

想定震源域付近で地殻内地震が発生した場合の東海地震への影響

Effects of Nearby Crustal Earthquakes with Moderate Magnitude on the Occurrence Time of the Tokai Earthquake

甲斐 玲子¹・前田 憲二²・高山 博之²

Reiko KAI¹, Kenji MAEDA², Hiroyuki TAKAYAMA²

(Received March 28, 2007; Accepted August 27, 2007)

ABSTRACT: Large interplate earthquakes have thus far been observed to occur at an interval of 90 to 150 years along the Nankai-Suruga Trough where the Philippine Sea plate subducts beneath the Eurasian plate. Kuroki et al. (2004) estimated the effects of nearby large earthquakes, such as the 1923 Kanto and the 1944 Tonankai earthquakes, on the occurrence time of the Tokai earthquake. Similarly, we have calculated the influences of shallow nearby earthquakes, such as the Shizuoka earthquakes (1935, 1965). These earthquakes are smaller than the large earthquakes in total energy, but the effects cannot be neglected if the distance from their source region to the starting point of the Tokai earthquake is short. In this paper, to quantitatively evaluate the influence of the nearby moderate earthquakes in various locations above the plate interface on the occurrence time of the Tokai earthquake, we add shear stress produced by the nearby earthquake to the stress fields on the plate interface in the model region at different occurrence times. The results show that the Shizuoka earthquakes (1935, 1965) mostly delay the occurrence time of the Tokai earthquake independent of their occurrence times. The assumed nearby earthquakes with similar magnitude to the Shizuoka earthquakes located above the plate interface, advance or delay the occurrence time of the Tokai earthquake from a few days to a few years depending on their locations and occurrence times. Our results also suggest that the moderate earthquakes above the presumed Tokai source region may not trigger the Tokai earthquake if they occur one year or more before the Tokai earthquake. This agrees with the fact that historically the Tokai earthquakes have not occurred after the Shizuoka earthquakes.

1 はじめに

フィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込む駿河トラフでは90年から150年間隔で東海地域を含む領域で地震が発生している(寒川, 1992)。東南海地域では1944年に前回の東南海地震が発生している。しかし東海地域では1854年の安政地震から約150年経つが地震は発生していない。

Kuroki et al. (2002) はすべり速度・状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) を東海地域のプレート沈み込みに適用した三次元シミュレーションモデルを構築した。Kuroki et al. (2004) ではこのモデルに周辺地震の影響を加え、東海地震の発生時期が周辺で起こった巨大地震の影響でどの程度変化

するか調べた。この結果、使用するモデルによって差があるものの1891年の濃尾地震、1923年の関東地震、1944年の東南海地震の影響で東海地震が最大9年遅くなることを明らかにした。

東海地震に影響を及ぼす地震としては、周辺で発生した巨大地震のほかに想定震源域近傍で発生する地殻内の地震がある。代表的な例として1935年と1965年に発生した静岡地震(M6.4とM6.1)があげられる。これらの地震は巨大地震と比較して規模は小さいものの東海地震の震源域の近くで発生するためプレートの固着状態への影響は無視できない。今回、想定震源域近傍で発生する静岡地震クラスの地殻内地震を周辺地震とし、その地震が発生した場合

¹ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department
現所属: 火山課, Volcanological Division, Seismological and Volcanological Department

² 気象研究所, Seismology and Volcanology Research Division, Meteorological Research Institute

に東海地震の発生時期がどのように影響されるかについて検討した。

2 モデル

想定震源域近傍で地震が発生した場合の影響は、想定断層面上でのクーロンの破壊応力変化 (ΔCFF) の増減のみにより評価されることが多い。しかし、その評価は地震発生を促進するか抑制するかといった定性的議論にとどまることが多く、また、想定断層面上での ΔCFF の値が一様でない場合の評価が難しいなど、想定地震の発生時期に及ぼす影響を定量的に評価する上では有効ではない。ここでは Kuroki et al. (2004) の方法を使い、摩擦構成則に基づいた数値シミュレーションを行うことによりその影響を定量的に調べた。まず、東海地震の繰り返し発生を再現するため、半無限弾性体中に微小地震分布から推定したプレート境界面を設定する。この面上において、すべり速度・状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) に従う摩擦力とプレート境界面上のすべりによるせん断応力が準静的に釣り合うと仮定してプレートの運動方程式を解く (Kuroki et al., 2002)。このモデルに周辺地震の影響をプレート境界面上のせん断応力の摂動として与え、その後の東海地震の発生時期への影響を調べた (Kuroki et al., 2004)。プレートの沈み込みの相対速度は 4cm/年、沈み込む方向は北から反時計回りに 30° の方向で一定とした。摩擦法則に関するパラメータは Kuroki et al. (2004) の値を使用し、想定震源域内で地震が発生しない場合に約 153 年周期で東海地震が発生するように調整した。

図 1 に周辺地震の影響を含めない場合の東海地震繰り返しに伴う固着域の中心域におけるすべりの積算を示す。この図から、ほぼ周期的に地震が発生している様子がわかる。4 番目と 5 番目の東海地震の間の任意の時刻にプレート境界面上へ周辺地震によるせん断応力の擾乱を与え、5 番目の地震の発生時にどのような影響を与えるかを調べることで周辺地震による想定東海地震への影響を評価した。

