東海の推定固着域における 1990 年代後半の地震活動変化

防災科学技術研究所* 松 村 正 三

Seismicity Rate Changes in the Inferred Locked Zone of the Tokai Region in the Latter Half of the 1990's

Shozo MATSUMURA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
Tennodai 3-1, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

(Received September 26, 2001; Accepted December 25, 2001)

Recently, the microearthquake seismicity observed around the Tokai region has shown several anomalous changes. It is considered that the conditions in this area have been steadily progressing toward the occurrence of the next Tokai earthquake, due to locked subduction of the Philippine Sea plate. The clearest change was recognized in August 1999, when the seismicity rate inside the subducted slab in and around the locked zone decreased. This quiescence continued for more than one year. After October 2000, the seismicity turned active. On the other hand, the seismicity rate inside the crust around the same zone was also found to have been gradually decreasing since the end of 1996. Two moderate-sized earthquakes, the central Shizuoka prefecture earthquakes happened concurrently with these anomalous phenomena, in October 1996 (M 4.3), and in April 2001 (M 5.1). It seems probable that these events influenced the state of the locked subduction, and caused the seismicity rate change. Spatial pattern analyses on these anomalies revealed that the decrease in the seismicity rate does not always extend over the entire locked zone, but forms a patchwork pattern. As a result, the zone is partitioned into two parts: one is quiescent, and the other is rather activated. Such results resemble previous cases reported by Wyss's group, who suggested that a characteristic seismicity rate change precedes the occurrence of a main shock. Typically this involves a quiescent zone appearing to surround a non-quiescent zone. Wyss's group regard the non-quiescent part as an asperity. Based on their reports, I examined the relationship between the duration of the quiescence (T_q : year) and the area of the asperity (Anq : km^2), and derived an equation of $T_q = 0.27/\sqrt{Anq}$. This relationship seems reasonable, as it shows the proportionality of T_q to the size of the asperity estimated in linear dimension. If this is applicable to the present case in the Tokai region, we can obtain an evaluation of about 7 years of T_q for the current anomalous stage.

Key words: Tokai earthquake, Quiescence, Asperity, Locked zone.

§1. はじめに

近年、東海地震の発生が懸念される静岡県西部周辺における地震活動や地殻変動に異変が生じている、との報告が相次いでいる。きっかけは 1999 年 8 月を境に静岡県西部直下のフィリピン海プレート内で地震活動が低下した、いわゆる静穏化が始まったことである。Fig. 1 に沈み込んだフィリピン海スラブ内で観測された微小地震の積算グラフを示す。観測開始以来の数年間はグラフが下に凸の曲線を描いているが、これは、観測網が建設の

途上にあり、地震の検知能力が徐々に向上していったためである。その後、1980 年代半ばで観測状況が安定してから、1 本の直線上に載る極めて安定した活動が続いていた。そうした中、1999 年後半になって静穏化とそれに続く明瞭な変化が出現したのである(円内)。このグラフの作成に当たっては上図に示した矩形の枠内でかつ沈み込んだスラブ内に発生した M 1.5 以上の地震を単純に拾い出しただけである。一般に微小地震は、その発生場における応力の変化に敏感に反応するため、応力場の優れたインディケータであると考えられている。しかし、敏感すぎるゆえに群発活動や余震活動といった

* 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

Fig. 1. Top: monitoring area for seismicity rate changes, which is supposed to be a locked zone between two plates in the Tokai region. Those earthquakes ($M > 1.5$) occurring within the subducted Philippine Sea plate are sampled, and shown in the map. Bottom: cumulative frequency of earthquakes sampled above. The circle indicates anomalous seismicity rate changes.

バースト的な発生による擾乱に災いされやすく、この図のように10年以上にもわたって一定の発生状況が観察されるというようなことは非常にまれなケースと言える。逆に言えば、今回の異変は、このように安定した状態が背景にあってはじめて検知され得た極めてデリケートなものである。静穏化そのものは、2001年4月に発生した静岡県中部地震 (M 5.1) とそれに続く群発活動によって破られるが、いったん変化した状況が旧に復したとも見えない。こうした状況の中、2001年の半ばに至って、今度は、GPSで見る東海地域の地殻変動に異変の生じていたことが国土地理院から発表された〔国土地理院(2001)〕。我々にとっての問題は、これらの異変がいわゆる想定東海地震（以下、「東海地震」とする）とどう結びつくのか、ということである。

