総 合 報 告

地震発生過程のモデリングと予測

東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学教室* 松 浦 充 宏

Modelling and Forecast of Earthquake Generation Processes

Mitsuhiro MATSU'URA

Department of Earth and Planetary Physics, University of Tokyo, Hongo 7-3-1,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan

(Received July 28, 1997; Accepted December 22, 1997)

Physical processes of earthquake generation may be divided into three different stages, such as tectonic loading, quasi-static nucleation, and subsequent dynamic rupture propagation. The basic equations governing the earthquake generation process are; the equation of motion in elastodynamics that relates slip motion on a fault surface with deformation of the surrounding elastic media, the fault constitutive law that prescribes the relation between shear stress and fault slip (and/or slip velocity) on the fault surface during earthquake rupture, and the loading function that gives the increase rate of external shear stress induced by relative plate motion. Recent development in physics of earthquake generation enables us to simulate the entire process of earthquake generation by solving these nonlinear coupled equations. For long-term prediction of earthquake occurrence the detection of crustal movements associated with tectonic loading is important. For short-term prediction the detection of precursory phenomena associated with rupture nucleation is important. In either case it is necessary to establish an interactive forecast system based on theoretical simulation and continuous monitoring of earthquake generation processes.

Key words: Earthquake generation, Basic equations, Physical modelling, Scientific prediction.

§1. はじめに

地震の発生を科学的に予測するためには、それが長期的なものであれ短期的なものであれ、先ず「地震とは何か、なぜ、どのようにして発生するのか」ということが分かっているなければならない。地震学は100年以上もの長い歴史を持つ学問分野であるが、その中心課題である「地震とは何か」という問についての答えが得られたのは、今からわずか30年前のことにすぎない。「地震の原因は断層運動である」という現在の共通認識は、1960年代半ばのMARUYAMA (1963) や BURRIDGE and KNOPOFF (1964) によるディスロケーション理論の導入によって確立されたものである。また、「地震はなぜ起こるのか」という問についても、60年代に出現したプレー

ト・テクトニクスにより、「地震はプレートの相対運動によって生じた地殻の歪エネルギーを解消する一過程として発生する」という共通認識が確立された。

地震の原因は断層運動であるという基本的理解に基づき、60年代後半から70年代にかけて、さまざまな運動学的震源モデル[HASKELL (1964), SATO and HIRASAWA (1973), MADARIAGA (1976)]が提案され、断層運動に伴う地震波の放射が計算できるようになった。しかし、これらの運動学的モデルは、破壊(断層面のすべり)が始まる時刻も場所も、伝播していく速さも、そして停止する場所も全て最初から与えられているモデルなので、地震発生予測という問題に関しては全く無力であった。

破壊はどこでどのようにして始まり、どのように伝播し、どのように停止するのかという問に答えるためには、破壊過程を支配している物理法則を知らなければな

* 〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1

らない。例えば、GRIFFITH (1920) が亀裂の伸展に伴う物体のエネルギー収支に着目して導入した破壊規準は、破壊の物理法則の一つの表現と考えることができる。もともとは静的な亀裂の安定・不安定を議論するために導入されたグリフィスの破壊規準は、後に KOSTROV (1966) や ESHELBY (1969) 達によって亀裂が動的に伝播する場合へと拡張され、70 年代後半から地震の発生を物理的に理解しようとする研究が始まった。しかし、グリフィスの破壊規準では、亀裂先端部の新たな破壊面を作る過程が正に進行している領域は点とみなし得るほど小さい、言い換えれば、新たな破壊面を作る際の応力の低下が瞬間的に起こると仮定されている。従って、グリフィスの破壊規準に基づいて地震の発生過程を理解しようとするのは、もともと無理な試みであった。

1980 年代後半の OHNAKA *et al.* (1987) による岩石の固着すべり実験は、こうした困難を乗り越えるきっかけを与えた。彼等の実験結果によると、断層面に働くせん断応力は、すべりが開始すると同時に瞬間的に低下するのではなく、最初ピーク値まで急激に上昇した後、すべりの進行とともに一定レベル（動摩擦応力レベル）まで徐々に低下していく。MATSU'URA *et al.* (1992) は、このような断層の摩擦特性が、フラクタル的性質を持った断

層面同士のすべりに伴う微視的相互作用（アスペリティーの変形と摩耗）の結果として理論的に説明できることを示した。また、RICE (1968) の J 積分の概念を用いれば、せん断応力と断層すべりの間の関係（断層の構成関係）は、グリフィスの破壊規準を破壊面形成の物理過程として表現したものに他ならないことを示すことができる。つまり、断層の構成関係は破壊の物理法則としての役割を果たすものであり、具体的には、断層面上の各点での破壊過程が、その場の硬さや粗さといった物理的性質で決まる構成関係に従って不可逆的に進行することを要請する [MATSU'URA *et al.* (1992), MATSU'URA (1995)]。

§2. 地震発生過程を支配する基礎方程式

地震予知の対象である大地震は、プレート境界やプレート内主要活断層などの既存の弱面での不安定すべりであり、プレートの相対運動によって生じた地殻の歪みエネルギーを解消する一過程として発生する。いま地殻および上部マントルの力学的性質と既存の弱面の三次元的空間分布が分かっているとすれば、地震の発生過程は、原理的には、弾性-粘弾性体の運動方程式と断層の構成則（摩擦法則）とテクトニック応力蓄積関数とから

Fig. 1. A diagram showing the relations between three basic equations governing earthquake generation processes. Equation of motion: μ ; rigidity, w ; fault slip, τ ; shear stress, τ_e ; externally applied stress, Δw ; increment of fault slip, $\Delta \tau$; increment of shear stress, w_s ; critical fault slip, τ_c ; critical shear stress. Fault constitutive law: w ; fault slip, τ ; shear stress, α ; abrasion rate, β ; adhesion rate, $|\dot{Y}|$; Fourier amplitude of surface topography, k ; wavenumber. Tectonic loading function: τ_f ; frictional stress in steady-state slip, V_{pl} ; relative plate velocity, L ; fault length, η ; viscosity of the asthenosphere.