図 2 に 3 次元シミュレーションのモデル領域と今回想定した周辺地震の断層モデルの位置を示す。また、それぞれの周辺地震の断層パラメータを表 1 に示す。ここでは過去に発生した地震と仮想的な地震

の 2 種類の周辺地震を設定した。

はじめに過去に実際に発生した静岡地震が東海地震に及ぼした影響を評価した。断層モデルは 1935 年の静岡地震は武尾ほか (1979)、1965 年の静岡地震は橋本ほか (1996) のものをそれぞれ用いた (図 3)。発震機構解から推定される節面としては共役な解が 2 通りあるが、1935 年の静岡地震については震央付近の被害分布や地動卓越方向が東西性であることを手がかりに断層面を決定したが (武尾ほか, 1979)、その他は 2 通りの解について検討した。また、2005 年 1 月に M3.2 と小さいものの、静岡地震の震源に近く、メカニズムの似た地震が発生した (図 3)。この地震そのものは M が小さくほとんど周辺に影響を与えないが、仮に M6.0 であった場合の影響について評価を行った。

つぎに、想定震源域近傍のプレート境界より浅い場所で仮想的な中規模地震が発生した場合の影響を評価した。その周辺地震の断層の位置は北緯 34 度 45 分から 35 度 15 分の間で 30 分間隔、東経 137 度 30 分から 138 度 30 分までの間で 30 分間隔で想定震源域に 5 地点 (図 2 の A~E) を設定し、深さが 10km の場合と 20km の場合について影響を比較した。周辺地震のメカニズムは、この地域の代表的なものとして 1999 年 5 月 7 日の地震の発震機構解を各場所で共通して採用した。またこれ以外にも、図 3 に示されたように各場所の近くで起きた比較的大きな地震 (M4 程度) がある場合にはその発震機構解も用いた。断層の大きさと滑り量は地震の規模が M6.5 となる

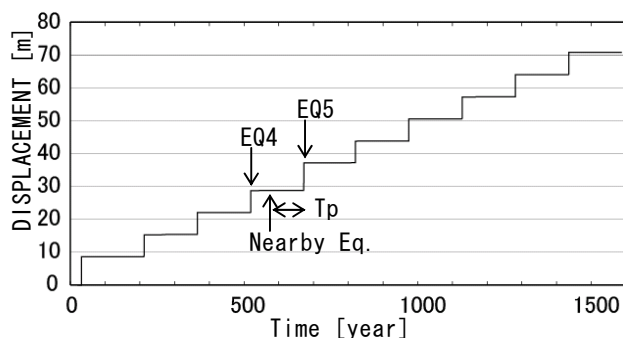


Fig.1 Time evolution of the cumulative displacement in the coupling region when effects of the nearby earthquake are not taken into consideration. The downward arrows show the occurrence times of the Tokai earthquakes. The interval between EQ4 and EQ5 is 153.45 years. A nearby earthquake is supposed to occur T_p years before EQ5.

想定震源域付近で地殻内地震が発生した場合の東海地震への影響

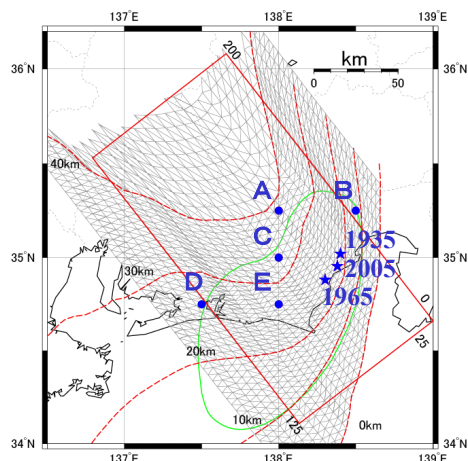


Fig.2. Plate configuration in the Tokai region and the hypocenters of the nearby earthquakes. Stars with numbers show the hypocenters of the Shizuoka earthquakes and their occurrence years. Solid circles with A, B, C, D, and E show the hypocenters of the nearby earthquakes we simulated.

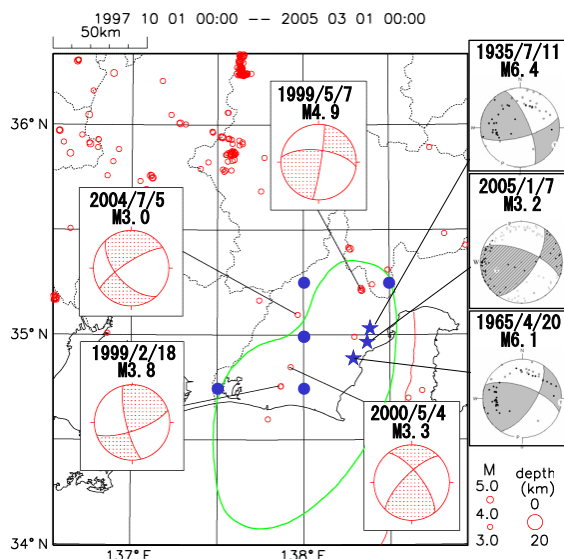


Fig.3. Mechanism solutions for nearby earthquakes and seismicity around the investigated area. Stars and solid circles are the same as in Fig. 2. The mechanism solution for the 1999/5/7 earthquake is commonly used for A to E, and those for 2004/7/5, 1999/2/18, and 2000/5/4 earthquakes are additionally used for C, D, and E, respectively.