東海地震は、昭和51年の石橋(1976)による警告を契機にしてこれを迎え撃つ国家的規模での防災体制が組まれてきたにもかかわらず、何の音沙汰もないままに20年以上が経過した。我々は、ちょうどその20年間で

ずっと微小地震活動のモニタリングに費やしてきた。その目で見る限り最近の変化は確かに“異変”と呼ぶべきものである。しかし、100年を超える地震のサイクルからみれば、この程度の異変はプレート収束運動の中の単なる“ゆらぎ”の一つに過ぎないのかもしれない。“前兆的異変”なのかそれとも“ゆらぎ”なのか、これを事前に見極めることが可能かどうかさえ今は定かでない。本来であれば、データの解析や解釈は双方の可能性を等分ににらみながら中立的な立場で行うべきであろう。しかしながら地震予知の領域に踏み込もうとするならば、あえて立場を選択する必要があると考える。以下は、今回の地震活動変化が東海地震発生へのステップを刻む“前兆的異変”ではないか、という意識をもって著者が行った微小地震データの解析とその結果から導き出した解釈である。これらがどこまで真実に迫っているかは、観測を続ける中で遠からず検証されるはずである。

Fig. 2. The NIED network for microearthquake observation in the Kanto-Tokai districts. The solid circles show observatories that are utilized for magnitude re-estimation in this analysis.

Fig. 3. Temporal variations of seismic data obtained by NIED. Wave: number of seismic waves detected. Hypocenter: number of located hypocenters. Focal Mechanism: number of focal mechanism solutions.

§ 2. 観測条件とデータ

防災科学技術研究所は、関東・東海一円を覆う高感度地震観測網を整備し、1979年7月以来、微小地震の観測を続けてきた [岡田・他 (2000)]。当所 18 点からスタートした観測点数は、年を追って増加し、2001 年始

めの時点では他機関とのリンク点も加え 135 点にまで達した (Fig. 2)。このように観測網や観測態勢が年々成長し変化してゆく、そのような中で得られたデータを解析する際に常につきまとう問題は、地震の検知能力がその都度変ること、および、観測点の組み合わせが変るこ

Fig. 4. Comparison of magnitude distribution between two periods before and after the commencement of quiescence (August, 1999) for the seismic activity in the subducted slab. The vertical scale is adjusted in proportion to the duration of the data.

とによって生じるマグニチュード基準の移動、いわゆるマグニチュードシフトの二つである。Fig. 1 でグラフの初めの部分がカーブしていたのは主に前者の問題点による。これらの問題は、例えば地震発生数の変化を追う、といった時系列解析においてはしばしば深刻で致命的なダメージをもたらす。幸い、我々の東海地域における観測態勢は比較的早い段階で安定状態に到達し、かつその状態が永く保持されてきた。Fig. 3 は、関東・東海地域における毎年の検測数（Wave: 検知された地震波数）、震源決定数（Hypocenter）、発震機構解数（Focal Mechanism）の変遷を示したグラフである。どの数値も当初数年間は増加し続けるが、1986 年にはほぼ飽和していることが分かる。この年には、観測網の建設が概成したこと、および、新しい処理システムの導入によって地震波検出のためのトリガー方式が変り検知能力が一気に向上したというふたつの変化要因があった。そして、これ以降は東海での観測の質に関わる大きな変更がなく、処理システムも同じものが運用され続けてきた。実際には1986 年以降も観測点は少しずつ増加してきたが、グラフを見て分かるとおり検測数の増加ほどには震源決定数が増加していない。つまり、観測網としての検知能力は実質的に飽和状態に達していたということになる。では、どのくらい小さいマグニチュードの地震までが検知されていたのだろうか。著者〔松村(1984)〕は、地震観測網の能力を評価するひとつの手法を提案しており、この解析結果によれば、静岡県西部は関東・東海地域の中でも最も高い検知能力が獲得されていた地区であって、1983 年末の時点で M 1.5 以上の地震は十分に捕捉され

