震源過程の微細構造

横浜市立大学文理学部物理教室* 菊地正幸

Complexity of Earthquake Source Processes

Masayuki KIKUCHI

Department of Physics, Yokohama City University, 22-2 Seto, Kanazawa-ku, Yokohama, 236 Japan

(Received November 11, 1989; Accepted October 9, 1990)

Recent studies on source complexity such as multiple shock nature of large earthquakes are reviewed. Brief notes on the historical background as well as inversion techniques for complex body waves are also included. Through the body wave inversions, complex rupture patterns have so far been obtained for individual earthquake sources. The source complexity is characterized by the following three properties: (1) discreteness of rupture propagation; (2) heterogeneity of stress distribution; (3) hierarchy of rupture elements. These properties suggest the existence of some rate-determining processes which may be associated with 'ductile' barriers surrounding 'brittle' asperities.

Key words: Source process, Multiple shock, Complexity, Body wave inversion, Rate-determining process.

§ 1. 発震機構から震源過程へ

「震源過程」という言葉は比較的新しい**。地震学会にセッション名として初登場したのは 1974 年秋であり、このころに一応の市民権を得た言葉といえよう。似たような言葉として「発震機構」がある。歴史的にはこちらの方が古い。1950 年から 60 年代にかけて精力的に行われた「実体波の放射パターン」の研究を背景として定着してきた [本多 (1954)]。発震機構は「地震源=断層」説が確立するまで震源研究の中心的課題であった。

「震源過程」はこの「発震機構」に引き続く研究課題を極めて適切に表現した。すなわち、震源における破壊現象を瞬間の出来事としてではなく、有限の時間経過をもつ「プロセス」としてとらえ、かつ、そのプロセスの背後にある法則性を探ろうとする姿勢を含蓄している。

以下、主に浅い大・巨大地震を中心に、震源過程の研究を総括してみる。とくに、1980 年代に盛んになった不規則断層運動の解析に焦点をあてる。その前段として、70 年代における震源過程の巨視的モデルの確立、及び、微細構造研究の先駆けに簡単に触れる。

§ 2. 震源過程の巨視的モデル

地震の断層運動を定量化する試みの中で、HASKELL (1969) のモデルは地震の断層運動の要点をうまく表しており、以後、標準的に用いられるようになった。それは変位のくいちがい長方形の断層面に沿って一定の速度で広がるというものであり、くいちがいの時間関数としては傾斜関数 (Ramp Function) が用いられた。このモデルを記述する変数は約 10 個である。まず、断層面の走向・傾斜・すべり方向 ($\phi_s, \delta_s, \lambda_s$) である。これらは地震波の放射パターンを決める。次いで、くいちがい量 (D)、ライズタイム (τ_r)、破壊速度 (v)、破壊面積 ($S=L \times W$)、破壊伝播時間 ($\tau_p=L/v$)、地震モーメント $M_0 (= \mu DS, \mu$ = 剛性率) である。これらは波動の時間変化を決める。

KANAMORI and ANDERSON (1975) は、1970 年代前半までに得られたいろいろな規模の地震の震源パラメタを整理し、 $M_s \geq 6$ の地震に対し、次のような比例関係を得た。

$$M_0 \sim 10^{3/2 M_s} \sim L^3 \sim S^{3/2}, D \sim L \sim W, \tau_r \sim \tau_p$$

ただし、 M_s は長周期表面波によるマグニチュードである。この経験則において特徴的なことは、くいちがい量や破壊域の大きさが地震の規模とともに大きくなるのに対し、歪降下 (D/L) または応力降下 $\Delta\sigma (\sim \mu D/L)$ や特

* 〒236 横浜市金沢区瀬戸 22-2

** 名付け親は笠原慶一元東京大学教授と思われる。1969 年の先生の講義ノートに、副題として、「震源過程論」の文字が見える。

Fig. 1. Multiple event analysis of the 1976 Guatemala earthquake using far-field long-period P-waves [KANAMORI and STEWART (1978)].

