等深線を基にした。1944年の東南海地震時の破壊は渥美半島まで及んでいた（Tanioka and Satake, 2001b）ので，モデル領域の南西側の境界を浜名湖付近に設定した。北西側の境界は，微小地震活動が活

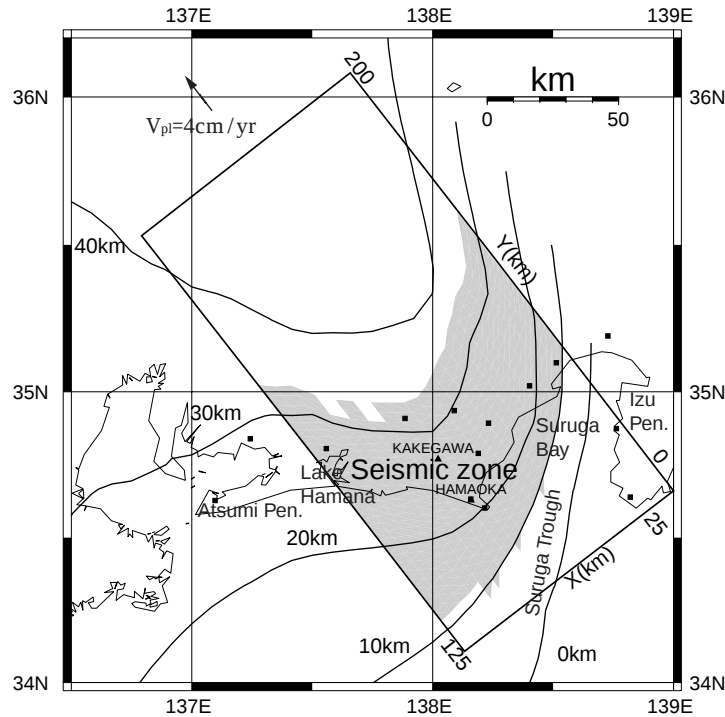


Fig. 3.1.2 Plate configuration in the Tokai Region. The Philippine Sea Plate begins to subduct in an area along the Suruga Trough. The rectangle indicates the modeled region. The solid lines are contour lines of interface depth. The shaded region indicates the seismic zone. The solid squares denote strainmeter locations. The solid triangles denote Kakegawa and Hamaoka bench marks. The locations of the strainmeter and the bench mark in Hamaoka are almost the same.

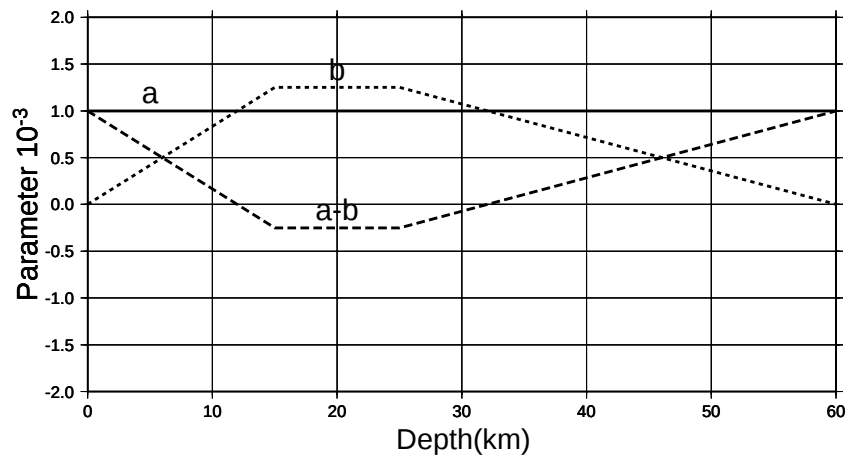


Fig. 3.1.3 Dependence of a , b , and $a - b$ on depth.

発でないためプレートの形状を求めるのは難しい (Ishida, 1992)。

プレート境界面上の摩擦パラメータ a_i , b_i , L_i の分布は観測から推定できない。Blanpied *et al.* (1991) は、花崗岩を使用した岩石実験から、 $a_i - b_i$ が負となる速度弱化の温度範囲が 100 から 350 であることを示した。Hyndman *et al.* (1995, 1997) は、南海トラフのプレート断面の温度分布を解析し、固着域の上限における温度が 100 と 150 の間で、下限及び遷移領域における温度がそれぞれ 350 及び 450 となることを見いだした。このように概ね深さと温度との間に比例関係があることから、摩擦パラメータは単純に深さに依存するものとし、概ね深さ 10 ~ 30 km の範囲で $a_i - b_i$ が負となるよう、Fig 3.1.3 に示すようにパラメータ a_i , b_i を深さの関数として与えた。この約 10 ~ 30 km という深さ範

囲は、1944年の東南海地震、1946年の南海地震の破壊領域（Kikuchi *et al.*, 2003；Sagiya and Thatcher, 1999；Tanioka and Satake, 2001a, b）に相当する。この領域において $a_i - b_i$ は-0.00025であり、その絶対値は加藤・平澤（1996）のものより若干大きい。基準となる摩擦係数は $\mu_s=0.01$ 、任意の基準速度は $V_s=1 \times 10^{-6}$ とした。沈み込む海洋地殻では脱水反応により、大量の水が放出されている（Peacock, 1996）ため、プレート境界で間隙水圧の影響を考慮に入れ、有効法線応力を $\sigma_{ni}^{eff}=(\rho - \rho_w)gy$ で与えた。ここで、 ρ （岩石の密度） $=2.8\text{g/cm}^3$ 、 ρ_w （水の密度） $=1.0\text{g/cm}^3$ 、 g （重力加速度） $=9.8\text{m/s}^2$ 、 y は深さを表す。これらの値は、加藤・平澤（1996）で使用されたものと同じである。

モデル化にあたっては、導かれる結果が観測結果と合うようにパラメータを調整する必要がある。本研究では、南海トラフの巨大地震の繰り返し間隔が90年から150年であること（Ishibashi, 1981；石橋・佐竹, 1998）、サイスミックカップリング係数が0.5であること（Peterson and Seno, 1984）、最近20年間の浜岡 - 掛川間の水準測量結果から掛川に対する浜岡の沈み込み速度が約5 mm/yearであることという3つの観測結果を条件とした。

構築したモデルをFig. 3.1.4に示す。モデル領域の両翼の境界での応力集中の影響を避けるために、モデル領域を両翼と中央部分の3つの領域に分けた。両翼の幅は25km、中央部分の幅は100kmとした。 $a_i - b_i < 0$ の条件下では、 L_i が小さいほど摩擦強度は急激に低下するので不安定すべりが発生しやすい（Ruina, 1983）。そのため、両翼では安定なすべりになるようにパラメータ L_i は10cmとし、中央部分では5 cmとした。

式（3.1.1）と式（3.1.2）から得られる微分方程式の初期条件として、速度 $V^0=1\text{ mm/year}$ 、せん断応力 $\tau_{io}=G(a_i - b_i) \ln(V^0/V_s)$ を与えた。

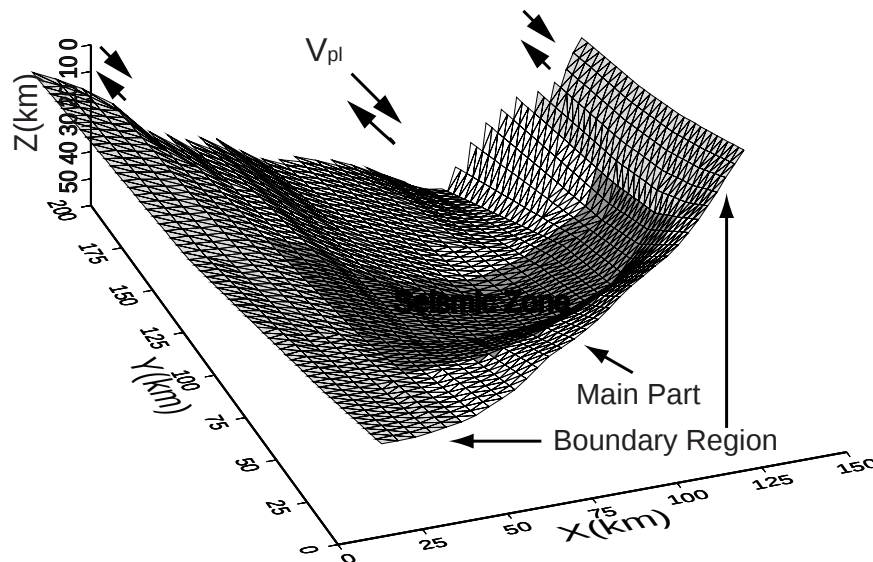


Fig. 3.1.4 Schematic representation of the 3-D model. The plate interface is viewed from Suruga Bay.

3.1.4 結果と考察

Fig. 3.1.5に、シミュレーションによって得られた地震領域と沈み込み深部領域におけるすべり量の時間変化を示す。地震領域よりも深い領域では安定すべりが主になり、浅い領域でも同様の挙動を示すのに対し、地震領域（ $a - b < 0$ ）の中央部分では大地震に対応したステップ状の変化が見られる。ステップ状の変化の数十年前からゆっくりとしたすべりが見られるが、これは固着のはがれによるものである。はじめ、地震発生の繰り返し間隔は不安定であるが、次第に安定する。今回与えた摩擦パラメータや初期条件の下では地震発生の繰り返し間隔は約150年、地震領域での地震時の平均的なすべり量は3.9m、応力降下量は1.1Mpaとなった。

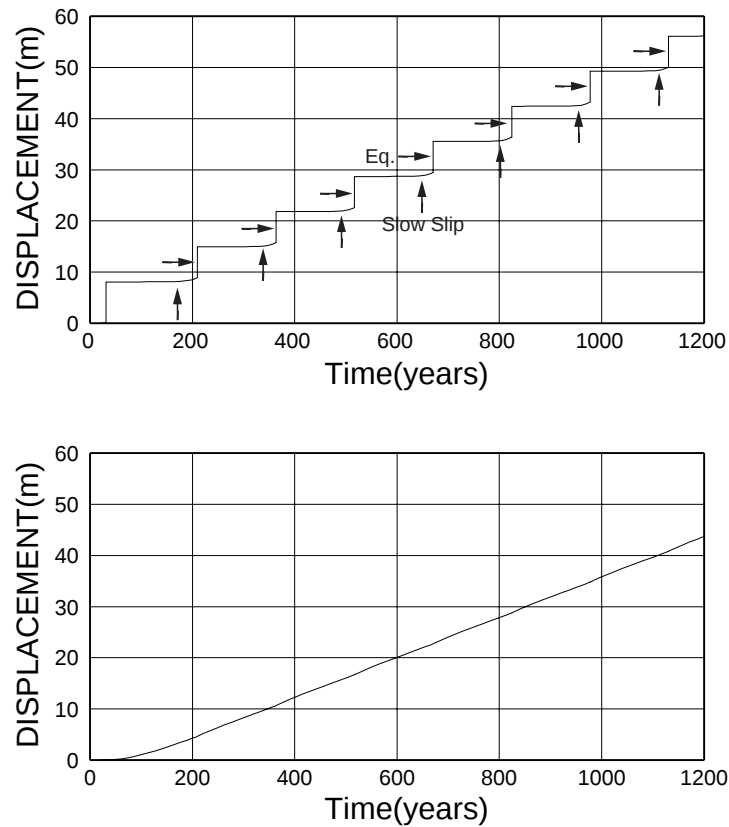


Fig. 3.1.5 Time evolution of the cumulative displacement at the center of the seismic zone ($x=76.7\text{km}$, $y=42.8\text{km}$, $z=20.6\text{km}$) (top), and at the deeper part of the plate ($x=76.7\text{km}$, $y=183.9\text{km}$, $z=55.6\text{km}$) (bottom).

地震モーメントは，

$$M_0 = \sum_i G u_i S_i \quad (3.1.3)$$

で与えられる。ここで G は剛性率， u_i はセル i での変位量， S_i はセル i の面積を示す。Kanamori (1977) によるモーメントマグニチュード M_w はSI単位系で，

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.06 \quad (3.1.4)$$

と定義される。(3.1.3)式と(3.1.4)式から，地震領域での地震時のすべり量をモーメントマグニチュードに直すと，約8.0となった。

地震間のプレート境界におけるカップリングの時間変化は，地震領域内でのサイズミックカップリング係数

$$\chi(t) = (U_{\text{cycle}} - u(t)) / U_{\text{cycle}} \quad (3.1.5)$$

で特徴づけられる。ここで U_{cycle} は1サイクル期間のすべり総量（約6 m）で， $u(t)$ は前の地震発生より後の期間のすべり量を示す。Fig. 3.1.6は次の地震の100年前から直前まで6つの時点におけるサイズミックカップリング係数の空間分布を示す。 χ が1に近いほど固着し，逆に0に近いほど安定すべりを起こしていることを示す。Fig. 3.1.6に示すように，地震発生が近づくにつれて赤で示された固着領域が狭まり，それに応じて各図の右上に書かれている地震領域でのサイズミックカップリング係数の平均値 $\bar{\chi}$ も減少する。この現象は，Kato and Hirasawa (1999)の2次元モデルでも見られる。また，固着している領域は，地震領域内でも傾斜の緩やかな領域に集中してくることが分かる。これは主に， $a-b$ の深さ依存性の結果として $a-b < 0$ の地震領域が傾斜の緩やかな領域にあるためである。このことは，Fig. 3.1.6に示したものと同一時点におけるせん断応力の空間分布を示したFig. 3.1.7からも見てとれる。地震が起こる

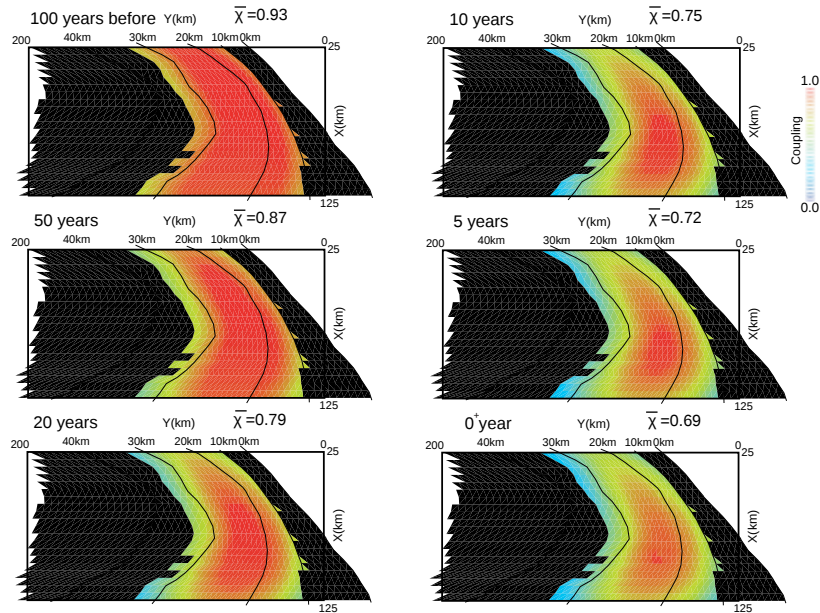


Fig. 3.1.6 Snapshots of spatial distribution of seismic coupling coefficient χ on the plate interface. The scale bar is given at the right of the figure. The region of high seismic coupling coefficient χ is indicated by red. The low region is blue.

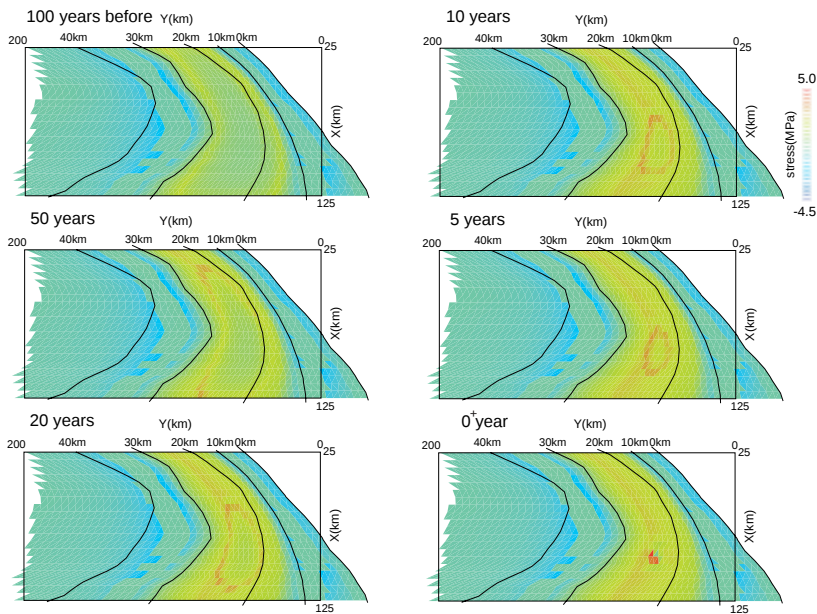


Fig. 3.1.7 Snapshots of spatial distribution of shear stress on the plate interface. The highly shear-stressed region is indicated by red. The low shear-stressed region is blue.

50年前から、せん断応力の蓄積の大きなことを示す赤いリング状の領域が形成され、地震が近づくにつれて徐々にその領域が狭くなっていく。そのリングは、Fig. 3.1.6に示した強くカップリングした領域に含まれ、時間とともに集中していく。地震の破壊は、Fig. 3.1.7の地震直前の図に示されているせん断応力が最も大きく蓄積された領域の近傍で開始する。なお、シミュレーションの初めの段階で起こる地震は応力が安定しないため破壊開始点が変わるが、その後応力が安定するとすべての地震に対して破壊開始点はほとんど同じ位置となる。Fig. 3.1.8は地震直前におけるすべり速度の空間分布を示しており、図中の赤い領域が破壊の開始点に相当する。Fig. 3.1.9は地震時の変位量を示し、こ

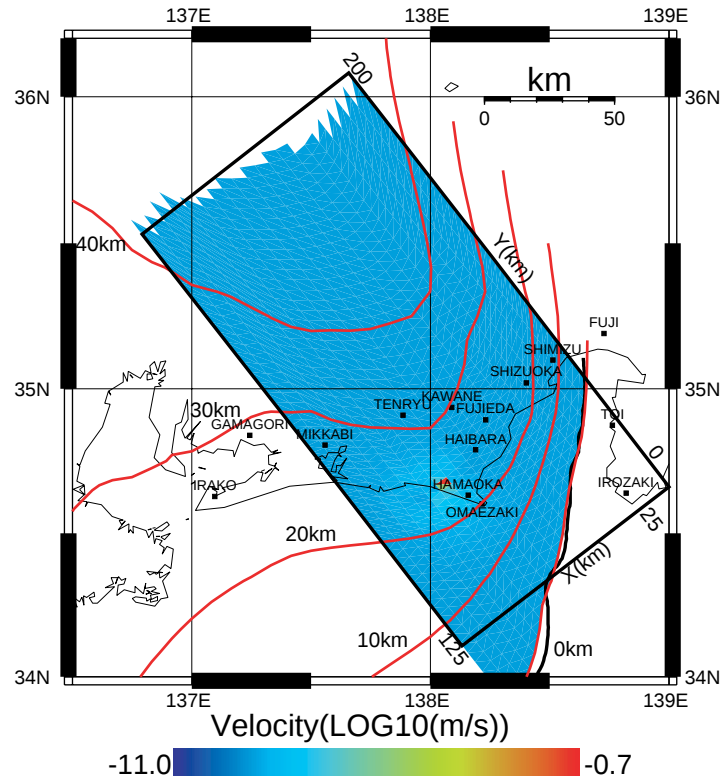


Fig. 3.1.8 Velocity distribution just before the earthquake. The rupture starts at the red triangle.

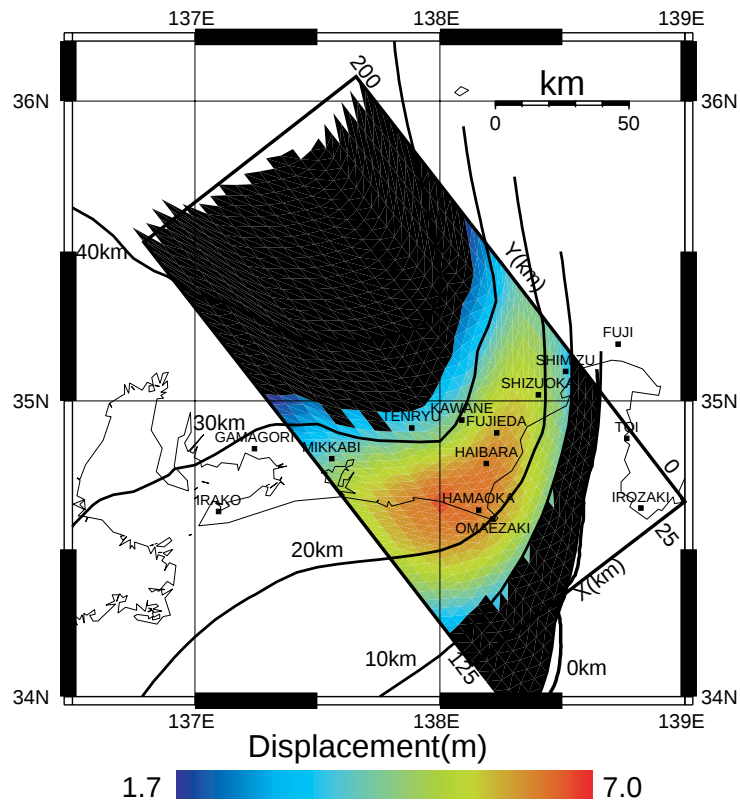


Fig. 3.1.9 Earthquake slip distribution. The moment magnitude is about 8.0 and the average slip is about 3.9m. The maximum slip is 6.7m; the minimum slip is 1.8m. The red region has large slips, while the blue region has small slips.