Table1 Nearby earthquake fault parameters

	longitude [degree]	latitude [degree]	depth [km]	length [km]	width [km]	slip [m]	strike [degree]	dip [degree]	rake [degree]	M
1935	138.4E	35.02N	10	11	6	1	75	70	20	6.1
1965 1	138.3E	34.88N	20	16	8	0.5	31	61	21	6.1
1965 2	138.3E	34.88N	20	16	8	0.5	290	72	149	6.1
2005 1	138.38E	34.953N	23	14	7	0.4	34	64	27	6.0
2005 2	138.38E	34.953N	23	14	7	0.4	291	66	151	6.0
A 1	138E	35.25N	10	24	12	0.8	277	64	174	6.5
A 2	138E	35.25N	10	24	12	0.8	9	85	26	6.5
A 3	138E	35.25N	20	24	12	0.8	277	64	174	6.5
A 4	138E	35.25N	20	24	12	0.8	9	85	26	6.5
B 1	138.5E	35.25N	10	24	12	0.8	277	64	174	6.5
B 2	138.5E	35.25N	10	24	12	0.8	9	85	26	6.5
B 3	138.5E	35.25N	20	24	12	0.8	277	64	174	6.5
B 4	138.5E	35.25N	20	24	12	0.8	9	85	26	6.5
C 1	138E	35N	10	24	12	0.8	277	64	174	6.5
C 2	138E	35N	10	24	12	0.8	9	85	26	6.5
C 3	138E	35N	10	24	12	0.8	138	57	-17	6.5
C 4	138E	35N	10	24	12	0.8	237	76	-146	6.5
C 5	138E	35N	20	24	12	0.8	277	64	174	6.5
C 6	138E	35N	20	24	12	0.8	9	85	26	6.5
C 7	138E	35N	20	24	12	0.8	138	57	-17	6.5
C 8	138E	35N	20	24	12	0.8	237	76	-146	6.5
D 1	137.5E	34.75N	10	24	12	0.8	277	64	174	6.5
D 2	137.5E	34.75N	10	24	12	0.8	9	85	26	6.5
D 3	137.5E	34.75N	10	24	12	0.8	71	72	166	6.5
D 4	137.5E	34.75N	10	24	12	0.8	166	77	18	6.5
D 5	137.5E	34.75N	20	24	12	0.8	277	64	174	6.5
D 6	137.5E	34.75N	20	24	12	0.8	9	85	26	6.5
D 7	137.5E	34.75N	20	24	12	0.8	71	72	166	6.5
D 8	137.5E	34.75N	20	24	12	0.8	166	77	18	6.5
E 1	138E	34.75N	10	24	12	0.8	277	64	174	6.5
E 2	138E	34.75N	10	24	12	0.8	9	85	26	6.5
E 3	138E	34.75N	10	24	12	0.8	322	69	19	6.5
E 4	138E	34.75N	10	24	12	0.8	225	72	158	6.5

ように相似則を用いて設定した。周辺地震の断層面上でのすべりは一様とした。発震機構解が示す 2 つの節面のうち、どちらの節面が地震を起こしたかはわからないので、両方の節面について計算を行った。なお、今回の調査ではプレート境界面上で発生する地震による影響は調査の対象外とし、地殻内の地震のみを周辺地震として扱った。

我々が用いたシミュレーションモデルでは東海地震のサイクルにおける周辺地震の発生時期を厳密に特定して影響を計算することはできない。そこで東海地震の発生時期に及ぼす影響を調べるため、周辺地震の発生時期を東海地震発生から 1 年前から 10 年前までは 1 年間隔、50 年前までは 5 年間隔で変化させた。

3 結果と考察

3. 1 過去に発生した静岡地震の影響評価

はじめに、過去に発生した静岡地震が東海地震の発生に及ぼす影響を示す。図 4 は横軸が東海地震の発生時期の何年前に静岡地震を発生させたかを表す。この東海地震の発生時期とは静岡地震を起こさない場合の東海地震の発生時期を意味する。縦軸は東海地震の発生が何日遅れたかを表す。0 より小さい場合は静岡地震が発生した場合東海地震が早まり、0 より大きい場合は東海地震が遅くなることを意味する。図 4 より、静岡地震の発生時期により東海地震へ与える影響が異なることがわかる。

1935 年の地震では、東海地震の発生時期が最大でも数 10 日遅くなる程度で、東海地震の発生へ与える影響は他の地震に比べて小さい。1965 年の地震の影響は、北東-南西走向の断層面(1965_1)では東海地震の 20 年前に発生すると東海地震を早める方向に作用するのに対し、それ以外の例えば 30 年前以前や 15 年前以降に発生すると東海地震の発生を半年程度遅らせる方向に作用する。北西-南東走向の断層面(1965_2)では、東海地震を常に遅らせる方向に作用し、最大で 35 年前に発生した場合に 600 日程度東海地震の発生を遅らせる。

2005 年の地震が仮に M6.0 であった場合の影響を調べた結果は以下の通り。北東-南西走向の断層面(2005_1)では 25 年前に地震が発生した場合は数 10 日東海地震を遅らせるが、ほかの時期では数 10 日から 100 日程度地震を早めるように作用する。一方、