性時間比 (τ_r/τ_p) が地震の規模にほとんど依らないことである。このことは、震源を一つの巨大な剪断割れ目とみなし、その割れ目の面上での摩擦すべりを考慮すれば合理的に理解できる。このような見方を支持する事実として、応力降下 $\Delta\sigma$ の剪断割れ目による地震エネルギーが Gutenberg-Richter のマグニチュード・エネルギー関係式から得られる値とほどよい一致を示すことが確かめられた [KANAMORI (1977)]。こうして「応力降下一定のハスケルモデル」に要約される震源像は、少なくとも巨視的には、力学的に一貫性のある内容をもっているように見えた。

しかし、後で見るような震源過程の微細構造を考えるとき、上の震源像の物理的解釈は必ずしも単純ではなくなる。そもそも 1970 年代末に始まる微細構造の研究は、震源を一つの割れ目とはみなせないことを主たる動機として、出発している。

§ 3. 震源過程の微細構造の先駆的研究

大地震で観測される実体波は、ハスケルモデルから予想される波動よりずっと複雑である。このことは、大地震の震源がかなり不規則な破壊から成ることを物語る。このような不規則な破壊過程の 1 つのモデルが多重震源モデルである。

大地震の多重震源性については、かなり前から指摘さ

れてきた。たとえば、IMAMURA (1937, p. 265) は地震記象上の特異相に注目し、1923 年の関東大地震を“multi-source”地震と名付けている。また、MIYAMURA *et al.* (1965) は、このような多重震源の存在を構造の不均一性に起因する大地震の本質的な側面であるとして、その研究の重要性を説いた。

地震波形を使った多重震源の解析は、まず、深発大地震について着手された [OIKE (1969), FUKAO (1970)]。深発地震の場合、震源近傍の地表での反射相が震源過程の継続時間に比べてずっと後の方に来るので、地震記録から震源の情報を取り出すのが容易である。

これに対し、浅い地震の場合には地表面での反射相が P 波初動のすぐ後に混在してくるので、震源の情報を抽出するためには、その反射相との区別が不可欠である。Helmberger らは一連の論文 [たとえば、LANGSTON and HELMBERGER (1975)] のなかで、浅い地震の震源過程の解析に遠方地震 (震央距離 $30^\circ \sim 90^\circ$) の実体波記録が有用であること、その際、P 波では直達 P 波に加えて pP 相と sP 相を、SH 波では直達 S 波に加えて sS 相を考慮すれば実用的に十分の理論記象を作れることを示した。こうして浅い大地震についても実体波を用いた震源過程の微細構造研究に道が開かれた。

BURDICK and MELLMAN (1976) は、1968 年の Borrego Mt. 地震 ($M_s=6.8$) の遠地実体波を詳しく調べ、20

Table 1. Examples of waveform inversion.

Reference	Source description (source element*)	Green's function ⁺	Inversion (constraint)	Examples: data/earthquake
KIKUCHI & KANAMORI (1982, 1986)	subevent sequence (PD along fault- strike)	ray theory	iterative deconvolution	far-field WWSSN-LP/ Guatemala(1976) Tangshan(1976)
OLSON & ASPEL (1982)	dislocation distribution (PD at grids)	wavenumber integration	generalized in- verse (confined slip vector)	near-field ground motion/ Imperial Valley (1979)
RUFF & KANAMORI (1983)	source time func- tion (impulsive source: $\delta(t) \delta^3(x)$)	ray theory	generalized inverse	far-field WWSSN-LP (Core diffract.)/Kurile Is. (1963)
NABELEK (1984)	subevent sequence (PD at arbitrary point)	ray theory	Gauss-Newton method (weak constraint)	far-field WWSSN & GDSN body waves/Lice (1975)
TAKEO (1987, 1988)	dislocation distribution (PD at grids)	wavenumber integration	Gauss-Newton method	JMA strong motion/ Nagano-Ken (1984) Izu-Hanto (1980)
MORI & SHIMAZAKI (1984, 1985)	moment distribution (PD at grids)	superposition of normal modes	linear least square error	near-field short-period Rayleigh/Tokachi-Oki (1968)
KIKUCHI & FUKAO (1985, 1987)	subevent sequence (PD at grids)	ray theory	iterative decon. (positive moment)	far-field WWSSN-LP/ Alaska(1964), Rat Is. (1965)
IIDA & HAKUNO (1984)	relative disloca- tion distribution (PD at grids)	records of small- er earthquakes	Forward Prob- lem + mini- mum error cri- terion	near-field short-period ac- celerogram/Tokachi-Oki (1968)
TAKENAKA (1987)	moment distr. (PD smoothed over small fault area)	DWFE	Biggs' quasi- Newton method	JMA strong motion/Izu- Hanto-Toho-Oki (1980)
YOSHIDA (1986, 1988)	continuous disloca- tion distr. (FD at small area)	ray theory	Gauss-Newton method (weak constraint)	GDSN LP & IP/Izu-Bonin (1983) South Honshu (1984)
FUKUYAMA & IRIKURA (1986)	relative moment distribution (PD at grids)	records of after- shocks	Gauss-Newton method	JMA strong motion (S & D type)/Nihonkai-Chubu (1983)
KOYAMA (1987)	time function of moment tensor (moment tensor el- ement)	ray theory	singular value decomposition	far-field WWSSN-LP body wave/Nihonkai-Chubu (1983)

