新 M カタログによる 東海地域における地震活動の変化

気象庁地震火山部* 塚越利光†
気象庁東京管区気象台** 吉田明夫††

Investigation on Seismicity Changes in the Tokai Region Based on the New Magnitude Catalog of JMA

Toshimitsu TSUKAKOSHI

Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency,
Ote-machi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

Akio YOSHIDA

Tokyo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency,
Ote-machi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0004, Japan

(Received September 28, 2004; Accepted November 2, 2005)

We investigate changes in seismicity and the b -value in the Tokai region, Central Japan, based on the new magnitude catalog of JMA. We show seismicity in the subducted slab increased remarkably in October 2000 and decreased in October 2001. In contrast, seismicity in the crust decreased in October 2000 and increased in October 2001. We propose that these changes in seismicity in the slab and crust in the Tokai region were caused by the changes of the coupling state. The change of the displacement rate at locations of GPS stations indicates that the interplate coupling was weakened in late 2000 and it resumed partly in late 2001. Correlation is noted between change in seismicity and that in the b -value; the low seismicity corresponds to the high b -value. We consider the quiescence that appeared in August 1999 in the slab beneath the western coast of Suruga Bay might have been a precursor for the seismic activity including two M 5-class earthquakes in April and June of 2001. Increase of seismic activities was observed in the slab and crust as well as in the Zenisu region in the beginning of 2003. We suggest that the increase might have been generated by the acceleration of the subduction of the Izu micro-plate on the Suruga-Nankai Trough.

Key words: Seismicity change in the Tokai region, b -value, New magnitude catalog of JMA, Interplate coupling, Quiescence

§ 1. はじめに

地震活動の変化から地震発生場の物理的状況に関する情報を読みとる、例えばプレート沈み込み域であれば巨大地震の準備過程におけるプレート間カップリングの進

行やその揺らぎを検出することは、地震活動研究者にとって大きな目標の一つである。東海地域は「想定東海地震」(以下では東海地震と記す)の予知のために20年以上にわたって稠密地震観測網による活動監視が行われてきたこと、プレート間カップリングの固着域が陸地直下にかかっていると見られること[Matsumura (1997)]などから、上のような視点で地震活動を調査するのに最適な領域の一つと考えられる。この地域では1980年代の末に M 2.5程度以上(当時の気象庁地震カタログによる)の地震活動が顕著に静穏化したことが知られている

* 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

** 〒100-0004 東京都千代田区大手町 1-3-4

† 現所属: 気象庁地磁気観測所

〒315-0116 石岡市柿岡 595

†† 現所属: 気象庁気象研究所

〒305-0052 つくば市長峰 1-1

[吉田・前田(1990)]ほか、その後も、東海地震の推定固着域とその周辺では、1990年代中頃の活発化、1999年8月頃からの静穏化、2000年10月頃からの活発化など、地震活動に注目すべき変化が見られたことが報告されている[例えば、吉田・吉村(2000), Yoshida *et al.* (2006)]. 松村(2002)は、防災科学技術研究所のデータを用いて、1990年代後半以降2001年までに推定固着域の地震活動に、固着状態の変化を反映する4つのイベントがあったとして、それらのイベントを境に3つの期間に分けている。そして M_{NIED} 1.5以上(以後、 M_{NIED} で防災科学技術研究所が決めたマグニチュードを、また添え字のない M で気象庁マグニチュードを表す)の微小地震活動が変わったところと変わらなかったところの空間分布をていねいに調べ、両者の区域の面積比を基に東海地震の発生時期の予測を行った。固着状況の変化は固着域内の地震活動に直接反映されると考えるのは自然だが、1944年東南海地震や1946年南海地震など過去の巨大地震の前には、地震活動の変化(静穏化)はそれぞれの震源域のみでなくその周辺の広い範囲で生じたことが知られている[青木・吉田(2001), 木村・岡野(1995), Ogata(2004)]. 実際、カップリング域の固着が緩めば、それに伴う応力変化の影響は周辺に及ぶはずで、地震活動からそうした応力変化を検出するには、固着域に注意を集中するだけでは十分と言えず、広域における活動の変化を解析・監視する必要があると考えられる。

ところで、地震活動の変化(例えば静穏化現象)は、 M の下限の取り方によって、その始まるの時期や空間範囲が違って見えてくることがよくある。これに対して、 b 値の変化は計算に使う地震の M の下限にはそれほどよらない。Wiemer *et al.* (2005)は、東海地域の推定固着域とその周辺の地震活動および b 値の変化を解析して、1980年代末の静穏化は b 値が大きくなったことで説明できること、また、その変化の時間的経過と掛川・浜岡間の水準の変動との間に良い対応が見られることを示した。 b 値の変化という視点は、 b 値自身が地震発生領域の応力場を反映していると推定されることから[例えばWiemer and Wyss(2002)], 地震活動の変化の背景を探るうえで有力な手法とすることができる。しかし、地震活動の変化がすべて b 値の変化に還元されるわけではない。同じ活発化でも、 b 値が小さくなる場合もあれば、変わらないか、あるいは大きくなることもある[例えば、宇津(1999)]. 本論文では、東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブ内および上盤地殻内の地震活動が、いつの時点で活発化ないし静穏化したか、それら両者の変化の向きとタイミングに注目する。そして、地殻