ていたことになる。Fig. 4 は、Fig. 1 上図のスラブ内地震に対してのマグニチュード頻度分布図を示している（期間は1986 年6 月以降）。ここでは、静穏化前後を2 期間に分けてのマグニチュード分布が描かれているが、この図からも M 1.5 以上の地震はほぼ洩れなく検知されていたことが分かる。つまり M 1.5 をしきい値とすることで最初の問題はクリアされることになる。次の問題は、個々の地震のマグニチュードの算定方式に関わっている。我々の処理システムでは、地震波の最大振幅から渡辺の式〔渡辺(1971)〕によって観測点毎にマグニチュードを求め、それらの算術平均をもってその地震のマグニチュードとしている。ところが観測点ごとの最大振幅には主に地域の地盤特性によるばらつきが含まれるため、観測点の組み合わせが変わると同一の地震に対してのマグニチュード評価が変わってしまう。したがって、観測網の変遷や処理システムの改変があるとその都度平均マグニチュードが動き、結果的に検知能力までもが変化したように見えてしまう。これがマグニチュードシフトの問題である。本論の解析においては、観測網の変遷に関わるマグニチュードシフトを避けるため、調査範囲の全期間にわたって移動していた65 観測点を選び出し（Fig. 2 の黒丸）、これらの観測点のみを用いてのマグニチュード再計算を行った。

以上を踏まえ、本論で扱うデータは、1986 年6 月以降、再計算されたマグニチュードによる M 1.5 以上の地震とする。

Fig. 5. Five selected areas for monitoring seismicity rate changes: (a) monitoring area for the locked zone in the hanging wall (in the crust), (b) monitoring area for the locked zone in the foot wall (in the subducted slab), (c) area just beneath Lake Hamana, (d) active zone in the deeply subducted slab, (e) eastern Yamanashi prefecture. The hatched part is the locked subduction zone inferred by the author.

§3. モニタリングエリアと積算回数図

調査対象として注目するのは、東海地震の推定固着域である。著者 [Matsumura (1997)] は、静岡県西部下に起きる微小地震活動に着目し、その空間分布と発震機構解パターンを分析することにより、これらの地震がプレート間固着に起因する応力集中により起きているものであると判断し、その分布範囲から固着域を導き出した。Fig. 5 で影を付したエリアがそのようにして推定した固着域である。およそ 4,000 km² の面積があり、全部が一気にすべれば M 8 級の地震となる。この推定固着域を中心にして、調査対象エリアを次のように選び、これをモニタリングエリアとした。まず、プレートの相対運動方向に沿って北西-南東方向に外枠を若干引き伸ばす。一方、推定固着域の西端となる浜名湖周辺を除外する。浜名湖までは推定固着域の範囲に含まれるが、その直下には北西-南東の走行をもつ数個の活発なクラスターが存在する。著者は、これらのクラスターが固着の edge effect に起因する特異な活動であるとしなしており [Matsumura (1997)], 固着状況変化のモニタリングにおいてはこれを別に扱うことが適当であると考えたためである。このようにして決めたモニタリングエリアは、Fig. 5(a, b) の 70 km×80 km の矩形であるが、さらにこれをプレート境界面を境にして、(a) 上盤（地殻内）と

(b) 下盤（スラブ内）に分割する。なお、Fig. 5 の断面図ではプレート境界が一枚の面であるかのように図示しているが、実際には短冊に分割してそれぞれに境界を設定しているため、全体としてでこぼこした複雑な形状をなしている。以上 2 個のモニタリングエリアのほかに、(c) 浜名湖直下、(d) プレート沈み込みに伴う深部活動域、および (e) 山梨県東部、の 3 個のリファレンスエリアを設ける。合計 5 個の領域は、固着域であるかないかの違いはあってもそれぞれの領域に起きる地震は全てフィリピン海プレートの収束運動に起因するものと考えられる。Fig. 6 は、こうして選定したモニタリングエリア、およびリファレンスエリアにおける積算回数図を示す。ただしこの図の作成に当たっては、Fig. 1 の場合と異なり以下のように declustering 処理を施している。Declustering は、余震や群発地震といった transient な活動を除去するための操作であり、具体的な方法として種々なロジックが提案されているが、ここで採用したのは固定した時間・空間のウィンドウ（時間軸上で 7 日間、空間軸上では東西、南北方向へそれぞれ 3 km）を設定するという単純なものである。個別の地震ごとに前記のウィンドウを開き、その中に入った地震を次々とつなげていってグルーピングする。そして、グループが 3 個以上の地震を含む場合には先頭の 1 個を残して他を除去する。

Fig. 6.