* PD=point dislocation; FD=finite-length dislocation.

⁺ DWFE=discrete wavenumber/finite element.

秒間余の観測波形が主破壊と2つの小破壊によってうまく説明できることを示した。KANAMORI and STEWART (1978) は、1976年 Guatemala 地震 ($M_s=7.5$) を調べ、観測された実体波が約10個の小破壊の重ね合わせによってうまく合成できることを示した (Fig. 1)。この段階では小破壊の抽出はまだかなり試行錯誤的であったが、やがてこれらの研究を契機に、複雑な地震記録についてのインバージョン法が次々に開発された。

§ 4. 微細構造を抽出するための地震波インバージョン法

Table 1 に、1980年代に開発されたいろいろな地震波インバージョン法を示す。いずれの方法にも共通する考え方として、まず震源をある種の単純な要素の重ね合わせとみなすこと、その上で、観測波形に理論波形が何らかの意味で最も良く合うように各要素のパラメータを決める、ということである。もう少し具体的に言えば、いずれの方法も次のような3つの手順を含んでいる。すなわち、(1) 震源の表現 (震源要素の定義) (2) グリーン

関数の評価 (震源要素に対する理論記象の計算) (3) 最適化 (最小二乗法の数値的技法) である。

(1) 震源の表し方

震源過程の時間変化を表す方法として、地震モーメントの時間変化率 (モーメント速度関数) $\dot{M}_0(t)$ がよく使われる。これは近似的に無限弾性体中の遠方での変位波形に相似な関数である。すべり面上 $\mathbf{x}$ でのくいちがい速度を $\dot{D}(t, \mathbf{x})$ とすると

$$\dot{M}_0(t) = \mu \iint \dot{D}(t, \mathbf{x}) dS \quad (1)$$

と与えられる。くいちがい関数が場所によらないとき、(1) 式はくいちがい速度 $\dot{D}(t)$ と断層面積拡大速度 $\dot{S}(t)$ のコンボリューションで置き換えられる:

$$\dot{M}_0(t) = \mu \int \dot{D}(t-\tau) \dot{S}(\tau) d\tau \quad (1)'$$

$\dot{M}_0(t)$ のフーリエ変換の絶対値は「震源スペクトル」と呼ばれ、震源の特徴的なサイズや統計的性質を調べるときに用いられる。

震源要素の与え方として、代表的に次のような (A), (B) 2通りの方法がある。これらはある程度の互換性をもつが、完全に等価ではない。

(A) くいちがいの場による表現

断層面をいくつかの小領域 (ふつう矩形要素) に分割し、それぞれの小領域におけるくいちがい関数によって震源過程を表す。記録の分解能やインバージョンの安定性などを考慮して、くいちがいは一ヶ所一度だけ起こるものと仮定されることが多い。この場合、各小領域 (i 番目) のくいちがい運動を特徴づける量は、くいちがい関数 $\dot{D}_i(t)$ 、くいちがい開始時刻 t_i などである。(1) 式で定義されるモーメント速度関数 $\dot{M}_0(t)$ は、各小領域からの寄与をたしあわせて

$$\dot{M}_0(t) = \sum_i m_i(t - t_i) \quad (2)$$

$$m_i(t) = \mu \int \dot{D}_i(t - \tau) \dot{S}_i(\tau) d\tau$$

のように与えられる。

(B) サブイベントの時空分布による表現

時間的空間的に見てひと塊りの断層運動を一つのサブイベントとみなし、そのサブイベントの系列によって震源過程を表す。各サブイベントはメカニズム解、大きさ (地震モーメント)、発震時刻、位置、継続時間、破壊領域などによって特徴づけられる。サブイベントの数が多い場合には、未知数を減らすためにメカニズム解などは一定とみなされることが多い。その場合、モーメント速度関数 $\dot{M}_0(t)$ は (2) 式と同じ形で表される。ただし添字 i はサブイベントの順番を表すものとする。