Fig. 1. (a) Map showing the Tokai region, Central Japan. (b) Epicentral distribution in the Tokai region and (c) magnitude-frequency distribution of earthquakes in the slab within the thick lines during the period from October 1997 to June 2004. The numeral below each mark in the legend for the magnitude represents the smallest value in the range, and UND means earthquakes whose magnitudes were not determined or smaller than 1.0. On the other hand, the numeral above the mark for the depth range indicates the shallowest value. The b -value and its 95% confidence limit are given in the bottom panel where n and N represent the number of earthquakes for each magnitude range and cumulative number of earthquakes above the magnitude, respectively.

変動や b 値の変化を参照しながら、プレート間カップリングという視点に立って地震活動変化の要因を考察する。

§ 2. データと解析領域

地震活動の解析には、大学や防災科学技術研究所など

Fig. 2. (a) Epicentral distribution and (b) magnitude-frequency distribution of earthquakes in the crust. The b -value for earthquakes in the crust is larger than that for earthquakes in the slab.

の多機関の観測データを合わせて一元的な処理が行われるようになった1997年10月以降の気象庁新 M (2003年9月改定) 地震カタログを用いた [舟崎・地震予知情報課 (2004), 地震予知情報課データ処理係 (2004), 勝間田 (2004)]. Fig. 1にスラブ内, また Fig. 2に地殻内の地震について, それぞれ1997年10月–2004年6月の期間に発生した地震の震央分布と M 度数分布を示す。 M 度数分布からは, スラブ内, 地殻内とも, $M1.0$ 程度以上の地震について, ほぼすべて検知されているように見えるが, 以下の地震活動解析では, 特別に断らない限り, 地震の下限を $M1.1$ にとった。これは, 気象庁で毎月開かれる地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会の資料の中で, 地震活動のレベルが $M1.1$ 以上の地震をもとに評価されていること, 防災科学技術研究所の調査資料で採用されている地震の下限の $M_{NIED} 1.5$ [例えば, 松村 (2002)] は, 気象庁の新マグニチュード・カタログで $M1.1$ に相当することなどからである。また, 地震活動変化の解析 (§ 3) にあたって, あらかじめ余震などのデクラスターを行ったが, その方法 [例えば, 宇津 (1999)] として, ここでは震央距離と時間差を設定し, その時空間内で発生した地震群のうち, 最大の地震のみを残すという手法 [Yoshida *et al.* (1994)] を用いた。その場合のパラメータとしては震央距離を3 km, 時間差を7日とした。このパラメータを採るとデクラスター後の地震積

Fig. 3. Top panel: Epicentral distribution of earthquakes in Suruga Bay and to the west. Bottom panel: Cross section of hypocenters in the rectangular region in the top panel. Note that earthquakes occurring in the slab and the crust are closely contacted to the east of the place pointed by the arrow, but they are clearly separated to the west. We call the north-western side from the arrow the separated area and the south-eastern side the contacted area.

算数を防災科学技術研究所の資料とほぼ一致させることができる [塚越・石垣 (2003)].

解析全期間 (1997年10月–2004年6月) の $M1.1$ 以上の全地震データ (デクラスターする前の地震ファイル) を使って求めたときのスラブ内地震の b 値は0.69, 地殻内地震の b 値は0.91で, 地殻内地震活動の方が b 値は大きい (Figs. 1, 2). なお, スラブ内と地殻内の地震の分離は原田・他 (1998) を基にした。

以下では, スラブ内, 地殻内それぞれの地震活動が, どの時点で増加あるいは減少する方向に変化したかに, 特に着目する。このような解析で考慮すべき問題は領域の取り方である。それについて, ここでは次のような考え方に依った。Fig. 3は, 伊豆半島南端部を通る北西–南東方向の帯状領域の震源断面図である。この断面図に見るように, 矢印を記した付近から北西側はスラブ内地震

Fig. 4. (a) Epicentral distribution of slab earthquakes with M 1.1 and larger during the period from October 1997 to June 2004. (b) Cumulative number of earthquakes in the rectangular region (separated area). (c) Deviation of the cumulative curve from the trend of the occurrence rate in the period from October 1997 to December 1999. Note that the slab seismicity increased in late 2000, decreased in late 2001, and increased in the beginning of 2003 as shown by black arrows 1, 2 and 3. In making Figs. 4-5 and Figs. 7-10, we used a declustered file where aftershocks and clustered earthquakes are removed by the method of Yoshida *et al.* (1994).

