

1935 年および 1965 年の静岡地震による東海地震の発生時期への影響

Effects of the Shizuoka Earthquakes in 1935 and 1965
on the Occurrence Time of the Tokai Earthquake

木村一洋¹, 前田憲二², 弘瀬冬樹²

Kazuhiro KIMURA¹, Kenji MAEDA² and Fuyuki HIROSE²

(Received April 13, 2009; Accepted June 12, 2009)

1 はじめに

甲斐・他 (2008)では、東海地震の想定震源域近傍で陸の地殻内地震が発生した場合に、東海地震の発生時期がどのような影響を受けるかについてシミュレーションを行った。その結果、1935 年および 1965 年の静岡市付近で発生した地震 (M6.4 と M6.1, 以下静岡地震と呼ぶ) 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を示した。その前提として、気象庁カタログによれば、1935 年および 1965 年の静岡地震の深さは、10 km および 20 km であることから、甲斐・他 (2008)は、微小地震活動の上端から推定したプレート形状と静岡地震の震源位置から、静岡地震は陸の地殻内で発生した地震と考えた。しかしながら、これらの地震の発震機構解は、静岡県中西部におけるフィリピン海プレート内地震の特徴を有していることや、震源の深さの決定精度を考慮すると、静岡地震がフィリピン海プレート内で発生した可能性も否定できない。もし静岡地震がフィリピン海プレート内で発生していた場合は、プレート境界面への応力変化は静岡地震が地殻内とした場合と大きく異なる可能性がある。そこで、本研究では、静岡地震がスラブ内地震であったとした場合を仮定し、東海地震に及ぼした影響を再評価した。

2 モデル

図 1 に 1997 年 10 月以降 2008 年までにフィリピン海プレートのスラブ内で発生した地震の発震機構解と T 軸の分布を示すとともに、1935 年と 1965 年の

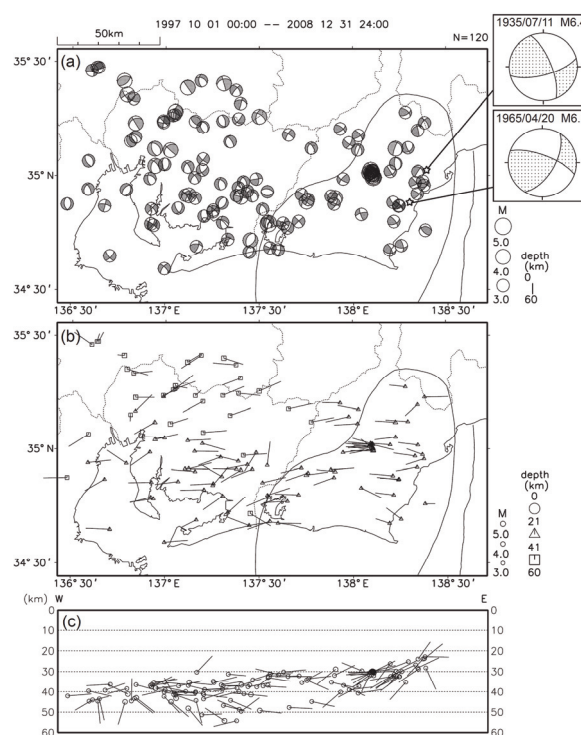


Fig. 1. Distribution of (a) focal mechanism solutions derived from P-wave polarity of intraplate earthquakes in the Philippine Sea slab beneath the Tokai region from October 1997 through 2008, and (b) T axis of those earthquakes. Stars show the hypocenters of the Shizuoka earthquakes. Area enclosed by line represents the expected source region of the Tokai earthquake [Central Disaster Management Council (2001)]. (c) Vertical cross section of (b).

¹ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department
現所属: 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Division, Meteorological Research Institute

² 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Division, Meteorological Research Institute

Table 1. Fault parameters of the Shizuoka earthquakes.