(2) グリーン関数の評価

グリーン関数の求め方には大別して2つの方法がある。1つは理論的に計算する方法、もう1つは、震源域内で起こった小地震 (余震) の記録を利用する方法である。前者についてはさらに、観測データの種類 (近地地震か遠地地震か、実体波か表面波かなど) に応じていくつかに分けられる。実体波を例にあげれば、次のような方法がある。

(A) 波線理論による方法

震央距離 Δ が $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ の遠地実体波に対して適用される。この範囲では、波線経路による波形の変化が小さく、 Q^{-1} の影響を考慮するだけで十分な近似が得られる。

(B) 波数積分法

近似地震の強震記録などに適用される。水平成層構造について、変位を水平座標の固有関数で展開し、鉛直座標に依存する係数を弾性波動論的な扱いで求める。

(C) 小地震の観測記録からの変換法 (半経験的手法)

理論計算の代わりに、小地震の観測記録を代用する方法である。ふつう、小地震の記録をそのままグリーン関数とするのではなく、本震との大きさの違いによる震源パラメタの違いを考慮し、特性時間 (ライズタイム) などの補正をしてから用いる。

(3) 最適化

震源を記述するパラメタを $\mathbf{x} = \{x_j; j=1, \dots, m\}$ 、観測データを $\mathbf{y} = \{y_i; i=1, \dots, n\}$ とおく。また、 y_i に対する理論値 (式) を $f_i(\mathbf{x})$ と表す。インバージョンとは何らかの意味で理論値 $\{f_i(\mathbf{x})\}$ が観測データ $\{y_i\}$ に最も良く合うように、モデルパラメタを決めることである。

大別して、2つの最適化問題がある。1つは、モデルパラメタについて何らの先験的情報がない場合の最適化である。この場合、理論値と観測値の差の二乗和を最小にすることが最適条件とみなされる。すなわち、

$$S(\mathbf{x}) = \sum_i \{y_i - f_i(\mathbf{x})\}^2 = \text{最小} \quad (3)$$

である。

もう1つは、モデルパラメタに関しての先験的情報または束縛条件がある場合の最適化問題である。たとえば、先験的情報として

$$x_j: \text{平均値 } x_j^m \text{ のまわりに分散 } \sigma_{x_j}^2 \text{ の正規分布} \quad (4)$$

が与えられているとする。この場合、観測データ y_i の誤差の分散を $\sigma_{\epsilon_i}^2$ とすると、最尤推定に基づく最適化条件は

$$S(\mathbf{x}) = \sum_i \{y_i - f_i(\mathbf{x})\}^2 / \sigma_{\epsilon_i}^2 + \sum_j (x_j^m - x_j)^2 / \sigma_{x_j}^2 = \text{最小} \quad (5)$$

で与えられる。

モデルパラメタに対する先験的情報または束縛条件は、解の安定性・信頼性に対して極めて重要な役割を果

たすことが多い。代表的な束縛条件として、すべりの向きの一貫性やくいちがいの空間分布のなめらかさなどがよく用いられる [HARTZELL (1989)]。

この他、多数のサブイベントの時空分布を求める方法として反復はぎとり法がある。そこでは、まず1つのサブイベントのモデルパラメタを $\mathbf{x}^{(1)}$ として、 $\mathbf{f}(\mathbf{x}^{(1)})$ が観測データ $\mathbf{y}$ に最も良く合うように、 $\mathbf{x}^{(1)}$ を決める。すなわち

$$\|\mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}^{(1)})\| = \text{最小} \quad (\|\cdot\| = \text{ノルム}) \quad (6)$$