と地殻内地震が明確に分離される。前述したように、本論の目的は、固着域内の地震活動変化の詳細な空間分布を見るというより、過去のプレート間巨大地震の例などからその発生準備段階で生じると期待されるカップリング域とその周辺における地震活動の変化を検出し、地殻変動など他種目の観測データを参照することによって、それらの活動変化からカップリング状態の変化を読みとることにある。そこで、ここでは断面図においてスラブ内と地殻内の地震が空間的に接するように分布している区域 (Fig. 3 の矢印の東側で、以後、地震近接域と略称) と、地震発生層が明瞭に分離される区域 (Fig. 3 の矢印

Fig. 5. (a) Epicentral distribution of crustal earthquakes with M 1.1 and larger during the period from October 1997 to June 2004. (b) Cumulative number of earthquakes in the rectangular region. (c) Deviation of the cumulative curve from the trend of the occurrence rate in the period from October 1997 to December 1999. Location of the black arrows 1, 2 and 3 corresponds to that in Fig. 4(c).

の西側で、以後、地震分離域と略称) とに分けて、地震活動の変化を調べることにした (ただし、浜名湖付近は別に検討)。以下の結果は、カップリング状態の変化を見るうえでこの領域分けが妥当であったことを示している。

§ 3. 注目される地震活動の変化

3.1 地震分離域

Figs. 4, 5 は、地震分離域におけるスラブ内地震および地殻内地震について、それぞれの数の積算を示したものである。領域が両者で異なるのは、スラブ内地震と地殻内地震の空間分布に明瞭な違いが存在することによる (Figs. 1, 2 を参照)。地殻内活動については愛知県中部に地震の起きないところが存在するので、領域の西側の区切りに紛れはないが、Fig. 4 のスラブ内の地震の領域

Fig. 6. Time sequence of displacement in the east-west direction at the Hamamatsu GPS station. The graph represents deviation of the displacement from the trend in the period from January 1, 1997 to December 31, 1999. Direction to the topside represents movement to the east. Locations of the arrows are nearly the same as those in Figs. 4 and 5. The original figure is taken from the Geographical Survey Institute (2004).

の取り方については、若干の注釈が必要であろう。それを述べる前に、積算図に黒矢印で示されているように、スラブ内地震活動が2000年10月頃（黒矢印1で示す時期、以下では2000年秋と記す）に増加し、ほぼ1年後の黒矢印2の時期（以下では2001年秋と記す）に低下したのに対して、地殻内の地震活動は同じ時期にそれぞれ逆センスに変化していることに、まず、注意したい。これらの変化は、1997年10月–1999年12月の期間の平均発生率（トレンド）からの変動をプロットした図（Figs. 4, 5の最下段）によって明瞭に見ることができる。起震応力の変化という視点からは、それらの変動の山の高さ、谷の深さは重要でなく、どこで上昇、あるいは下降に転じたかが意味をもっている〔例えば、吉田・高山(1992)〕。注目されるのは、スラブ内、地殻内の双方の地震活動に変化が現れた2000年秋（黒矢印1）、2001年秋（黒矢印2）、2003年初め（黒矢印3）に、Fig. 6に示すように、東海地域における地殻変動の傾向にも明瞭な変化が見られたことである（Fig. 6の黒矢印の位置はFigs. 4, 5の黒矢印の位置に対応する）。このことは、それらの時期におけるスラブ内、地殻内の起震応力の変化と地殻変動の傾向の変化とが、共通のテクトニックな要因によって生じたことを強く示唆している（ただし、2000年秋と2001年秋の地震活動の変化はスラブ内と地殻内でそれぞれ逆センスだったのに対して、2003年初めの変化はともに活発化だった）。

著者らは、その要因を解明するには、どの空間領域で地震活動に変化が生じたかを詳しく知る必要があると考え、時空間分布図や z -mapを多数作って精細な調査を行った〔Yoshida *et al.* (2006)〕。Fig. 4の地震分離域の設

Fig. 7. (a) Epicentral distribution of slab earthquakes with M 1.1 and larger during the period from October 1997 through June 2004. (b) Cumulative number of earthquakes in the rectangular region (contacted area). (c) Deviation of the cumulative curve from the trend of the occurrence rate in the period from October 1997 to December 1999. The black and white arrows show locations where the trend of the occurrence rate of earthquakes changes. Locations of the black arrows are the same as those in Fig. 4.

定は、震源分布から見てスラブ内地震と地殻内地震が明確に分離されることのほかに、そうした調査がもとになっている。なお、GPSデータを用いたインバージョン解析でも、地震分離域のback-slipは地震近接域のそれに比べて小さく求まっており、そこでのプレート間カップリングは相対的に弱いと推定される〔鷲谷(1998), Sagiya (1999)〕。

ここで、Fig. 4の領域の西にあたる伊勢湾東岸域の知多半島の周辺でも2000年末に増加、2001年末に低下が認められたことを付言しておく〔Yoshida *et al.* (2006)のFigs. 4, 5を参照〕。ただし、2003年初めの活発化は、これらの地域では観測されていない。

Fig. 8. Same as Fig. 7 except that they are for crustal earthquakes. Black arrows 1 and 2 in the middle and bottom panels correspond to those in Fig. 7.