成る非線形な方程式系によって完全に記述される。

Fig. 1 は、最も簡単な無限弾性体中の面外剪断破壊（モード III）の場合を例にとり、地震発生過程を支配する基礎方程式が互にどのように関連しているかを示したものである。まず、弾性体の運動方程式（準静的な場合は力の平衡方程式）は、断層面でのすべり u とそれが周辺領域に引き起こす応力場の変化 σ を一意的に関係づける。ここでは、運動方程式そのものの代わりに、弾性体の境界値問題を解くことにより得られる断層すべりと応力変化の直接的な関係式 [ESHELBY *et al.* (1951), KOSTROV (1966)] を示した。いずれにしても、これらの関係式により、断層面でのすべりが与えられれば、それに伴う応力場の変化が計算される。

弾性体の運動方程式は断層面でのすべりと応力の変化を一意的に関係づけるものであるが、それだけでは断層面でのすべり（剪断破壊）がどのように進行するかは決まらない。断層面での破壊過程はどのように進行するのか、それを規定している物理法則を断層すべり u と剪断応力 τ の巨視的關係として表現したものが、前節で述べた断層の構成関係である。現在、岩石の固着すべり実験に基づく幾つかの断層構成則が提唱されている。その代表的なものは、すべりに依存する構成則 [OHNAKA *et al.* (1987), MATSU'URA *et al.* (1992)] 及びすべり速度と状態に依存する構成則 [DIETERICH (1979), RUINA (1983)] である。ここでは、これら二つの代表的な構成則を断層面のすべりに伴う摩擦と接触に伴う凝着を考慮して合理的に統合した、すべりと時間に依存する構成則 [青地・松浦 (1996), MATSU'URA and AOCHI (1996)] を示した。この新しい構成則は、地震時のすべりに伴う断層強度の低下と地震間の接触による断層強度の回復を自然な形で統一的に記述することかできる。その意味で、地震の発生サイクルをモデル化する際の重要な基礎方程式となる。

こうして弾性体の運動方程式と断層の構成則をカップルさせることで、ある特性的な振る舞いをする断層システムを定量的に記述することが可能となる。しかし、それだけではまだ何事も起こらない。断層面での準静的な破壊核の形成を経て動的破壊に至る地震発生の一連の過程が進行するためには、このシステムを駆動する外的な作用、つまりテクトニック応力の蓄積がなければならない。テクトニック応力の蓄積は、プレート境界の場合もプレート内活断層の場合も基本的にはプレートの相対運動に起因するが、そのメカニズムは両者の間で大きく異なる。ここでは、最も簡単な横ずれ型プレート境界でのテクトニック応力蓄積関数 τ_0 を例として示した。プレート境界での応力蓄積は、ロックしている地震断層域

以外の場所での変位の食い違いが断層域の両端部にディスロケーションを累積させることによるエッジ・ローディング (edge loading) と定常状態に戻ろうとするアセノスフェアの運動がプレートの底面に粘性的な曳力を及ぼすことによるベース・ローディング (base loading) とから成る [MATSU'URA and SATO (1997)]。これに対して、プレート内の応力蓄積は、一つにはプレート同士との衝突が引き起こす弾性的なプレート内変形の結果として生じる [SATO and MATSU'URA (1990), 佐藤・松浦 (1991)]、いずれの場合も、アセノスフェアが粘弾性的性質を持つこと、プレート間の相互作用が合力も合トルクもゼロの内的な力であること、また、収束型のプレート境界では重力がプレートの上下変動を元のアイソスタシーの状態に戻す方向に作用することなどが本質的に重要である [MATSU'URA and SATO (1989), SATO and MATSU'URA (1992)]。

地震の発生を定量的に予測するためには、断層域でのテクトニック応力の蓄積から準静的な破壊核の形成を経て動的破壊伝播に至る全過程を統一的に記述する閉じた方程式系が必要である。その方程式系は、弾性-粘弾性体の運動方程式と断層の構成則とテクトニック応力蓄積関数によって構成される。このことが明確な形で認識されるようになったのは、1990 年代に入ってからのことである。地震の発生とそれに至る一連の過程の定量的予測を目的としたモデリングを実際に行うには、各基礎方程式の現実の状況に即した具体的表現に加え、それらを規定するパラメーターの値を実験や観測や解析に基づいて全て特定する必要がある。

§3. 破壊の核形成過程と短期的地震予知の可能性

テクトニック応力の蓄積が進むと、断層面上の弱い部分で準静的に破壊核が形成され、それが限界状態まで成長すると不安定になり、動的破壊の伝播が始まる。短期的地震予知の目標は、この一連の過程を種々の観測データの解析を通じてリアルタイムで捉え、その後の推移を理論的に予測することである。

3.1 破壊核形成のメカニズム

断層面での動的破壊である地震が発生するためには、その種（破壊核）が存在しなければならない。短期的地震予知にとっての重要問題は、地震の種がどこでどのようにして生まれ、成長し、やがて不安定になって、動的破壊（地震）が発生するかということである。MATSU'URA *et al.* (1992) 及び SHIBAZAKI and MATSU'URA (1992) は、すべりに依存する断層構成則と弾性体の

Quasi-Static Nucleation Process

Fig. 2. A diagram showing the quasi-static nucleation proceeding in a weak zone on a fault plane (after MATSU'URA *et al.*, 1992). Frictional properties of the fault are represented by the constitutive relation curves in a three-dimensional plot. The thick lines on the curved surface indicate the stress-displacement states for three representative cases with different external shear stress. The nucleation gradually proceeds in order of A, B, and C with the increase of external shear stress. The line C represents the critical state, over which unstable dynamic rupture starts. L ; weak-zone size, L_c ; critical size of nucleation zone, D_c ; critical weakening displacement, $\Delta\tau_b$; breakdown stress drop.