	Longitude [degree]	Latitude [degree]	Depth [km]	Length [km]	Width [km]	Slip [m]	Strike [degree]	Dip [degree]	Rake [degree]	Magnitude
1935	138.4E	35.02N	10 [†]	11	6	1	75	70	20	6.1
			30							
1965_1	138.3E	34.88N	20 [†]	16	8	0.5	31	61	21	6.1
			30							
1965_2	138.3E	34.88N	20 [†]	16	8	0.5	290	72	149	6.1
			30							

[†]: Kai et al. (2008)

静岡地震の発震機構解を示す。この図から、静岡地震の発震機構はこの付近のスラブ内地震の特徴である東西から東南東-西北西方向に張力軸（南北から北北東-南南西方向に圧力軸）を持つ横ずれ断層型と調和的であることがわかる。そこで、静岡地震の断層パラメータのうち深さ以外は甲斐・他 (2008) と同一とし、深さのみをこの地域のスラブ内地震が発生している代表的深さ 30 km に変更して、静岡地震が東海地震に与える影響についてシミュレーションを行った。手法の詳細は甲斐・他 (2008) を参照されたい。今回の計算に用いた周辺地震の断層パラメータを甲斐・他 (2008) の用いたパラメータとともに表 1 に示す。

3 結果と考察

図 2 に、1935 年および 1965 年の静岡地震がスラブ内の地震であったとした場合に東海地震の発生に及ぼす影響を示す。比較のため、陸の地殻内とした甲斐・他 (2008) の結果も重ねて示す。横軸は東海地

震の発生時期の何年前に静岡地震が発生したかを表す。この東海地震の発生時期とは静岡地震が起きなかった場合の東海地震の発生時期を意味する。また、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。この図から、静岡地震をスラブ内とした場合は、陸の地殻内 [甲斐・他 (2008)] とした場合に東海地震に与える影響と反転関係にあり、1935 年の地震が東海地震の発生時期の 45 年より前に発生したとした場合を除いていずれの地震も東海地震を早める傾向にあることがわかる。また、1965 年の地震において北西-南東走向の断層面 (1965_2) を仮定し、35 年前に発生したとした場合に影響が最大となり、約 1 年東海地震が早まっている。つまり、静岡地震が陸の地殻内で発生した場合には東海地震の発生時期は概ね遅くなるが、スラブ内で発生した場合には東海地震の発生時期は概ね早くなることとなった。しかし、いずれの場合も東海地震を直接引

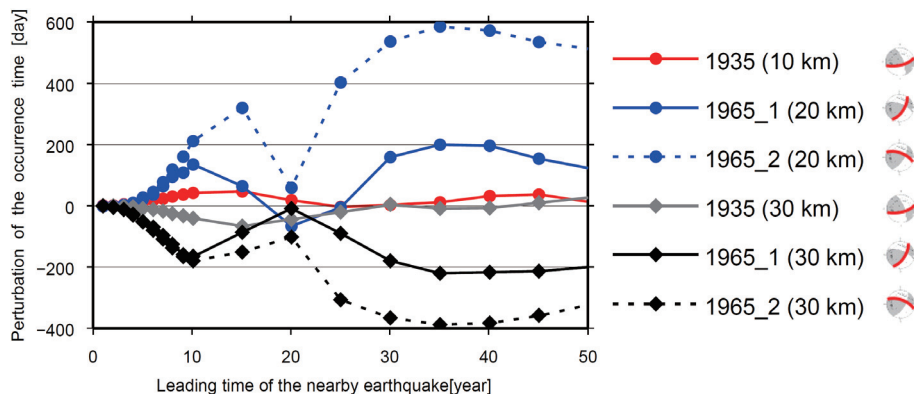


Fig. 2. Perturbation of the occurrence time of the Tokai earthquake caused by the Shizuoka earthquakes as a function of the leading time. The perturbation is indicated by how many days the Tokai earthquake was delayed by the Shizuoka earthquake as compared with the case where the Shizuoka earthquakes did not occur. 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.