3.2 地震近接域

Figs. 7, 8 は地震近接域におけるスラブ内地震と地殻内地震の数の積算を示したものである。Fig. 7 のスラブ内地震活動に関しては、地震分離域で見られたのと同時期（それぞれ黒矢印で示す）の、2000 年秋（黒矢印 1：地震分離域では減少から増加に転じたが、ここでは減少が止まる）、2001 年秋（黒矢印 2：増加から減少へ）、そして 2003 年初め（黒矢印 3：地震分離域と同じく増加）の変化に加えて、地震分離域では認められない 1999 年 8 月頃の静穏化（白矢印 A の時期）と 2001 年 4 月頃（白矢印 B の時期、以下 2001 年春と記す）の活発化が明瞭に認められる。このうち 2001 年春の活発化（Fig. 7 の白矢印 B）は、4 月 3 日の静岡県中部の $M5.3$ の地震に続く活動（6 月初めの $M5.0$ の地震を含む活動を合わせると $M4$ 以上の地震が 6 個発生）に対応している。もう一つの 1999 年 8 月（同白矢印 A）に生じ 1999 年末頃まで続いた顕著な静穏化については、松村 (2002) はプレート間の固着の緩みを表すという説を提出しているが、著者らは別の考えをもっている。それについては地殻変動や b 値の変化と合わせて §5 で述べることにし、ここではただ、GEONET [国土地理院 GEONET グルー

プ (2004)] の GPS 観測点の水平変位には、この静穏化時に対応した変化が、Fig. 6 に示した浜松のみでなく東海地域の他の観測点においても見られないことを注意しておく（GPS 浜松観測点の位置については Fig. 3 を参照）。

Fig. 8 の地震近接域の地殻内地震活動に関しては、2000 年末に生じた静穏化が明瞭で、また、2001 年秋に若干回復した様子が認められるのに対し、同域のスラブ内活動に顕著に現れた 1999 年後半の静穏化や 2001 年春の活発化に対応した変化は見られない。このことは、2000 年秋や 2001 年秋の変化の要因が、地震分離域から地震近接域までの広域に及び、かつ、スラブ内地震活動と地殻内地震活動の双方にかかわるものであったのに対して、1999 年後半に地震近接域のスラブ内活動を顕著に静穏化させた要因は、その影響が地殻内まで及ばないものであったことを示している。そのことは、これらの時期に GPS データに対応した変化が見られなかったことも合致する。なお、2001 年秋の広域地震活動の変化も、地震近接域の地殻内地震については明瞭でないが、それには松村 (2003) が指摘したような仕組み（同論文の Fig. 11 に示されているように、スリップした領域と固着したままの領域の分布状況によって、地表で観測される地殻変動の様子が有意に異なる）が働いた可能性も考えられる。

なお、地震近接域の地殻内地震活動は北緯 35 度付近とそのすぐ南側で活発であり、そこでは逆断層型の地震も観測される [野口 (1998)]。その活動域近辺だけを取って見た場合でも、地震活動の変化の特徴は Fig. 8 と変わらないが、2001 年秋の地震活動の回復はより明瞭になる。

3.3 浜名湖付近の活動

浜名湖直下付近では、2000 年夏の伊豆諸島北部の地震・火山活動の後、スロースリップが発生し [Ozawa *et al.* (2002)], それは現在も進行している。Fig. 9 はその近辺でのスラブ内地震活動の変化を見たものである。地震分離域のスラブ内活動 (Fig. 4) と比べると、2000 年秋（黒矢印 1）からの低下が著しい。スロースリップは 2000 年 9 月 [Kobayashi *et al.* (2004)] ないし 10 月頃 [Ozawa *et al.* (2002)] から始まったと推定されており、地震活動が低下した時期はそれとほぼ一致する。同域では 1988-89 年にもスロースリップが発生したと考えられていて [Kimata *et al.* (2001), 小林・吉田 (2004)], そのときも地震活動が顕著に静穏化した [吉田・前田 (1990)]. 2000 年秋のスロースリップの発生とはほぼ同時期に地震活動が低下し、スロースリップが継続する中で静穏化が現在も続いていること、そして 1980 年代末に

Fig. 9. (a) Epicentral distribution of slab earthquakes with M 1.1 and larger during the period from October 1997 through June 2004. (b) Cumulative number of earthquakes in the rectangular region near Lake Hamana. (c) Deviation of the cumulative curve from the trend of the occurrence rate in the period from October 1997 to December 1999. Note that the occurrence rate decreased in late 2000.

Fig. 10. (a) Epicentral distribution of earthquakes with M 1.5 and larger during the period from October 1997 to June 2004. (b) Cumulative number of earthquakes in the polygon in the top panel along the Suruga-Nankai Trough. (c) Deviation of the cumulative curve from the trend of the occurrence rate in the period from October 1997 to December 1999. It is clearly seen that the seismicity decreased in mid 2000, and increased in mid 2001 and the beginning of 2003, as shown by black arrows.