Change in Shear Stress During Dynamic Rupture

Fig. 3. Change in shear stress with time after the onset of unstable dynamic rupture (after SHIBAZAKI and MATSU'URA, 1992). The stress state at $t=0$ corresponds to the critical state (C) in Fig. 2. The triangle indicates the rupture initiation point. The dynamic rupture starts very slowly and propagates outward. Then, after a time, the rupture propagation is suddenly accelerated to S-wave velocity. In this case the dynamic rupture is arrested by very strong barriers extending outside the seismogenic zone. L_c ; critical size of nucleation zone, L_f ; size of final rupture zone, $\Delta\tau$; average stress drop, T_i ; duration of rupture accelerating stage, β ; S wave velocity.

運動方程式をカップルさせた非線形システムを数値的に解くことにより、この問題に対する一つの答えを得ている。

Fig. 2 及び Fig. 3 に示した彼等の一連の数値シミュレーション結果によれば、破壊核は、先ず断層面上の弱い領域で生まれ、外的な力の増大とともに準静的に成長する。断層面上の弱い領域の端に現われる応力集中領域は、破壊核が成長するにつれて徐々に増大し外側へと移動していくが、やがてその応力集中が周辺域の破壊エネルギー ($G_c \equiv \Delta\tau_b D_c / 2$) で決まる限界状態に達すると破壊核は不安定になり、動的破壊（地震）が開始する。動的破壊は、最初は非常にゆっくりと成長するが、やがて急激に加速され、高速で伝播するようになる。地震の波が放射されるのは、破壊が急激な加速段階に入ってから後のことである。

3.2 短期的地震予測の可能性

以上のように、地震発生プロセスは、破壊核が断層面上の弱い領域で徐々に成長し始めるところからスタートする。それでは、破壊核はどこまで安定に成長し得るのだろうか。破壊核が不安定になる限界の大きさ（破壊核の臨界サイズ）は地震の大きさに依るのだろうか。松浦(1995)が指摘しているように、この問題は、短期的地震予測の可能性を考える上で、非常に重要である。

もし仮に「破壊核の臨界サイズが地震の大きさに依らない」とすると、破壊核のサイズは当然ながら最終的な地震破壊領域のサイズよりも小さくなければならないし、地震破壊領域のサイズはマグニチュードが2下がるごとに一桁ずつ小さくなるので、それは非常に小さなものでしかないということになる。また、その場合、大きな地震と小さな地震の違いは、小さな種から同じようにスタートした破壊が結果的にどこまで広がって止まったかの違いにすぎないのだから、観測された地震波形記録の始まりの部分を見る限り両者の違いは無いということになる。こうした考えが本当に正しいとすると、将来的にもっと地震学が進歩したとしても、地震の発生を短期的に予測することは不可能である。なぜなら、小さな破壊核の成長に伴う前兆現象をシグナルとして捉えることができると思えないし、万一捉えることができたとしても、それが百年に一度起こる大きな地震の前兆なのか、毎日起きている小さな地震の前兆なのか、スタートした地震破壊が実際に停止するまではわからないのだから。

しかし、地震の初期破壊過程に関する最近の詳細な観測的研究[UMEDA (1990), IIO (1992), ELLSWORTH and BEROZA (1995)]は、大きな地震と小さな地震ではその始まり方に明らかな違いがあることを報告している。地震

Fig. 4. Relation between the duration of low-amplitude initial phase preceding the main P-phase and the magnitude of earthquake (after UMEDA, 1990). (a) Seismograms of the 1984 Western Nagano earthquake and the 1990 Philippine earthquake. The low-amplitude initial phase (P_1 - P_2) preceding the main P-phase is recognized in either case. (b) Relation between the duration of initial phase $T_1 (= P_2 - P_1)$ and the magnitude of earthquake.

波形記録の始まりの部分の詳細を見ると、地震波の主要P-フェイズの前に、初期フェイズと呼ばれる弱い低周波のシグナルがやってきていることがわかる (Fig. 4-a). そして、この初期フェイズの継続時間の対数は、地震のマグニチュード（或いはモーメント）に比例して長くなる (Fig. 4-b). 松浦(1995)及びSHIBAZAKI and MATSUURA (1998)は、こうした地震学的な観測事実とOHNAKA and KUWAHARA (1990)の岩石の固着すべり実験結果を破壊核形成理論により結び付け、更にマグニチュードと地震破壊領域の間に成り立つ経験則 [宇津・

関 (1955), KANAMORI and ANDERSON (1975)] を適用することにより, 「破壊核の臨界サイズは大きな地震ほど大きい, そしてそれは最終的な地震破壊領域のサイズの 10~20 分の 1 程度である」という結論を得ている.

マグニチュード 8 クラスの地震の破壊領域のサイズはおおよそ 100 km なので, その種の大きさは 5~10 km ということになる. 断層面上の核形成領域 (弱領域) で生まれた地震の種は, 震源域に働くテクトニック応力の増大とともに, その臨界サイズまで徐々に成長していく. 破壊核の成長過程は, 確実に震源域周辺の地殻変動を引き起こす. また, 核形成領域内に小スケールのアスベリティー (強度の強い部分) が存在すれば, 破壊核の成長は, 局所的なアスベリティーの破壊, つまり前震活動を伴うことが期待される [SHIBAZAKI and MATSU'URA (1995)]. いずれにしても, 地震の発生を短期的に予測するには, 先ず地殻変動や地震活動などの観測を通じて破壊核の成長過程をリアルタイムで捉える必要がある. これは, 陸域及びその近くで発生するマグニチュード 8 クラスの大地震については, 現在急速に整備されつつある GPS 観測網からのリアルタイム地殻変動データをインバージョン解析の手法を用いて断層面上のすべり分布の時間変化に引き戻すことにより, 可能になるであろう [YABUKI and MATSU'URA (1992), YOSHIOKA *et al.* (1993)].