北西-南東走向の断層面(2005_2)では、25 年前以降は地震を遅らせる方向に作用し、30 年より前に起こると地震を早める方向に作用する。

これらのことから、静岡地震の影響で東海地震の発生は遅れる場合が多く、最大で 600 日程度遅れる方向に作用することがある一方、発生時期によっては 100 日程度早めることもあることがわかる。また、今回の結果では、東海地震の発生少なくとも 1 年以上前に静岡地震が発生した場合には、静岡地震発生から東海地震発生までの期間が最も短い 1965_1 が東海地震の 1 年前に発生した場合であっても東海地震の発生を 2 日早めるにとどまり、東海地震が早まったとしても静岡地震の発生直後(例えば 1 日以内)に東海地震が誘発されて発生することはないことがわかる。このことは、これまで東海地震が静岡地震によって誘発されていないことと調和的である。

つぎに、東海地震を早める場合と遅らせる場合について、周辺地震の前後でプレート境界面のせん断応力がどのように変化するかを示す。図 5 は東海地震の発生を最も早める場合で 2005_1 が 15 年前に発生した場合のせん断応力変化の図である。図 5(a) は計算開始(4 回目の東海地震の地震の直後)から周辺地震の直前(5 回目の東海地震の 15 年前)までに蓄積されたせん断応力をあらわす。図 5(b) は周辺地震の前後のせん断応力の差である。図 5(c) は計算開始から周辺地震の直後までに蓄積されたせん断応力をあらわす。緑色の領域はせん断応力に変化がない状態、赤色系はせん断応力が増加した状態、青色系はせん断応力が減少した状態を表す。図 5(a) では、周辺地震の前にせん断応力の集中している赤いリング状の領域と、その内側にせん断応力の蓄積が小さい緑色の領域がみられる。図 5(b) から周辺地震の影響で周辺地震断層の南西端付近ではせん断応力が増加し、狭い範囲であるが濃い赤色に変化していることがわかる。図 5(c) から、周辺地震の影響による応力変化はその時点までに蓄積している応力と比較すると小さいものの、プレート境界面上でせん断応力が集中しているリング状領域の北東端付近で、応力が増える方向に作用したことがわかる。以上の事から、せん断応力が蓄積している領域において応力が増加することでプレート境界面上のせん断応力の蓄積が早まり、東海地震発生に至る時間が短縮された結果、東海地震の発生が早まったと考えられる。

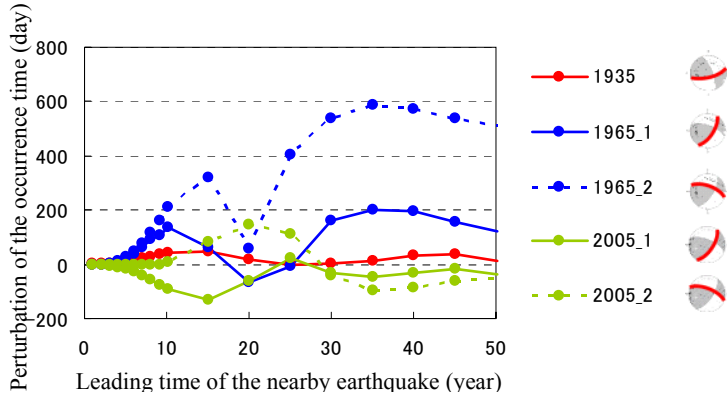


Fig.4. The occurrence time perturbation of the Tokai earthquake caused by a Shizuoka earthquake as a function of the leading time. That effect is indicated by how many days the Tokai earthquake would be delayed by a Shizuoka earthquake as compared to the case without the Shizuoka earthquake. The different lines correspond to different source models of the Shizuoka earthquakes, the fault planes of which are shown by the solid red lines on the right.

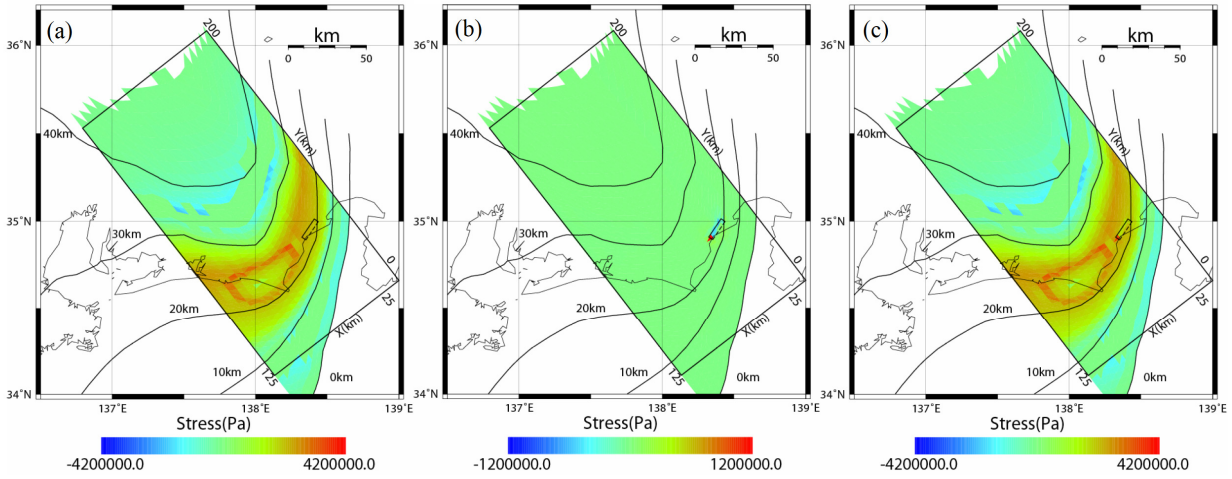


Fig.5. (a) Shear stress on the plate interface just before the nearby earthquake, set up at 15 years before the Tokai earthquake. (b) Perturbation of the shear stress on the plate interface by the nearby earthquake 2005_1, and (c) shear stress just after the nearby earthquake. The reddish area indicates an increase of shear stress and the bluish area a decrease.