Fig. 6 で declustering を施した理由は、(b) 以外の領域ではその中に数多くの余震や群発的活動が含まれるため、そのままでは長期間にわたる微細な発生率の変化を見いだすことが難しいからである。後節でも議論するように、declustering によって除かれる部分は応力の一時的な擾乱によるものであって、我々が本当に知りたい背景としての応力状態を反映するものではない、と考えられる。

領域ごとの変化の特徴は次のとおりである。(b) は、Fig. 1 に declustering を施した結果であり、10 年以上安定していた発生率が 1999 年 8 月から突然の静穏化に転じたことについては、第 1 節で紹介したとおりである。Fig. 1 と異なるのは、2001 年 4 月からの静岡県中部地震による跳びが declustering によって完全に排除されていることである。他方、(a) は、同じモニタリングエリアの上盤（地殻内）を見たものであるが、ここでは、静穏化が (b) に先行して 1996 年末頃から始まっていたことに気づく。空間分布を見て分かる通り、(a) では、地震発生の様式が (b) と違ってクラスター的である。前述のような微妙な変化は declustering 処理がなされて初めて検知可能となったものである。(c) の浜名湖下では、クラスターの程度が (a) よりもさらに著しい。Declustering 後の結果では、1990 年の前、および (a) と同様に 1996 年末頃からの静穏化がみてとれる。ここでの活動変化に関しては序説で紹介した GPS 観測に現われた異変 [国土地理院 (2001)] との関係が注目されるが、この問題については今後の解析とその報告に委ねたい [防災科学技術研究所 (2002)]。一方、(d) と (e) では多少のゆらぎはあるものの調査の全期間にわたって発生率はおおむね一定である。以上をまとめると、(a)、(b)、(c) の領域では近年の静穏化が観測され、(d)、(e) には静穏化がみられない、ということになる。前者と後者におけるテクニクな状況の差は、両者とも基本的にはフィリピン海プレートの収束運動に起因する応力増加を反映した活動であるが、前者は主にプレート間固着による応力に支配される活動であるのに対し、後者は固着とは無縁な活動である、ということである。(d) は (c) の延長上にある活動であるが、発震機構解の分析からこれらが固着と非固着によって境されるものであることが推測されている [Matsumura (1997)]。(e) の山梨県東部においてもプレート間固着に起因する地震は観測されていない。

そもそも地震活動の静穏化が何に由来するものであるか、を議論するとき、まずはプレート収束運動のゆらぎによるものではないか、ということが疑われる。Fig. 6 の領域分けはこの疑問に答えるために設定したものである。結果に現われた特徴をみる限りプレート運動自体のゆらぎによるとは主張しづらく、(a)、(b)、(c) の組み合わせに共通する要因として固着状況の変化をこそ疑うべきであろう、という結論が導かれる。

§ 4. 変化の詳細とその空間パターン

この節では、Fig. 6 から (a)、(b) のモニタリングエリアをとりだして、静穏化とそれに追随する変化をより詳細に分析する。Fig. 7 はその内、最近の 5 年間分を拡大した図である。発生率が突然変化したということは、その時点で固着面の周辺に何らかの事件 (event) が起きたのではないかと想像をめぐらし、両図あわせて 4 個の event, e1, e2, e3, e4 を想定する。具体的な年、月は、e1 が 1996 年 10 月、e2 は 1999 年 8 月、e3 は 2000 年 10 月、e4 は 2001 年 4 月である。e1 は上盤での静穏化開始点であるが、Fig. 6 や Fig. 7 を見てもその正確な日時は曖昧である。これを上記のように設定した理由は、この頃に静岡県中部地震 (1996 年 10 月 5 日、 M 4.3) が発生しているからである。この地震は、それまで地震発生が全く見られなかったプレート境界付近に起き、プレート間固着の緩みを想像させるような特異な地震であった [松村 (1998)]。次の e2 は下盤の静穏化開始点であり、その位置は Fig. 7 から明瞭である。同様に e3 の位置も明瞭であり、この時点では上下盤で同時に変化が見られた。最後の e4 では発生率の急変は見られないが、序節でも紹介したようにこのときには、第二の静岡県中部地震 (2001 年 4 月 3 日、 M 5.1) が発生している。この地震は、1996 年の静岡県中部地震のごく近傍 (東へ 4 km、深さ方向に 3 km 離れた位置) に起きた。また、発震機構解に見られる地震の発生様式にも類似点が多く、双方の地震の発生には共通の要因があると考えられた。これがこの地震を e4 とした理由である。これら 4 個の event 時には固着面またはその周辺で何らかの動き、例えば、近傍の応力を緩和するような微細なすべりが起こり、応力が再配分され、event をはさんで応力の空間分布が変わったのではないかと、という推測がなされる。

そうした応力再配分の過程をみるために地震活動変化

Fig. 6. Cumulative frequency of microearthquakes for each area shown in Fig. 5. (a) monitoring area for the locked zone in the hanging wall (in the crust), (b) monitoring area for the locked zone in the foot wall (in the subducted slab), (c) area just beneath Lake Hamana, (d) active zone in the deeply subducted slab, (e) eastern Yamanashi prefecture. Earthquakes of magnitude 1.5 and greater are sampled and counted after a declustering process.