§ 4. 応力蓄積・解放過程としての地震発生サイクル

地震の発生はプレート境界や活断層などの弱面 (断層面) における不安定すべりであり, それは常に断層面に働く剪断応力の低下を伴う. 従って, 地震の発生は断層域に蓄えられた歪みエネルギーの解放過程であると当然のごとく考えられているが, これは自明なことではない. 仮に断層を含む充分広い領域にテクトニック応力が蓄積されていたとすると, そこで発生する地震は局所的な応力の低下をもたらすと同時に, その周辺域での応力集中を引き起こす. この場合, 地震の発生はむしろ応力の再配分過程とみなされるべきであり, 地震断層を含む領域全体の歪みエネルギーは殆ど減少しない. 一方, テクトニック応力の蓄積が断層周辺域に限られている場合は, 地震の発生によって周辺域に蓄えられていた歪みエネルギーの殆どが解放される. 前者は地殻の脆性領域内で発生する中小の地震の場合であり, 自己組織化臨界現象モデルとの対応でいえば BAK and TANG (1989) の砂山モデルのイベントに相当する. また, 後者はプレート境界や地殻の脆性領域 (地震発生領域) を完全に割るような大地震の場合であり, 自己組織化臨界現象モデルとの対応でいえば CARLSON and LANGER (1989) のバネー

ブロック・モデルの大イベントに相当する. ちなみに, バネーブロック・モデルの大イベントは準周期的に発生するのに対し, 中小のイベントでは, 砂山モデルのイベントと同様, その発生間隔に周期性は認められないことが数値シミュレーションを通じて確かめられている. 従って, 中小の地震の長期的発生予測は, 実際の地殻構造の複雑さを考えると, 原理的にみても殆ど不可能である.

以下では, プレート境界や地殻の脆性領域を完全に割るような大地震の発生サイクルについて簡単に考察する. 大地震の発生サイクルは, 隣接するプレート間の相対運動に起因する地震断層域でのテクトニック応力の蓄積, 地震発生準備段階としての破壊核形成域での準静的な応力解放とその周辺域での応力集中, 地震発生時における地震断層域での応力解放とそれに伴う地震波の放射, そして地震発生後の粘弾性的アセノスフェアの応力緩和が弾性的リソスフェア内に引き起こす応力再配分及び断層の固着に伴う強度回復の諸過程から成る. 大地震の短期的発生予測という観点からすれば, 前節で詳しく述べたように, 地殻変動や地震活動などの観測を通じて破壊核の成長過程をリアルタイムで捉えることが最も重要である. しかし, 長期的発生予測という観点に立てば, プレートの相対運動に起因するテクトニック応力の蓄積過程を地殻変動データの解析を通じて明らかにすることの方がより重要であろう. 何故ならば, プレート境界や地殻の脆性領域を完全に割るような大地震で解放される応力は, 基本的にはプレートの相対運動が作り出した応力に他ならないからである.

§ 5. テクトニック応力の蓄積過程

これまで, 特に地震の発生に関する多くの研究では, プレートの相対運動に起因する広域テクトニック応力の蓄積は, 時間的にも空間的にも一様に進行するものと単純に仮定されてきた. この仮定は, 地殻の脆性領域内で発生する中小の地震の場合, 地殻構造の不均一の詳細がまだ良く分かっていないことを考慮すれば, 第ゼロ近似としては止むを得ない面もある. しかし, プレート境界や地殻の脆性領域を完全に割るような大地震の繰り返し過程を考える場合には全く不適当である. 例えば, サン・アンドレアス断層で発生する大地震は, その大きさに依らずほぼ一定の平均応力降下量を持つことが知られている. もし, テクトニック応力が地震断層域の大きさ (この場合は長さ) に依らず時間的に一定のレートで蓄積すると仮定すると, 平均的な地震発生間隔は地震の大きさに依らず一定となり, 従って, 長時間スケールでのプレート相対運動の定常性から, 地震時の平均すべり量

も地震の大きさに依らず一定ということになってしまふ。これは、明らかに観測事実と反している。

テクトニック応力の蓄積は、プレート境界の場合もプレート内の場合も基本的にはプレートの相対運動に起因するが、そのメカニズムは両者の間で根本的に異なる。以下では、プレート境界およびプレート内それぞれの場合について、テクトニック応力の蓄積メカニズムを詳しく考察する。

5.1 プレート境界の応力蓄積メカニズム

大地震の発生は、断層の剪断強度を動摩擦応力レベルまで低下させる。この動摩擦応力レベルは、プレート境界全域が固着することなく定期的に相対運動していると

した時の仮想的な応力レベルに等しいと考えてよいであろう。そこで、この仮想的な応力レベルを基準にとり、定期的に相対運動しているプレート境界の一部（地震断層域）が時刻 $t=0$ に突然固着したとして、その後のテクトニック応力の蓄積を弾性的リソスフェアと粘弾性的アセノスフェアがカップルしたモデルを用いて理論的に計算する。Fig. 5-a 及び b はその結果であるが、それぞれロックしている地震断層域以外の場所での相対運動が断層域の両端部にディスロケーションを累積させることによるエッジ・ローディングの効果及び定常状態に戻ろうとするアセノスフェアの運動がプレートの底面に粘性的な曳力を及ぼすことによるベース・ローディングの効果を示している [MATSU'URA and SATO (1997)]。ちなみに、この計算はサン・アンドレアス断層に代表される垂直横ずれ型プレート境界の場合を想定したものであり、弾性的リソスフェアの厚さは 30 km、剛性率は 48 GPa としている。

Fig. 5-a から、アセノスフェアの粘性的曳力によるベース・ローディングの効果は、時間の経過とともに増大するが、やがてある一定値に飽和していくことが見てとれる。つまり、ベース・ローディングによるテクトニック応力の蓄積には限界値があって、その値はプレートの相対運動速度 V_{pl} とアセノスフェアの粘性率 η に比例する。一方、地震断層域両端部でのディスロケーションの累積によるエッジ・ローディングの効果は、Fig. 5-b から分かるように、時間的には一定のレートで増大していくが、その増大レートはプレートの相対運動速度 V_{pl} に比例し、地震断層の長さ L に逆比例する。つまり、プレート境界のロックしている部分の長さが長いほど、テクトニック応力の蓄積速度は遅いということになる。