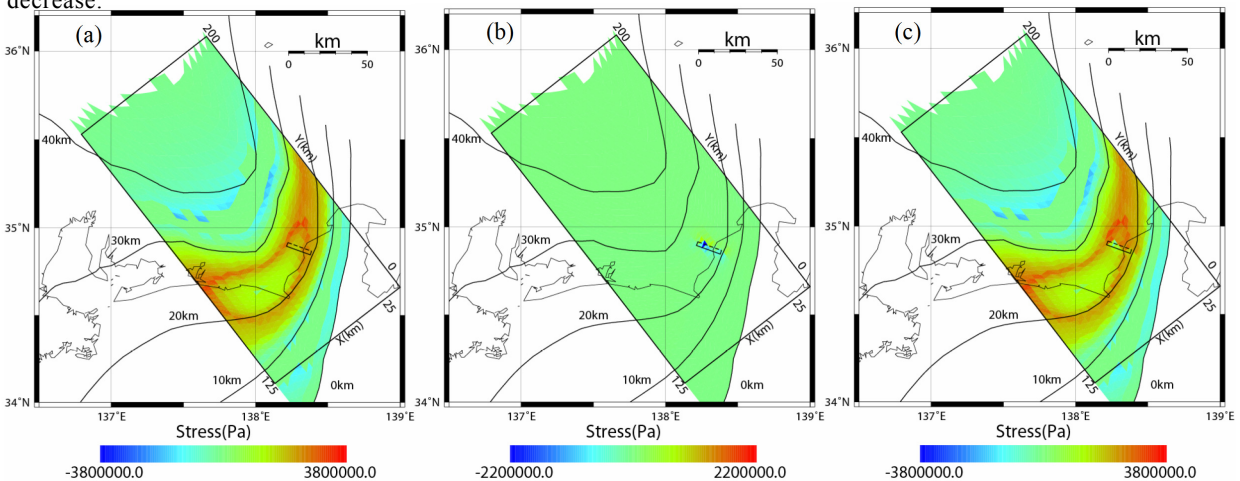


Fig.6. (a) Shear stress on the plate interface just before the nearby earthquake, set up at 35 years before the Tokai earthquake. (b) Perturbation of the shear stress on the plate interface by the nearby earthquake 1965_2, and (c) shear stress just after the nearby earthquake.

一方、東海地震の発生が最も遅れる、1965_2 が 35 年前に発生する場合 (図 6)、周辺地震の影響による応力変化はその時点までに蓄積している応力と比較すると小さいものの、最も変化の大きい周辺地震断層の南東付近ではリング状に集中している応力を減らす方向に作用している。せん断応力が蓄積している領域において応力を減らす方向の力が働くことで、応力の再蓄積に時間がかかり東海地震の発生が遅れたと考えられる。

3. 2 仮想的な地殻内地震の影響評価

次に、仮想的な周辺地震が発生した場合の東海地震の発生時期の変化を検討する。図 7 は図 2 の A, B, …, E の各場所で周辺地震が発生したと仮定したときの東海地震発生時期への影響を示したものである。グラフの赤線と青線は北西-南東圧縮型の地震、緑線と黒線は東西あるいは西北西-東南東圧縮型の地震を表す。実線は断層の中心の深さ 10km、破線は深さ 20km を表す。

A の位置で周辺地震が発生した場合 (図 7(a))、深さ 20km (A_1, 2) の方が 10km (A_3, 4) に比べて東海地震の発生時期への影響が大きい。この深さによる影響は A~E の位置に概ね共通する傾向がある。また、発生時期の違いによる影響の傾向としては東海地震発生の地震により 25 年前までは東海地震の発生が遅くなるのに対し 30 年程度より前であれば東海地震を早める傾向がある。

B の位置で周辺地震が発生した場合 (図 7(b))、10 年から 20 年程度前に発生した場合は東海地震が早まり、それより前であれば東海地震が遅くなる傾向がみられる。深さによる影響の傾向としては 10km よりも 20km の方が東海地震の発生時期の変化の幅が大きい。

C の位置で周辺地震が発生した場合 (図 7(c))、北西-南東圧縮の横ずれ断層 (C_1, 2, 5, 6) では発生時期が遅くなり、東西圧縮の横ずれ断層 (C_3, 4, 7, 8) では発生時期が早くなる傾向が見られた。今回行った仮想周辺地震の計算では C_7 の北西-南東の走向の横ずれ断層が発生した場合に東海地震の発生が最も早く、最大で 1 年以上も早まった。

D の位置で周辺地震が発生した場合 (図 7(d))、D_4 と D_8 のように深さによる差があまりない場合もあるが概ね深さ 20km の方が東海地震の発生時期に与

える影響が大きい。なお、今回行ったすべての仮想周辺地震の計算では、D_7 の東北東-西南西の走向の横ずれ断層が発生した場合に発生時期が最も遅くなった。

E の位置での計算は深さ 20km ではプレート境界面と周辺地震の位置が近く計算が発散したため 10 km の結果だけ示す (図 7(e))。E の位置で周辺地震が発生した場合は、北西-南東圧縮の横ずれ断層 (E_1, 2) は東海地震の発生が遅くなった。東西圧縮の横ずれ断層 (E_3, 4) の地震が東海地震の数年前に発生する場合、発生時期が早まり東海地震発生までの猶予時間が短くなった。