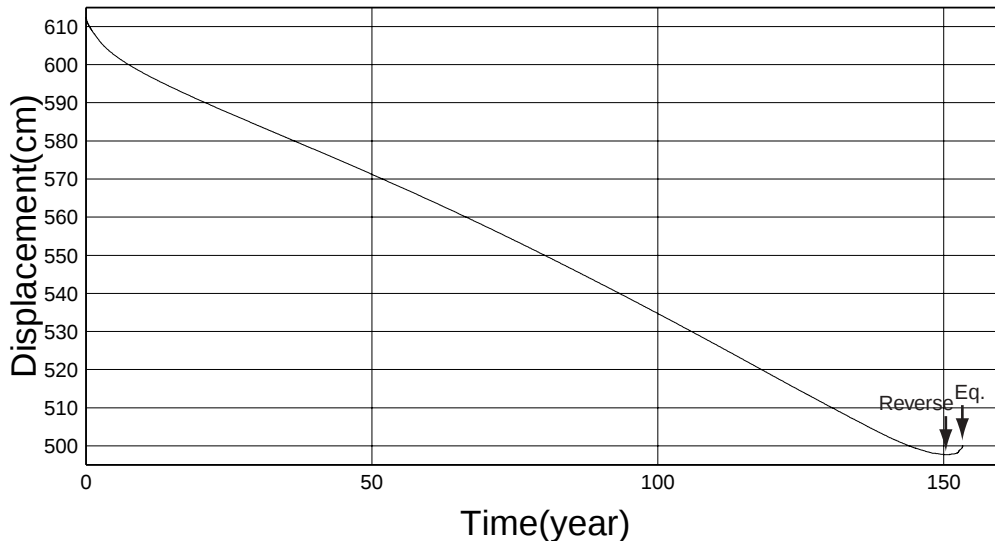


Fig. 3.1.10 Subsidence of Hamaoka relative to Kakegawa in this simulation.

の図で地震時の変位量が大きな領域は、GPSを基に解析されたバックスリップ分布（Sagiya, 1999）とおおよそ一致している。

次に、地表面での地殻変動を調べてみる。まず、国土地理院による水準測量が実施されている浜岡 - 掛川間においてシミュレーションから予測される1サイクルの上下変動をFig. 3.1.10に示す。地震直後の余効変動と考えられる急な沈降が収まった以降は約7 mm/yearで沈降し、地震が起こる数年前に沈降から隆起に転ずることがわかる。国土地理院による沈降速度の観測値は5 mm/year（国土地理院, 2003）であり、おおよそ一致する。また、地震数年前からの変化は、東海地震の中期予測への手がかりの一つとなると考えられる（多田, 1996）。地震前1日間の上下変化の面的な分布はFig. 3.1.11ようになる。Fig. 3.1.8に示したプレスリップの生じる地震破壊開始点の近傍で地震前1日間の上下変化量が大きいが分かる。量的には地震前1日間の上下変化の最大値は約1 mmであり、GPSで検出可能な量を下まわる（鷲谷, 1997）。

Fig. 3.1.12に地震前1日間の面的な歪変化を示す。地震前1日間の歪変化の大きな領域は、Fig. 3.1.11と同様にプレスリップ領域の近傍にある。Fig. 3.1.12に見るように、地震前1日間の歪変化量は $10^{-8} \sim 10^{-7}$ である。1日あたりの変化量が最も大きかった浜岡観測点での体積歪の1サイクル、地震前1年間、地震前1日間の時間変化をFig. 3.1.13に示す。この図から、地震が起こる数年前に縮みから伸びに転ずる時期があり、また、地震前1日間では加速的な変化が見られる。それぞれの歪変化量のオーダーは、1サイクルでは 10^{-5} 、地震前1年間では 10^{-7} 、地震前1日間では 10^{-8} となった。地震の数時間前に観測される歪変化量が 10^{-8} であることは、加藤・平澤(1996)の2次元モデルを使用して見積もられた値の10分の1となる。歪変化量が小さめに算出されるのは、3次元モデルでは海溝軸に沿った方向において運動が一樣でなくプレスリップが有限の範囲で生じるためと考えられる。Fig. 3.1.13の*で示されたクリープイベントは、セルサイズが粗いことによる影響と考えられる。また、地震の起こる数年前の縮みから伸びへの反転は、浜岡 - 掛川間の上下変動（Fig. 3.1.10）の反転に対応する変化とみられる。

3.1.5 まとめ

東海地域のプレート構造に基づいた3次元のプレート境界面モデルを作成し、このモデルにすべり速度 / 状態依存摩擦構成則を適用することによって、地震発生のシミュレーションを行った。

プレート境界面では、せん断応力の蓄積に伴ってリング状の高せん断応力領域が作られ、その範囲は地震時に近づくにつれて狭まっていく。地震直前のプレスリップは、せん断応力が最も大きく蓄積された領域の近傍で起こる。地

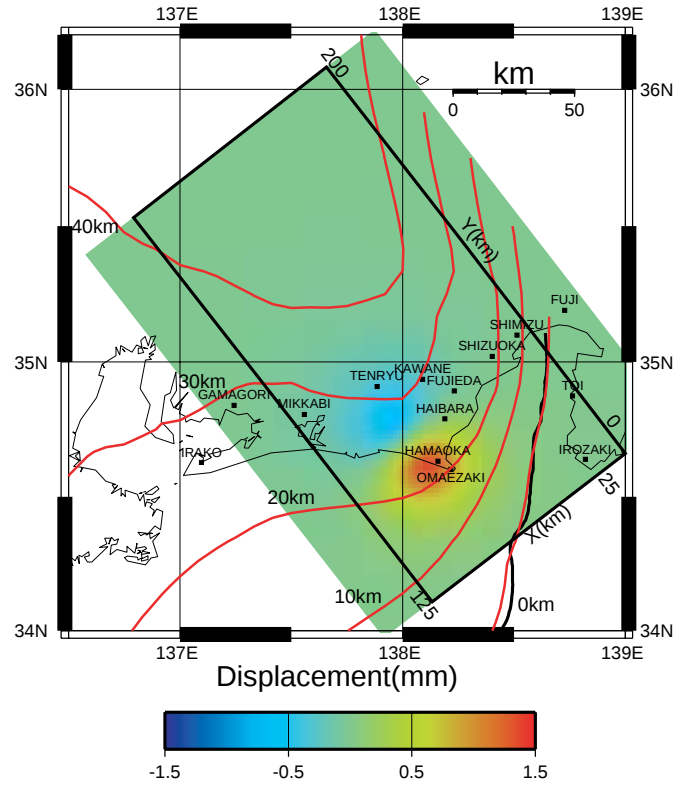


Fig. 3.1.11 Level change on the Earth's surface one day before the earthquake. The maximum uplift is 1.5mm; the maximum subsidence is -0.7mm. The red region has large uplift, while the blue region has large subsidence.

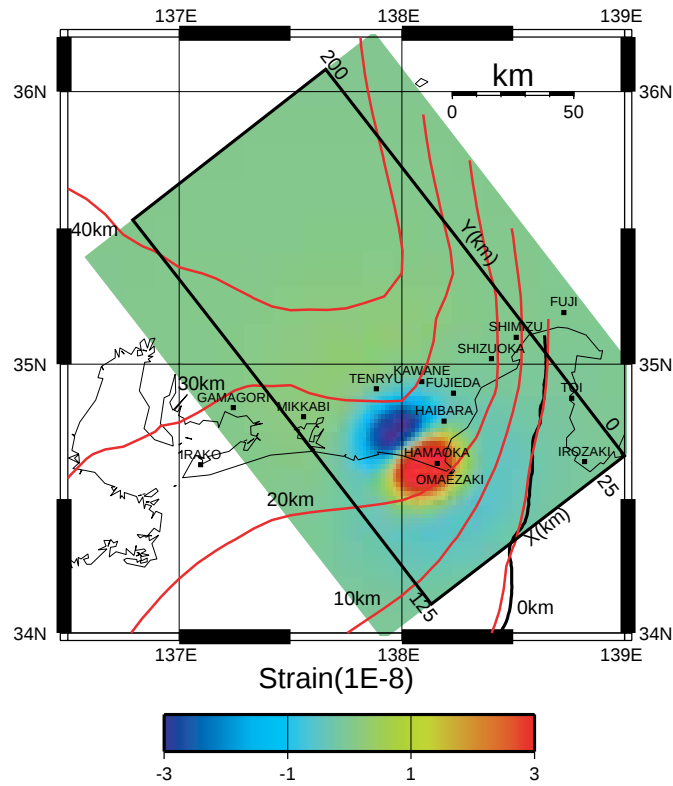


Fig. 3.1.12 Strain change on the Earth's surface one day before the earthquake. The maximum extension is 8.0×10^{-8} ; the maximum compression is -4.7×10^{-8} . The red region has large extension, while the blue region has large compression.

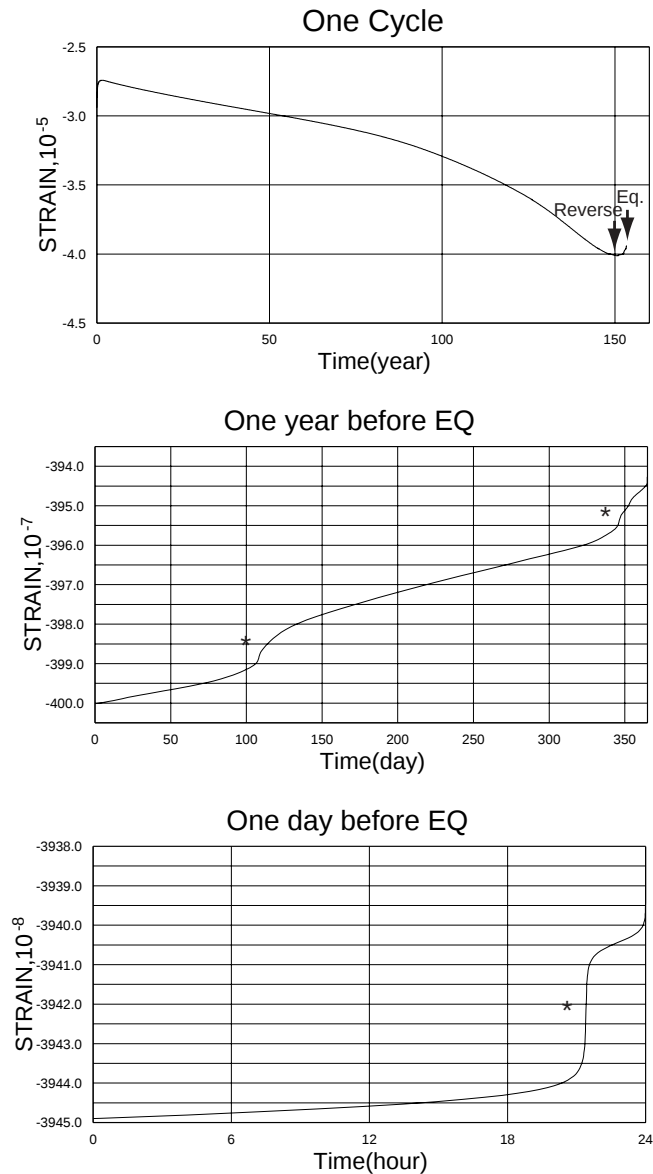


Fig. 3.1.13 Temporal change of the strain at Hamaoka station during one cycle (top), one year (middle), one day (bottom).

表面では、地震の起こる数年前に上下変動で数cm、地殻歪で 10^{-6} の変化が生じる。これらの変動は、現在の観測網で十分に捕捉できる。これに対し、地震直前（ここでは地震前1日間）における上下変動はmmのオーダーであり、GPSの観測からこれを捕捉することは困難と思われる。一方、歪の変化は、地震前1日間で最大 10^{-7} のオーダーとなり、これはプレスリップ領域に最も近い観測点で数時間前に判定会招集基準に達するレベルである（小林・松森, 1999）。3次元モデルで求められた地殻変動量は2次元モデルと比較して1オーダーくらい小さい。

1944年の東南海地震では、震源域から離れた掛川付近で水準測量の結果に顕著な前兆変化が見られた（Mogi, 1984）。そのような異常な地殻変動の出現は本研究のモデルでは再現されない。媒質の不均質性や摩擦の水平方向の不均質性などが地震サイクルや前兆的变化の現れ方に大きな影響を与えることは十分に考えられる。これらの不均質性の影響の検討と合わせて、異なった摩擦構成則の取り込みやGPS、歪等の観測値との比較照合によるモデルの改善を今後更に進めたい。なお、Fig. 3.1.13の一時的なすべりの中断はセルサイズの粗さに起因する可能性があり、セルサイズの細分化による解の安定化や境界条件が与える影響の評価等、技術的な問題の解決も必要である。（黒木英州）

謝辞

本研究を進めるにあたり，東京大学地震研究所の加藤尚之博士からは，プログラムの提供や多くの有益な助言をしていただいた。また，建築研究所の芝崎文一郎博士には研究の初期にプレートの曲がりの効果などいくつかの問題点を御教示いただいた。あわせて厚く感謝する。

参考文献

- Blanpied, M. L., D. A. Lockner, and J. D. Byerlee, 1991 : Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.
- Dieterich, J. H., 1979 : Modeling of rock friction, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2175.
- Dieterich, J. H., 1981 : Constitutive properties of faults with simulated gouge, in *Mechanical Behavior of Crustal Rocks : An International Review*, N. L. Carter, M. Freidman, J. M. Logan and D. W. Stearns (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., 103-120.
- 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, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano, 1995 : Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Hyndman, R. D., M. Yamano and D. A. Oleskevich, 1997 : The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake Prediction : An International Review*, D. W. Simpson and P. G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., 297-332.
- 石橋克彦・佐竹健治, 1998 : 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点, - 日本付近のプレート沈み込み帯を中心として -, 地震2, **50**, 1-21.
- 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.
- Kanamori, H., 1977 : The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 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 T. Hirasawa, 1999 : A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, Central Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1401-1417.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa, 2003 : Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms", *Earth, Planets and Space*, **55**, 159-172.
- 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, 2003 : 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **70**, 204-299.
- Kuroki H., H. Ito and A. Yoshida, 2002 : A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth and Planet. Int.*, **132**, 39-58.
- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.

- Mogi, K., 1984 : Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake -- the 1944 Tonankai earthquake of magnitude 81, Japan. *PAGEOPH*, **122**, 765-780.
- Peacock, S. M., 1996 : Thermal and petrologic structure of subduction zones, in Subduction : Top to Bottom, Gray E. Bebout (Editor), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp.119-133.
- Peterson, E. T. and T. Seno, 1984 : Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10233-10248.
- Press, W. D., B. P. Frannery, S. A. Teukolsky and W. T. Vetterling, 1986 : Numerical recipes, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Rice, J. R., 1993 : Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9885-9907.
- Ruina, A. L., 1983 : Slip instability and state variable friction law, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- 鷲谷 威, 1997 : 南関東・東海地域におけるGPS連続観測 (1994年～1996年), 国土地理院時報, **88**, 10-18.
- Sagiya, T., 1999 : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Sagiya, T. and W. Thatcher, 1999 : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust : The Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- 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.
- Stuart, W. D., 1988 : Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 619-641.
- Stuart, W. D. and T. E. Tullis, 1995 : Fault model for preseismic deformation at Parkfield earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **100**, 24079-24099.
- Stuart, W. D. and T. Sagiya, 1999 : Three dimensional fault model for earthquakecycles at the Nankai Trough subduction zone. *Proc. Workshop on recurrence of great interplate earthquakes and its mechanism*, 173-180.
- 多田 堯, 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.
- Tanioka Y. and K. Satake, 2001a : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth, Planets Space.*, **53**, 235-241.
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001b : Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- Tse, S. T. and J. R. Rice, 1986 : Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.

3.2 シミュレーション結果と観測結果の比較

3.2.1 はじめに

本節では、3.1節でのモデル計算から得られた結果を基に、プレートの固着状況を把握するための情報を与える他の観測現象に焦点を当てて議論する。気象庁と静岡県は、東海地域の5ヶ所に3成分歪計を設置している（Fig. 3.2.1）。3成分歪計は主歪の大きさと方向を観測することができ、従来からこの地域の監視に用いられている体積歪計に比べてより多くの情報を得ることができる。そこで第一に、地震直前に主歪にどのような現象が見られるのかをシミュレーションによって調べる。第二に、シミュレーションから予測される応力状態の変化と微小地震活動の変化との関連性を調べる。Kato *et al* (1997) は、すべり速度 / 状態依存摩擦構成則を使用したプレート沈み込み帯の2次元モデルにより、応力の減少と関連させて地震の静穏化を議論した。本研究では、Stein (1999) で議論されたように、より直接的に地震活動に関係していると考えられるクーロン破壊関数（Coulomb Failure Function）の時間変化から地震活動との関連性を調べた。第三に、フィリピン海スラブ内や地殻内の応力場に関する情報を反映しているとみられる微小地震の発震機構解について調べる。Ukawa (1982) は、観測された発震機構解を基に東海地域の応力場の空間的な特徴を議論した。Matsumura (1997) は、東海地域で起こる微小地震の震源と発震機構解に基づき、プレート境界の固着域を見積もった。本研究では、プレートの固着の進行により発震機構解がどの程度変化するか、また、発震機構解が地震直前にどれくらい変化するかについて調べた。

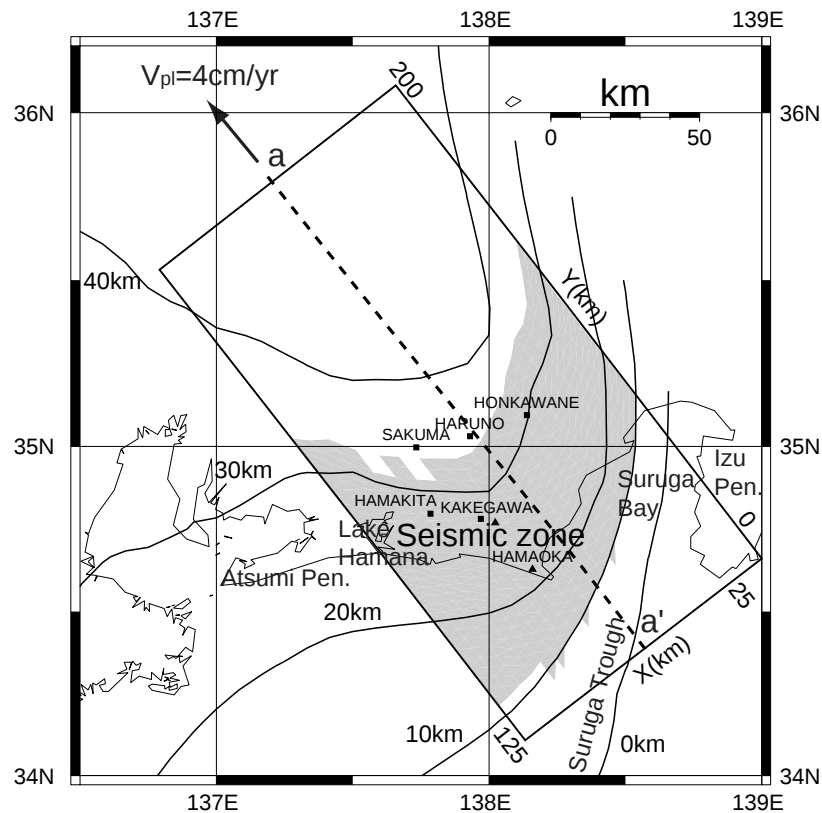


Fig. 3.2.1 Plate configuration in the Tokai Region. The rectangle indicates a modeled region. The solid curves are contours of interface depth. The shaded region indicates the seismic zone. The solid squares denote three-component strainmeter locations. The triangles denote Kakegawa and Hamaoka bench marks. The $a - \alpha$ line is $x=77.5\text{km}$

3.2.2 結果

(1) 主歪

Fig. 3.2.2は地震前100年間のプレートの沈み込みによって蓄積される地表面での歪速度の主軸成分を示す。実線は伸び、点線は縮みを示す。地震前100年間の平均的な歪速度のオーダーは1年あたり 10^{-7} である。プレートの沈み込みによるY方向の縮みは、プレートの固着域近傍で乱れ、固着の強い領域では両軸ともに縮んでいる。これは、Fig. 3.2.2と同じ期間のプレート境界面のすべり分布 (Fig. 3.2.3) を比較することによってはっきりとわかる。青色で示した部分がすべり量の小さい領域 (固着域) である。Fig. 3.2.4は地震前1日間の地表面における主歪軸の変化を示す。Fig. 3.2.4の矢印で示された黒い三角形の位置はプレスリップ領域であるが、その領域を取り囲むように主歪が変化している様子がみられる。3.1節でも述べたように、地震前1日間の体積歪変化量のオーダーは 10^{-8} であるが、主軸の回転に着目すると、Fig. 3.2.5(下)に見られるようにプレスリップ近傍の観測点である掛川で約30°に達することが分かった。3.1節にも記述したが、Fig. 3.2.5の*によって示された大きな変化はセルサイズによるものである。

(2) クーロン破壊関数

クーロン破壊関数 (CFF) の時間変化は、

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu \Delta \sigma^{eff} \quad (3.2.1)$$

によって定義される (Stein, 1999)。ここで、 $\Delta \tau$ は断層のせん断応力の変化 (断層のすべり方向に正)、 μ は摩擦係数である。 $\Delta \sigma^{eff} = (\Delta \sigma_n - \Delta P)$ は有効法線応力の変化 (引張方向に正) で、 $\Delta \sigma_n$ と ΔP は法線応力と断層の間隙圧 (引張方向に正) である。King *et al.* (1994) に従って、 $\mu \Delta \sigma^{eff} \approx \mu \Delta \sigma_n$ ($\mu = 0.4$) とした。CFFの時間変化は、前に起きた地震の直後を基準として計算した。

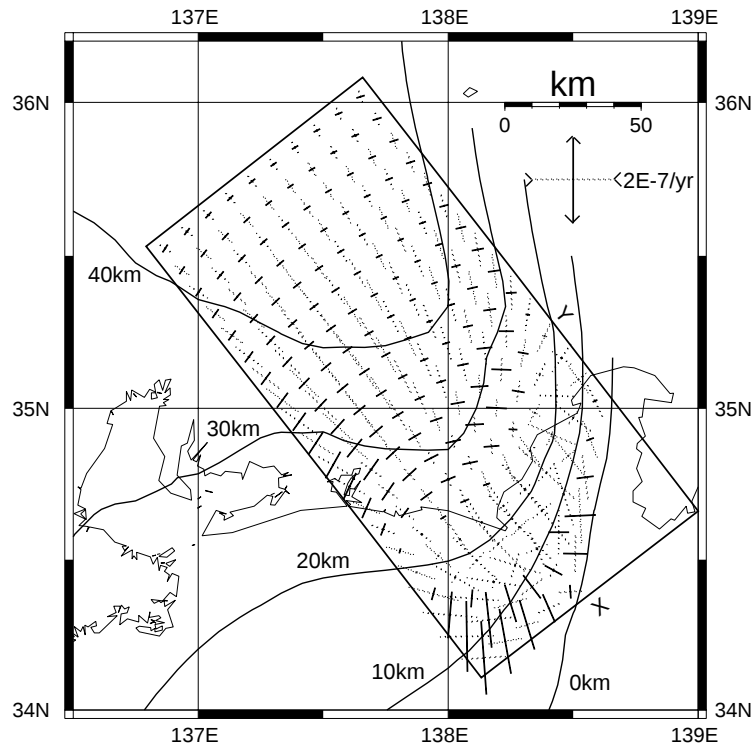


Fig. 3.2.2 Distribution of principal strain rate on the Earth's surface for 100 years before the earthquake. The solid lines denote extension, and the dotted lines denote compression. The solid curves are contours of interface depth. The scales of strain rate are located at the top right of the map.