き起こすほどの影響はないことがわかった。

図 3 は、表 1 で示す静岡地震 1965_2 が東海地震の 35 年前に陸の地殻内 (図 3a-c) またはスラブ内 (図 3d-e) で発生したとした場合のプレート境界面上のせん断応力の変化を表した図である。図 3(a)-(c) は、東海地震の発生が最も遅れる場合 (静岡地震が陸の地殻内、深さ 20 km で発生) で、甲斐・他 (2008) の Fig. 6 と同じものであるが、応力擾乱の分布を明瞭にするため図 3(b) のカラースケールを変更している。一方、図 3(d)-(f) は、東海地震の発生を最も早める場合 (スラブ内、深さ 30 km) で本研究で計算したものである。図 3(a), (d) は計算開始 (前回の東海地震の発生直後) から 1965_2 の地震の発生直前 (東海地震の 35 年前) までに蓄積されたせん断応力を表す。図 3(b), (e) は 1965_2 の地震の発生前後のせん断応力の差である。図 3(c), (f) は計算開始から 1965_2

の地震の発生直後までに蓄積されたせん断応力を表す。図 3(b) と (e) を比較すると、静岡地震を陸の地殻内とした (b) では断層の北側にせん断応力を増加させる領域が分布しているのに対して、スラブ内とした (e) では南側にその領域が分布しており、分布のパターンが反転している。

今回採用されたシミュレーションモデルでは、応力集中のリング状領域は、時間の経過とともに徐々に小さくなっていき、ほとんど点となったときに東海地震が発生することが知られている [Kuroki et al. (2002)]. 従って、周辺地震の応力擾乱によってこのリングがより早く小さくなれば東海地震は早まり、よりゆっくり小さくなれば遅くなると予想される。実際に、図 3(b) では周辺地震の応力擾乱によってリングの内側領域の応力が低下し、その後のリングの狭まりを妨げる方向に作用するため、東海地震が発