大地震発生後の垂直横ずれ型プレート境界におけるテクトニック応力の蓄積は、基本的に Fig. 5-a 及び b のベース・ローディング及びエッジ・ローディングによる効果の和として記述されるが、特にアセノスフェアの粘性率がある程度以上大きい場合は、Table 1 の (1) 式のように近似することができる。ここで、右辺第 1 項はベース・ローディングによる効果を、第 2 項はエッジ・ローディングによる効果を表している。また、 α と β はリソスフェアの厚さやアセノスフェアの粘性率などの構造パラメータによって決まる定数である。ところで、地震時に解放される平均的な応力 $\Delta\tau$ (平均応力降下量) は、断層の性質によって決まる量であり、地震の大きさには依らない [MATSU'URA *et al.* (1995)]。垂直横ずれ型プレート境界で発生する大地震の場合、その値はおおよそ 1-2 MPa 程度であることが観測データの解析から確かめられている [SCHOLZ (1982), ROMANOWICZ (1992)]。

Fig. 5. Accumulation of average shear stress on a vertical strike-slip fault due to the base loading (a) and the edge loading (b) after the occurrence of a large interplate earthquake (after MATSU'URA and SATO, 1997). The shear stress τ is normalized by a relative plate velocity V_{pl} . η indicates the viscosity of the asthenosphere. L indicates the fault length.

Table 1. Theoretical relations derived from MATSU'URA-SATO's tectonic loading model.

Stress accumulation rate:	$\dot{\tau}(t) = \mu V_{pl}(\alpha + \beta / L) \quad (0 \leq t < T)$	(1)
Recurrence time of earthquakes:	$T \equiv \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}} = \frac{\Delta\tau}{\mu} \frac{L}{V_{pl}(\alpha L + \beta)}$	(2)
Average coseismic fault slip:	$D \equiv V_{pl}T = \frac{\Delta\tau}{\mu} \frac{L}{(\alpha L + \beta)}$	(3)
Seismic moment:	$M_0 \equiv \mu D W L = \Delta\tau W \frac{L^2}{(\alpha L + \beta)}$	(4)

μ : rigidity of the lithosphere, V_{pl} : relative plate velocity, $\Delta\tau$: average stress drop, L : fault length, W : fault width.

Fig. 6. Theoretical curves of moment-length relation for large interplate earthquakes (after MATSU'URA and SATO, 1997). The curves A, B, C, and D correspond, respectively, to AKI's conventional W -model for small earthquakes, ROMANOWICZ's W -model, SCHOLZ's L -model, and MATSU'URA-SATO's tectonic loading model.

従って、(1) 式のレートで $\Delta\tau$ 分だけ応力を蓄積するのに要する時間 T が、大地震の平均的な繰り返し間隔ということになる。(2) 式から分かるように、大地震の繰り返し間隔は、断層の長さ L が短い比較的小さな地震では L に比例して長くなるが、断層の長さが非常に長い巨大地震になると L に依存しなくなる。これは、断層の長さが非常に長くなると、その逆数に比例するエッジ・ローディングの効果が殆ど効かなくなるためである。断層面に働く応力が限界に達すると、プレート境界を割る大地震が発生し、 T 時間かけて蓄えた応力の殆どすべてを解放する。この時の平均的な断層すべり量 D は、プレートの相対運動速度 V_{pl} と地震の繰り返し間隔 T の積で与えられるので、(3) 式に示すような L 依存性を持つこと

になる。

上で述べた応力蓄積メカニズムの妥当性は、垂直横ずれ断層で発生した大地震の地震モーメント M_0 と断層の長さ L の間の関係を調べることにより検証できる。地震モーメント M_0 は、剛性率 μ と平均すべり量 D と断層の幅 W と長さ L の積で定義されるので、(3) 式の D と L の関係を用いれば、断層の長さ L の関数として (4) 式のように表現される。ここで、プレート境界を割る大地震では平均応力降下量 $\Delta\tau$ も断層の幅 W もほぼ一定値をとることに注意する必要がある。Fig. 6 は、サン・アンドレアス断層系を想定して各パラメータの値を Table 2 のようにとり、(4) 式から計算される M_0 - L 曲線 (D) を ROMANOWICZ (1992) がまとめた垂直横ずれ断層地震の

データと共にプロットしたものである。ちなみに、A は一様に歪んだ場を仮定した亀裂の理論から導かれる AKI (1972) の理論曲線であり、B は ROMANOWICZ (1992) の W-model から期待される理論曲線、C は SCHOLZ (1982) の L-model から期待される理論曲線である。観測データと理論曲線 D の良い一致から、プレート境界を割る大地震 ($L > 30$ km) の発生は、ベース・ローディングとエッジ・ローディングから成る応力蓄積メカニズムによって第一義的に支配されていることが分かる。

プレート沈み込み境界におけるテクトニック応力の蓄積メカニズムは、ここで述べた横ずれ型プレート境界のように単純でないが、その本質がベース・ローディングとエッジ・ローディングにあるという点では同じである。ただし、プレート沈み込み境界の場合、このような

応力蓄積メカニズムによって第一義的に発生が支配されるのは、断層の長さが 100 km を超えるマグニチュード 8 クラス以上の大地震に限られる。

5.2 プレート内部の応力蓄積メカニズム

大地震は、プレート境界ばかりでなく、プレート内の弱面である活断層でも繰り返し発生する。しかも、その発生間隔はプレート間地震の場合の約 100 年程度に比べてはるかに長いことが、活断層の調査に基づいて確かめられている [MATSUDA (1977)]。このことは、プレート内部においてもテクトニック応力の蓄積が時間とともに着実に進行していることを意味している。ベース・ローディングとエッジ・ローディングによるプレート境界での応力蓄積は、当然プレート内の応力場にも影響を及ぼす。しかし、その影響は、ほぼ 100 年毎に繰り返されるプレート間地震の発生によってリセットされてしまう。従って、プレート間地震の繰り返し時間をはるかに超えてプレート内に着実にテクトニック応力を蓄積していく、何か別のメカニズムが存在するはずである。

その一つとして、プレート同士の衝突が引き起こす弾性的なプレート内変形による応力蓄積が考えられる。世界的に見れば、ユーラシア大陸にインド亜大陸が衝突しているヒマラヤ造山帯とその広大な周辺域での大地震の発生は、プレート同士の衝突に起因するテクトニック応力の蓄積・解放過程の典型例として挙げられる。また、日本周辺域では、フィリピン海プレートが北アメリカ・プレートに衝突している伊豆半島周辺域での大地震の発生が、その典型例として挙げられる。

Table 2. Values of parameters used for the computation of theoretical moment-length curves.