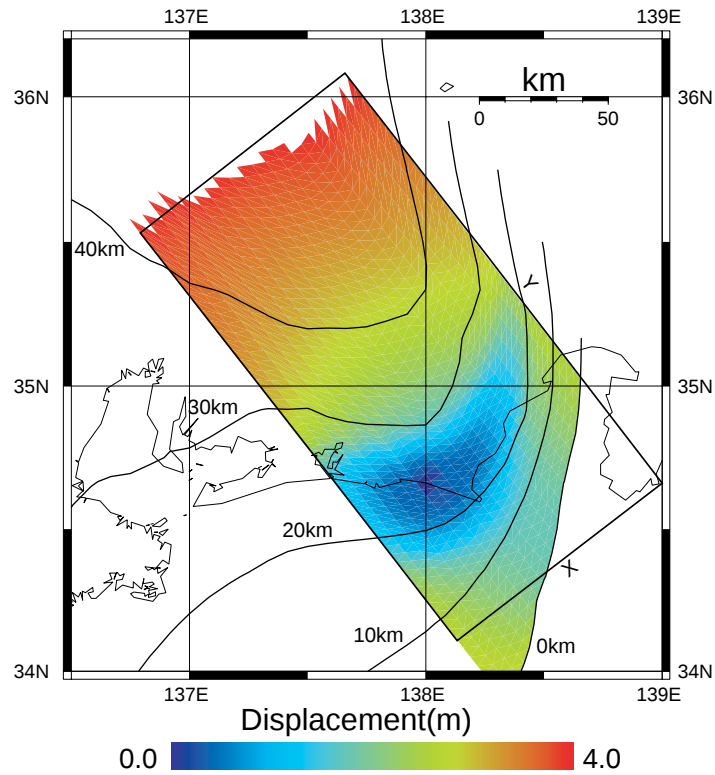


Fig. 3.2.3 Slip distribution for 100 years before earthquake. The red region has large slips, while the blue region has small slips. The solid curves are contours of interface depth.

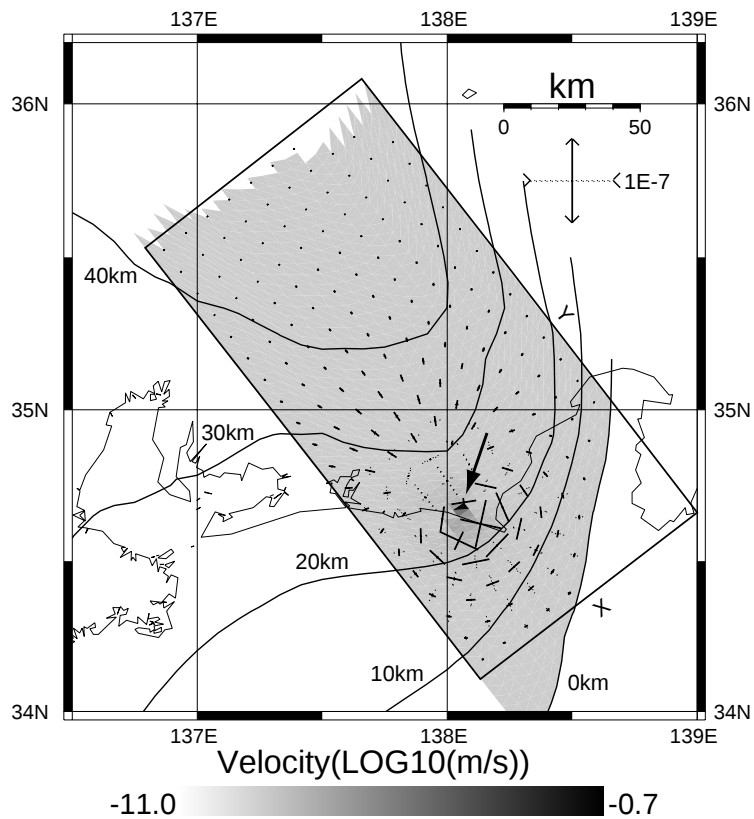


Fig. 3.2.4 Temporal change of principal strain on the Earth's surface one day before the earthquake. The solid curves are contours of interface depth. The solid lines denote extension, and the dotted lines denote compression. The rupture starts at the darkest triangle indicated by a black arrow. The scales of strain are located at the top right of the map.

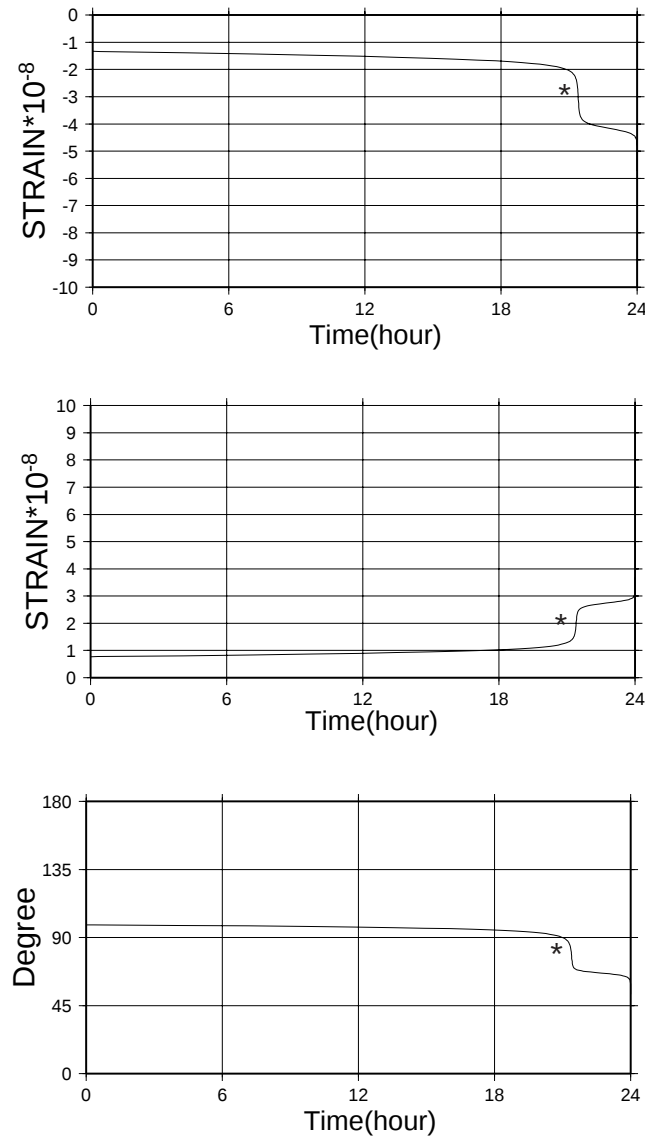


Fig. 3.2.5 Temporal changes of volume strain (top figure), principal strain (middle figure) and rotation axes of principal strain (bottom figure) one day before the earthquake at Kakegawa station.

Fig.3.2.6は、気象庁によって決められた1990年から2000年までの期間の深さ0～20kmで発生した地震の震央分布を示す。楕円で囲まれたA、B、C、D、E領域はクラスターを示す。C領域では、北西 - 南東圧縮の逆断層型の発震機構解をもつ地震が顕著に見られ、C領域を除いた他の領域での地震の発震機構解の多くは、ほぼ東西圧縮・南北伸張の横ずれ断層型である。一方、フィリピン海プレートのスラブ内の地震ではクラスターは見られず、発震機構解はほとんど南北圧縮・東西伸張の横ずれ断層である。地殻内では、AからEまでの各領域の中央付近にある1つの地震を選択し、その地震の震源位置におけるCFFの時間変化を調べた。スラブ内では、地殻内で選択した地震の震源と緯度と経度が同じで、深さがプレート境界面から5 km下の位置をA'～E'として、この位置におけるCFFの時間変化を調べた。これらの位置をTable 3.2.1に、断層のタイプをTable 3.2.2にそれぞれ示す。Fig. 3.2.7にはこの内、(a)C領域での横ずれ断層型、(b)D領域での横ずれ断層型、(c)C領域での逆断層型、(d)C'領域での横ずれ断層型のそれぞれ2つの節面における1サイクルのCFFの時間変化を示す。CFFの時間変化は、Fig 3.2.7(b)にD領域を代表として示しているように全体として単調に変化するが、他の図にあるようにC領域ではサイクルの途中で傾向変化が生じ、B領域でも同様の傾向を示す。このようなB及びC領域における地震の数十年前におけるCFFの大きな変化の原因は、Fig. 3.1.7に示さ

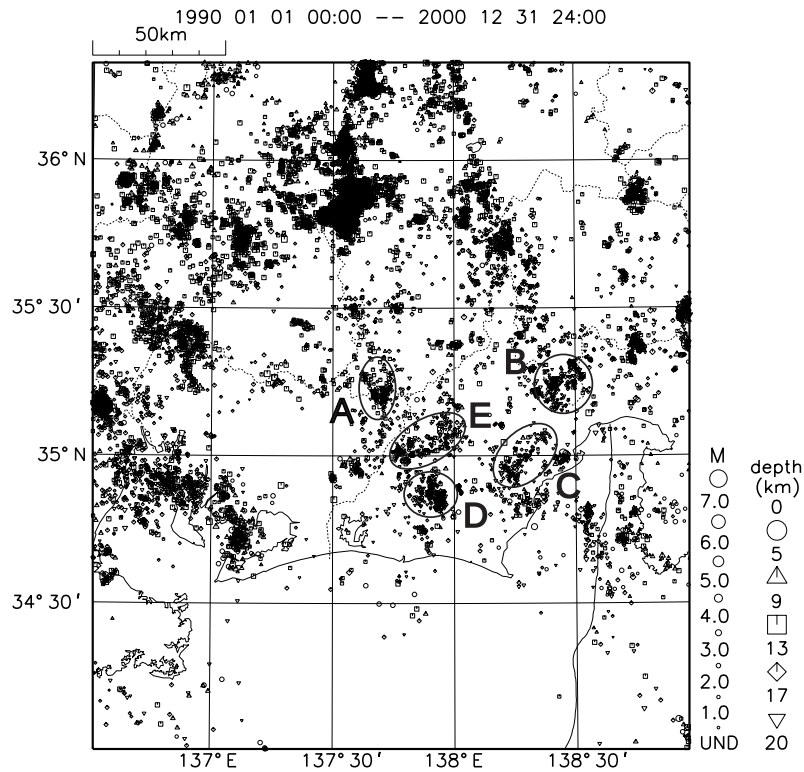


Fig. 3.2.6 Epicenters of earthquakes shallower than 20km from 1990 to 2000, determined by JMA. A, B, C, D and E encircled by ellipses represent seismic clusters.

Table 3.2.1 Observation points of CFF

Point	Latitude(°)	Longitude(°)	Depth(km)
A	35.21	137.68	13.3
B	35.23	138.43	17.3
C	34.97	138.26	16.6
D	34.88	137.90	15.2
E	35.19	137.88	15.3
A'	35.21	137.68	44.4
B'	35.23	138.43	23.8
C'	34.97	138.26	29.1
D'	34.88	137.90	34.8
E'	35.19	137.88	42.7

A, B, C, D, E: centers of the seismic clusters in the crust.

A', B', C', D', E': points in the slab 5km below the plate interface.

れているリング状高応力領域位置の時間変化により，B及びC領域の近傍を高応力領域が通過するためである。D領域の地震の数年前にCFFの増加現象が見られるが，これは，固着のはがれが原因として起こる。

Table 3.2.2 Strike, dip and slip of two nodal planes for the representative faults at the points in Table3.2.1

		Dip(°)	Slip(°)	Type
Plane 1	45	90	180	Strike
Plane 2	135	90	0	Strike
Plane 3	232.3	15	90	Dip
Plane 4	52.3	75	90	Dip
Plane 5	45	90	0	Strike
Plane 6	135	90	180	Strike

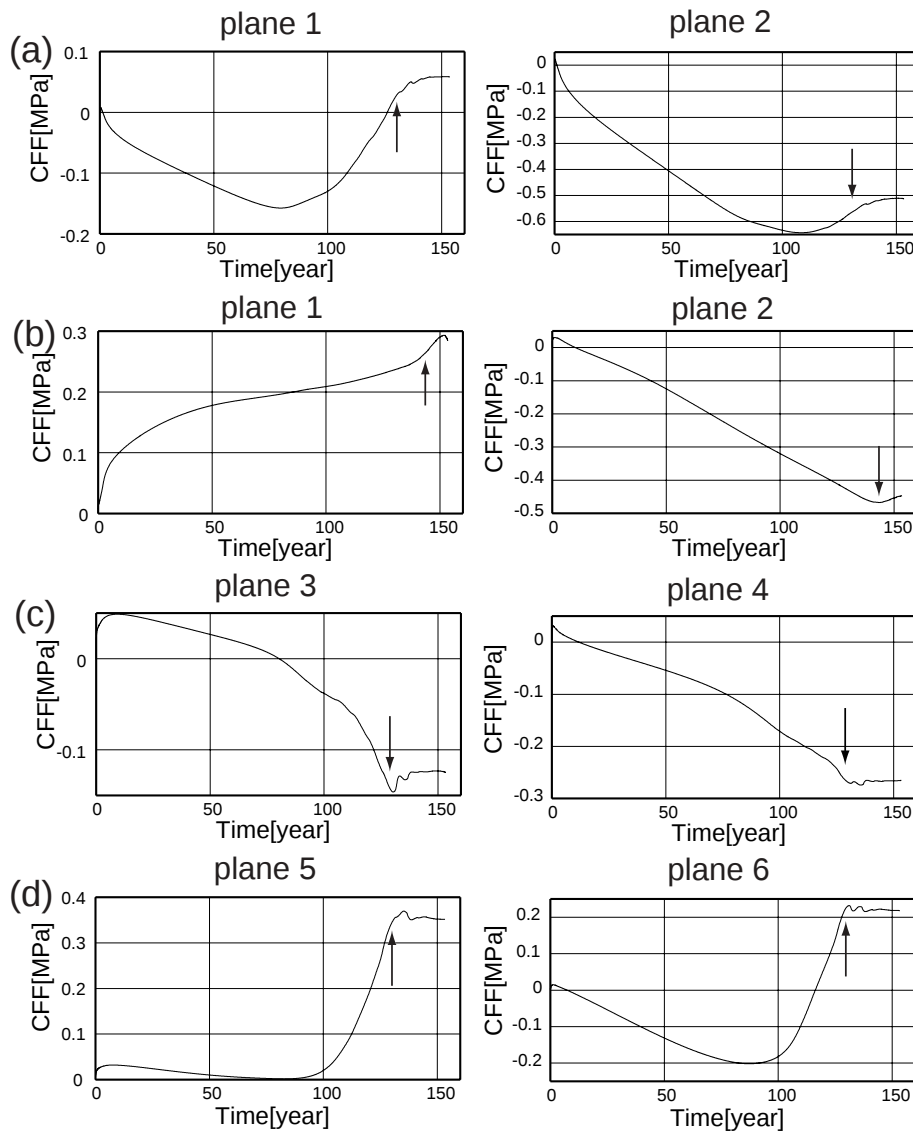


Fig. 3.2.7 Change of *CFF* in one cycle for fault planes listed in Table 3.2.2: (a) 1 and 2 in region C; (b) 1 and 2 in region D; (c) 3 and 4 in region C; (d) 5 and 6 in region C'. The arrows indicate times of considerable change in *CFF*.

(3) 発震機構解

発震機構解の時間変化について議論するため、応力の主軸から発震機構解を求める。Fig. 3.2.8の右下にあるように、応力テンソルの固有値の最小値(σ_1)、中間値(σ_2)、最大値(σ_3)の固有ベクトルが、それぞれP軸、N軸、T軸の向きとする。Fig. 3.2.8に示すように、プレート境界面より1 km上の位置での発震機構解は、前の地震直後と次の地震直前とでほとんど変化しない。安定すべりが起きているプレート境界のより深い領域での発震機構解はほとんど逆断層である。固着域では逆断層とならず、プレート境界面が大きく曲がっている位置(138°E, 34.9°N)に正断層が見られる。地震のプレスリップによる発震機構解の変化は、プレスリップ近傍に見られるが、そこでの主軸方向の変化量は、地震の数秒前で約10となる。この領域での小さい地震の発震機構解の決定精度(Nakamura, 2002)を考慮すると、プレスリップによる発震機構解の変化から地震直前の前兆的变化を見つけるのは難しいと思われる。発震機構解が時間的にほとんど変化しない原因は、ある時間間隔における応力の相対変化を見ているクーロン破壊関数と異なり、発震機構解がある時点における応力の絶対量を見ているためである。

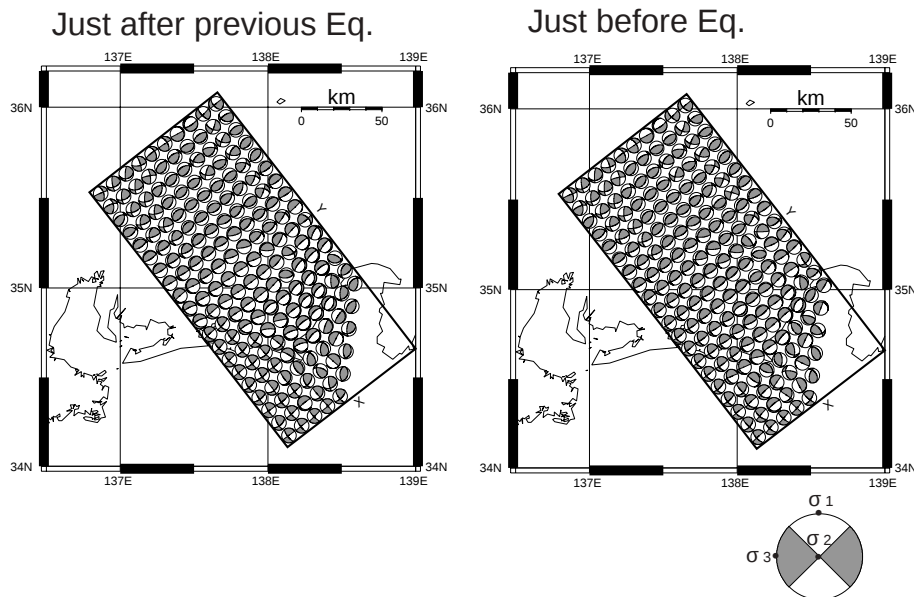


Fig. 3.2.8 Temporal change of the focal mechanisms 1km above the plate interface just after the earthquake (left) and immediately before the earthquake (right). The correspondence between a focal mechanism solution with the directions of the minimum (σ_1), intermediate (σ_2) and maximum (σ_3) principal stress axes is depicted in the bottom figure. Focal mechanisms are denoted by lower hemisphere projection (bottom right).

3.2.3 議論

(1) 地表面の歪変化

Fig. 3.2.9に示すように、石川・橋本(1999)は国土地理院の三角測量を解析し、東海地域の沿岸周辺でフィリピン海プレートの沈み込みによる圧縮が見られることを示した。圧縮の方向は北西 - 南東方向で、1885年から1989年の約100年間の歪速度の大きさは、 10^{-7} /年である。この値は、Fig. 3.2.2に示したシミュレーション結果とおおよそ一致する。Fig. 3.2.2に示したように、シミュレーションによって求められた地表での圧縮歪は固着域周辺直上で大きく、この傾向はFig. 3.2.9に示す観測結果にもみられる。一方、Fig. 3.2.2では縮みに比べて伸びの大きい領域が沈み込むスラブの深さ10km付近直上に見られるが、Fig. 3.2.9の観測結果には見られない。これは、伸びの大きい領域が沖合に位置しているためである。

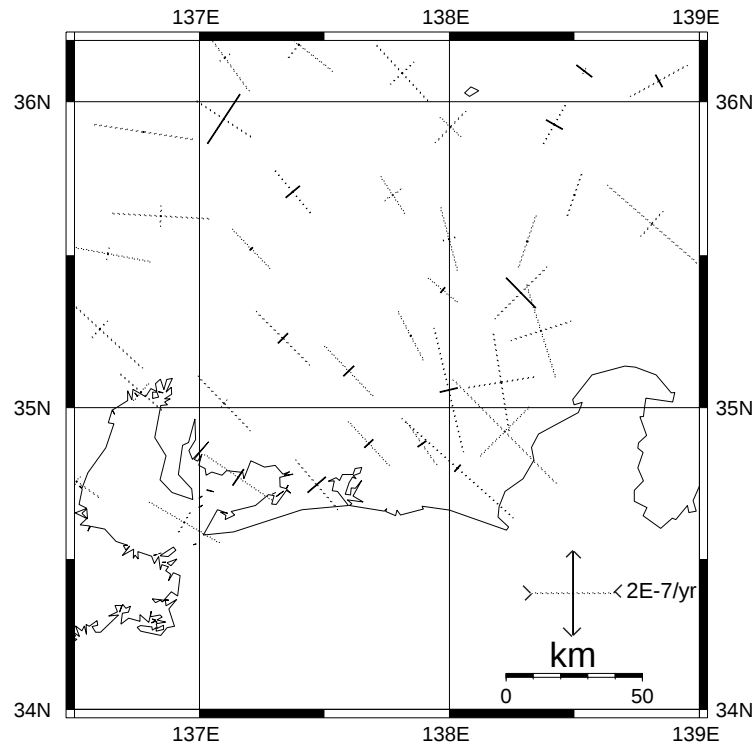


Fig. 3.2.9 Distribution of principal axes of strain rate obtained by triangular region. The solid lines indicate axes of extension, and the dotted lines indicate axes of contraction. Only the Tokai region from Ishikawa and Hashimoto (1999) was taken. The scales of strain rate are located at the bottom right of the map.