Fig. 7. Cumulative frequency of microearthquakes for the past five years, extracted from (a) and (b) in Fig. 6. Top: the hanging wall (in the crust), bottom: the foot wall (in the subducted slab). Events, e1~e4 are marked as an epoch when some anomalous events may happen to change the seismic occurrence rate, which partition the abnormal stage into three periods, period 1~period 3.

Table 1. Seismic occurrence rate (number of earthquakes per 30 days) for the standard period (period 0), and for the abnormal stage (periods 1-3). Relative intensity compared with that of the standard period is also indicated as a percentage. Earthquakes of magnitude 1.5 and greater are sampled and counted after a declustering process.

	Upper Layer	Lower Layer
Period 0 (86/ 6 – 96/ 9)	6.30 eqs/30days (100%)	6.25 eqs/30days (100 %)
Period 1 (96/10 – 99/ 7)	5.23 eqs/30days (83%)	6.20 eqs/30days (99 %)
Period 2 (99/ 8 – 00/ 9)	5.00 eqs/30days (79%)	3.71 eqs/30days (59 %)
Period 3 (00/10 – 01/ 3)	3.17 eqs/30days (50%)	8.33 eqs/30days (133 %)

の空間パターンを分析してみた。4 個の event には含まれた 3 個の期間を, period 1, 2, 3 とし, e1 以前の安定状態の期間を period 0 とする。Period 0 における発生率は, 上盤, 下盤ともに 6.3個/30 日と, その値が見事に一

致する。次節で議論するように微小地震活動は応力の増加率に対応するという考えがあり, これに従えば上下盤内の発生率が同一であるということは, それぞれの応力の増加率が対称であること, すなわち両者の間に起震場

Fig. 8. (a) Spatial pattern of seismicity rate change analyzed for the hanging wall data ((a) in Fig. 7). The seismicity rate in the abnormal stage (periods 1-3) is compared to that in the standard period (period 0). The hatched area is a quiescent area where the rate is less than 50% of the standard period. The solid area is an activated area where the rate is greater than 150%. (b) The same figures as (a), but including the standard period for comparison. Left column: standard stage (every 2 years); right column: abnormal stage (periods 1-3).

たるべき固着面の存在することを示唆するものであると考えられる。さて、period 1, 2 において上下盤それぞれの静穏化が始まるが、period 3 においては、上盤ですらに静穏化が進む一方、下盤では活性化に転じる。Table 1 に period 1~3 の各期における発生率の変化を period 0 を基準として数値で示した。同様に period 0 を基準にして、静穏化した領域、活性化した領域の空間

分布を描いてみた。Fig. 8 に上盤、Fig. 9 に下盤、さらに Fig. 10 に沈み込み方向に沿う断面上に投影したパターンをそれぞれ示す。作図手法は次のとおりである。各期ごとに 11 km 四方の升目を取り、これを 1 km ずつ動かしながら升目内の地震数をカウントする。Period 1~3 と period 0 との間で数の比を求め、期間長で校正した結果から、静穏化域（ハッチ部：基準値の 50% 以

Fig. 9. The same figures as Fig. 8, but analyzed for the foot wall ((b) in Fig. 7).

下), 活性化域 (黒塗り部: 同 150% 以上) を塗り分ける。このとき, period 1~3 では期間の絶対長が短く地震個数が少ないため, 必ずしも静穏化したわけでもないのにたまたま個数がゼロとなる事態が起きてしまう。そうした場合にみかけの静穏化域を抽出してしまったりすることのないよう, 個数ゼロに対しては 0.5 個という値を人為的に与えることにする。これは, 観測事例が少ない場合に実測値が期待値から外れてしまうという統計的現象を補正することに相当する [松村 (2001)]。同様にこの補正によってみかけの活性化域を生み出すことのない

よう, 基準値が最低 10 個以上ある場合のみを分析の対象とした。各期ごとに 2 枚ずつ描いた図は, (a) が目的とする period 1~3 の異常期における分析結果, (b) は正常期である period 0 を 2 年ずつに 5 分割し, 異変が起きていない時期にもかかわらず出現してしまうパターン, いわばノイズパターンを描き出したものである。各期の (b) の図で正常期 (左列), 異常期 (右列) を見比べることで, ここでいう異常の程度がどのくらいのものであり, 分析結果がどの程度信頼できるものであるかが把握できる。ここで, 異常期における各パターンを見比べると

Fig. 10. The same figures as Fig. 8, but shown in the vertical cross section parallel to the plate convergent direction.