Lithosphere's thickness	$H = 30$ km
Lithosphere's rigidity	$\mu = 48$ GPa
Asthenosphere's viscosity	$\eta = 10^{20}$ Pa·s
Derived parameter	$\alpha = 1.2 \times 10^{-4}$ m ⁻¹
Derived parameter	$\beta = 0.83$
Average stress drop	$\Delta\tau = 2$ MPa
Maximum fault width	$W = 15$ km

Fig. 7. A plate boundary model used for the computation of tectonic stress accumulation in the Izu collision zone. The shape of the upper boundary of the descending Philippine Sea plate is indicated by iso-depth contours. The shaded portion is assumed to be completely locked. The other portions are continuously sliding at a constant rate of plate convergence.

しかし、プレート内大地震の発生は必ずしもプレート衝突域周辺に限られているわけではない、むしろ、プレート境界周辺の広範な領域に分布しているといった方が正しいであろう。プレート内に応力を蓄積していくメカニズムとしてもう一つ考えられるのは、屈曲した境界面に沿ったプレートの定常的な相対運動が引き起こすプレート内の弾性変形である。日本周辺域を例にとれば、東北日本では太平洋プレートが北アメリカ・プレートの下に、西南日本ではフィリピン海プレートがユーラシア・プレートの下に沈み込んでいるが、これらの海洋プレートがどのような形状で沈み込むかによってプレート

間の相互作用が規定される。沈み込むプレート境界面が平面を伸縮させることなく曲げて作れるような面（ガウス曲率がゼロの面）である場合は、プレート内部の変形を殆ど生ずることなしにプレートの定常的な沈み込みが進行する。これに対して、沈み込むプレート境界面が屈曲していてガウス曲率がゼロでない場合は、定常的なプレートの沈み込みに起因する顕著な変形が生じ、結果としてプレート内部にテクトニック応力が蓄積されることになる。

これら二種類のメカニズムによるプレート内応力蓄積パターンの相違を、伊豆半島周辺域を例にとった計算結

Fig. 8. Tectonic stress accumulation due to the collision of plates. (a) Patterns and rates of stress accumulation at the depth of 10 km. The stress pattern is represented with the lower focal hemisphere solution (white; compressional, black; extensional). The size of the focal sphere is taken to be proportional to the logarithm of stress accumulation rates. (b) Directions of horizontal compressional axes at the depth of 10 km.

果 [SATO and MATSU'URA (1990), 佐藤・松浦 (1991)] により示す。計算に用いた構造モデルは、厚さ 30 km の弾性的なリソスフェアとその下に広がる粘弾性的なアセノスフェアとから成る。沈み込むフィリピン海プレート上面の形状は、Fig. 7 に示すように設定されている。ここで、影を付けた部分は衝突のため完全に固着しているとし、それ以外の部分は定常的なプレートの相対運動速度ですべり続けているとしている。Fig. 8-a 及び b は、深さ 10 km におけるプレート内部応力のパターンと蓄積レート及び水平圧縮軸の方向を示したものである。この結果から、テクトニック応力の蓄積レートは伊豆半島の

の付け根付近で 0.01 MPa/yr 程度であり、また、応力パターンは衝突域で逆断層型、その周辺域で横ずれ型が卓越することが分かる。圧縮軸の方向は、応力の蓄積レートが最大となる伊豆半島の付け根でプレートの収束方向を向いており、そこから離れるに従って放射状に広がる。計算された伊豆半島の衝突に起因するプレート内応力蓄積のレート及びパターンは、かなり単純化したモデルであるにもかかわらず、活断層やプレート内地震から MATSUDA (1977) が推定した結果と概ね調和的である。

次に、屈曲した境界面に沿ったプレートの定常的な沈み込み運動が引き起こすプレート内応力の蓄積を見るた

Fig. 9. Tectonic stress accumulation due to the steady plate subduction along a warped boundary with non-zero Gauss curvature. (a) Patterns and rates of stress accumulation at the depth of 10 km. The stress pattern is represented with the lower focal hemisphere solution (white; compressional, black; extensional). The size of the focal sphere is taken to be proportional to the logarithm of stress accumulation rates. (b) Directions of horizontal compressional axes at the depth of 10 km.

めに、Fig. 7 の影を付けた部分も他の部分と同じように一定の相対運動速度ですべり続けているとして計算を行った結果を Fig. 9-a 及び b に示す。図から分かるように、海側プレート内部で応力蓄積レートが非常に小さくなってしまい、このようなモデルでは伊豆半島とその周辺の活発な地震活動を説明することはできない。しかし、それでも陸側プレート内部の応力蓄積はかなりの速さで進行するという計算結果は、衝突こそ起きているが大規模なプレート境界の屈曲が見られる中部から西南日本にかけてのプレート内応力の蓄積メカニズムを理解する上で、極めて重要な示唆を与える。プレート内活断層における応力蓄積のメカニズムに関しては、この他にも、中部地方を南北に横切るテクトニック境界での相互作用や下部地殻の流動特性とも関連した活断層深部の構造と運動など、解明しなければならない多くの問題が残されている。

§ 6. モデリングの基本概念と具体的シナリオ

科学的な意味での地震予知の目標は、地殻変動や地震活動などの観測を通じて地殻及びマンツルの現在の状態と活動をリアルタイムで把握し、その情報に基づいて大

地震の発生に至る一連の過程（長期的にはテクトニック応力の蓄積過程、短期的には破壊核の形成過程）を定量的に予測することである。この目標を達成するには、現在進行中の地殻変動や地震活動などの広域常時観測システムの整備に加え、得られた膨大な観測データから有効な情報を抽出し、その情報に基づいて将来の地殻活動を定量的に予測するためのシミュレーション・モデル（地殻活動予測モデル）の構築が必要である。