地震活動が静穏化した際にもスロースリップの発生があったと見られることは、当域における地震活動の静穏化とスロースリップ発生との間に何らかの関係があることを示唆している。

3.4 銭洲海嶺付近の活動

駿河トラフから南海トラフに沿う銭洲海嶺付近の地震活動にも、Fig. 10 に示すように、2000 年半ば（黒矢印 1）に減少し 2001 年半ば（黒矢印 2）に回復、そして 2003 年初め（黒矢印 3）に増加という変化が見られた。2000 年と 2001 年の変化は東海地域でのスラブ内、地殻内の地震活動の変化に少し先行している。海洋プレート内の活動であるのに、東海地域のスラブ内の活動でなく、むしろ地殻内の活動と同じセンスの変化が観測されていることについては、その意味を §5 で考察する。

§4. b 値の変化

Figs. 11, 12 は、それぞれスラブ内地震と地殻内地震について、 M 1.5 以上の地震の数の変化と b 値の変化を並べて示したものである。 M 1.1 以上でなく M 1.5 以上の地震の数を勘定したのは、大きめの地震の方が活動の変化が明瞭に現れ、かつ、 b 値の変化との対応も見やすいためである。地震数および b 値は 1 カ月ずつずらしながらそれぞれ前後 3 カ月の計 6 カ月間のデータを使って求め、その中央にプロットしてある。これら両図から、スラブ内地震・地殻内地震とも、概して、 b 値は活動が

Fig. 11. (a) Change in number of slab earthquakes with M 1.5 and larger in the separated area (left panel) and that in the contacted area (right panel). (b) Change in the b -value in the separated area (left panel) and that in the contacted area (right panel). The b -value and number of earthquakes are calculated for each six-month period shifting one month. Bars in the b -value plots show the 95% confidence limit.

Fig. 12. Same as Fig. 11 except that those for crustal earthquakes are shown.

活発化したときに小さくなり、低下したときに大きくなっている様子が見える。なお、6 カ月間ごとの値をプロットしたのは、 b 値を精度良く求めるにはある程度の数の地震を必要とすることによる。変化の時期を鈍らしてしまうが、1 年程度の活動度の消長を見ている今の場合、これは大きな制約とはならない。

スラブ内地震について見ると、活動低下に伴う b 値の増大は、地震分離域、地震近接域とも 2001 年後半から 2002 年初めにかけて顕著である。地震近接域ではこの

ほかに 1999 年後半と 2003 年後半などにも b 値の山が見られる。Figs. 4, 7 のところで指摘した地震活動の静穏化と比べて、一見、これらの山（地震数で見たときの谷）の時期が少しずれて見えるのは、Figs. 11, 12 では前後 3 カ月間の数の和を取っていることによる。地震近接域における 1999 年後半に生じた活動低下の際の b 値の変化を詳細に見ると、地震数の急激な減少に伴って b 値も大きくなったものの、まもなく元に戻ってさらに小さくなった。これに対して、地震活動は 1999 年末にやや

回復傾向が見られた後も 1999 年前半以前より低い状態のまま推移し、その後、2000 年後半に活発化して、2001 年春に *M* 5.3, *M* 5.0 の地震を含む活動が生じた (Figs. 3, 11 参照). 注目されるのは、2000 年後半の活発化の後、2001 年春の活動までずっと *b* 値が小さかったことである.

地殻内地震の *b* 値の増大は、地震分離域では地震数が著しく減少した 2000 年末と 2003 年に見られる. 一方、地震近接域では、2000 年末の山は地震分離域よりはっきりしているが 2003 年はむしろ谷になっている. いずれにしても、そこではほぼ 1 年ごとに山と谷が繰り返し生じているのが目につく.

スラブ内地震・地殻内地震とも、*b* 値の変化については、山に比べて谷はピークが鈍っている. 地震数の変化と関連させると、地震活動が低下したときの *b* 値の増大に比べて、活発化した際の *b* 値の低下はそれほど明瞭ではない. *b* 値の小さいことは高応力、大きいことは低応力を反映すると見るならば [Wiemer and Wyss (2002)], これは、応力の増加よりそれが低下したときの方が *b* 値の変化として現れやすいことを意味する. このことは、例えば次のように考えると理解できる: 広域応力が低下すると大きめの地震の発生が抑制されて *b* 値が大きくなる値となるのに対して、応力のわずかな増加に伴う地震活動の活発化では、必ずしも大きめの地震ほど増

え方が大きいとは言えないので *b* 値の低下に結びつきにくい.

なお、*b* 値の変化が応力の変化を表すと考えると、2000 年秋に地殻内地震が静穏化した際と 2001 年秋にスラブ内地震活動が低下したときに、それぞれそこでの *b* 値が大きくなったことは、2000 年秋に地殻内、2001 年秋にはスラブ内の応力が減少したことを示している. また、1999 年 8 月頃に始まった地震近接域のスラブ内活動の低下の際に *b* 値が小さいまま経過したことは、そのとき応力はむしろ高まっていたと考えられる.

Fig. 13 に、地震活動および *b* 値が、いつ、どのようなセンスの変化を示したかを一覧にして示す.