次に、観測データから $\mathbf{f}(\mathbf{x}^{(1)})$ をはぎとり、残差記録を $\mathbf{y}$ と置き変える：

$$\mathbf{y} \leftarrow \mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}^{(1)}) \quad (7)$$

そして、この $\mathbf{y}$ に $\mathbf{f}(\mathbf{x}^{(2)})$ が最も良く合うように、2個目のサブイベントのモデルパラメタ $\mathbf{x}^{(2)}$ を決める。同様にして、(6) と (7) の手順の繰返しで、 $\mathbf{x} = \mathbf{x}^{(1)} + \mathbf{x}^{(2)} + \dots$ と解を求めていくのが反復はぎとり法である。

§ 5. 実体波インバージョンで得られたこと

今日、複雑な地震記録のインバージョン法については一通り出尽くした感があり、焦点は個々の地震の解析結果の蓄積に移りつつある。しかし、得られた結果の何に注目すべきか、どこまで有意性があるか、あるいは、力学的な意味づけなどについては、まだ混沌の状況にあると言ってよいであろう。

以下、まず、震源過程の微細構造に関する概念的モデルについて述べ、次いで、地震波のインバージョンによって得られた結果をやや羅列的に示す。

不均一断層運動に対する概念モデル

震源過程の不規則性は、より根元的には、断層面上の不均一強度分布を反映したものと考えられる。この不均一性は、短周期地震動の励起 [MIKUMO and MIYATAKE (1987)] をはじめ、マグニチュード・頻度分布、前震・本震・余震の発生パターン [茂木 (1967)]、さらには破壊現象一般 [平田 (1987)] としての地震の諸特性を規定している根元といえる。

断層面上の強度の不均一性を概念化したモデルとして、金森らのアスペリティモデル [LAY *et al.* (1982)] と安芸らのバリアモデル [DAS and AKI (1977), AKI (1979)]、また、類似のモデルとして断層パッチモデル [小山 (1983)] がある (Fig. 2)。

バリアもアスペリティも強度の大きい部分を表現したものであるが、両モデルは本震の震源過程について対照的な内容を持つ。まず、バリアモデルでは、強い部分の割れ残しが震源過程の不規則性の主要因であり、また、その割れ残し部分への応力集中が余震発生のものである。これに対し、アスペリティモデルでは、強い部分の

破壊こそ本震の主要過程であり、それを取り囲む弱い部分は前震の発生パターンを形成すると見る。

それぞれのモデルについて、震源パラメタ間の相関（地震モーメントと応力降下など）に違いのあることが指摘されている [MADARIAGA (1979), RUDNICKI and KANAMORI (1981)]。しかし、それらを実際に波形解析の上で区別することの難しさも指摘されている [DAS and KOSTROV (1988)]。現実的には、断層面の強い部分はバリアにもアスペリティにもなり得るであろうから、いずれか一方が真で他が偽というものではないであろう。また、後述するように、アスペリティとバリアは、それぞれ異なる時定数に対する「強度」として、統一的に理解され得る。

このほか、震源過程の不規則性に関連ある概念モデルとして、階層モデル [FUKAO and FURUMOTO (1985)] があげられる (Fig. 2d)。このモデルはもともと本震と余震の間のマグニチュードギャップなどいくつかの地震学的な状況証拠に基づいて作られたものであるが、関連ありそうな事柄として次の地質学的事実は興味深い。すなわち、松田 (1988) によると、個々の大地震に相当する「断層帯」（長さ 10～100 km）はその下部構造として「断層線」（長さ数 km）を持ち、さらにその下部構造として「地割れ」（長さ数 m）を持つ。このような階層構造は地震源の特徴的なサイズ分布や波動のスペクトルを規定する要因となろう。

アスペリティの分布パターン

Ruff や Lay らは、大地震の実体波インバージョンで得られた震源時間関数から、アスペリティの大きさと分布を推測した [たとえば LAY and KANAMORI (1980), RUFF and KANAMORI (1983)]。そして、北太平洋の沈み込み帯に沿ったいろいろな大地震を比較する中で、アスペリティと沈み込み帯のテクトニクスとの関連性を調べ、Fig. 2c のように、いくつかのパターン化した [LAY *et al.* (1982)]。すなわち、「さしわたし 500 km べた一面アスペリティ」のチリ型から、アリュージョン型、千島型を経て、「べた一面非アスペリティ」のマリアナ型である。これにより地震の発生パターンが沈み込み帯の年代や沈み込み速度に密接に関係していることが示された。