以上、A~E の各場合の計算結果 (図 7) を総合的に見てみると、仮想的な周辺地震の影響により東海地震の発生時期は最大で 2 年半程度変化していることがわかる。東海地震の発生がもっとも早くなるのは C_7 で 500 日程度、もっとも遅くなるのは D_7 で 850 日程度である。周辺地震の深さと発生時期の関係はおおむねプレート境界面に近い深さ 20km の地震の方が影響が大きい。これは深いほうがプレート境界面に近く、境界面上により大きな応力変化をもたらすためと考えられる。また、図 7 の各グラフの赤線と青線、緑線と黒線を比較すると、B の実線を除いて概ね同様の変化を示していることがわかる。このことから東海地震発生時期の変化の日数は多少異なるものの、同じ発震機構解を持つ周辺地震ではどちらの断層面を使用しても東海地震の発生時期に与える影響はほぼ同じ傾向を示すということができよう。

A~E の各場所で、東海地震の発生時期の変化の絶対値が最も大きかったケース (これらはいずれも発生時期は遅くなった) と、今回計算した中で東海地震の発生時期が最も早まった C_7 のケースについて、周辺地震の前後におけるプレート境界面上のせん断応力変化の空間分布を図 8 に示す。この図から、いずれのケースも周辺地震による応力の変化量は、増大するよりも減少する方が大きいことがわかる。図 8 の C_7 のケース以外では、いずれも東海地震の発生時期が遅くなったのはこのためである。

周辺地震を発生させない場合のプレート境界面上の応力が時間とともにどのように変化するかを示すため、例として東海地震発生の 40 年前、10 年前、1 年前におけるせん断応力の分布を図 9 に示す。こ

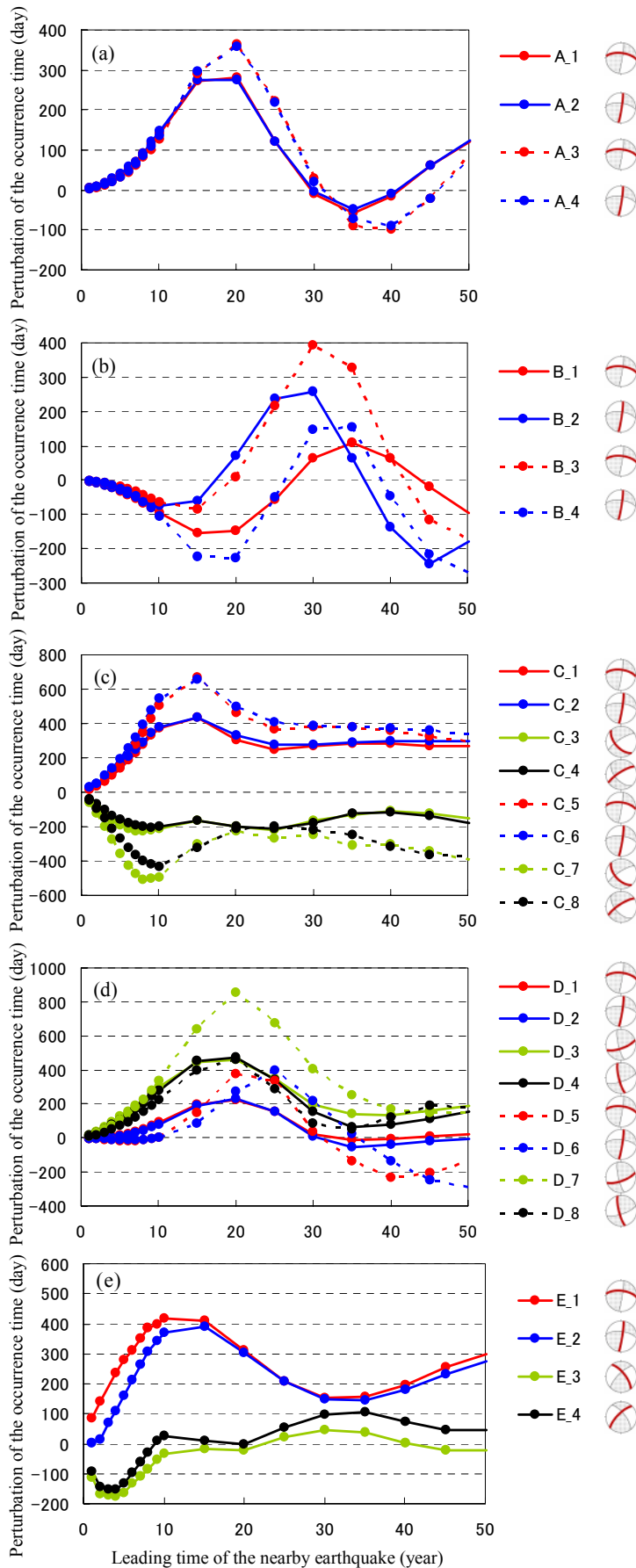


Fig.7. Occurrence time perturbation of the Tokai earthquake by the nearby earthquakes listed in Table 1. (a), (b),..., and (e) correspond to locations A, B,..., and E of the nearby earthquakes in Fig. 2. Red and blue lines are for conjugate fault planes of nearby earthquakes with the p-axis in the NW-SE direction and the green and black lines correspond to conjugate fault planes of nearby earthquakes with a p-axis in the E-W or WNW-ESE direction. Solid and broken lines are for the nearby earthquake fault plains with centers at depths of 10 km and 20 km respectively. Focal mechanisms and adopted fault planes of nearby earthquakes are shown on the right.