§ 5. 議 論

東海下に沈み込んだフィリピン海スラブ内の地震活動が 2000 年秋に顕著に増加し、2001 年秋に低下した. それらと同時期に、地殻内地震活動がそれぞれ逆方向に変化した. さらに、東海地域の GPS 観測点の水平変動を見ると、プレート間カップリングによると考えられる西方への引っ張り込みが 2000 年秋に減少し、2001 年秋に基に戻る変化を示した. 時間的な一致から見て、これらの変化は相互に関連していたと考えられるが、それでは、どのようにしてこれらを統一的に解釈できるだろうか. 水平変動の変化のパターンは、2000 年秋にプレート間カップリングが緩み、2001 年秋にそれが元に戻る方向に変わったことを示唆している. 実際、Kobayashi *et al.* (2004) は、2001 年初めに明瞭になった浜名湖付近直下のプレート境界面上でのスロースリップ発生 [Ozawa *et al.* (2002)] に先立って、2000 年夏の伊豆諸島北部の地震・火山活動の後期に、東海地域におけるバック・スリップが減少したことを示した. 問題は、地震活動の変化がこのプレート間カップリングの変化によって説明できるかどうかである. まず、地殻内地震活動については、メカニズム解の主圧力軸がほぼ東西方向であることから [野口 (1998)], 起震応力はカップリングの強化によって強められ、カップリングの弱化によって弱められると見て良い. したがって、2000 年秋と 2001 年秋の地殻内地震活動の変化は、上で述べたカップリングの変化と整合する. 一方、地殻内地震活動とは逆センスに変化したスラブ内地震活動は、カップリングの緩みによって活発化し、その回復によって低下することを意味する. 一見逆と思われるこの対応は、以下に述べる考えで合理的に説明することができる.

原田・他 (1998), Harada and Yoshida (2002) は、東海下のフィリピン海スラブの曲がりの空間的な変化率とスラブ内地震活動の空間分布との相関をもとに、スラブ

			mid 1999	late 2000	late 2001	2002-2003
Seismic Activity	contacted	crust		↘	→	
		slab	↘	↗	↘	↗
	separated	crust		↘	↗	↗
		slab		↗	↘	↗
	Lake Hamana Region			↘		
	Zenuu Region			↘	↗	↗
Crestal Movement	Lake Hamana Region			↗	→	↗
<i>b</i> value	contacted	crust		↗		
		slab	↗		↗	
	separated	crust		↗		
		slab			↗	

Fig. 13. A diagram showing when and how the seismicity and the *b*-value in the separated and the contacted areas as well as surrounding regions changed. Changes in the horizontal displacement near Hamana Lake are also shown.

内地震の起震応力場（東西引張で南北圧縮）の起源は、沈み込んだスラブの形状に合わせるようにフィリピン海プレートが整形されていくときの曲がり変形にあるという説を提唱した。この説に基づけば、カップリングによって生じる応力は起震応力（東西引張）を強めることにはならないうえに、カップリングが緩んでスラブの沈み込みに対する抵抗が弱まれば、スラブの曲がり起因する起震応力は増大するはずである。東海における地震活動が、駿河湾西岸の沈み込みが緩んだときに活発化し〔茂木(1998)〕、それが加速したときに静穏化する傾向が見られる〔Yoshida *et al.* (1998)〕と言われていることも、東海地域で発生する大粒の地震の大半がスラブ内の地震であることを考慮すれば、上記の説と合致する。

なお、2000年秋のプレート間カップリングの弱化に伴って地殻内活動が静穏化した際に同域の地震の b 値が大きくなり、2001年秋にカップリングが回復してスラブ内地震活動が低下したときにそこの b 値が大きくなったことは(Figs. 11, 12を参照)、それらの時点で地殻内、スラブ内それぞれの応力が実際に下がったことを示していると考えられる。

ここで浜名湖付近の活動について触れておく。Fig. 9に見られるように、浜名湖付近下のスラブ内では、2000年秋のスロースリップの発生とほぼ同時期に地震活動が顕著に低下し、スロースリップが継続する中で静穏化が現在も続いている。スロースリップの発生によってプレート間応力が緩和すれば、上述の推論からは、スラブ内では地震活動の低下でなくむしろ増加が観測されるはずである。そうなっていないのは、今の場合、もう一つ的前提「スラブ内の起震応力の起源はスラブの曲がりにある」が成り立っていないことを示唆している。実際、浜名湖付近ではスラブの曲がりは大きくなく〔原田・他(1998)〕、地震のメカニズム解もその北西側の愛知県東部で正断層タイプが優勢なのに比べて、必ずしもそうではない〔野口(1998)〕。今のところ推測の域を出ないが、浜名湖直下の地震活動を生じさせている要因については、活動域が空間的に集中していることから、スラブ内に局所的な断裂が存在するのではないかと著者らは考えている。

1999年8月頃（以下1999年夏と記す）に地震近接域のスラブ内地震活動が顕著に静穏化した。先に著者らは、その静穏化は松村(2002)が主張するような固着の緩みを表すものとは考えないと述べた。その理由の一つは、上述したように、プレート間カップリングの弱化によってスラブ内地震活動は低下せず、むしろ活発化すると考えられることであるが、そのほかに、1999年夏には、プレート間カップリングが弱まったことがほぼ確か