また、KANAMORI and McNALLY (1982) はコロンビア西海岸の同じ地域で起こったいくつかの大地震を調べ、複数のアスペリティの破壊が個々のアスペリティの破壊よりもずっと大きな地震モーメントの解放をもたらすことを指摘した。RUNDLE and KANAMORI (1987) はこのような複数アスペリティの相乗効果に注目し、逆に、個々のアスペリティの特性を求めた。

短周期源と長周期源

Fig. 2. Models proposed to explain complexities of radiated seismic waves.

(a), Barrier model from PAPAGEORGIOU and AKI (1983); (b), Fault patch model from Koyama (1983); (c), Asperity model from LAY *et al.* (1982); (d), Hierarchy model from FUKAO and FURUMOTO (1985).

1968年の十勝沖地震 ($M_s=7.9$) については、加速度強震記録から津波に至るまでいろいろな記録を用いた解析がなされている。KIKUCHI and FUKAO (1985) は遠地長周期実体波による多重震源解を求め、初期破壊ステージの存在や最大サブイベントが断層の端付近で起こったことなどを示した (Fig. 3a)。MORI and SHIMAZAKI (1984, 1985) は、加速度強震記録や WWSSN の短周期実体波などを用いて2個の短周期発生源を同定し、それが周期10~25秒の近地表面波のインバージョンによる

くいちがいの空間分布と調和的であることを確かめた (Fig. 3b)。IDA and HAKUNO (1984) は加速度強震記録を用いて、短周期地震動の発生源の時空分布を求め、それが長周期実体波の解析結果と概ね一致することを示した (Fig. 3c)。さらに、SATAKE (1989) は津波の波形記録のインバージョンを行い、地震波解析の結果とだいたい一致する結果を得た (Fig. 3d)。これらの結果を総合すると、短周期・長周期地震動の発生源は時間的にも空間的にも密接に関連し合っていると云えよう。

Fig. 3(a)

Fig. 3(b)

Fig. 3(c)

Fig. 3(d)

Fig. 3. Source process of the 1968 Tokachi-Oki earthquake obtained from various kinds of observed records.

(a), Far-field long-period P-waves [KIKUCHI and FUKAO (1985)]; (b), Short-period P-waves and intermediate-period Rayleigh waves [MORI and SHIMAZAKI (1984, 1985)]; (c), Short-period accelerograms [IDA and HAKUNO (1984)]; (d), Tsunami waveforms [SATAKE (1989)].

Fig. 4. Heterogeneous dislocation sources in great earthquakes along subduction zone [KIKUCHI and FUKAO (1987)].

応力降下の2面性とくいちがい分布の階層構造

KIKUCHI and FUKAO (1987) は、沈み込み帯の大地震（モーメントが $7 \times 10^{27} \sim 8 \times 10^{29} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ）9個について多重震源の時空分布を求めた (Fig. 4)。その結果、これらの地震にはほぼ共通に、時定数 10 秒程度の小破壊が含まれること、平均的破壊速度は $1 \sim 3 \text{ km/s}$ で S 波速度より有意に遅いこと、局所的応力は破壊域の端付近で最大となることが多く、その値は平均応力よりほぼ 1 桁大きいことなどを見出した。また、モーメントマグニチュード M_w が 9 クラスの巨大地震では、このような小破壊の寄せ集めだけでは全体の地震モーメントを説明し切れず、したがってより長い時定数を持った破壊要素が含まれるべきことを示し、くいちがい分布の階層的構造を示唆した。

不均一断層運動と地質構造の関連

1979 年の Imperial Valley ($M_L = 6.6$) 地震では、断層の走向に垂直に張られた強震計アレイの記録が最大限活用され、すべり運動についての詳細な微細構造が得られた。まず、HARTZELL and HELMBERGER (1982) は破壊速度一定の拘束条件付きでくいちがい量の分布を求めたが、その後、ARCHULETA (1984) は破壊フロントのみならず、くいちがい速度やライズタイムをも未知変数として、その空間分布を求めた。

TAKEO (1987, 1988) は日本の内陸型地震について強震記録のインバージョンを行い、断層面上のくいちがい分布を求めた。そして、くいちがいの大きい部分で顕著な余震が少ないことや単成火山群が地殻の弱部となっていることなどを明らかにした (Fig. 5)。本震のすべりと

Fig. 5. Comparison of dislocation sources obtained in waveform inversion with aftershock distribution and submarine volcanoes (shaded) [TAKEO (1988)].