興味深い特徴に気づく。それは、期ごとに全く異なって見えるパターンにある種の共通する下地が存在することである。例えば、下盤の period 2 と period 3 はそれぞれがハッチ部と黒塗り部の存在を主張しているように見えるが、実際には互いの領域を侵し合うことはない。つまり、静穏化域と活性化域はあらかじめその占有域が予約されており、時期にあわせて出現したり、隠れたりするだけである。この特徴は上下盤全ての時期に共通して存在する。そこで period 1~3 を重ね合わせて共通の下地を抽出することが可能となる。Fig. 11 は、こうして抽

出した上盤 (a), 下盤 (b) の共通パターンである。さらにこの 2 枚を重ね合わせたものが Fig. 12 である。これらの図では静穏化域を青色で、活性化域を赤色で示す。Fig. 12 では、青色と赤色が若干重なりあうが、それもノイズパターンによる乱れ程度であることを認めれば、この重ね合わせにおいても静穏化域と活性化域が地域を住み分けられていることが分かる。Fig. 10 の断面図で見た場合、これは 80 km の奥行きにわたって重ね合わせた結果であるが、ここでも静穏化域と活性化域の住み分けを見いだすことが可能である。特にこの図の period 3 では、上

Fig. 11. Spatial discrimination between a quiescent zone (blue) and an activated zone (red), which was recognized as a common pattern among those for each of periods 1–3. Top: the hanging wall ((a) in Fig. 7), bottom: the foot wall ((b) in Fig. 7).

盤の静穏化と下盤の活性化のコントラストが明瞭であり、e3 の event の存在を際立たせている。これらのパタンの出現とその特徴が何を意味するのかについては次節で考察する。

§5. 議 論

地震回数を見ることは、サイズシンシティ変化のモニタリング方法としては最も一般的な手法であるが、その物理的背景に対しての裏付けは乏しかった。しかし最近、Dieterich (1994) によって有力なモデルが提示され、ここで初めてその意味が明瞭になった。彼の定式化による

と、背景としての地震回数は、その場の応力の時間微分に比例する。また、応力にステップ状の transient な変化があった場合は、時間とともに減衰する一過性のファクターがかぶさってくる、ということになる。回数積算グラフを描くときに採用した declustering 処理は後者の要素を除去するためのものであると言え、結果的に、Fig. 6 や Fig. 7 のグラフは、対象としたエリア全体の場における平均的な応力の増加率の増減を示すことになる。ただし、従来の静穏化の報告では、明確な根拠のないままにマグニチュードのしきい値が設定され、それよりも小さい地震については静穏化が観測されない、とい

Fig. 12. Superpositioning of both results in Fig. 11. The blue area corresponds to a quiescent zone; the red area to an activated zone. The plotted points are epicenters of the central Shizuoka prefecture earthquakes and their aftershocks in 1996 (left side cluster) and 2001 (right one). The inset is a figure cited from Wyss (1986), where a quiescent zone appeared to precede the 1983 Kaoiki Hawaii earthquake ($M_s=6.6$), surrounding the epicenter of the main shock.

うことが往々としてあり、このようなケースには Dieterich のモデルは適用不可である。今回はどうであろうか、というわけで下盤のデータに対し、静穏化が顕著であった期間と基準期間に対してマグニチュード頻度分布を比べてみたのが Fig. 4 である。図の縦軸は、2 個の期間の期間長の比にあわせて較正されている。これを見る限り、静穏化後の発生率は、どのマグニチュード域においても基準期間に比べ一定割合低下していることが同い、Dieterich による地震の発生率と応力増加率の関係が確かに成立しうであることを示唆している。

以上の前提にたつと、Figs. 8~10 の静穏化域は応力解放の場、逆に、活性化域は応力集中の場を表しているといえることができる。固着域は、上下盤のプレートがぴったりくっついていてその周囲が歪エネルギーの貯蔵場所となる。しかし、固着状態が全域にわたって一様というわけにはいかず、固着の強いところ、弱いところ、という不均質分布がもともとあったはずである。大地震の発生後、固着が回復して応力が蓄積されていくしばらくの間はこうした不均質はまだ顕著にならない。初期から中盤にかけての成長の時期を過ぎ、応力が臨界近くまで達した時、相対的に弱い部分がずればはじめ、強い部