な2000年秋に生じたような地殻変動が観測されていないということもある。また、静穏化が生じたのが地震近接域のスラブ内活動に限られ、プレート間カップリングが変わればその影響が現れるはずの地震分離域のスラブ内活動や地殻内の活動については、同時期に対応する変化が見られなかった。これらの事実から、1999年夏に地震近接域のスラブ内活動に現れた静穏化は、プレート間カップリングの変化ではなく、別の要因によって生じたと推定される。その要因が何であったかを考えるうえで注目されるのは、静穏化が生じた地震近接域で2001年4月から6月にかけて $M5.3$ 、 $M5.0$ の地震を含めて $M4$ 以上の地震が6個発生する活動があったこと、そして、地震近接域のスラブ内活動の b 値は、静穏化が始まった1999年夏にいったん大きくなったものの、2000年初めには静穏化がなお継続していたにもかかわらず小さな値になり、2001年春の活動に至るまで小さい値のまま推移したことである(Fig. 11)。 b 値が小さいことは、応力レベルが高いことを意味するから〔Wiemer and Wyss (2002)〕、これは、1999年夏の静穏化の後、応力は地震活動が低下した状態のままむしろ高まったことを示している。地震活動の静穏化領域が2000年秋や2001年秋に比べて狭く、2001年4月から6月にかけての活動域周辺で顕著だったこと、そこで回復した活動の b 値が小さいまま推移したことなどから、著者らは、1999年夏の静穏化は2001年4月から6月にかけての活動の前兆的な変化だったのではないかと考えている。 $M4-5$ クラスの地震の前に、それらの地震の震源域よりも広い範囲で地震活動が静穏化し、かつ静穏化時における震源域周辺の活動の b 値が小さな値を示すということはしばしば見られることである〔塚越・吉田(2002)、吉田・他(1996)、吉田・他(1997)〕。

ところで、2003年初めに地震分離域のスラブ内地震活動と地殻内地震活動の双方がともに活発化した。このようなスラブ内と地殻内の活動の正の相関は、先述した2000年秋と2001年秋の状況とは異なっている。この同時的活発化は、どう説明できるだろうか。Fig. 6の浜松のGPS観測点の座標の東向き変位速度は2003年初めに加速している。この変化は2000年末に見られた変化と同じで、カップリングの弱化が進んだことを示すと考えると、このときにスラブ内地震活動が活発化したのは理解できる。ではなぜ同時に地殻内の活動も増加したのか。それを考えるヒントは、駿河湾を挟む基線長の短縮速度が2003年初めに加速していることである〔Yoshida *et al.* (2006)〕。これは伊豆半島の西向きの動き、すなわち駿河トラフでの伊豆地塊の沈み込みが2003年初めに加速したことを示している。

以上より、2003 年初めの変化についての著者らの解釈をまとめると次のとおりである：カップリングが緩んでスラブ内活動が活発化するとともに、駿河・南海トラフからの伊豆マイクロプレートの沈み込みが加速して東海地域の地殻内にかかる西向きの押し応力が増加し、それによって地殻内地震活動も活発化した。駿河トラフでの沈み込み加速に伴って押し応力が増大したと見られることは、2003 年初めに駿河・南海トラフ沿いの活動が増加したことから推定される。同域では、Fig. 10 に見られるように、2000 年半ばに減少、2001 年半ばに回復という、東海地域における地殻内の活動と似た変化が観測されたが、それは、この付近の地震がトラフへのプレートの押し込み応力によって生じていることを示唆する。一般に海溝やトラフに近いゾーンではスラブの沈み込みに伴う曲げ応力のために正断層タイプの地震が見られるが、駿河・南海トラフ沿いでは、2004 年 9 月 5 日に紀伊半島南東沖の南海トラフ沿いで *M*6.9, *M*7.4 の逆断層型の地震が相次いで発生したことから推定されるように、押し応力の場となっていると考えられる。

2003 年初めの東海から駿河・南海トラフ沿いまでの広い範囲の地震活動に見られた増加は半年ほどで終わっている。これらを含め最近の活動の変化の原因を解明し、今後の推移を予測するにはさらに注意深い検討の継続が必要である。

§ 6. ま と め

東海下に沈み込んだフィリピン海スラブ内の地震活動は 2000 年秋に顕著に増加し、2001 年秋に低下した。それらとほぼ同時に、地殻内地震活動がそれぞれ逆センスに変化した。その原因は、2000 年秋にプレート間カップリングが緩み、2001 年秋にそれが回復したためと考えられる。これに対し 1999 年夏に生じたスラブ内地震活動の静穏化は、それが駿河湾西岸域に限られていたこと、静穏化が続いた中で *b* 値は小さな値を示し、2001 年 4-6 月に発生した *M*5.3, *M*5.0 の地震を含む活動までその状態が続いたことなどから、2001 年春の活動に対する前兆的な変化だった可能性があると考えられている。

2003 年初めにスラブ内、地殻内、それに駿河・南海トラフ沿いの活動が活発化した。これに関しては伊豆マイクロプレートの沈み込みが加速されたためではないかという解釈を提出したが、最近の活動の変化の要因と今後の推移予測についてはさらに考察が必要である。

謝 辞

原稿をていねいに読まれて、論旨を明確にするうえで

有益な多くのコメントを下さった松村正三氏、根本泰雄氏および片尾 浩氏に厚く感謝します。地震震源データは、国土地理院、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人防災科学技術研究所、独立行政法人海洋研究開発機構、独立行政法人産業技術総合研究所、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、および気象庁の観測データを気象庁・文部科学省が協力して処理した、気象庁一元化震源カタログを用いました。以上の関係機関に感謝します。