前震・余震活動との相補性については、1980年伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$) についての TAKENAKA (1987) の研究にも見られる。

SATO (1985) は、1983年日本海中部地震 ($M_S=7.7$) の強震加速度記録を解析し、初期破壊点付近及び北北東40km余の地点に強い短周期発生源を同定した。また、それら短周期発生源の間に低い余震活動帯があることに注目し、延性的なバリアの存在を示唆した。

メカニズムの変化

震源過程の不規則性の要因として、とくに内陸の大地震などでは、複数断層にわたるすべり破壊も無視できない。NABELEK (1985) は、1980年アルジェリア地震 ($M_S=7.3$) について、地表で観察された折れ曲がりの地震断層をもとに、2つの断層面から成る震源モデルを作り、遠地実体波と比較してそれぞれの断層パラメータを得た。そして断層の折れ曲がりの部分がバリアとなったことを示した。同様の断層の折れ曲がりによるバリアないしアスぺリティ効果については、KING and NABELEK (1985) によってパターン化されている。また1976年 Tangshan 地震 ($M_S=7.7$) では、主断層である横ずれの断層運動に誘発されて、その端付近に縦ずれ断層が形成されたことが波形のインバージョンから示唆された [KIKUCHI and KANAMORI (1986), NABELEK *et al.* (1987)]。

一方、EKSTROM and DZIEWONSKI (1985) や KUGE and KAWAKATSU (1990) は、長周期波動のインバージョンで得られるモーメントテンソル解 (CMT 解) の中にしばしば含まれる非ダブルカップル成分が、メカニズムの変化するダブルカップル多重震源によって説明できることを指摘している。

初期破壊の成長過程

地震の初期の段階は、小破壊から大きな破壊への成長の物理的機構を知る上でとくに興味深い。大地震において一種のウォーミングアップ過程が存在することは、FUKAO and FURUMOTO (1975) や FURUMOTO (1979) によって示されている。MORI (1984) は1965年 Rat Is. 地震 ($M_W=8.7$) について、比較的初期の段階に小破壊のクラスターが形成されていることを示した。また、UMEDA (1981) や梅田 (1985) は、広帯域の近地地震記録をもとに、初期破壊の過程で小さい領域から短周期地震波が集中的に放出されることを発見し、この領域を震源核と呼んだ。

§ 6. 不規則震源過程の力学的裏づけ

摩擦すべりの力学特性

波形のインバージョンにおいて我々が直接的に得る情報はくいちがいの分布である。この情報を断層面上の強

度分布に結びつけるには、すべりに関する何らかの力学的モデルが必要となる。

たとえば、1970年代の巨視的モデル（応力降下一定のハスケルモデル）の段階では、古典的摩擦法則を基礎とした割れ目モデルがよく用いられた。古典的摩擦法則では、すべりに対する抵抗力は「最大静止摩擦」と「すべり速度に依存しない動摩擦」の2つによって規定される。このモデルによれば、応力降下は静止摩擦と動摩擦の差にはほぼ等しくなるので、応力降下一定の経験則はごく素直に理解される。また、破壊伝播に対する媒質の強度は表面エネルギーや応力拡大係数といった物理量で与えられ、簡単なシミュレーションによって、割れ目が横波の速さに近い速度で拡大することが確かめられる。一方、強度の不均一分布を導入することにより、多重震源のような破壊パターンを実現することもできる [MIKUMO and MIYATAKE (1987)]。