地震直前に 10^{-8} から 10^{-7} のオーダーの体積歪変化がみられるが、この体積歪変化はプレスリップ近傍の観測点でのみでしか捕えることができない。一方、歪の主軸の回転がに達し (Fig. 3.2.5), 伸び軸がプレスリップ領域を取り囲む (Fig. 3.2.4) というような多くの情報が得られることから、3成分歪計による観測が重要である。現在、東海地域には、3成分歪観測点は、掛川、佐久間、浜北、春野、本川根の5観測点のみであり (Fig. 3.2.1), 今後、プレスリップ領域を取り囲むように3成分歪計の設置を増やしていくことが、東海地震の前兆を捕えるために有効となるだろう。

(2) 地震の静穏化

3.2.2節の(2)で求めたCFFの変化 (Fig. 3.2.7) から、地震の数十年前にB及びC領域でのCFFの急激な変化によって地震活動の増加もしくは減少が観測されることが予想される。しかし、微小地震のカatalogが利用できるようになったのは1980年代初頭から (松村, 2002) で、まだ20数年しかたっており、リング状の高応力領域の通過による地震の増加もしくは減少は観測されていない。

$M \geq 2.5$ の顕著な静穏化が駿河湾西岸の特にBとC領域周辺で起きた (吉田・前田, 1990)。Wiemer *et al* (submitted) は、この静穏化領域で微小地震のb値が大きくなったこと、その時間変化が地殻変動に見られる変化と対応していることを示した。また最近も微小地震活動の顕著な変化が東海地域で観測されている (松村, 2002)。Fig. 3.2.10は松村 (2002) による地殻内とスラブ内の微小地震の積算グラフである。地殻内の地震活動は1996年10月から静穏化している。スラブ内の地震活動は1999年8月に減少した後、2000年10月に再び増加し、2001年4月にはM5.1の地震が起きた。松村 (2002) は地震活動度の空間分布を詳細に調査し、固着域において地震活動の活性化域と静穏化域が棲み分けられていること、2000年10月にスラブ内の地震活動が再び増加した後もその空間パターンは変化していないことを示した。このような1990年代半ばからの地震活動の変化は、Fig. 3.2.7(b)に示されている地震数年前からのCFFの増加もしくは

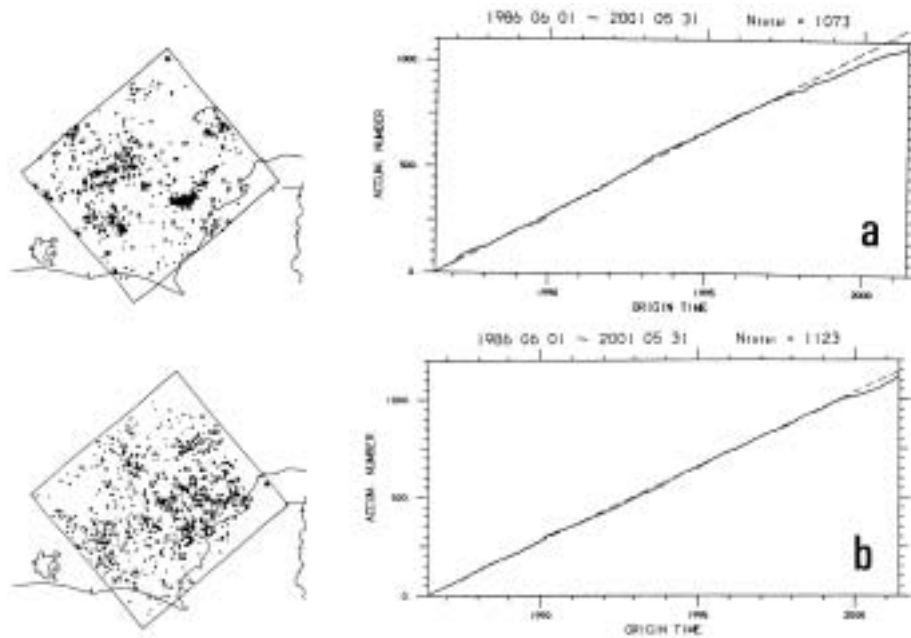


Fig. 3.2.10 Temporal change of cumulative frequency of micro-earthquakes in the locked region. (a) Hanging wall in the crust. (b) Foot wall in the subducted slab. Earthquakes with a magnitude of 1.5 or greater were sampled and counted after a declustering process. Taken from Matsumura (2002).

減少に対応するものかもしれない。しかし、この地震活動の変化やGPSによって見いだされた地殻変動の傾向変化 (Ozawa *et al.*, 2002) が東海地震の切迫性を示すかどうかは定かではない。歪の蓄積の加速と減速が、東海地域の北西 - 南東方向の2つの基線間で1978年から1997年までに6年から8年間隔で繰り返し起こっている (Kimata, 1992; 木股・山内, 1998)。このことは、巨大地震の準備過程でプレート運動のゆらぎや固着の強化と弱화가間欠的に発生し、地震活動に変動をもたらす可能性があることを示す。

(3) 固着域と発震機構解

Matsumura (1997) は微小地震の震源分布だけでなく、発震機構解の観測データを基に固着域の境界を見積もった。シミュレーション結果では、固着域近傍での発震機構解の空間分布は明確でないため、微小地震に基づいて固着域を決めることは難しい可能性がある。Fig. 3.2.11は、Fig. 3.2.1の $a - a'$ 断面内における仮想東海地震の10年前の時点でのP軸とT軸の分布を示す。Matsumura (1997) によると、P軸は固着域近傍でのプレート境界面に沿って下方に右回りとなる。シミュレーション結果からは、プレートの形状の影響を受けるが、固着域の境界ははっきりしない。これは、本モデルではプレート境界面が多くの小さいセルに分けられているため、すべりと応力の変化量はプレート境界の深さ方向に緩やかになるが、Matsumura (1997) では固着域を1つのセルで表現してバックスリップを与えているため、固着域の境界で応力に急な変化が生じるからである。有吉・他 (2001) は2次元モデルで求めた相対的な応力 $\sigma_{ij}(t) - \sigma_{ij}(t_0)$ とMatsumura (1997) の発震機構解を比較した。ここでの t_0 は、ある基準とした時間である。しかし、発震機構解の変化を議論するためには、相対応力 $\sigma_{ij}(t) - \sigma_{ij}(t_0)$ ではなく、それぞれの時点における絶対応力を用いるべきである。Fig. 3.2.8に示したように発震機構解は時間的にはかなり安定しているため、東海地震の前兆を捕えることは難しい。時間的な安定性は、式(3.1.2)の基準となる摩擦係数 μ が応力 $\sigma_{ij}(t)$ の大きさを決定することによる。Fig. 3.2.12(a)に示すように、Matsumura (1997) によって見積もられた固着域とSagiya (1999) によるGPSデータのインバージョンによって得られたバックスリップ領域は一致しない。後者は前者に比べて50kmほど南の海域にある。Fig. 3.2.12(b)に示す本モデルでの高応力領域は、Fig. 3.2.3に示したすべりの小さな領域と一致し、Matsumura (1997) の固着域とSagiya (1999) のバックスリップ領域の中間に位置する。

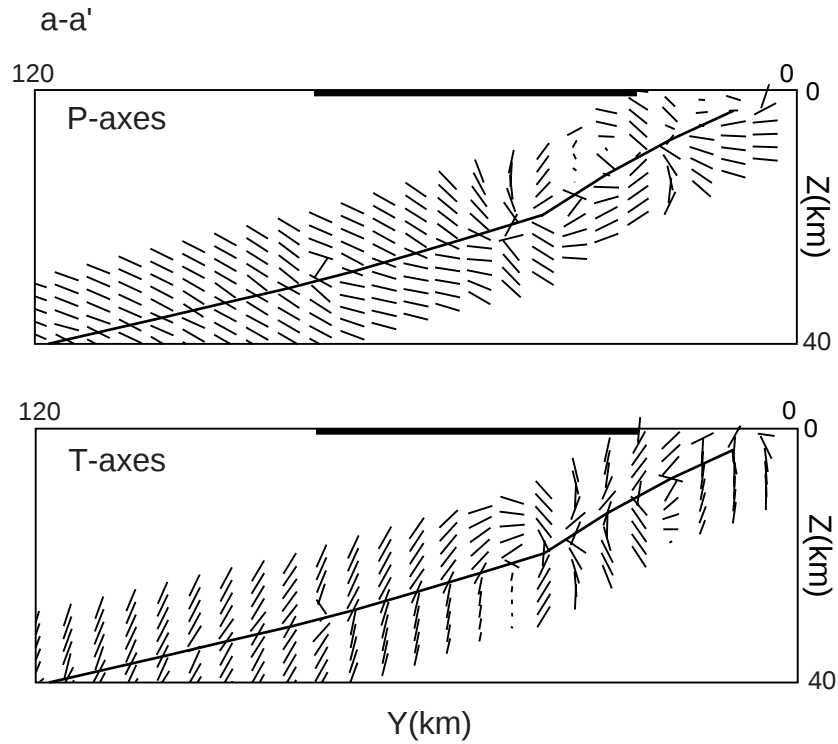


Fig. 3.2.11 Cross section of P axes (top figure) and T axes (bottom figure) at a - a' line in Fig.3.2.1. P axes and T axes indicated by the short bars are projected on a vertical section 10 years before the earthquake. The heavy line on Y axes designates the coupled region. The thin curve shows the plate interface. Each is plotted at 5km intervals from 0km to 120km in Y direction and 2km with in 10km of the plate interface in Z direction.

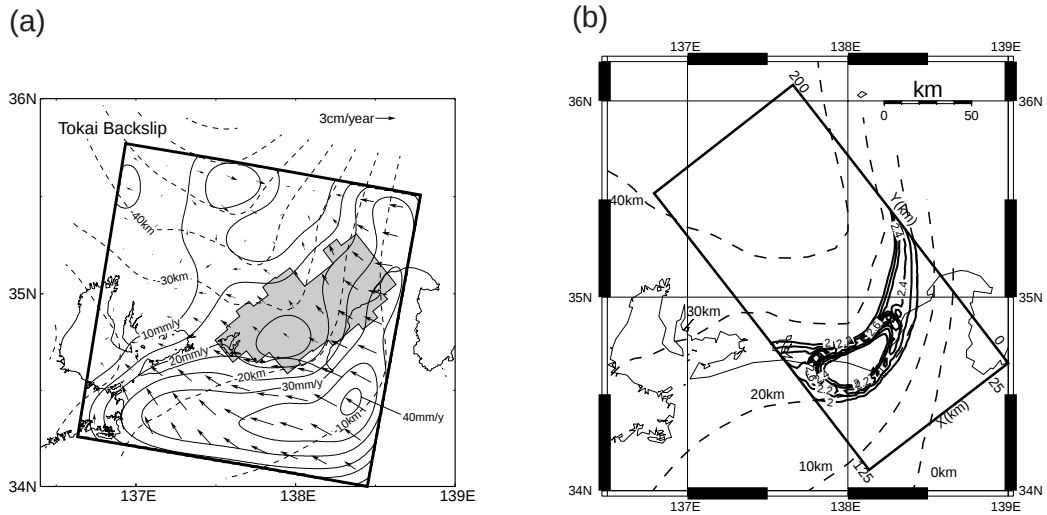


Fig. 3.2.12 (a) Distribution of the backslip in the Tokai district. Arrows and solid contours represent direction and magnitude of backslip at each point on the plate interface. Dashed lines represent depth contours of the plate boundary configuration. The shaded area is Matsumura's (1997) locked zone estimated from seismicity data. Taken from Sagiya (1999). (b) Solid contours designate the shear stress distribution exceeding 2MPa on the plate interface 20 years before the earthquake.

(4) 広域応力場の影響

観測される発震機構解を説明するため、プレートの固着に起因する応力場（ここでは、シミュレーション結果から得られた応力場）に加えて、東海地域に作用する広域応力場を考慮する。Fig. 3.2.13は、野口(1998)による地殻内とスラブ内の発震機構解のP軸とT軸の方位角の水平分布である。この図からわかるように、地殻内の地震は東西方向から南東 - 北西方向に最大圧縮応力場を持ち、スラブ内の地震は東西方向から北東 - 南西方向に最大伸張応力場を持つ。Harada and Yoshida(2002)は、フィリピン海プレートの沈み込むスラブの形状がスラブ内の地震を発生させる主な原因の一つであることを指摘した。Miyazaki and Heki(2001)は、地殻内での南北方向の伸張により地殻内の東西圧縮が引き起こされることを提案した。これらの広域応力場をプレートの固着に起因する応力場に加えることによって、どれだけ発震機構解（プレートの固着に起因する応力場から求められたもの）が変化するか調べる。Fig. 3.2.14（上）は、地殻内の深さ15kmの地点での想定東海地震の10年前の発震機構解を示す。Fig. 3.2.14（下）は、東西圧縮と南北伸張の向きに3MPaの大きさの応力場を加えたものである。その結果、発震機構解は、逆断層から横ずれ断層3に変化する。Fig. 3.2.15（上）は、プレート境界の1km下のスラブ内での想定東海地震の10年前の発震機構解である。Fig. 3.2.15（下）に示されているように、3MPaの東西伸張応力場を加えると、発震機構解はより横ずれ断層的になる。観測される発震機構解にさらに一致させるためには、スラブの湾曲（Harada and Yoshida, 2002）と媒質の不均質性によって引き起こされる広域応力場の空間変化を考慮する必要がある。

(5) 本モデルの将来の展望

Fig. 3.2.16とFig. 3.2.17は、本モデルによる地表面の変位の空間分布（地震20年前から17年前）とGPS観測結果（1997年4月から2000年4月）を比較したものである。本モデルでは、フィリピン海プレートが駿河トラフから沈み

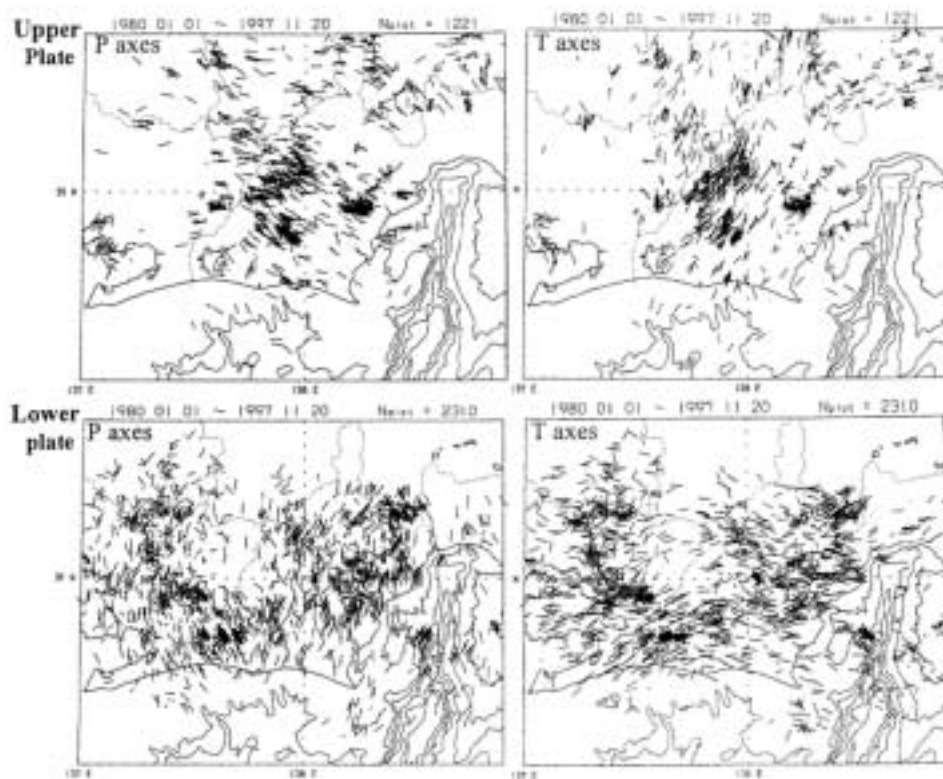


Fig. 3.2.13 Horizontal distributions of azimuths of P and T axes of earthquakes in the crust and the subducting slab. Taken from Noguchi (1998).

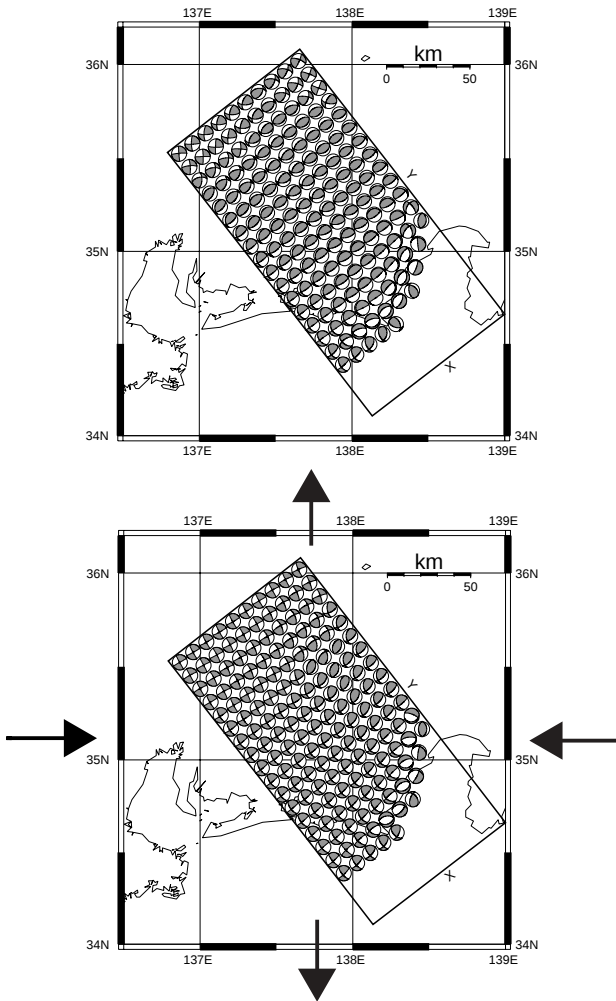


Fig. 3.2.14 Focal mechanisms with a regional stress field added to the original stress field of 10 years before the earthquake 15km in depth in the crust. Original stress field (top) and 3MPa compressional stress field in E-W direction, and 3MPa extensional stress field in N-S direction are added (bottom).

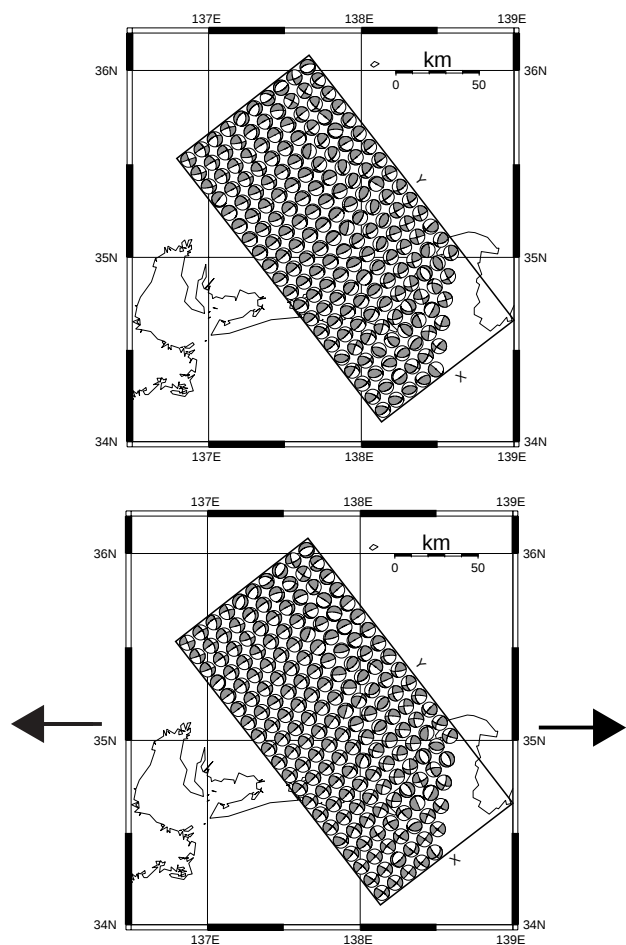
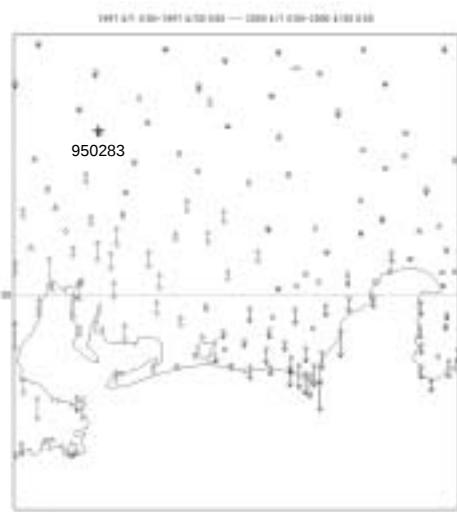


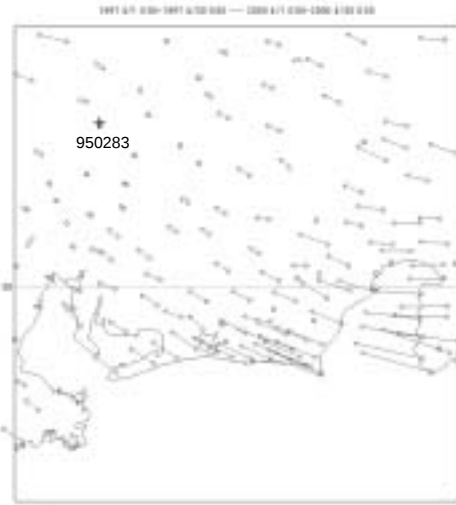
Fig. 3.2.15 Focal mechanisms with a regional stress field added to the original stress field of 10 years before the earthquake 1km below the plate interface. Original stress field (top) and 3MPa extensional stress field in E-W direction are added (bottom).