これまで述べてきた地震発生過程に関する理解に基づき、地殻活動予測モデルの基本概念をまとめると、Fig. 10 のようになる。図の中心に配置した「地震発生物理モデル」を構成する三つの基本部分は、Fig. 1 に示した三つの基礎方程式に対応している。また、上部に配置した「地殻活動」は、断層域でのテクトニック応力の蓄積から準静的な破壊核の成長を経て動的破壊に至る一連の過程に伴う地殻変動及び地震活動を意味している。地震発生準備段階である破壊核の形成過程においては、この他にも様々な前兆現象が現れると期待される。しかし、それらの前兆現象については、断層域での核形成過程と定量的に関係づける物理的メカニズムがまだ明らかにされていないので、ここでは省略した。

Fig. 10 に示した基本概念に基づき、松浦 (1994) を参考に日本列島及びその周辺域を対象とする地殻活動予測モデル構築の具体的なシナリオを描けば、次のようになる。

0) 地殻・マンツル構造モデルの設定：地殻及びマンツルを重力場の下にある弾性的リソスフィアと粘弾性的アセノスフェアから成るシステムとして表現し、そこに日本列島及びその周辺域に相当するモデル・スペースを設定する。

1) プレート境界等の弱面の位置と形状の設定：地震の震源分布とメカニズムなどから、インバージョン解析の手法を用いて、日本列島及びその周辺域の全てのプレート境界面及び主要活断層面の位置と形状を推定し、モデル・スペース内の弱面（すべり運動を生ずる面）の三次元分布を設定する。

2) プレート境界等の弱面の構成関係の設定：様々な環境条件下における岩石の固着すべり実験から得られた結果を自然断層の場合へとスケールアップし、モデル・スペース内の弱面の構成関係を設定する。

3) 数値シミュレーション・モデルの構築：地震発生過程を支配する基礎方程式の三次元問題への統一の拡張を行い、それに従って地殻・マンツル活動予測のための数値シミュレーション・モデルをコンピュータ内のバーチャル空間に構築する。

4) テクトニック応力の蓄積レートの見積もり：グ

Fig. 10. A diagram showing the basic concept of crustal activity modelling. The three basic elements composing the physical model of earthquake generation correspond to the three basic equations governing earthquake generation processes in Fig. 1.

ローバルなプレート運動モデルに基づくプレート間の相対運動ベクトルを与え、モデル・スペース内の弱面でのテクトニック応力の蓄積レートを見積もる。このことにより、大地震の長い時間スケールでの平均的な発生間隔が予測可能となる。

5) 大地震の長期的発生予測: プレート間の相対運動をシステムの駆動力として与えて数値シミュレーションを繰り返し、過去の地殻変動および地震活動がほぼ完全に再現できるように構造モデルを規定するパラメータと断層の構成関係を規定するパラメータを調整し、日本列島及びその周辺域を対象とした大地震の長期的発生予測を行う。

6) 破壊核形成に伴う前兆現象の定量的予測: 前項のシミュレーションで近い将来に大地震の発生が予測される地域を対象として、それまでの準静的モデルから時間的にも空間的にも格段に分解能を上げた動的モデルに切り替え、破壊核の形成から高速破壊伝播に至る遷移過程の数値シミュレーションを行い、期待される前兆現象を定量的に予測する。

現在、地殻活動予測モデルを構成する各部分については、概ね基本設計を完了している。しかし、ここに示したシナリオに従って各部分を統合し、一体化された地殻活動予測モデルに組み上げていくには、下部地殻の流動特性や活断層の深部構造に関する問題、断層構成則の環境パラメータ依存性やスケール依存性の定量化に関する問題など、幾つかの解決すべき問題が残されており、まだ多少の時間を要する。

§7. ま と め

地震予知の対象である大地震は、プレート境界やプレート内主要活断層などの既存のよく発達した弱面で発生する不安定すべりである。大地震の発生サイクルは、隣接するプレート間の相対運動に起因する地震断層域でのテクトニック応力の蓄積、地震発生の準備段階としての破壊核形成域での準静的な応力解放とその周辺域での応力集中、地震発生時における地震断層域での応力解放とそれに伴う地震波の放射、そして地震発生後の粘弾性的アセノスフェアの応力緩和が弾性的リソスフェア内に引き起こす応力再配分及び断層の固着に伴う強度回復の諸過程から成る。こうした一連の過程は、地殻および上部マントルの力学的性質と既存の弱面の三次元的空間分布が分かっているならば、弾性-粘弾性体の運動方程式と断層の構成則とテクトニック応力蓄積関数とから成る非線形な方程式系によって完全に記述される。

プレート境界での応力蓄積は、ロックしている地震断層域以外の場所での相対運動が断層域の両端部にディス

ロケーションを累積させることによるエッジ・ローディングと定常状態に戻ろうとするアセノスフェアの運動がプレートの底面に粘性的な曳力を及ぼすことによるベース・ローディングとから成る。これに対して、プレート内の応力蓄積は、一つにはプレート同士の衝突が引き起こす弾性的なプレート内変形の結果として、一つには屈曲した境界面に沿ったプレートの定常的な相対運動が引き起こすプレート内変形の結果として生じる。大地震の長期的発生予測のためには、プレートの相対運動に起因するテクトニック応力の蓄積過程を地殻変動データの解析を通じて明らかにすることが必要である。

テクトニック応力の蓄積が進むと、断層面上の弱い部分で準静的に破壊核が形成され、それが限界状態まで成長すると不安定になり、動的破壊の伝播が始まる。短期的な地震発生予測のためには、この一連の過程を地殻変動や地震活動などの観測データの解析を通じてリアルタイムで捉える必要がある。

科学的な意味での地震予知の目標は、地殻変動や地震活動などの観測を通じて地殻及びマントルの現在の状態と活動をリアルタイムで把握し、その情報に基づいて大地震の発生に至る一連の過程を定量的に予測することである。その目標を達成するためには、プレートの相対運動に起因するテクトニック応力の蓄積過程およびプレート境界やプレート内活断層でのすべりに伴う応力解放過程を内包した物理モデルを構築する必要がある。こうした理論予測モデルの構築は、最近目覚ましい発展を遂げつつある地震発生の物理やプレートの相対運動に起因するテクトニック応力の蓄積メカニズムに関する研究を通じて、ようやく可能になってきた。