分への応力集中が始まると考えられる。そうであるならば、この時期に至って初めて不均質が顕在化することになる。さらに言うならば、前述のようなずれは、長期間にわたってじりじりと進行する、というよりも、地震性、あるいは slow earthquake として episodic に出現すると思うほうが自然である。Figs. 8~10 は、e1~e3 の event を契機として各期に形成された上下盤それぞれの応力再配分のパターンを示すものと考えられる。Event そのものがどここの場所に起きたかまでを推量することはできないが、上下盤を重ねて得られた Fig. 12 のパターンは、両者の応力の源である固着面での状況変化を反映するものであると考えることができる。またその場合、後述する Wyss (1986) の研究などを参照すると、活性化域である赤色部は結果的に応力集中が起きた場所であり、固着域中の asperity は赤色部の近傍にあると考えられる。Fig. 12 の中の黒点は、静岡県中部地震の震央分布であり、西側が 1996 年 (e1)、東側が 2001 年の地震 (e4) とその余震である。これらが、静穏化域と活性化域の境界付近に発生した地震であることは興味深く、それはあたかも asperity がその縁から崩されていく過程を見せているかのように思われる。ひるがえって e2 と

Fig. 13. Plots of the duration of the quiescent period versus the area of the asperity. Four sets of data are evaluated from the reports of Wyss's group. The broken line corresponds to the $T_q=0.27/\sqrt{A_{nq}}$ relation, where T_q is the duration (year), and A_{nq} the asperity area (km^2). The open circle indicates the point at which the next Tokai earthquake is anticipated to occur.

Table 2. List of magnitude, area of asperity, duration of quiescence for four earthquakes, which are cited, or evaluated from the reports by Wyss's group.

Earthquake		Mag.	$A_{nq}(\text{km}^2)$	$T_q(\text{year})$	Reference
A: Landers	June 1992	M7.5	360	4.5	Wiemer & Wyss(1994)
B: Stone Canyon	Aug. 1982	M5.0	47	1.5	Wyss & Habermann(1988)
C: Kalapana	Nov. 1975	M7.2	130	3.8	Wyss et al. (1981)
D: Kaoiki	Nov. 1983	M6.6	59	2.4	Wyss(1986)
E: Tokai	???	(M8.1)	(700)	(7.1)	

e3 の event には顕著な地震が伴っていない。これらは slow earthquake (ないしは slow slip) であったのかもしれない。さらに言うならば、e1 や e4 の event も静岡県中部地震単独の規模では結果としての応力再配分パターンを形作るには役不足であり、それぞれに slow slip が付随していたと考えるほうがもっともらしい。同じ固着域内の event が、一部でも asperity にかかれば通常の地震を伴い、全面的に非 asperity で起されば slow earthquake になるのではないだろうか。ただし、ここに取り上げた slow earthquake についてさらなる具体的なイメージを議論することは本論の枠を超える。

大地震発生前の微小地震活動の変化を報告した例は少なく、著者の知る限り、そのほとんどは Wyss とそのグループによるものである。Fig. 12 に添付した図は、その 1 例として Wyss (1986) から引用したものである。Hawaii で起きたこの地震 (M 6.6) では、本震のほぼ 2 年前からその周辺の微小地震が静穏化し始めた。その

際、中心部だけは静穏化しないままに残り、最終的な破壊の震源は結局この中心部に生じた。Wyss はこの部分を asperity であると議論している。Wyss らの報告した 4 例 [Wyss *et al.* (1981), Wyss (1986), Wyss and Habermann (1988), Wiemer and Wyss (1994)] は、全てこれと同じ特徴を備えている。そこで、この 4 例から彼らの言う asperity の面積 (A_{nq} : km^2) と静穏化の持続時間 (T_q : year) との間に相関関係のあることを期待して、これを両対数グラフ上にプロットしてみた (Fig. 13)。論文から読み取った asperity の面積と静穏化の持続時間は Table 2 にまとめたとおりである。Fig. 13 の結果から、両者には、 $T_q=0.27/\sqrt{A_{nq}}$ (図の破線) という簡単な関係のあることが判明した。この式は、長さの次元でみた asperity の大きさが静穏化の持続時間に比例することを意味するが、最終破壊の直前まで持ちこたえる asperity の大きさが臨界状態の持続時間を規定する、というのは合理的な結論であると思われる。Fig. 12 の