込んでいると仮定し、伊豆ブロックの衝突を考慮していない。また、プレートが $N52^{\circ}W$ 方向に沈み込んでいると仮定しているため、求められる水平変位はほとんど北西 - 南東方向になる。このような制限があるにもかかわらず、駿河湾西岸の上下変位の大きさは、モデル結果と観測結果との間で良い一致がみられる。愛知県付近でGPSによって観測されている隆起は、シミュレーション結果では地震前150年から100年の間に見られるが、地震に近づくで見られなくなる。主歪の大きさにおいてシミュレーション結果 (Fig. 3.2.2) と最近100年間の測地測量結果 (Fig. 3.2.9) を一致させるには、固着域を若干海側にずらす必要があり、そうすることによって本モデルが改善される可能性がある。

(黒木英州)



5cm



5cm

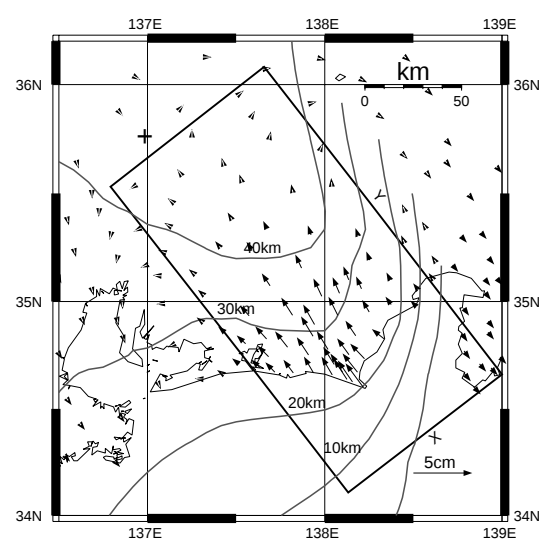
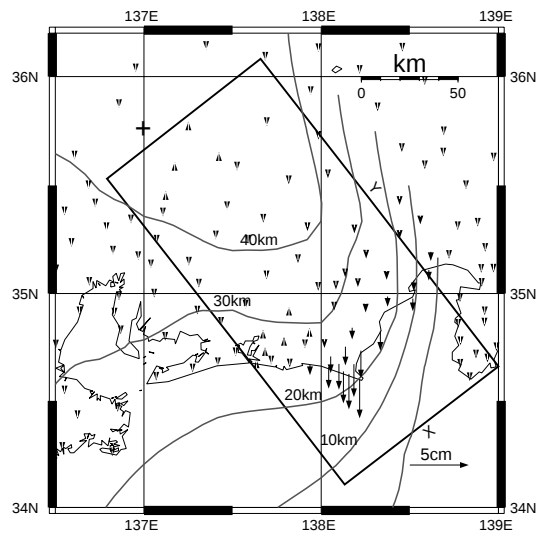


Fig. 3.2.16 Comparison of vertical displacements relative to station 950283 (35.75° latitude, 136.98° longitude) obtained by GPS observation and by simulation. Results by GPS from April 1997 to April 2000 where abnormal values exceeding 30cm are omitted (top). Results by simulation from 20 years to 17 years before the earthquake (bottom).

Fig. 3.2.17 Comparison of horizontal displacements relative to station 950283 (35.75° latitude, 136.98° longitude) obtained by GPS observation and by simulation. Results by GPS from April 1997 to April 2000 where abnormal values exceeding 30cm are omitted (top). Results by simulation from 20 years to 17 years before the earthquake (bottom).

謝辞

国土地理院の石川典彦博士，京都大学防災研究所の橋本学博士には，東海地域の歪速度の結果を提供して頂いた。
防災科学研究所の松村正三博士，野口伸一博士，名古屋大学の鷲谷威博士には図の提供をしていただいた。

参考文献

- 有吉慶介・加藤尚之・長谷川 昭, 2001 : 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, 地学雑誌, **110**, 557-565.
- Harada, S. and A. Yoshida, 2002 : Configuration of the Philippine Sea slab and seismic activity in the Tokai region, central Japan, In Convergent Plate Boundary. Eds. Fujinawa, Y. and Yoshida, A., Terra Sci. Pub. Co., Tokyo., pp. 237-246.
- 石川典彦・橋本 学, 1999 : 測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ速度(II), 地震2, **52**, 299-315.
- Kato, N., M. Ohtake, and T. Hirasawa, 1997 : Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding. *PAGEOPH*, **150**, 249-267.
- Kimata, F. 1992 : Strain event in 1985-1987 in the Tokai region, central Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 585-599.
- 木股文昭・山内常生, 1998 : 光波測距による東海地域における辺長変化(1978-1997年), 地震2, **51**, 229-232.
- King, G. C. P., R. S. Stein and J. Lin, 1994 : Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am*, **77**, 935-953.
- 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.
- 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, 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.
- Miyazaki, S. and K. Heki, 2001 : Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305-4326.
- Nakamura, M. 2002 : Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves. *Phys. Earth Planets. Inter.*, **130**, 17-29.
- 野口伸一, 1998 : 東海地域の地震のメカニズム , 規模別頻度分布および空間分布, 地震予知連絡会会報, **59**, 323-336.
- Stein, R. S. 1999 : The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, **402**, 605-609.
- Sagiya, T. 1999 : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Ukawa, M. 1982 : Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-Suruga trough. *Tectonics*, **1**, 543-571.
- Wiemer, S., A. Yoshida, K. Hosono, S. Noguchi, and H. Takayama : Correlating seismicity and subsidence in the Tokai region, Central Japan, *J. Geophys. Res.*, (in submitted).
- 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

3.3 周辺域巨大地震の影響評価

3.3.1 はじめに

南海 - 駿河トラフに沿って巨大地震が90年から150年間隔で繰り返し起きてきた（石橋・佐竹, 1998）。1854年に安政東海地震と安政南海地震が、約31時間の間をおいて発生し、これらの大地震から約90年後の1944年に東南海地震、1946年に南海地震が起きた。1854年の安政東海地震では駿河湾内まで破壊されたが、1944年の東南海地震では駿河湾内は破壊されなかった。そのため、駿河湾内では、巨大地震、いわゆる東海地震がいつ起きてもおかしくないと言われている（Ishibashi, 1981）。しかし、東海地震はまだ起きていない。1944年の東南海地震で駿河湾内が破壊されなかった理由として、Mogi (1981) は1891年に起きた濃尾地震（M8.0）によって東海地域の歪が解放されたためであると考えた。Pollitz and Sacks (1995) は、彼らが求めた濃尾地震の断層パラメータに基づいて、濃尾地震によって解放される歪量は駿河湾西岸で約 4×10^{-6} であると見積もった。駿河湾周辺域での歪蓄積速度は、 0.2×10^{-6} 年であり、これらの結果から、彼らは、濃尾地震が東海地震の発生を約 $4 \times 10^{-6} / (0.2 \times 10^{-6} / \text{年}) = 20$ 年遅らせる影響を与えたと考えた。

Kato and Hirasawa (2000) は、すべり速度 / 状態依存摩擦構成則を用いた2次元モデルでの地震サイクルシミュレーションで、アウターライズ（海溝外縁隆起帯）で起きた地震による応力擾乱を地震サイクルの途中で与えることによって、その影響を評価した。その結果、アウターライズで起きた地震が正断層であれば次に起こる地震を早め、逆断層であれば次の地震を遅らせることを示した。本節では、東海地域の周辺で起きた1891年の濃尾地震、1923年の関東地震、1944年の東南海地震による応力場の擾乱を3.1節及び3.2節で用いた3次元モデルに与え、周辺域での地震の発生が地震サイクルにどのような影響を及ぼしうかについて調べた。

3.3.2 モデル

Fig. 3.3.1に3次元シミュレーションのモデル領域と周辺域巨大地震の断層モデルの位置を示す。3.1節、3.2節で利用したものと同一モデル領域のプレート境界面上へ周辺域巨大地震による応力の擾乱を与えることによって、周辺域巨大地震の東海地震への影響を評価する。それぞれの地震の断層パラメータをTable 3.3.1に示す。各断層面上ですべりは一様であるとする。Fig. 3.3.2は、周辺域巨大地震の影響を含めない場合の固着域の中心位置（ $x=93.3\text{km}$, $y=49.6\text{km}$, $z=22.6\text{km}$ ）におけるすべりの積算を示す。3番目の地震を1854年の安政東海地震とし、4番目の地震を次の想定東海地震とみなす。Fig. 3.3.2では周辺域巨大地震の影響を含めていないため、3.1節で求めたように地震周期は約150年となり、Pollitz and Sacks (1995) のモデルでの地震周期125年とは異なる。しかし、ここでのわれわれの目的は、次の東海地震の起こる時期を定量的に推定することではなく、プレート境界面上の応力場が周辺域巨大地震によってどのように変化し、そのことが東海地震の発生にどのような影響を与えるのかということにあるので、この周期の違いは問題とならない。

Fig. 3.3.3は1854年の安政東海地震から周辺域巨大地震が起こるまでの時間 T_p を示す。周辺域巨大地震による東海地震の発生時期への影響を定量的に評価するために、これらの地震が起こる時点（例えば、濃尾地震の場合ではEQ3の地震の37年後）でのモデル領域のプレート境界面上での応力場と速度場に、周辺域巨大地震によるプレート境界面上の応力場と速度場の擾乱を加える。いま、 R_m はモデル領域のセルの集合で R_n^l は l 番目の周辺域巨大地震の断層面の集合であるとする。せん断応力は式(3.1.1)を用いて計算し、 l 番目の周辺域巨大地震によるプレート境界面上の i 番目のセルの中心でのせん断応力の擾乱 $\Delta \tau_i$ は、以下のように計算される。

$$\Delta \tau_i = \tau_i^{(2)} - \tau_i^{(1)} = - \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l \quad i \in R_m, k \in R_n^l \quad (3.3.1)$$

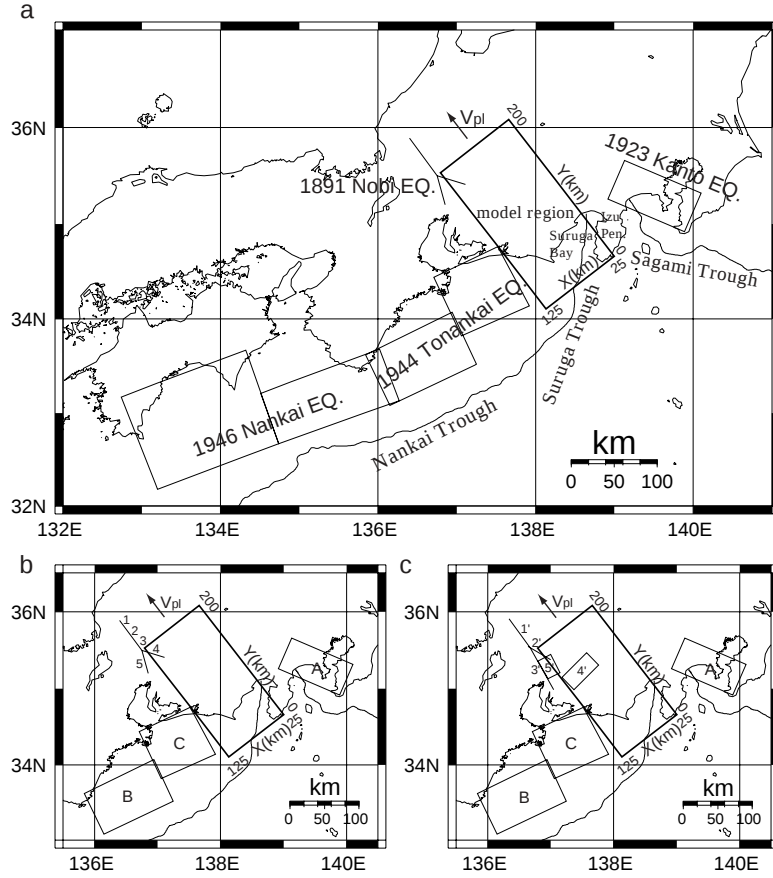


Fig. 3.3.1 (a) Horizontal projections of fault planes of the 1891 Nobi earthquake of M8.0 (Mikumo and Ando, 1976), the 1923 Kanto earthquake of M7.9 (Matsu'ura and Iwasaki, 1983), the 1944 Tonankai earthquake of M7.9 (Ishibashi, 1981), and the 1946 Nankai earthquake of M8.0 (Ando, 1975), and the model region for a 3-D simulation of plate subduction. Direction of X axis is S52.3° W, and direction of Y axis is N37.7° W. The relative plate motion is assumed to occur in the Y-direction. (b) Horizontal projection of fault planes in case 5 of Table 3.3.2. Rectangle A represents the source region of the 1923 Kanto earthquake (Matsu'ura and Iwasaki, 1983), and rectangles B and C represent that of the 1944 Tonankai earthquake (Ishibashi, 1981). Numerals 1 to 5 indicate fault segments of the 1891 Nobi earthquake in the model by Mikumo and Ando (1976). (c) Horizontal projection of fault segments in case 6 of Table 3.3.2. Numerals 1' to 5' indicate fault segments of the Nobi earthquake in the model proposed by Pollitz and Sacks (1995).

ここで、 K_{ik}^l は*l*番目の周辺域巨大地震の*k*番目の断層面の単位転位による*i*番目のセルの中心でのせん断応力、 Δu_k^l はその断層面上でのすべり量、 M^l は*l*番目の周辺域巨大地震の断層の数である。 $\tau_i^{(1)}$ と $\tau_i^{(2)}$ は周辺域巨大地震の直前と直後のモデル領域のプレート境界面上のせん断応力を表す。状態変数 θ の変化は、 $\Delta \theta$ が Δt に比例し、すべり時間 Δt がかなり小さいことから無視できる。式(3.1.2)を使用すると、せん断応力の擾乱 $\Delta \tau_i$ と速度の対数変化 $\Delta \ln V_i$ の関係は、以下のように与えられる。

$$\Delta \tau_i = a_i \sigma_i^{eff} \Delta \ln V_i \quad i \in R_m \quad (3.3.2)$$

式(3.3.1)と式(3.3.2)から周辺域巨大地震直後のせん断応力場と速度場は次のように表される。

$$\tau_i^{(2)} = \tau_i^{(1)} - \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l \quad i \in R_m, k \in R_n^l$$

$$V_i^{(2)} = V_i^{(1)} \exp \left(\frac{- \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l}{a_i \sigma_i^{eff}} \right) \quad i \in R_m, k \in R_n^l \quad (3.3.4)$$

ここで、 $V_i^{(1)}$ と $V_i^{(2)}$ は周辺域巨大地震直前と直後の速度である。

$$(3.3.3)$$

Table 3.3.1 Fault parameters of nearby large earthquakes

segment	Lat(°)	Lon(°)	d(km)	strike(°)	dip(°)	rake(°)	L(km)	W(km)	U(km)
1	35.88	136.39	0	145	90	45	18	15	1.40
2	35.75	136.51	0	145	90	45	18	15	4.25
3	35.62	136.62	0	145	90	0	16	15	7.00
4	35.50	136.72	0	107	90	53	33	15	2.50
5	35.50	136.72	2	163	90	315	34	13	1.40
1 6 31	35.91	136.34	0	144	90	0	51	33	7.00
2 6 31	35.55	136.64	0	120	90	34	38	33	1.80
3 6 31	34.99	137.05	8	332	90	45	70	25	1.40
4 6 31	35.31	137.76	8	225	45	90	50	35.4	7.62
5 6 31	35.21	137.15	15	241	31	90	20	35	4.20
A	34.92	139.89	3	293	26	142	93	53	4.60
B	33.52	137.25	3	245	24	113	110	70	4.00
C	34.14	137.92	20	245	24	113	80	80	4.00

Lat, Lon: latitude and longitude at the top right corner of the fault plane.

D: depth at the top of the fault plane.

strike: degrees measured clockwise from north.

dip: degrees measured down from the horizontal plane.

rake: slip angle. It is 0° for a pure left-lateral slip, and 90° for a pure reverse slip.

L: length of the fault plane.

W: width of the fault plane.

U: magnitude of the uniform slip on the fault plane.

1 ~ 5: fault parameters of the 1891 Nobi earthquake by Mikumo and Ando (1976).

1' ~ 5': fault parameters of the 1891 Nobi earthquake by Pollitz and Sacks (1995).

A: fault parameters of the 1923 Kanto earthquake by Matsu'ura and Iwasaki (1983).

B and C: fault parameters of the 1944 Tonankai earthquake by Ishibashi (1981).

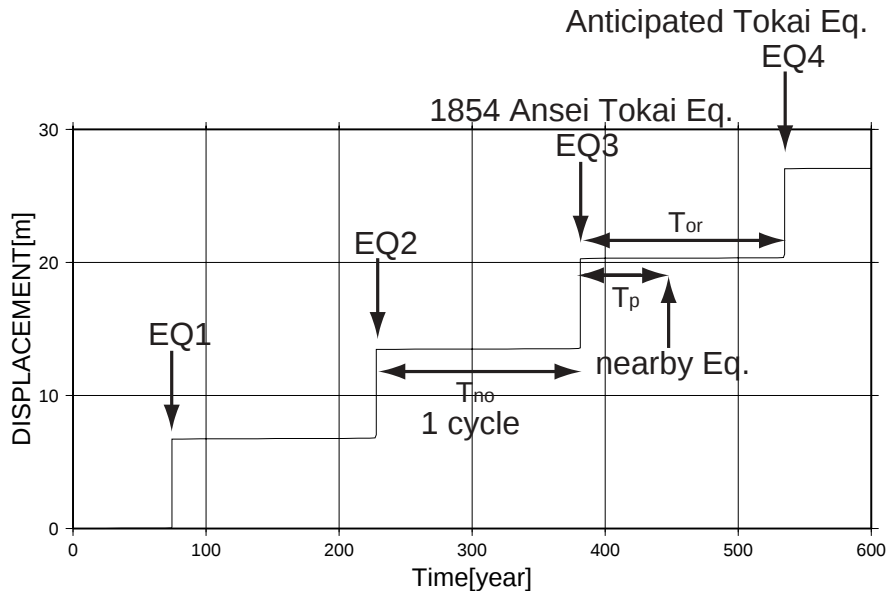


Fig. 3.3.2 Time evolution of the cumulative displacement at a point in the coupling region ($x=93.3\text{km}$, $y=49.6\text{km}$, $z=22.6\text{km}$) when effects of the nearby earthquakes are not taken into consideration. The downward arrows demonstrate times of interplate earthquakes (EQ1 ~ EQ4). We presume the third and the fourth earthquakes in this diagram to be the 1854 Ansei Tokai and the anticipated Tokai earthquakes. The interval between the two interplate earthquakes is $T_{no}=153.5$ years. Nearby earthquakes are supposed to occur T_p years after EQ3. T_{or} is the modulated time interval between two interplate earthquakes.

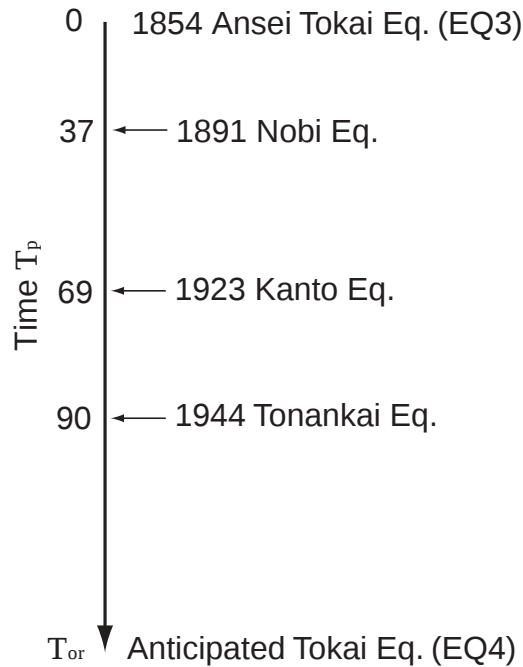


Fig. 3.3.3 Diagram of the time T_p of nearby earthquakes, which were investigated regarding their effects on the time of the anticipated Tokai earthquake T_{or} . The origin of the time is the 1854 Ansei Tokai earthquake.

3.3.3 結果

濃尾地震，関東地震，東南海地震の断層モデルは，これまでに多くの研究者によって求められてきた。今回の影響評価では，それらのモデルのうち，濃尾地震はMikumo and Ando(1976)及びPollitz and Sacks(1995)によるモデル，関東地震はMatsu'ura and Iwasaki(1983)によるモデル，東南海地震はIshibashi(1981)によるモデルを使用した。影響評価した事例をTable 3.3.2に示す。濃尾地震単独の場合 (case 1, case 2)，関東地震単独の場合 (case 3)，東南海地震単独の場合 (case 4)，及び3つの地震を合わせた場合 (case 5, case 6) の6つの事例について，影響を数値シミュレーションで見積もった。濃尾地震に関するcase 1とcase 2の間の主な違いは逆断層が含まれるかどうかである。

Fig.3.3.4(a)は，case 1でのプレート境界面上でのせん断応力の擾乱を示す。0.1MPaのオーダーのせん断応力変化が深いところで起こっていることが分かる。Fig.3.3.4(b)とFig.3.3.4(c)はcase 1での濃尾地震の直前と直後でのせん断応力を示す。case 1の断層モデルでのせん断応力の擾乱は，安政東海地震の37年後でのプレートの沈み込みの進行過程で蓄積されたせん断応力の10分の1にしかない。シミュレーションによると，東海地震の発生はcase 1の場合で1.1年遅れる。この遅れは，地震領域の深部でせん断応力が減少し，プレートの沈み込みに伴ってせん断応力が蓄積されていた領域でその減少分をもう一度蓄積し直さなければならないためである。

Fig. 3.3.5(a)はcase 2でのせん断応力の擾乱を示す。逆断層下でのプレート境界面上でのせん断応力の減少は1MPaのオーダーに達する。断層4'の影響が特に顕著である。この場合，東海地震を28.5年遅らせる。この大きな遅れの原因は，地震領域の南西部分のせん断応力の減少が大きいことにある。Fig. 3.3.5(b)では地震領域の南西部分のせん断応力の高い赤い領域が，Fig. 3.3.5(c)では消えている。

Fig. 3.3.6(a)は関東地震 (case 3) によるプレート境界面上でのせん断応力の擾乱を示す。モデル領域のせん断応力の擾乱は約0.1MPaである。Fig. 3.3.6(b)とFig. 3.3.6(c)は関東地震の直前と直後のせん断応力を示す。関東地震によるせん断応力の擾乱は小さいが，地震領域のリング状の高応力領域の北東部分を強める働きをするため，東海地震を1.2年早める傾向になる。

Table 3.3.2 Change in timing of the anticipated Tokai earthquake due to effects of nearby earthquakes

Case	Nearby earthquake	segments*	T_p (years)	T_{or} (years)	$T_{or} - T_{no}$ (years)
1	1891 Nobi Eq.	1 ~ 5	37	154.6	1.1
2	1891 Nobi Eq.	1' ~ 5'	37	182.0	28.5
3	1923 Kanto Eq.	A	69	152.3	-1.2
4	1944 Tonankai Eq.	B, C	90	144.7	-8.8
5	1891 Nobi Eq.	1 ~ 5	37	144.5	-9.0
	1923 Kanto Eq.	A	69		
	1944 Tonankai Eq.	B, C	90		
6	1891 Nobi Eq.	1' ~ 5'	37	173.0	19.5
	1923 Kanto Eq.	A	69		
	1944 Tonankai Eq.	B, C	90		

* Fault parameters for each segment are shown in Table 3.3.1.