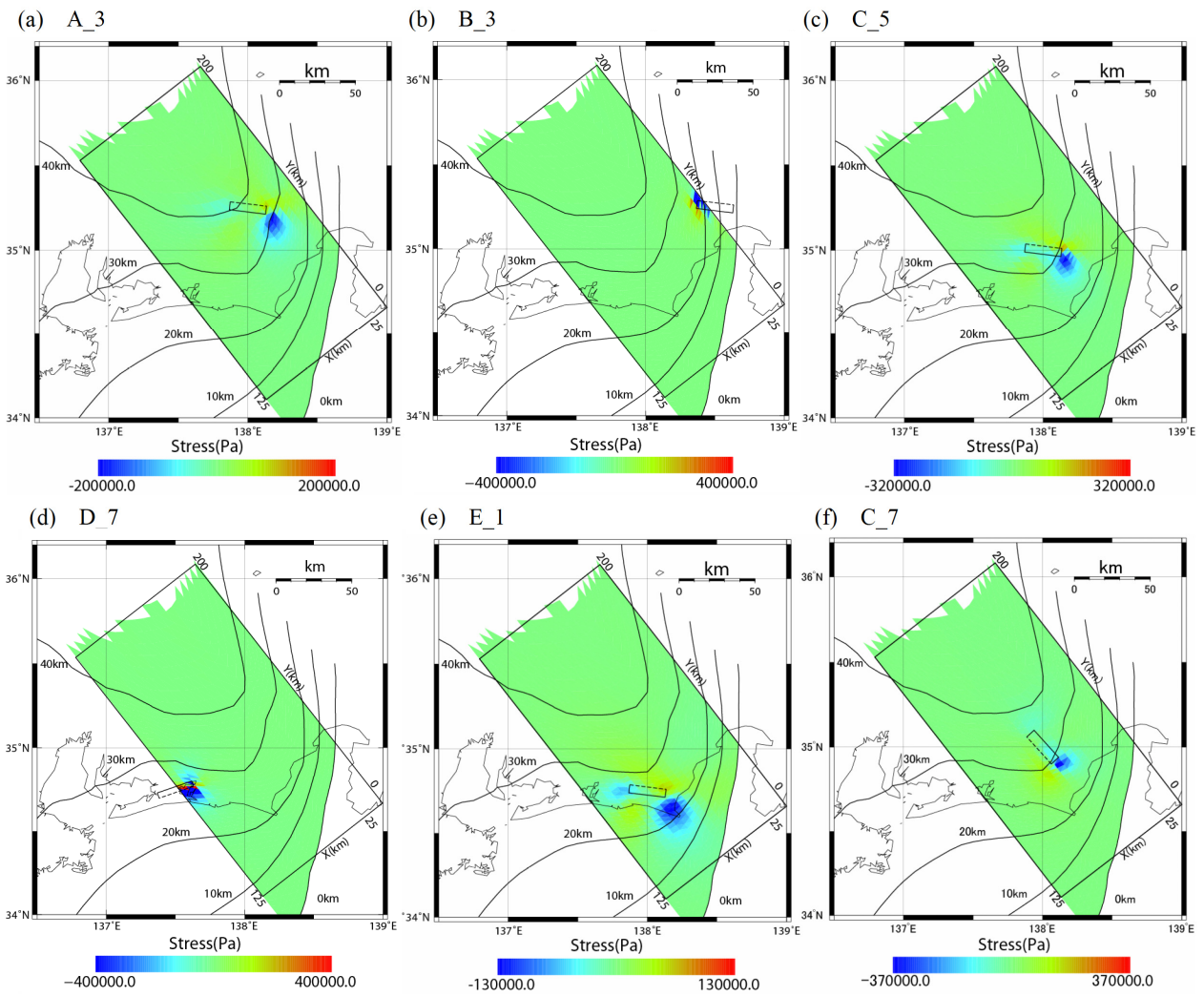


Fig.8. Perturbation of the shear stress on the plate interface by the nearby earthquake. (a), (b), ..., and (f) correspond to the fault models of A_3, B_3, C_5, D_7, E_1, and C_7 in Table 1.