東海では、静穏化域が 3 個ないしは 4 個の活性化域、すなわち asperity を取り囲む、というまさに Wyss らの報告と同種のパターンを呈している。そこで前式に東海の場合をあてはめてみると、固着域内の asperity (赤色部) の面積は合計約 700 km² であり、これによる臨界状態の持続時間は約 7 年という結果が得られた (Fig. 13 の白丸)。1996 年から数えれば 2003 年、1999 年から数えれば 2006 年まで、ということになる。Fig. 12 のパターンがはっきりと形成されるのは period 2 以降なので強いて言えば後者を採用したいが、3 年の違いを問題視できるほどに確度のある議論ではない。事態の推移を追跡してゆく際、このくらいの時期が目安となるだろう、といった意味あいで推測結果である。

§6. おわりに

発生の可能性自体がいまだに議論の対象となる東海地震であるが、それが実存するものであることを前提とするならば、現在の微小地震観測や GPS 観測の結果はいましもその輪郭を浮かび上がらせつつあると言える。科学的な意味でも社会的な意味でもこのように待ち構えての態勢下にあるという意味で、東海地震は世界でもまれな地震である。逆にいえば、現在の異変、さらに今後引き続いて起きるであろう様々な事態に対応するための手本とするべき前例は世界中にもほとんどないということになる。現在の異変が東海地震そのものに結びつくものであるかどうかを見極めることは、今はまだできない。ここで議論したことはあくまでも可能性の一つであって、決してユニークな解釈ではない。データの見方も全く客観的であるとは言えない。特に、seismicity の変化を slow earthquake などの event と結びつけて議論したが、これを検証するための地殻変動等による傍証が備わっていないことも問題である。本論をまとめている間にも状況は刻々と動きつつあり、ここで試みた解釈や仮説の全てがあっけなく覆されることも十分起こり得る。しかし、状況の予測なり地震の予知を志向する以上、このような不確実さ、ある意味での解釈の行き過ぎをおそれているわけにはいかない。我々にできることは、忠実に観測を続け、その結果を、一定の解釈に基づいた将来事象に対する予測と逐一見比べることで、当初の解釈を修正し、予測の軌道を真実に近づけてゆくということだけである。本論はその端緒である。今後、実際の東海地震の帰趨にかかわらず、我々にはその後の推移に対しての統報を出していく責務があるものと考えている。

謝 辞

松澤 暢氏および松浦律子氏からは、査読者として適切かつ有益な批評をいただきました。原稿の改訂にあたって大きな力となっていただいたことを記して感謝の意を表します。

文 献

- 防災科学技術研究所, 2002, 東海地域推定固着域における地震活動の変化 (4)―浜名湖直下―, 地震予知連絡会会報, **67**, 投稿中.
- Dieterich, J., 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618.
- 石橋克彦, 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討―駿河湾大地震について―, 昭和 51 年度地震学会秋期大会講演予稿集, 130–1.
- 国土地理院, 2001, 東海地方の地殻変動, 第 144 回地震予知連絡会資料.
- 松村正三, 1984, 微小地震観測網の検知能力の評価について―国立防災・科学技術センター関東・東海地殻活動観測網―, 地震 **2**, **37**, 475–489.
- 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, 1998, 1996 年 10 月 5 日静岡県中部地震が示す東海地域のプレート間固着状況変化の可能性, 地震 **2**, 別冊 **50**, 251–261.
- 松村正三, 2001, 少数の事例から地震の発生率を評価する際の問題について, 地震 **2**, **54**, 45–46.
- 岡田義光・松村正三・野口伸一, 2000, 関東・東海地殻活動観測網の稼動状況, 防災科学技術研究所研究資料, **208**, 1–57.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, 地震 **2**, **24**, 189–200.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1994, Seismic quiescence before the Landers ($M=7.5$) and Big Bear ($M=6.5$) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 900–916.
- Wyss, M., 1986, Seismic quiescence precursor to the 1983 Koaiki ($M_s=6.6$), Hawaii, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 785–800.
- Wyss, M. and R. E. Habermann, 1988, Precursory quiescence before the August 1982 Stone Canyon, San Andreas Fault, earthquakes, *Pageoph.*, **126**, 333–356.
- Wyss, M., F. W. Klein and A. C. Johnston, 1981, Precursors to the Kalapana $M=7.2$ earthquake, *J. Geophys. Res.*, **86**, 3881–3900.