Case 1 : the 1891 Nobi earthquake by the model of Mikumo and Ando (1976)

Case 2 : the 1891 Nobi earthquake by the model of Pollitz and Sacks (1995)

Case 3 : the 1923 Kanto earthquake by the model of Matsuura and Iwasaki (1983)

Case 4 : the 1944 Tonankai earthquake by the model of Ishibashi (1981)

Case 5 : combination of models by Mikumo and Ando (1976), Matsuura and Iwasaki (1983), and Ishibashi (1981).

Case 6 : combination of models by Pollitz and Sacks (1995), Matsuura and Iwasaki (1983), and Ishibashi (1981).

T_p : elapsed time after the 1854 Ansei Tokai earthquake till the occurrence of nearby earthquake.

T_{or} : time interval between the 1854 Ansei Tokai and the anticipated Tokai earthquakes when effects of the nearby earthquakes are incorporated.

T_{no} : the presumed time interval (153.5 years) between the 1854 Ansei-Tokai and the anticipated Tokai earthquakes when effects of the nearby earthquakes are not taken into consideration.

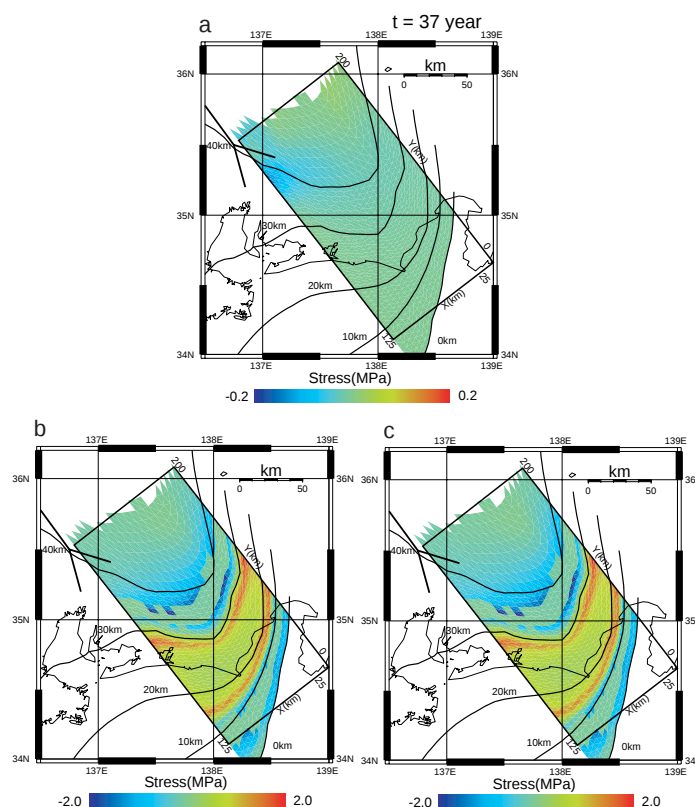


Fig. 3.3.4 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Nobi earthquake in case 1. Red indicates regions where shear stress is increased, and blue indicates regions where shear stress is decreased. (b) Shear stress on the plate interface just before the Nobi earthquake, and (c) that just after the Nobi earthquake. The highly shear-stressed region is indicated by red, and the low stress region is blue.

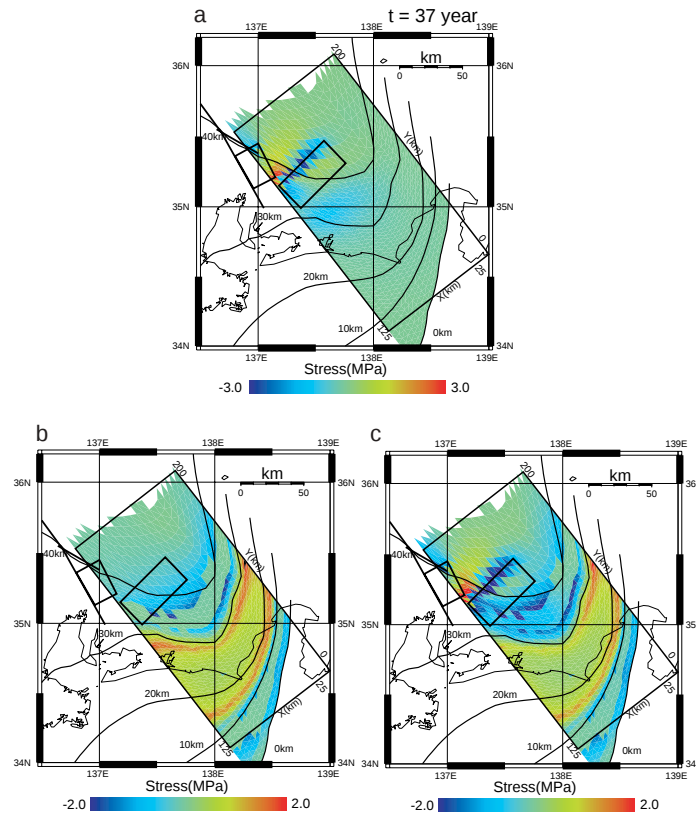


Fig. 3.3.5 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Nobi earthquake in case 2. (b) Shear stress just before the Nobi earthquake, and (c) that just after the Nobi earthquake.

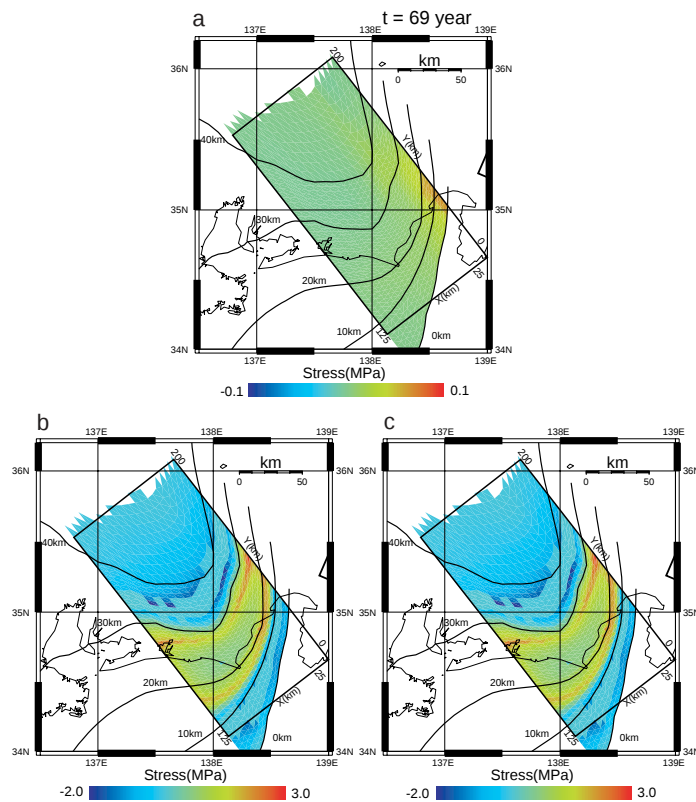


Fig. 3.3.6 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Kanto earthquake in case 3. Shear stress (b) just before and (c) after the Kanto earthquake.

Fig. 3.3.7(a)は東南海地震 (case 4) によるせん断応力の擾乱を示す。擾乱の大きさは、約0.1MPaのオーダーとなる。石橋モデルの断層面はモデルの地震領域から離れているため、かなり小さくなる。東南海地震の直前 (Fig. 3.3.7(b)) と直後 (Fig. 3.3.7(c)) の応力分布を比較することにより、リング状の高応力領域は地震の後に応力が強められる。この応力の増加によって、東海地震の発生は約8.8年早められる。

case 5とcase 6は3つの地震を考慮した場合である。case 5はMikumo and Ando (1976) の濃尾地震のモデルを使用した場合、case 6はPollitz and Sacks (1995) の濃尾地震のモデルを使用した場合である。関東地震と東南海地震のモデルは共通とした。その結果、case 5では、約9.0年東海地震を早める。Table 3.3.2の $T_{or} - T_{no}$ (- 9.0年) は、case 1 (+ 1.1年), case 3 (- 1.2年), case 4 (- 8.8年) のそれぞれの合計 (- 8.9年) にほぼ等しい。case 6では、約19.5年東海地震を遅らせる。この場合も、Table 3.3.2の $T_{or} - T_{no}$ (+ 19.5年) は、case 2 (+ 28.5年), case 3 (- 1.2年), case 4 (- 8.8年) のそれぞれの合計 (+ 18.5年) におおよそ等しい。

東海地震のすべり分布はすべての場合でほとんど同じで、モーメントマグニチュード M_w は約8.0となる。しかし、東海地震直前の応力分布が異なるため、地震直前の破壊開始点は、全ての場合で異なる (Fig. 3.3.8)。Table 3.3.2をまとめると、東海地震が起こるまでの期間 T_{or} は周辺域巨大地震の影響を受けて144年から182年の範囲となる。シミュレーションの結果では、Pollitz and Sacks (1995) の断層モデルによる濃尾地震の影響が大きく、関東地震と東南海地震の影響はそれほど大きくはならない。しかし、周辺域巨大地震の断層モデルやシミュレーションで使用する摩擦パラメータによって結果は大きく変わる。特に、1944年の東南海地震が東海地震に与える影響は断層モデルの選択に対してとても敏感である。Ishibashi (1981) のモデルがもう少し東側にあれば、東南海地震は東海地震を誘発したであろう。

3.3.4 まとめ

1891年濃尾地震、1923年関東地震、1944年東南海地震の応力の擾乱が東海地震に与える影響を見積もった。その結

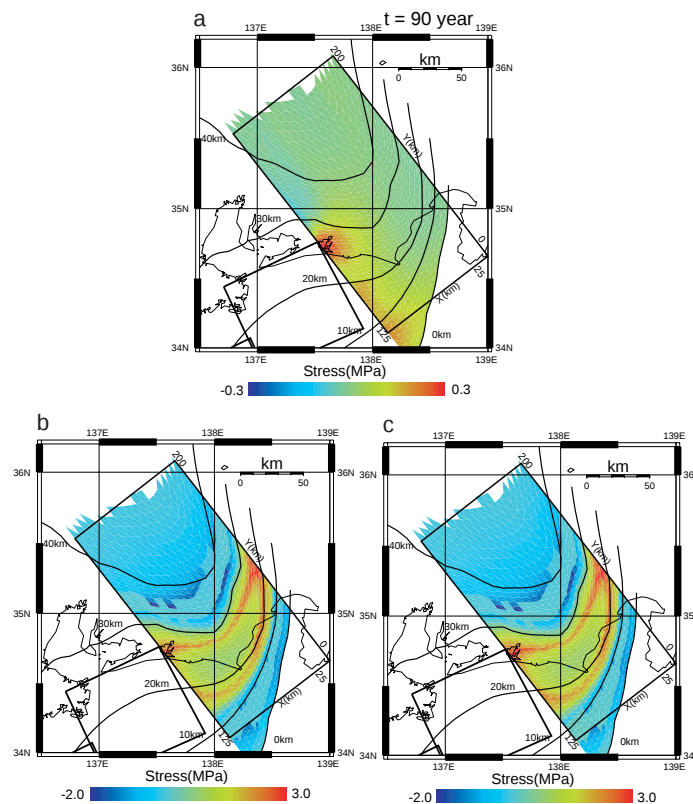


Fig. 3.3.7 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Tonankai earthquake in case 4. Shear stress (b) just before and (c) after the Tonankai earthquake.

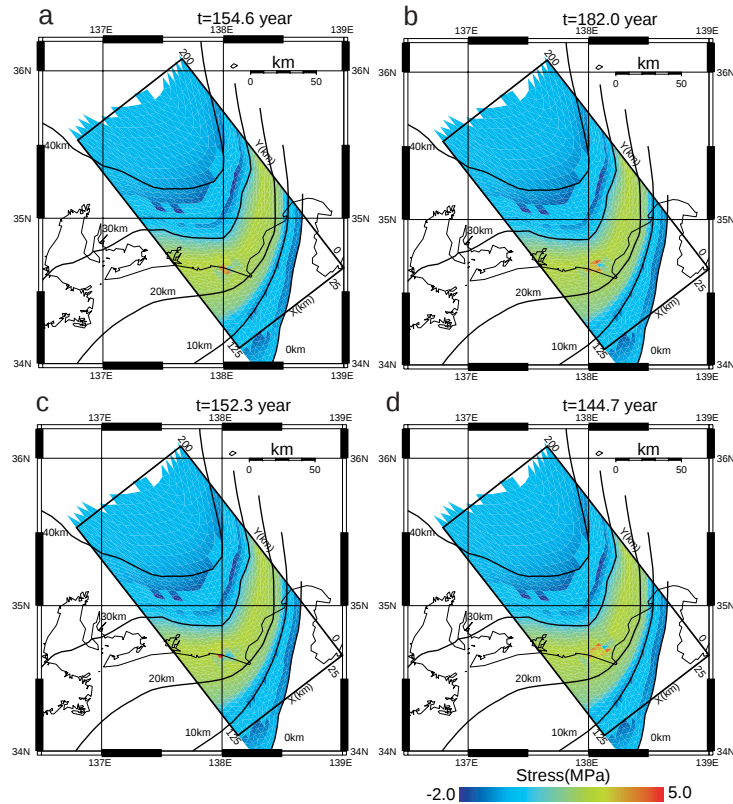


Fig. 3.3.8 Shear stress on the plate interface just before the anticipated Tokai earthquake in (a) case 1, (b) case 2, (c) case 3, and (d) case 4. The highly shear-stressed region is indicated by red, and low stress region is blue.

果，1891年濃尾地震は東海地震の発生を遅らせる方に，1923年関東地震と1944年東南海地震は発生を早める方に寄与することがわかった。想定東海地震の発生を遅らせるか早めるかは，プレート境界面上の固着域に周辺域巨大地震によって引き起こされた応力の擾乱の場所と大きさに依存する。特に，Fig. 3.1.7に示したリング状の高応力領域でせん断応力が強められるか弱められるかの影響が大きい。今回，6つの場合についてシミュレーションを行ったが，定量的評価の精度を高めることは現段階では難しい。その理由は，シミュレーションの結果が，周辺域巨大地震の断層の正確な位置，摩擦パラメータの与え方に大きく依存するためである。破壊開始点はそれぞれの場合で異なるが，その理由は，地震サイクルの途中段階でモデル領域周辺に巨大地震が発生すると，モデル領域における応力分布が変わるためである。今後，観測精度が上がり，より正確な断層モデルを作成することが可能となったり，さらにシミュレーションにおける摩擦パラメータの拘束条件が正確に求められたりすれば，より精度よく周辺域巨大地震の影響を見積もることが可能となるだろう。

（黒木英州）

参考文献

- Ando, M., 1975 : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake Prediction : An International Review*, D. W. Simpson and P. G. Richards(Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 297-332.
- 石橋克彦・佐竹健治, 1998 : 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点， - 日本付近のプレート沈

み込み帯を中心として - , 地震2, **50**, 1-21.

Kato, N. and T. Hirasawa, 2000 : Effect of a large outer rise earthquake on seismic cycles of interplate earthquakes : A model study, *J. Geophys. Res.*, **105**, 653-662.

Matsu'ura, M. and T. Iwasaki 1983 : , Study on coseismic and postseismic crustal movements associated with the 1923 Kanto earthquake, *Tectonophysics*, **97**, 201-215.

Mikumo, T. and M. Ando, 1976 : A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, **24**, 63-87.

Mogi, K. 1981 : Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, in Earthquake Prediction : An International Review, D. W. Simpson and P. G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 43-51.

Pollitz, F. F. and I. J. Sacks, 1995 : Consequences of stress changes following the 1891 Nobi earthquake, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 796-807.

3.4 スロースリップイベントの再現

3.4.1 はじめに

2000年10月頃から東海地域の浜名湖下のフィリピン海プレートの境界面上でスロースリップイベントが起きていることが国土地理院のGPSデータの解析によって見つかった (Ozawa *et al.*, 2002)。相当地震モーメントの累積量は、2004年2月までにモーメントマグニチュード M_w にして約7.0にまで達している (国土地理院, 2004)。Kimata (1992) と木股・山内 (1998) は東海地域における光波測距の観測から6～8年周期で歪の短縮の加速と緩和が反復し、プレートの収束運動にゆらぎがあることを推測した。スロースリップイベントは、他のプレートの沈み込み帯でも観測されている (Dragert *et al.*, 2001; Hirose *et al.*, 1999; Lowry *et al.*, 2001)。これらのスロースリップイベントは地震領域と非地震領域の遷移領域で起きており、数ヶ月から数年で M_w 6.6～6.8に達する。

Kato and Hirasawa (1999) は、2次元モデルですべり速度 / 状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) に適用される摩擦パラメータの空間分布に不均質性を導入することによって、観測で得られるようなエピソード的な歪変化や非地震性すべりが発生することを示した。Shibasaki and Iio (2003) は3次元平面モデルで不安定 - 安定領域境界の遷移帯に着目し、すべり速度 / 状態依存摩擦構成則にカットオフ速度を導入することによってスロースリップイベントを再現した。

本研究では、プレートの幾何学的な形状とプレートの沈み込み方向を考慮した3次元モデルを用いて、深さ方向に対して摩擦パラメータに不均質性を与えることによって、東海地域の浜名湖下で現在進行中のスロースリップイベントをすべり速度 / 状態依存摩擦構成則で再現できるかどうか調査した。また、スロースリップ時の変位とせん断応力の変化及び地震直前のプレスリップの特徴についても調べた。

3.4.2 モデル

モデルはほとんど3.1節と同じであるが、異なる点はプレートの沈み込み方向を考慮した点である (Fig. 3.4.1)。プレートの相対速度の方向は、水準測量の解析から得られたバックスリップ分布の方向 (名古屋大学, 1999) を採用し、その大きさは近似的にすべての領域で4 cm/year (Seno *et al.*, 1993) とした。本節ではモデル領域を浜名湖も含むように西へ広げ、その幅を $S52^\circ W$ の方向に200km、深さを約40kmまでとした。モデル領域の両翼の境界における応力集中の影響を避けるために、両翼と中央部分の3つの領域に分けた。両翼の幅は20km、中央部分の幅は160kmとした。セル j での q 方向の変位量 $u_{q,j}(t)$ と、推定される相対速度 $V_{q,j}^p(t)$ と時刻 t の積との差が断層面の食い違いを表す (Savage, 1983) ことから。セル i での p 方向のせん断応力は、

$$\tau_{p,i}(t) = \sum_{q=1}^2 \sum_{j=1}^N K_{pq,ij} (V_{q,j}^p t - u_{q,j}(t)) - (G/2\beta) V_{p,i}(t) \quad p, q=1,2 \quad (3.4.1)$$

となり、ここで、 $V_{p,i}(t)$ はセル i での p 方向の速度を示す。また、剛性率 $G=30\text{GPa}$ 、S波速度 $\beta=3.27 \times 10^3\text{m/s}$ とした。すべり方向は、プレート面内で2次元的に変わり得るよう、セル1つにつき直交する2方向にとった。式(3.4.1)での相互作用係数 $K_{pq,ij}$ は、セル j での q 方向の単位転位によるセル i での p 方向のせん断応力を示す。すべり速度 / 状態依存摩擦構成則に従い、セル i での p 方向のせん断応力と同じ方向の摩擦力は、

$$\begin{aligned} \tau_{p,i}(t) &= \mu_i(t) \sigma_i^{\text{eff}} V_{p,i}(t) / V_i(t) \\ \mu_i(t) &= \mu_* + a_i \ln(V_i(t) / V_*) + \theta_i(t), \\ d\theta_i(t) / dt &= - (V_i(t) / L_i) [\theta_i(t) + b_i \ln(V_i(t) / V_*)] \end{aligned} \quad (3.4.2)$$

で与えられる (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)。ここで、 $\mu_i(t)$ はセル i での摩擦係数、速度は $V_i(t) = \sqrt{V_{1,i}^2(t) + V_{2,i}^2(t)}$ 、 σ_i^{eff} は有効法線応力、 θ_i は状態変数、 a_i 、 b_i 、 L_i は摩擦パラメータである。 μ_* は基準となる摩擦係数、 V_* は任意の基準速度

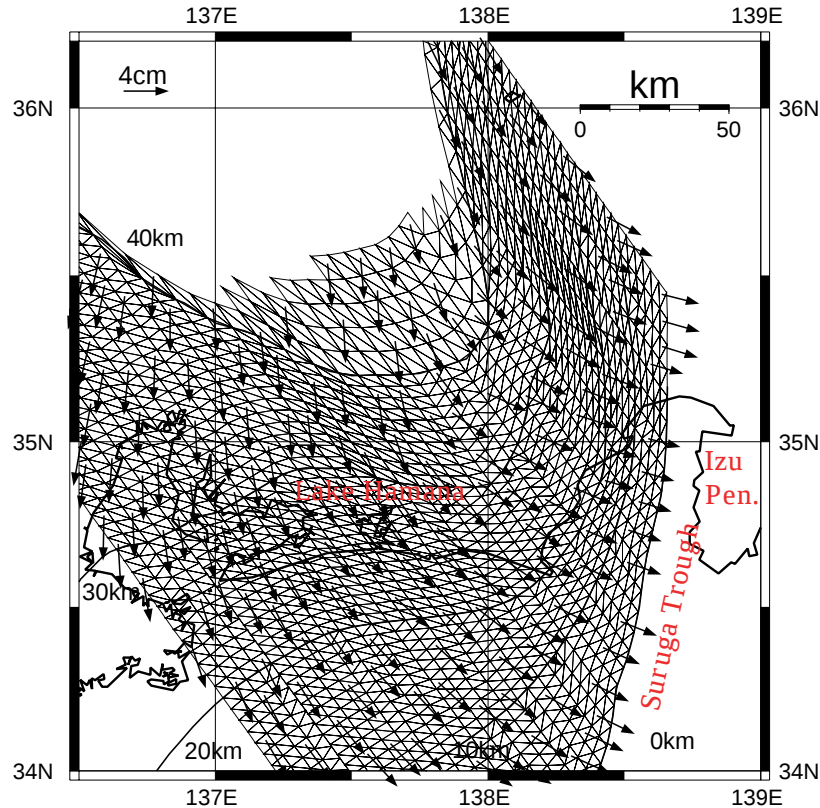


Fig. 3.4.1 Plate configuration in the Tokai region. The Philippine Sea Plate begins to subduct on the Suruga Trough. The curved solid lines show equi-depth contour lines of plate interface. Arrows indicate directions of the relative velocity of the Eurasian Plate (overriding plate) against the Philippine Sea Plate inferred from backslip analysis (Nagoya Univ., 1999). The triangles represent cells for which we calculated shear stress and slip.