文 献

- 青木 元・吉田明夫, 2001, 静岡地方気象台の地震観測記録から推定される静岡市周辺域での長期的な地震活動の変化, 地震 2, **53**, 373-384.
- 舟崎 淳・地震予知情報課, 2004, 気象庁速度マグニチュードの改訂について, 駿震時報, **67**, 11-20.
- 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.
- 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", ed. by Y. Fujinawa and A. Yoshida, Terra Sci. Pub., Tokyo, 237-246.
- 地震予知情報課 データ処理係, 2004, 気象庁マグニチュードの改訂に関する比較調査, 駿震時報, **67**, 21-35.
- 勝間田明男, 2004, 気象庁変位マグニチュードの改訂, 駿震時報, **67**, 1-10.
- Kimata, F., K. Hirahara, N. Fujii and H. Hirose, 2001, Repeated occurrence of slow slip events on the subducting plate interface in the Tokai region, central Japan, the focal region of the anticipated Tokai earthquake (*M*=8), EOS Trans. Am. Geophys. Union, Fall Meeting Suppl., **82** (47), F266.
- 木村昌三・岡野健之助, 1995, 1946 年南海地震直前の南海地域における地震活動の低下, 地震 2, **48**, 213-221.
- 小林昭夫・吉田明夫, 2004, 舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返し発生, 測地学会誌, **50**, 209-212.
- Kobayashi, A., A. Yoshida, T. Yamamoto and H. Takayama, 2004, Loosening of the interplate coupling in the focal region of the anticipated Tokai earthquake induced by the 2000 seismo-volcanic event in the northern Izu Islands, submitted to Earth Planets Space.
- 国土地理院, 2004, 東海地方の地殻変動, <http://cais.gsi.go.jp/tokai/> (参照 2004-8-10).
- 国土地理院 GEONET グループ, 2004, GPS 連続観測システム "GEONET" とその展望, 測地学会誌, **50**, 53-65.
- 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.
- 松村正三, 2003, 東海地域推定固着域内に発生する地震活動とその変化, *地震研究所彙報*, **78**, 269-282.
- 茂木清夫, 1998, 最近の東海地方の地殻活動, *地震予知連絡会会報*, **59**, 413-414.
- 野口伸一, 1998, 東海地域の地震のメカニズム, 規模別分布および空間分布, *地震予知連絡会会報*, **59**, 323-336.
- Ogata, Y., 2004, Seismicity quiescence and activation in western Japan associated with the 1944 and 1946 great earthquakes near the Nankai Trough, *J. Geophys. Res.*, **109**, B04305, doi: 10.1029/2003JB002634.
- 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.
- 鷺谷 威, 1998, GPS 連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用とテクトニクス, *地震研究所彙報*, **73**, 275-290.
- Sagiya, T., 1999, Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- 塚越利光・吉田明夫, 2002, 中規模地震の前に震源域周辺の地震活動に見られる b 値の低下, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, S046-010.
- 塚越利光・石垣祐三, 2003, 東海地域の地震活動レベルの評価, *月刊地球*, 号外 **41**, 101-109.
- 宇津徳治, 1999, 地震活動総説, 東京大学出版会, 876 pp.
- Wiemer, S., A. Yoshida, K. Hosono, S. Noguchi and H. Takayama, 2005, Correlating seismicity and subsidence in the Tokai region, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **110**, B10303, doi: 10.1029/2003JB002732.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, in "Advances in Geophysics", ed. by R. Dmowska and B. Saltzman, **45**, Academic Press, 259-302.
- 吉田明夫・前田憲二, 1990, 駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象, *地震* **2**, **43**, 27-42.
- 吉田明夫・高山博之, 1992, 近畿トライアングル周縁域の地震活動の相関とその地学的意義, *地学雑誌*, **101**, 327-335.
- 吉田明夫・吉村好光, 2000, 東海地方の地殻活動, *地震予知連絡会 30 年のあゆみ*, 221-242.
- Yoshida, A., K. Maeda and H. Takayama, 1994, Spatio-temporal patterns of clustered and non-clustered seismic activity in the Shin-etsu and Tokai regions, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 915-918.
- 吉田明夫・伊藤秀美・細野耕司, 1996, 内陸地震発生の直前に地質構造帯に沿って現れる地震活動の前兆的静穏化, *地学雑誌*, **105**, 77-87.
- 吉田明夫・細野耕司・高山博之, 1997, 東海地震の想定震源域中に発生した中規模地震の前に現れた地震活動の静穏化と CHASE によるその検出, *地学雑誌*, **106**, 49-58.
- Yoshida, A., K. Hosono, S. Wiemer and S. Noguchi, 1998, Change in seismicity and crustal deformation in the Tokai region, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 307.
- Yoshida, A., K. Hosono, T. Tsukakoshi, A. Kobayashi, H. Takayama and S. Wiemer, 2006, Change in seismic activity in the Tokai region related to weakening and strengthening of the interplate coupling, *Tectonophysics*, in press.