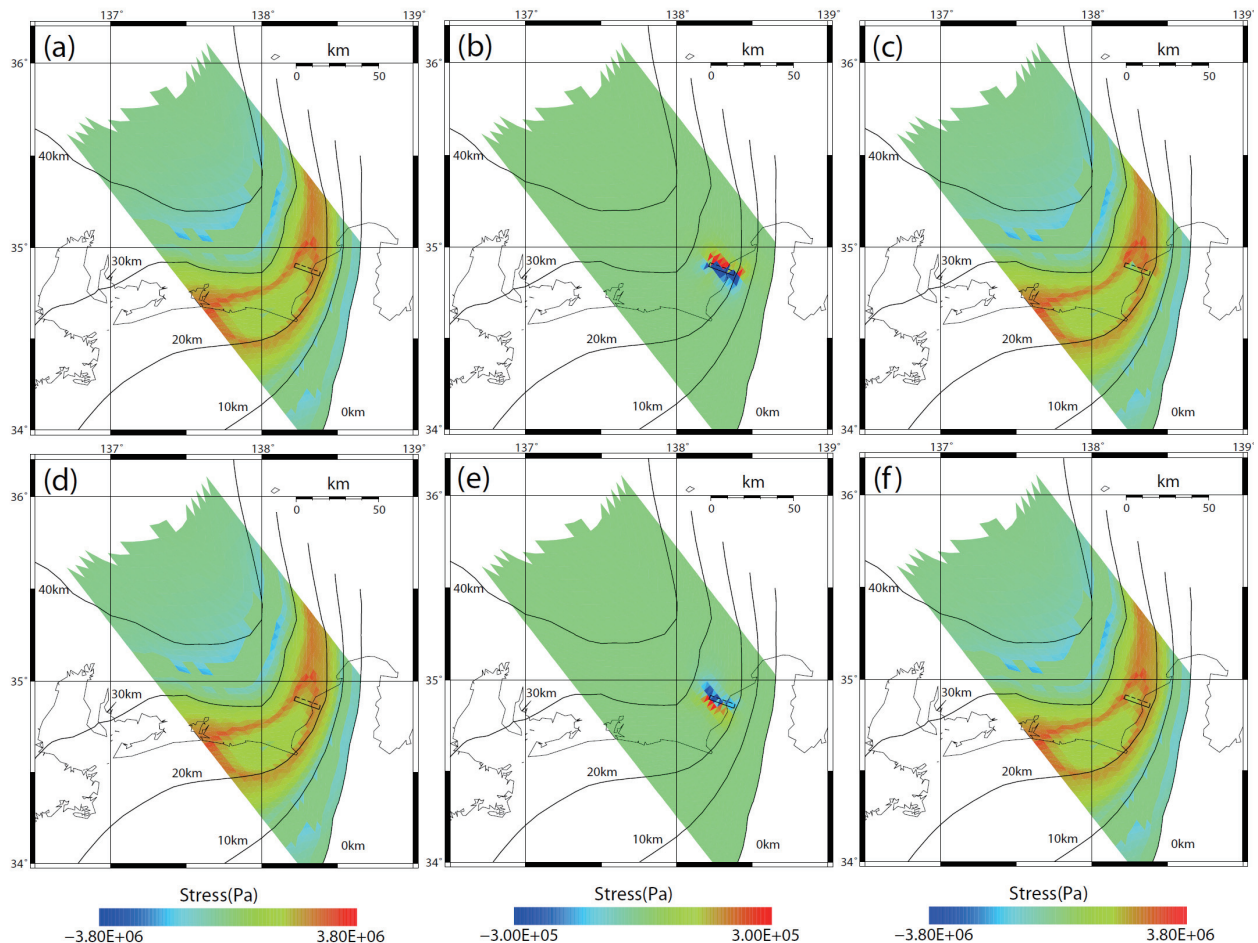


Fig. 3. (a), (d) Shear stress on the plate interface just before the Shizuoka earthquake, set up at 35 years before the Tokai earthquake. Perturbation of the shear stress on the plate interface by the Shizuoka earthquake 1965_2 with depths of (b) 20 km and (e) 30 km. Shear stress immediately after the Shizuoka earthquake 1965_2 with depths of (c) 20 km and (f) 30 km.

生するのを遅らせる。一方、図 3(e)では周辺地震の応力擾乱によってリングの内側領域の応力が上昇し、リングの内側に新たなリングを生成した結果、東海地震が発生するのを早めると考えられる。

なお、厳密には、静岡地震の深さを変えれば発震機構解も多少変わるが、プレート境界への応力変化の影響は震源深さの違いによる影響より小さいと考えられるため、本研究で得られた計算結果の特徴が変わるほどの影響はない。

4 まとめ

1935 年および 1965 年の静岡地震が陸の地殻内で起きた場合は、そ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が、それらがフィリピン海プレートのスラブ内で起きた場合は、その影響によって東海地震の発生時期が概ね早まるという正反対の傾向を示す結果が得られた。プレート境界を挟んで傾向が正反対になるのは、静岡地震によってプレート境界面上にもたらされる応力擾乱のパターンが震源のプレート境界面との上下関係の違いによって反転し、応力集中のリング状領域を小さくする速度を早めるか、遅くするかの違いであると考えられる。

謝辞

数値シミュレーション解析には、気象庁の伊藤秀美氏のプログラムを使用しました。気象庁の甲斐玲子さんには、静岡地震のシミュレーションデータをいただきました。匿名の査読者からは有益なコメントをいただきました。また、図の作成には GMT [Wessel and Smith (1991)] を使用しました。記して感謝の意を表します。

文献

- 中央防災会議 (2001): 「東海地震に関する専門調査会」報告書, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/20011218/siryu2-2.pdf>, (参照2009-04-01).
- 甲斐玲子・前田憲二・高山博之 (2008): 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, 験震時報, 71, 79–87.
- 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 Planets. Int.*, 132, 39-58.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441.