である。また、プレート境界での間隙水圧の影響を考慮に入れ、有効法線応力は $\sigma_i^{eff} = (\rho - \rho_w)gz_i$ で与える。ここで、 ρ (岩石の密度) = 2.8 g/cm^3 、 ρ_w (水の密度) = 1.0 g/cm^3 、 g (重力加速度) = 9.8 m/s^2 、 z_i はセル i での深さを表す。式 (3.4.1) のせん断応力と式 (3.4.2) の微分方程式の解き方は、3.1 節と同様である。

定常すべり ($d\theta_i(t)/dt = 0$) が起きている場合、摩擦係数は、式 (3.4.2) から $\mu_i^{st} = \mu_* + (a_i - b_i) \ln(V_i(t)/V_*)$ となる。この式から、すべり速度弱化領域 ($a_i - b_i < 0$) では、不安定すべりとなり地震が起こりやすくなる。逆に、すべり速度強化領域 ($a_i - b_i > 0$) では、安定すべりとなり非地震性すべりが生じる。また、 $a_i - b_i$ には、温度依存性があることが岩石実験により指摘されている (Blanpied *et al.*, 1991)。摩擦パラメータ L_i は、断層のガウジの粒子サイズに依存する (Marone and Kilgore, 1993)。摩擦パラメータ L_i が小さい場合、摩擦強度はすべり量が増加すると急激に減少するために、不安定すべりとなる。一方、 L_i が大きい場合、摩擦強度はすべり量が増加しても、定常状態の摩擦係数 μ_i^{st} に至るまでに大きなすべり量が必要とされるため、安定すべりとなりやすい。摩擦パラメータ a_i 、 b_i 、 L_i は単純に深さの関数として与える (Fig. 3.4.2)。 $a_i - b_i < 0$ として与える地震領域は、地震活動 (Matsumura, 1997) 及び地殻変動 (Sagiya, 1999) から求められた固着域 (深さ約 10 ~ 30 km に相当) に対応させた (Fig. 3.4.3(a))。また、上記に記したパラメータ L_i の特性に基づいて、深さ 22 ~ 27 km で 15 cm、それ以外では 5 cm と設定し、パラメータ L_i に不均質性を与えた (Fig. 3.4.3(b))。この場合、 $a_i - b_i < 0$ の地震領域にパラメータ L_i の大きな値を与えることでスロースリップイベントを再現した。

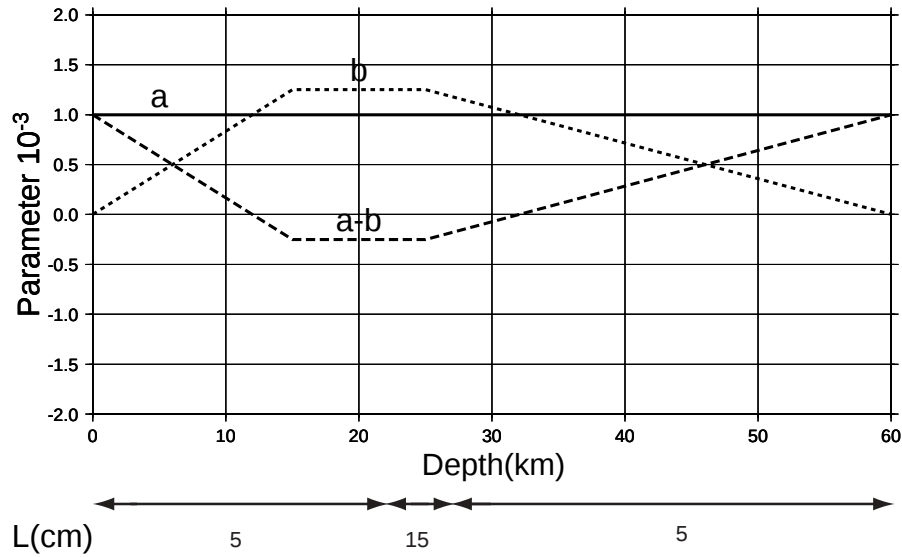


Fig. 3.4.2 Schematic representation of the depth variation of the value of friction parameters a_i , b_i and $a_i - b_i$. The area where $a_i - b_i$ is negative corresponds to a seismic zone, and the zone where L_i is large is called an inhomogeneous region in the text.

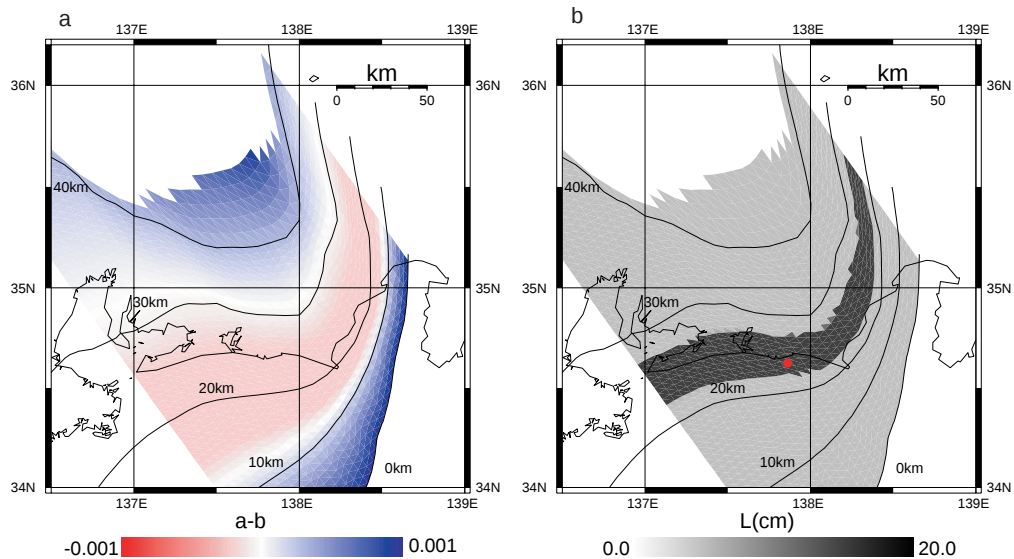


Fig. 3.4.3 (a) Spatial distribution of friction parameter $a_i - b_i$. The region where $a_i - b_i$ takes a negative value is red, and that where $a_i - b_i$ takes a positive value is blue. (b) Spatial distribution of friction parameter L_i in the Tokai region. The red circular point represents the site where slow slip events occur.

3.4.3 結果

Fig. 3.4.4に、Fig. 3.4.3(b)に赤い点で示した位置における変位の時間変化を示す。この地点は、 $a_i - b_i < 0$ の地震領域内にあり、パラメータ L_i に不均質性を与えた場所である。矢印で示したところがスロースリップイベントを表す。初期条件に依存する1回目の地震サイクルを除くと、すべてのサイクルでほとんど同じようなすべりが生じ、地震の1サイクルは約450年となる。プレート境界面の固着域は各サイクルの最初のスロースリップイベントまで固着し、スロースリップイベントが発生するとその領域において固着の一部が解消する。地震の前に4回スロースリップイベントが起こり、5回目のスロースリップイベントから地震発生に至る。地震サイクルが3.1節の結果（約150年）に比べて長くなるのは、3.1節で用いたモデルに対して他の条件はそのままにしてパラメータ L_i だけに不均質を与えてスロー

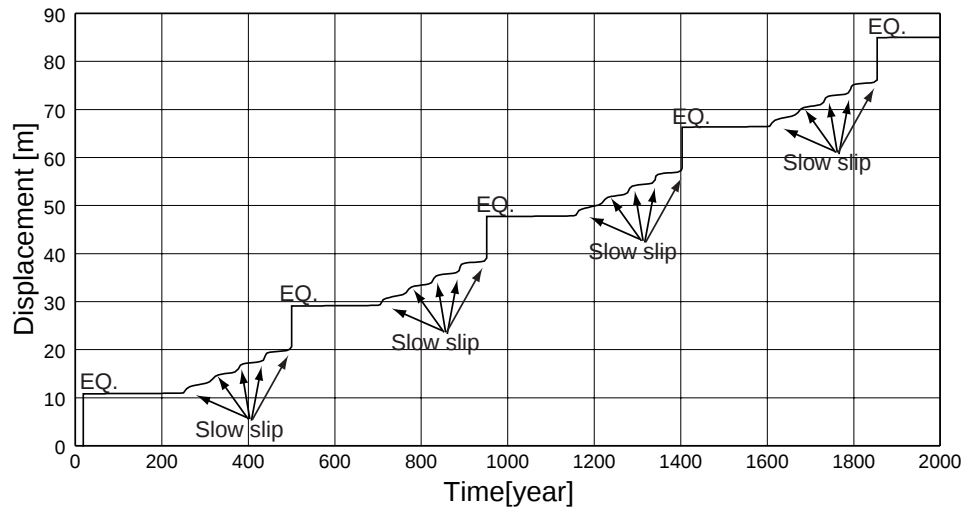


Fig .3.4.4 Time evolution of the cumulative displacement at the red circular point in Fig.3.4.3b.

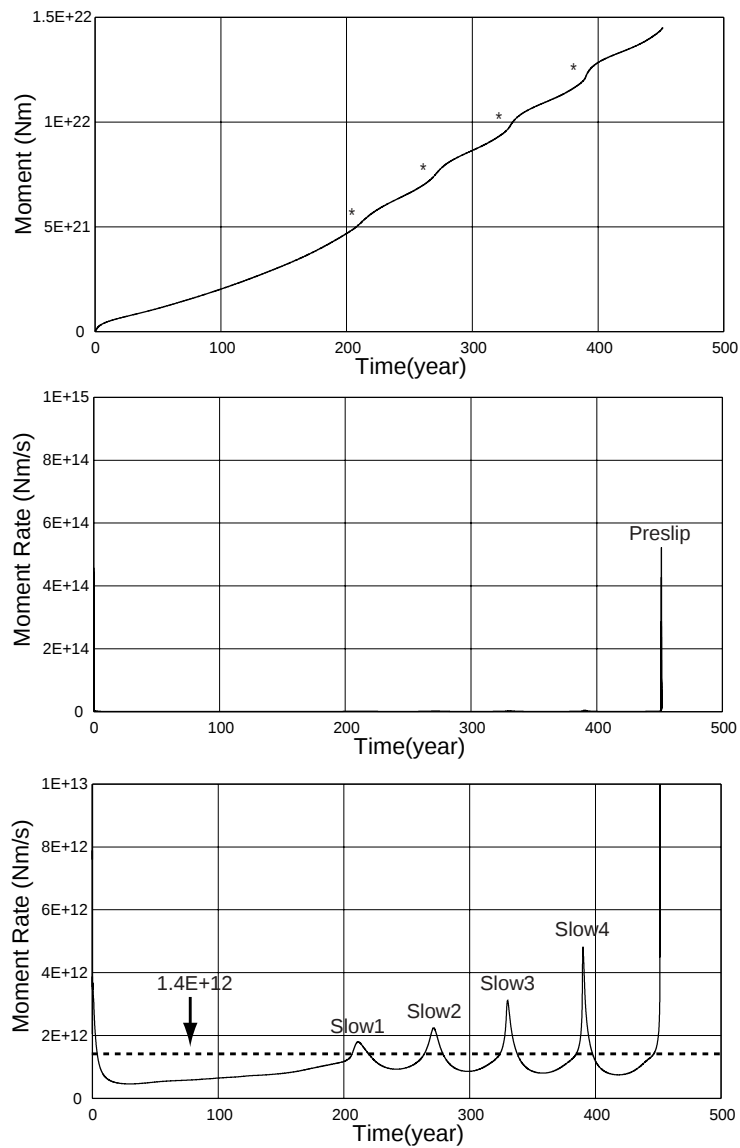


Fig. 3.4.5 Temporal change of cumulative moment (top), moment rate (middle) and magnified moment rate (bottom) in one cycle.

スリップイベントを再現したことにより、スロースリップイベントのたびに固着域の歪みが解消され地震発生に至らないためである。

全モデル領域での相当地震モーメントの積算量は、

$$M_0 = \sum_{i=1}^N G u_i S_i \quad (3.4.3)$$

で与えられる。ここで、 G は剛性率、 u_i はセル i でのすべり量、 S_i はそのセルの面積を示す。Fig. 3.4.5上段は全モデル領域での相当地震モーメントの時間変化を示したものであり、*はスロースリップが起きた時点を示す。前の地震から1回目のスロースリップイベントまでの相当地震モーメントの積算量の時間変化は固着域より深い非地震領域の安定なすべりによってなだらかに増加する。プレスリップのモーメントレートは 10^{14} Nm/sのオーダーである（Fig. 3.4.5中段）のに対し、スロースリップのモーメントレートは 10^{12} Nm/sのオーダーである（Fig. 3.4.5下段）。現在、東海地域で継続しているスロースリップイベントのモーメントレートは 0.4×10^{12} Nm/sであり、モデルでのスロースリップイベントが起こる前の定常的な地殻変動でのモーメントレートは、約 1.0×10^{12} Nm/sと見積もられる。そこで、われわれはFig. 3.4.5下段の点線のラインの $(0.4+1.0) \times 10^{12}$ Nm/sを超える現象をスロースリップイベントであると見なした。以下では4回のスロースリップイベントを早い方からそれぞれSlow1, Slow2, Slow3, Slow4と呼ぶことにする（Fig. 3.4.5下段）。それぞれのスロースリップイベントの継続時間は、13.5年、15.2年、14.1年、13.2年となる。モーメントレートの最大値は、Slow1が最も小さく、その後のスロースリップイベントでは次第に大きくなる傾向が見られる。

Fig. 3.4.6にプレート境界面上のせん断応力の時空間変化を示す。高応力領域は赤で、低応力領域は青で示されている。リング状の高応力領域はSlow1の100年前に形成される（Kuroki *et al.*, 2002）。Slow1までは時間とともにリング状の高応力領域が小さくなるが、スロースリップイベントが起こることによって、摩擦パラメータ L に不均質性を与えた領域で応力が解消される（Figs. 3.4.6(c), (d)）。その後、摩擦パラメータ L に不均質性を与えた領域に大きな応力が蓄積されるが、スロースリップイベント（Slow2, Slow3, Slow4）によって繰り返し応力が解消される（Figs. 3.4.6(e)~(j)）。本モデルでは、5回目のスロースリップイベントから地震に至る。5回目のスロースリップイベントによって不均質性を与えた領域に蓄積された応力が解消された後に引き続いて、より浅い領域にすべり領域が移動して地震に至る。

Fig. 3.4.7にスロースリップイベント時のプレート境界面上における変位場の時間変化を示す。ただし、スロースリップイベントが起こる前の定常的なすべりは除いてある。それぞれのスロースリップイベント（Slow1~Slow4）のモーメントマグニチュード（1年あたりのモーメントマグニチュード）は、7.5(6.7/年)、7.6(6.9/年)、7.7(6.9/年)、7.8(7.0/年)と求められる。モーメントマグニチュードは、イベントごとに大きくなる。また、不均質領域を中心にしてすべり量、すべり領域ともにイベントごとに大きくなる。Fig. 3.4.8に4つのスロースリップイベント時の1年あたりの水平変位を、国土地理院のGPS観測点について示す（固定点：大湊950241）。定常的なすべりを除いたため、水平変位の方向は南東を向いている。水平変位の方向はスロースリップイベントが生じていない定常的なすべりの時期には逆になる。水平変位の大きさとその変化の現れる領域の面積もスロースリップイベントごとに大きくなる傾向が見られる。

Fig. 3.4.9は、地震の破壊開始点（Fig. 3.4.10）の最も近くに設置されている気象庁の体積歪計観測点である御前崎における1サイクルの体積歪変化である。1日あたりの体積歪変化がスロースリップイベントとプレスリップでどの程度の違いがあるかを調べたものがFig. 3.4.11である。1日あたりの体積歪変化でみると、スロースリップイベントでは加速的な変化はみられないのに対して、地震直前のプレスリップでは加速的な変化がみられる。1日あたりの体積歪の大きさは、スロースリップイベントとプレスリップで大きな違いはなく、 $10^{-9} \sim 10^{-8}$ のオーダーとなる。スロースリップイベントの歪変化量は、イベントごとに大きくなる傾向が見られる。しかし、プレスリップとスロースリップの歪変化にははっきりとした違いがみられる。スロースリップイベントはほとんど一定に変化しているのに対し、

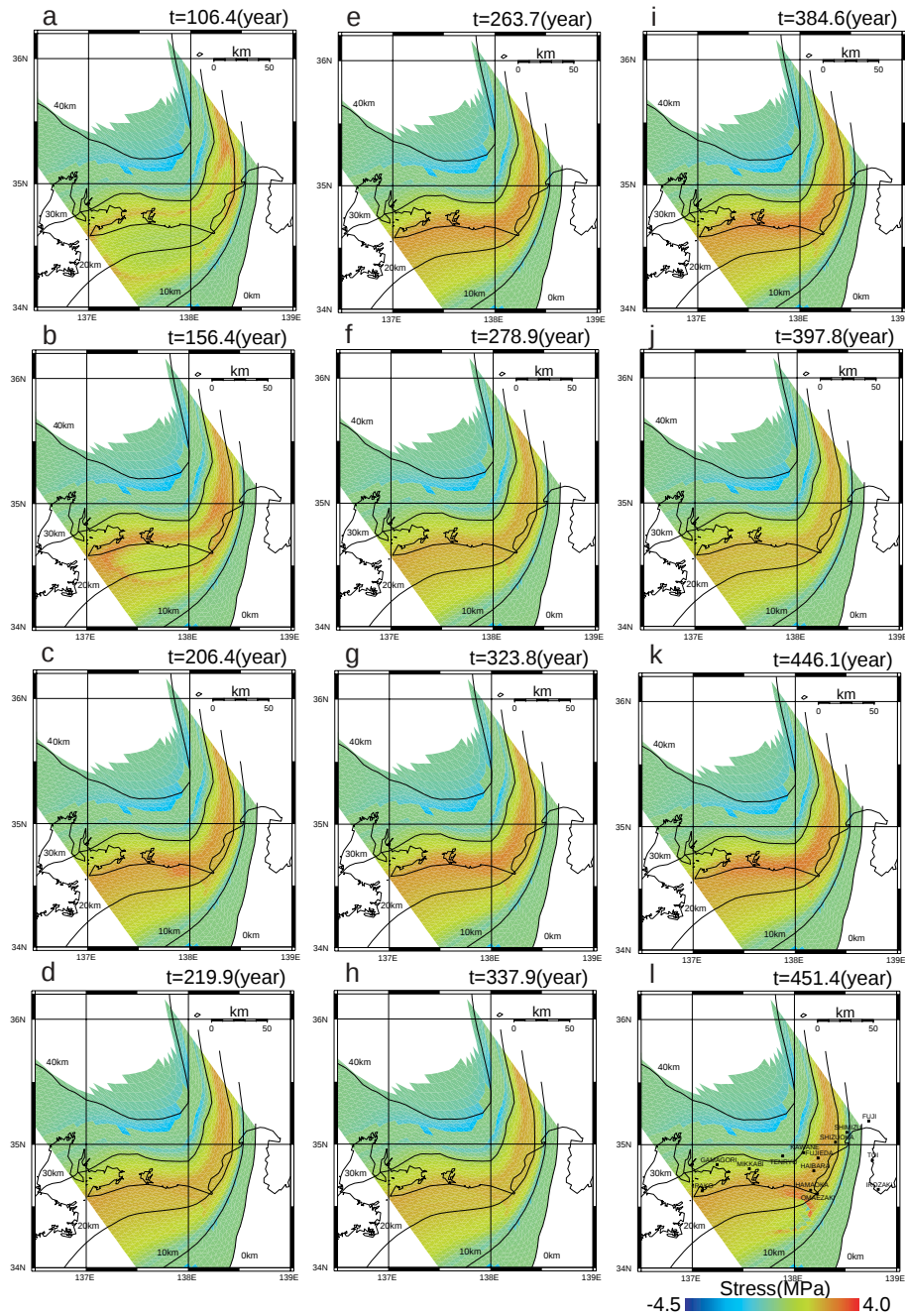


Fig. 3.4.6 Snapshots of spatial distribution of shear stress on the plate interface. The highly shear-stressed region is indicated by red, and the low shear-stressed region by blue. The upper right numerals represent elapsed time from the preceding earthquake: (a) about 100 years before Slow1, (b) about 50 years before Slow1, (c) just before Slow1, (d) just after Slow1, (e) just before Slow2, (f) just after Slow2, (g) just before Slow3, (h) just after Slow3, (i) just before Slow4, (j) just after Slow4, (k) just before Slow5, (l) just before earthquake.