謝 辞

本論文は、これまでに学会及びシンポジウムでの講演や研究論文等を通じて発表してきた、地震発生の物理と予測モデリングに関する私の考えをまとめたものである。本稿をまとめる上で、地震研究所共同利用特定共同研究B「地震発生の場と物理過程に関する総合的研究」に参加する多くの研究者との議論は大変有益であった。また、菊地正幸氏及び匿名の査読者からは、貴重なコメントを頂いた。ここに記して謝意を表する。

文 献

- AKI, K., 1972, Earthquake mechanism. *Tectonophysics*, 13, 423-446.
青地秀雄・松浦充宏, 1996, 強度回復のメカニズムと断層構成則の一般化, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, A27.
BAK, P. and C. TANG, 1989, Earthquake as a self-

- organized critical phenomena, *J. Geophys. Res.*, **94**, 15,635–15,637.
- BURRIDGE, R. and L. KNOPOFF, 1964, Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1875–1888.
- CARLSON, J. M. and J. S. LANGER, 1989, Mechanical model of an earthquake fault, *Phys. Rev. A*, **40**, 6470–6484.
- DIETERICH, J. H., 1979, Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161–2168.
- ELLSWORTH, W. L. and G. C. BEROZA, 1995, Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science*, **268**, 851–855.
- ESHELBY, J. D., 1969, The elastic field of a crack extending non-uniformly under general anti-plane loading, *J. Mech. Phys. Solids*, **17**, 177–199.
- ESHELBY, J. D., F. C. FRANK and F. R. N. NABARRO, 1951, The equilibrium of linear arrays of dislocations, *Philos. Mag.*, **42**, 351–364.
- GRIFFITH, A. A., 1920, The phenomena of rupture and flow in solids, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A, 221**, 163–198.
- HASKELL, N. A., 1964, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1811–1841.
- IIO, Y., 1992, Slow initial phase of the P-wave velocity pulse generated by microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 477–480.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis for some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.
- KOSTROV, B. V., 1966, Unsteady propagation of longitudinal shear cracks, *J. Appl. Math. Mech.*, **30**, 1241–1248.
- MADARIAGA, R., 1976, Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639–666.
- MARUYAMA, T., 1963, On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **41**, 467–486.
- MATSUDA, T., 1977, Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan, *J. Phys. Earth*, **25**, Suppl., S251–S260.
- 松浦充宏, 1994, 地震予知の基本戦略: 総合科学としての地震予知, 地震予知研究シンポジウム(1994)プロシエーディングス, 日本学術会議地震学研究連絡委員会・日本地震学会, 45–51.
- 松浦充宏, 1995, 地震の種の大きさ—地震予知は可能か, *科学*, **65**, 273–278.
- MATSU'URA, M., 1995, Transition process from nucleation to dynamic rupture, in "Theory of Earthquake Premonitory and Fracture Processes", ed. by R. Teisseyre, Polish Scientific Publishers PWN, Warszawa, 77–102.
- MATSU'URA, M. and H. AOCHI, 1996, Natural extension of the slip-dependent friction law by considering a healing mechanism, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, No. 46, 470.
- MATSU'URA, M., H. KATAOKA and B. SHIBAZAKI, 1992, Slip-dependent friction law and nucleation processes in earthquake rupture, *Tectonophysics*, **211**, 135–148.
- MATSU'URA, M. and T. SATO, 1989, A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophys. J. Int.*, **96**, 23–32.
- MATSU'URA, M. and T. SATO, 1997, Loading mechanism and scaling relations of interplate earthquakes, *Tectonophysics*, Special Issue, **277**, 189–198.
- MATSU'URA, M., B. SHIBAZAKI and T. SATO, 1995, Fundamental scaling laws derived from a physical model of earthquake generation processes, Abstracts of XXI General Assembly, IUGG, A368.
- OHNAKA, M. and Y. KUWAHARA, 1990, Characteristic features of local breakdown near a crack-tip in the transition zone from nucleation to unstable rupture during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, **175**, 197–220.
- OHNAKA, M., Y. KUWAHARA and K. YAMAMOTO, 1987, Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, **144**, 109–125.
- RICE, J. R., 1968, A path-independent integral and the approximate analysis of strain concentration by notches and cracks, *J. Appl. Mech.*, **35**, 379–386.
- ROMANOWICZ, B., 1992, Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: Inferences for general scaling relations, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 481–484.
- RUINA, A. L., 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10,359–10,370.
- SATO, T. and T. HIRASAWA, 1973, Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415–431.
- SATO, T. and M. MATSU'URA, 1990, The cyclic process of stress accumulation, release, and relaxation around plate boundaries, Extended Abstracts of International Symposium on Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors, 125–128.
- 佐藤利典・松浦充宏, 1991, プレート内部における応力蓄積過程, 地球惑星科学関連学会 1991 年合同大会共通セッション予稿集, 177.
- SATO, T. and M. MATSU'URA, 1992, Cyclic crustal movement, steady uplift of marine terraces, and evolution of the island arc-trench system in southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, **111**, 617–629.
- SCHOLZ, C. H., 1982, Scaling laws for large earthquakes and consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1–14.
- SHIBAZAKI, B. and M. MATSU'URA, 1992, Spontaneous processes for nucleation, dynamic propagation,

- and stop of earthquake rupture, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1189-1192.
- SHIBAZAKI, B. and M. MATSU'URA, 1995, Foreshocks and pre-events associated with the nucleation of large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1305-1308.
- SHIBAZAKI, B. and M. MATSU'URA, 1998, Transition process from nucleation to high-speed rupture propagation: Scaling from stick-slip experiments to natural earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **132**, 14-30.
- UMEDA, Y., 1990, High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, **175**, 81-92.
- 宇津徳治・関 彰, 1955, 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, *地震* **2**, **7**, 233-240.
- YABUKI, T. and M. MATSU'URA, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.
- YOSHIOKA, S., T. YABUKI, T. SAGIYA, T. TADA and M. MATSU'URA, 1993, Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC, *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.