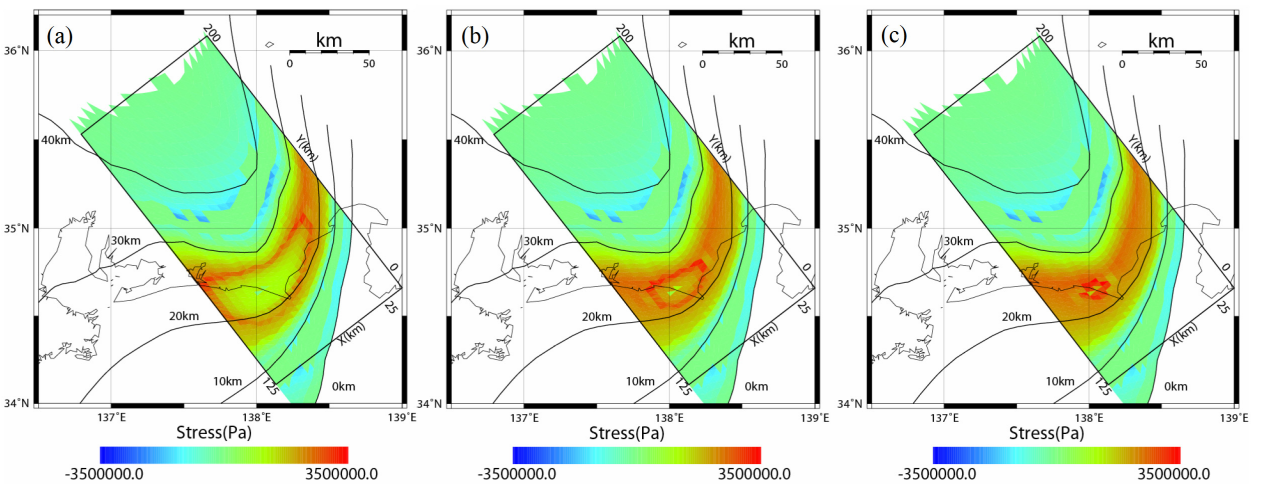


Fig.9. The shear stress on the plate interface (a) 40 years before the Tokai earthquake, (b) 10 years before the Tokai earthquake, (c) one year before the Tokai earthquake.

の図から、せん断応力の集中域はリング状に現れ、時間とともにその領域は小さくなり、東海地震が発生する1年前ではリングが浜名湖と御前崎の中間付近に収束する様子がみてとれるが、この後、リングが収束する付近から東海地震の破壊は開始する。図8のC_7のケースが東海地震の発生を早めたのは、その発生時期が東海地震の8年前のときであり(図7(c))、そのときのリング状の応力集中域はC_7の地震により応力が増加する領域にあったためと考えられる。

図9を見ると、リング状に現れる応力集中域では数MPaのせん断応力が蓄積されている。一方、図8から、周辺地震の影響によりBのケースではリング状に集中している応力の倍程度の応力変化がごく局部的に生じているものの、そのほかのケースではリング状に集中した応力の数10%から数%に相当する1MPaから0.1MPaのオーダーのせん断応力変化しか生じていないことがわかる。このように、周辺地震によるせん断応力の大きな変化は周辺地震の断層近傍の狭い領域に限られ、また、応力集中領域においては周辺地震によるせん断応力の変化量は相対的に小さい。このことが東海地震の発生時期の変化が最大でも数百日程度と小さいことの一因と考えられる。

今回のシミュレーションモデルでは東海地震の破壊開始点は浜名湖と御前崎の中間付近になるが、図7から破壊開始点に近いEで発生した周辺地震による影響は東海地震の直前に大きく、A、B、Dのように破壊開始点から離れるほど東海地震へ与える影響が大きいピークが早まる傾向がみられる。これは、周辺地震により応力が変化する領域が、リング状の応力集中域に重なると東海地震の発生時期に大きな影響を与えるためと考えれば理解できる。即ち、図9からわかるように、リング状の応力集中域は時間とともに破壊開始点に収束していくため、破壊開始点に近いところで周辺地震が起きた場合にはその影響は東海地震の発生直前に大きくなり、遠いところで起きた場合は、リングは早い時期に通過するので周辺地震も早い時期に発生した方が影響が大きくなると考えられる。

4 まとめ

1935年、1965年の静岡地震の影響によって、東海地

震の発生時期はおおむね遅くなることがわかった。また、2005年1月の地震の場合、仮にMを6.0とした場合はすべり面によって早まる場合があることがわかった。次に、過去の地震活動を基に、地殻内の様々な場所で可能性の高い仮想的なM6.5の地震が発生した場合の東海地震の発生時期への影響を調べた。その結果、東海地震の発生時期は早まる場合も遅くなる場合もあるが、変動幅としては数日から数年程度であった。これらのことから、東海地震発生の1年以上前であれば、想定震源域内のプレート境界より浅い場所でM6.5程度の地震が発生しても東海地震を直接誘発する可能性は低いことがわかった。このことは歴史上静岡地震クラスの地震後に東海地震が起きた例が知られていないこととも符合する。

謝辞

本研究に使用したシミュレーションのプログラムの主要な部分は伊藤秀美博士により作成されたものであり、このプログラムの使用法については黒木英州博士から助言を、また、弘瀬冬樹氏からはコメントをいただいた。ここに記して各氏に感謝の意を表す。

文献

- 寒川旭(1992): 地震考古学,第5版,中央公論社,251pp
 武尾実・阿部勝征・辻秀昭(1979): 1935年7月11日静岡地震の発生機構,地震 第2輯,32,423-434
 橋本徹夫,菊田晴之(1996): 東海地域における過去の地震の発震機構の再決定,日本地震学会講演予稿集, No2, C51
 Dieterich, J.H. (1979): Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, J. Geophys. Res., 84, 2161-2168
 Kuroki, H., Ito, H.M. and Yoshida, A. (2002): A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, Phys. Earth Planets. Int., 132, 39-58
 Kuroki, H., Ito, H.M. and Yoshida, A. (2004): Effects of nearby large earthquakes on the occurrence time of the Tokai earthquake-An estimation based on a 3-D simulation of plate subduction, Earth Planets Space, 56, 169-178
 Ruina, A.L. (1983): Slip instability and state variable friction law, J. Geophys. Res., 88, 10359-10370