プレスリップは加速的に変化している。Fig.3.4.5（下図）のモーメントレートの変化からも、スロースリップイベント時に加速的な変化の生じる様子が見られるが、プレスリップ時の変化に比べると時定数が大きいため、1日あたりでは加速的な変化がみられない。御前崎の観測点での体積歪の変化がスロースリップイベント時には伸びであるのに対し、地震直前のプレスリップでは縮みとなる。これは、スロースリップが起こる領域とプレスリップが起こる領域が異なり、体積歪観測点との相対的な位置関係が異なるためである。スロースリップは不均質領域（Fig. 3.4.3b）で、プレスリップはより浅い領域で生じる。5回目のスロースリップは地震の約5年前から不均質領域で起こり、そ

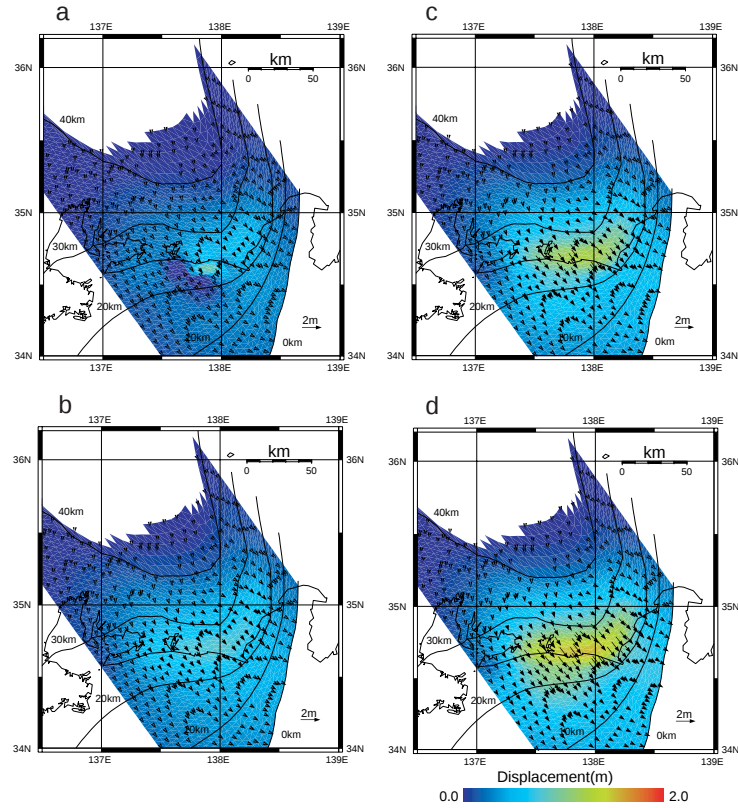


Fig. 3.4.7 Snapshots of spatial distribution of displacement on the plate interface during slow-slip events where the stationary slip is removed. Area of large displacement is red. (a) Slow1 (from $T_{Sb}=206.4$ to $T_{Se}=219.9$) : $M_w=7.5$ (6.7/year) (b) Slow2 (from $T_{Sb}=263.7$ to $T_{Se}=278.9$) : $M_w=7.6$ (6.9/year) (c) Slow3 (from $T_{Sb}=323.8$ to $T_{Se}=337.9$) : $M_w=7.7$ (6.9/year) (d) Slow4 (from $T_{Sb}=384.6$ to $T_{Se}=397.8$) : $M_w=7.8$ (7.0/year)

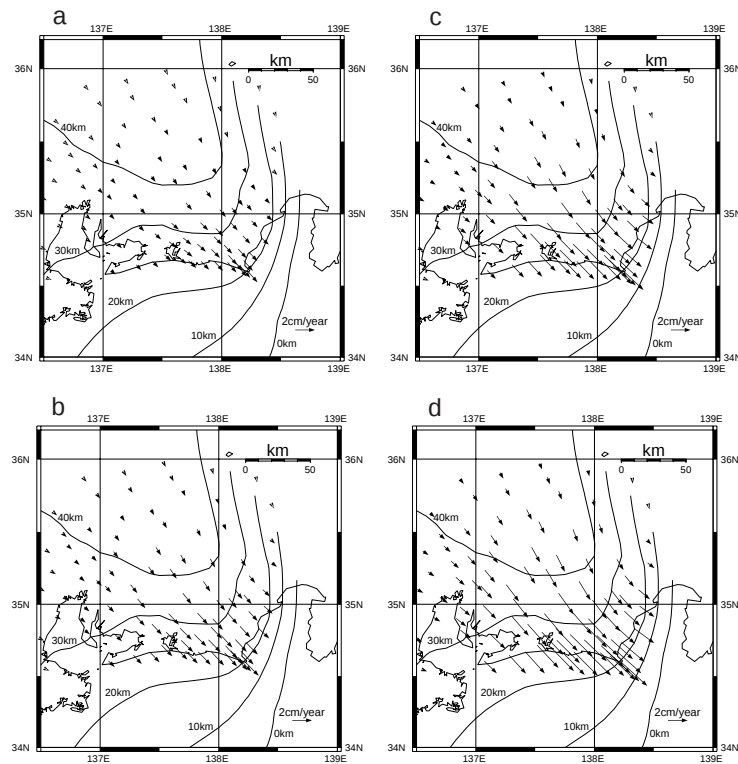


Fig. 3.4.8 Snapshots of spatial distribution of horizontal displacements relative to the station 950241 (37.23° latitude, 138.34° longitude) per year during slow-slip events at the GPS stations, where the steady state slip is removed. (a) Slow1 (b) Slow2 (c) Slow3 (d) Slow4.



Fig. 3.4.9 Temporal change of volumetric strain at the Omaezaki station during one cycle.

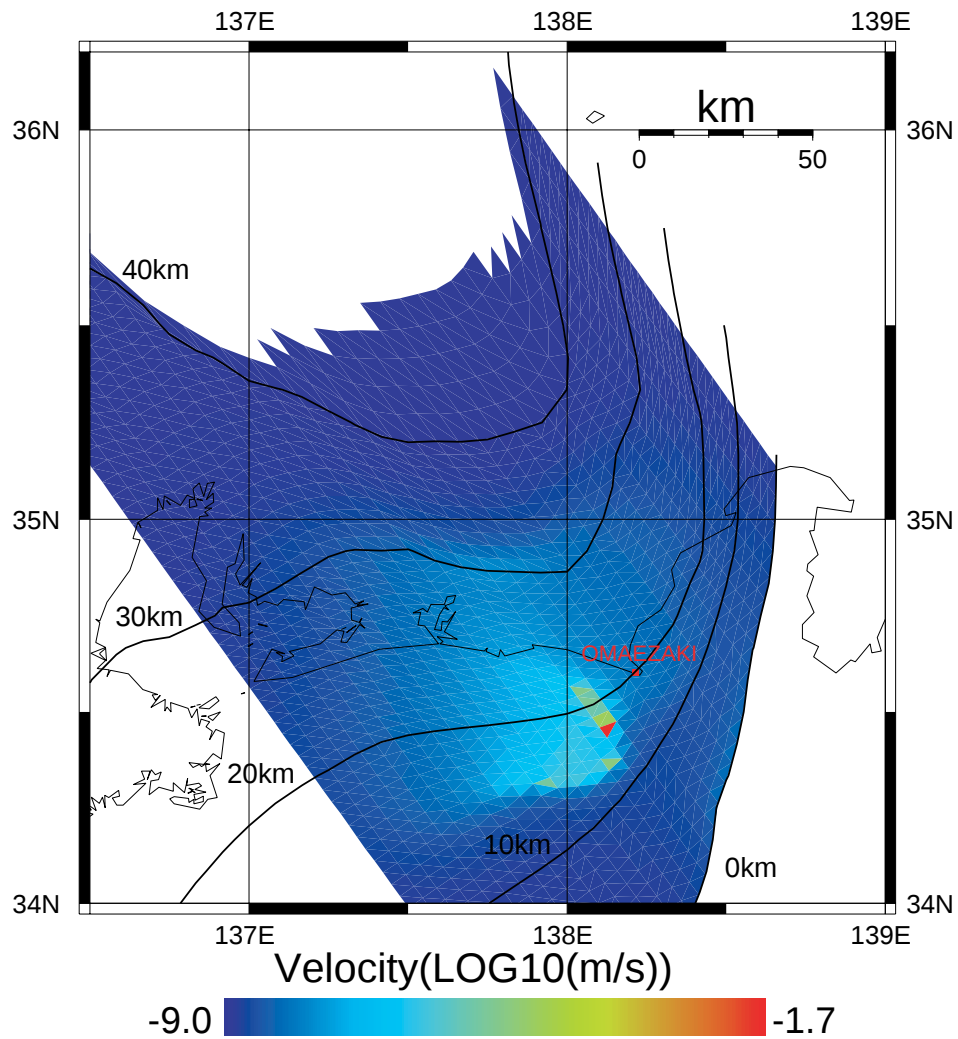


Fig. 3.4.10 Velocity distribution just before the earthquake. The rupture starts at the red triangle. The red square represents the location of the volumetric strainmeter at the Omaezaki station .

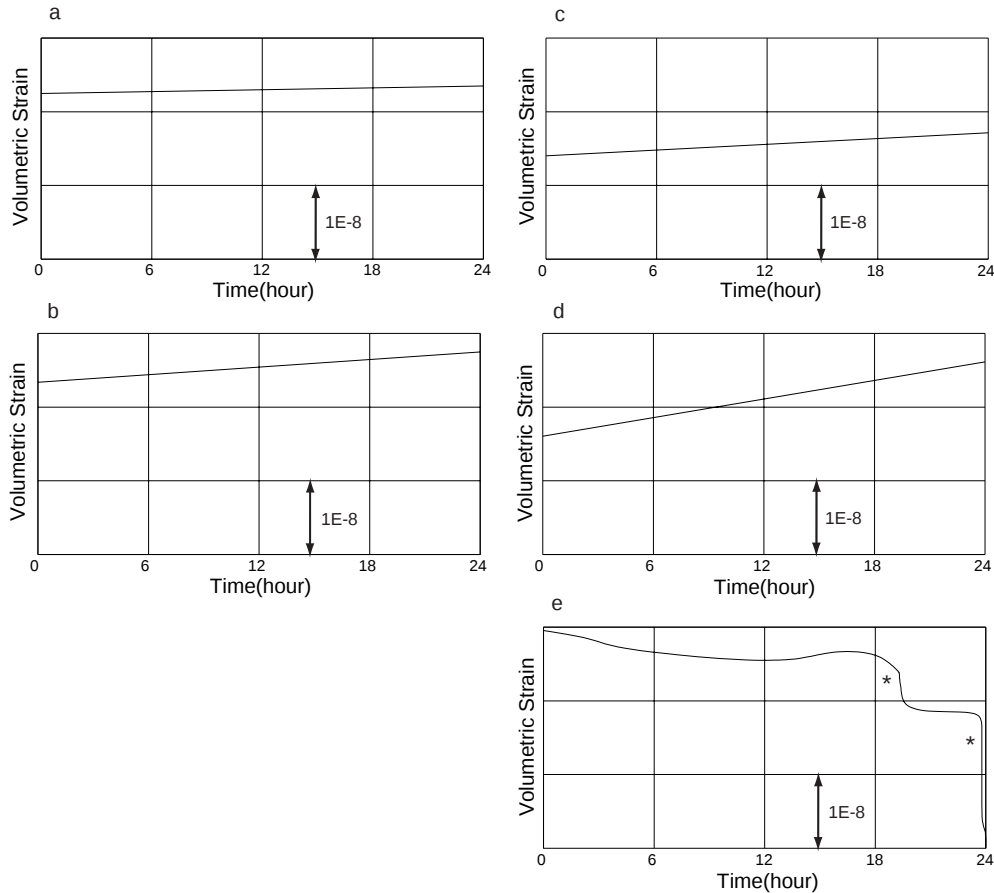


Fig. 3.4.11 Temporal change of volumetric strain at the Omaezaki station one day before the peak of moment rate for (a) Slow1, (b) Slow2, (c) Slow3, (d) Slow4, and (e) just before the earthquake.

の後浅い領域に応力が集中して深さ約16kmのところでプレスリップが起こり (Fig. 3.4.10), 地震に至る (Fig. 3.4.12)。

3.4.4 まとめ

摩擦パラメータ L_i に不均質性 (深さ約22~27km) を与えることによってスロースリップイベントを再現した。シミュレーションによって再現したスロースリップイベントの位置は、観測されているスロースリップイベントの位置 (Ozawa *et al.*, 2002) とほぼ同じになった。摩擦パラメータ L_i が大きい不均質領域にせん断応力が蓄積されるが、スロースリップイベントによって解放される。

スロースリップイベントによる御前崎近傍における1年あたりの水平変位は、南東方向に1~4cmとなる (Fig. 3.4.8)。一方、現在、継続している東海スロースリップイベントによる変位は東南東に約2cm/年である (Ozawa *et al.*, 2002)。シミュレーション結果とGPS観測の結果は、1年あたりの水平変位の大きさに関してほぼ一致しているが、スロースリップイベントの継続時間に関してはシミュレーション結果の方が観測結果よりも大きい。

東海スロースリップイベントによる歪変化は、気象庁の体積歪計では検出されていない (吉川, 2003)。しかし、地震前の加速が1日あたり 10^{-8} のオーダーとなれば、プレスリップによる歪変化を捉えることが期待できる。そこで、スロースリップイベントとプレスリップの歪変化の時間経過の違いに注目することは重要である。本研究のケースでは、1日あたりの歪変化はスロースリップイベントでは一定であるのに対し、プレスリップでは顕著な加速が見られる。

1回目から4回目のスロースリップイベントでは、地震破壊にまで至らないが、5回目のスロースリップイベント

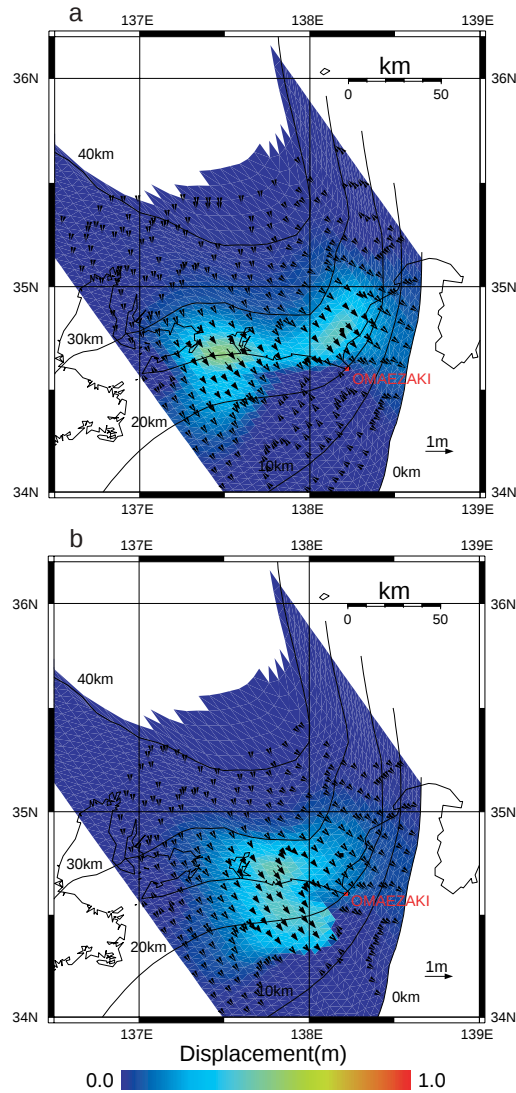


Fig. 3.4.12 Spatial distribution of displacement on the plate interface in the periods (a) from the start of the fifth slow slip event ($t=446.1$) to one year before the earthquake ($t=450.4$), and (b) from one year before the earthquake ($t=450.4$) to the preslip just before the earthquake ($t=451.4$). Stationary displacements are removed. The area of large displacements is yellow. The red square represents the location of the volumetric strainmeter at the Omaezaki station.

は地震の5年前から起こり地震破壊に至る。その理由として、不均質領域よりも浅い固着域にせん断応力の蓄積が進行しているためである(Fig. 3.4.6)。20km以下の深さで開始した5回目のスロースリップイベントは地震破壊のトリガーとなる(Fig. 3.4.12)。Linde and Sacks(2002)は1944年の東南海地震と1946年の南海地震の双方において地震破壊領域より深い領域でプレスリップが起きた可能性を指摘した。このモデル結果における5回目のスロースリップイベントからプレスリップへの移行はその現象に似ている。

スロースリップは浜名湖周辺のプレート境界面の緩やかな勾配の領域で大きいため(Fig. 3.4.12)、現在進行中の東海のスロースリップイベントの原因には、プレートの形状とプレート境界面上での摩擦パラメータの不均質性の両方が関係していると考えられる。中村・他(2002)は、東海地域の深さ約25～35kmに高 V_p/V_s 領域が存在し、そこでは蛇紋岩が存在する可能性を指摘した。岩石実験では蛇紋岩はかなり複雑な挙動を示すが、一般的には非地震的な安定すべりを引き起こすことが知られている(Reinen *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1997)。このため、蛇紋岩が浜名湖周辺での摩擦パラメータの不均質性の原因となっている可能性もある。

この研究の目的は東海地域で起きているスロースリップイベントをシミュレーションによって再現することである。このモデルで得られたスロースリップイベントの位置と年あたりの大きさはよく一致している。しかし、スロースリップイベントの継続時間はかなり長い。摩擦パラメータが深さだけに依存していると仮定するのではなく、水平方向にも変化するとした二次元的な不均質性を考慮することによってより一層観測結果に近づけることが可能となるだろう。以上のことから、すべり速度/状態依存摩擦構成則で東海地域のスロースリップをある程度再現できることが分かった。今後、地震周期、スロースリップイベントの継続時間、1年あたりのモーメントマグニチュード、スロースリップ領域を観測結果に合わせるようにパラメータのチューニングを行い、モデルの検証をすることが必要である。今回は、1つのパラメータの特性のみに注目してスロースリップイベントを再現できるかどうか調べたが、他のパラメータについても同様に再現できるのかどうか調べることでスロースリップイベントの物理過程を明らかにすることが今後の課題となる。

(黒木英州)

謝辞

東京大学地震研究所の加藤尚之博士には多くの有益なコメントを頂いた。

参考文献

- Blanpied, M. L., D. A. Lockner, and J. D. Byerlee, 1991 : Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.
- Dieterich, J. H., 1979 : Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2168.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James, 2001 : A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, **292**, 1525-1528.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, 1999 : A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.
- Kato, N. and T. Hirasawa, 1999 : The variation of stresses due to aseismic sliding and its effect on seismic activity, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 425-442.
- Kimata, F., 1992 : Strain event in 1985-1987 in the Tokai region, central Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 585-599.
- 木股文昭・山内常生, 1998 : 光波測距による東海地域における辺長変化(1978-1997年), *地震*, **51**, 229-232.
- 国土地理院, 2004 : 第216回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会資料.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002 : A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planets. Int.*, **135**, 231-252.
- Linde, A. T. and I. S. Sacks, 2002 : Slow earthquakes and great earthquakes along the Nankai trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 265-275.
- Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham, 2001 : Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3753-3756.
- Marone, C. and B. Kilgore, 1993 : Scaling of the critical slip distance for seismic faulting with shear strain in fault zones, *Nature*, **362**, 618-621.
- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate

- interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- Moore, D. E., D. A. Lockner, M. Shengli, R. Summers, J. D. Byerlee, 1997 : Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures, *J. Geophys. Res.*, **102**, 14787-14801.
- 中村雅基・吉田康宏・趙 大鵬・吉川一光・高山博之・青木 元・黒木英州・山崎貴之・笠原順三・金沢敏彦・佐藤利典・塩原 肇・島村英紀・仲西理子, 2002 : 中部日本の3次元速度構造, 気象研究所研究報告, **53**, 1-28.
- 名古屋大学資料, 1999 : 光波測距・水準測量にもとづく東海地域におけるプレート間相互作用の時間変化 (1978-1997年), 地震予知連絡会会報, **61**, 327-333.
- 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.
- Reinen, L. A., J. D. Weeks, and T. E. Tullis, 1991 : The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1921-1924.
- Ruina, A. L., 1983 : Slip instability and state variable friction law, *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.
- Savage, J. C., 1983 : A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996.
- 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.
- Shibazaki, B. and Y. Iio, 2003 : On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017047.
- 吉川澄夫, 2003 : 歪変化に見られる東海スロースリップの影響, 月刊地球, 号外**41**, 35-41.

気 象 研 究 所

1946 (昭和21) 年 設 立

所 長：理 博 藤 谷 徳之助

予 報 研 究 部	部 長：	竹 村 行 雄
気 候 研 究 部	部 長：理博	野 田 彰
台 風 研 究 部	部 長	榊 原 均
物 理 気 象 研 究 部	部 長：	坂 井 武 久
環境・応用気象研究部	部 長：	澤 井 哲 滋
気象衛星・観測		
システム研究部	部 長：理博	大 野 久 雄
地 震 火 山 研 究 部	部 長：理博	濱 田 信 生
海 洋 研 究 部	部 長：農博	大 山 準 一
地 球 化 学 研 究 部	部 長：理博	藤 谷 徳之助

(事務取扱)

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編集委員長：澤 井 哲 滋

編 集 委 員：	大 関 誠	黒 田 友 二	北 畠 尚 子
	楠 研 一	清 野 直 子	中 里 真 久
	山 本 剛 靖	中 野 俊 也	石 井 雅 男
事 務 局：	中 本 能 久	井 上 卓	

気象研究所技術報告は、1978年（昭和53）年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、原則として気象研究所職員及びその共同研究者による気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学に関する技術報告、資料報告および総合報告（以下報告という）を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第 46 号

平成17年 3 月 発行

編集兼
発行者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1 - 1

TEL. (029) 853 - 8535

印刷所

アサヒビジネス株式会社