最近の摩擦すべり実験によると、摩擦力は準静的な遅いすべりに対して速度依存性を示し、すべり速度とともに大きくなったり低下したりする [たとえば DIETERICH (1978)]。そして、この摩擦力の速度依存性は断層運動の安定・不安定を左右する重要な要因となる [RUINA (1983), RICE and TSE (1986)]。摩擦力のすべり速度依存性は、実は、速いすべり速度でも見られる。たとえば OHNAKA *et al.* (1987) は伝播するすべり破壊の先端部で応力やすべり量の時間変化を測定し、摩擦応力がすべり量やすべり速度に依存することを明らかにした。

律速過程の存在

摩擦力がすべり速度に依存する場合には、断層面の「強さ」というものをレオロジー風にとらえなければならない。すなわち、せいぜい数秒間の時定数を持った衝撃力に対する強さと、数時間～数年の時定数を持つ準静的な力に対する強さとは区別されなければならない。その上で、摩擦すべり特性の空間的不均一分布を考慮する必要がある。

この観点に立つと、前震及び本震の破壊パターンを規定する「アスペリティ」は「準静的な力に対して強いが衝撃に対して弱い」部分であり、一方、余震の発生パターンを規定する「バリア」は「衝撃に対して強いが準静的な力に対して弱い」部分と言えよう。準静的にも衝撃的にも強い領域は、もし存在するとすれば、地震発生そのものを抑えるであろうし、逆に、準静的にも衝撃的にも弱い領域は破壊パターンには何の影響も与えないであろうから、考慮すべき特性としては上述のアスペリティとバリアだけで十分であろう。

延性的バリアや断層面の折れ曲がりなどは破壊の伝播を律速する原因となる。このような律速領域の存在は、

Fig. 6. Conceptual illustrations for basic properties of source complexity.

(a), (Upper) Discreteness of rupture propagation and heterogeneity of stress distribution; (b), (Lower) Hierarchy of rupture elements. The elements of upper three ranks are illustrated.

多重震源だけでなく、ほかの似たような連発型の現象においても重要である。そのような現象として、たとえば、断層帯や沈み込み帯に沿った大地震の震源の移動 [MOGI (1968a), KELLEHER (1972)]、巨大地震において大きな余震が主破壊の伝播をたどるように移動する現象 [MOGI (1968b)]、あるいは内陸地震の余震域の移動 [SACKS *et al.* (1981)]、さらには、Solomon 諸島でよく見られる、数分から数日間隔の 2~4 連発型地震 [LAY and KANAMORI (1980), WESNOUSKY *et al.* (1986)] などがある。これらの現象の背景には、爆発的な破壊伝播を阻止するような何らかの律速過程が関与しているはずである。

§ 7. まとめと今後の展望

1980 年代の震源像は一言でいえば不規則震源過程である。しかしその内容はまだ混沌としている。多くの地

震について多種多様な結果が得られてはいるが、そのうちの何に注目すべきかについては研究者によって意見が異なる。以下は筆者のかなり主観的なまとめと展望である。

不規則震源過程は次の3つの特性を持つ、すなわち

- 1) 破壊伝播の不連続性
- 2) 応力の不均一性
- 3) 破壊単位の階層性

である。概念図をFig. 6に示す。まず、1)は狭義の意味での多重震源性である。放射される波動が離散的パルスであることに対応している。メカニズム変化にも密接に関係している。2)は断面面上のくいちがいの不均一分布から類推される特性である。波動上はパルスの大きさがばらつくことに対応する。3)は波動の広帯域スペクトル(とくに短周期成分の励起)に対応している。小破壊の連鎖反応(クラスター形成)から大きな破壊へと転化する力学過程に関係する。Fig. 6bでは3階層分だけ示してある。

これらの特性はいずれも70年代前半の震源像(一定応力降下のハスケルモデル)と相い対立する内容である。これに関し、一方は巨視的側面を他方はその微細構造をモデル化したものといった妥協的見方もできよう。しかし、より積極的には、微細構造についての知見を基に巨視的モデルの力学的意味をもう一度吟味し直すべきであろう。

震源過程における微細構造と全体の関係は、それ自体興味深い問題である。一般に、脆性材料の破壊では局所的な不安定が全体の破壊へつながり易い。しかし、材料が延性部分を含む場合にはいろいろな可能性がある。あちこちの局所的な破壊はそれだけで終わり、いくつか合体して初めて全体の破壊が引き起こされるといった場合も出てくる。このことはまた、巨視的モデルにおける「応力降下一定」の経験則と局所的応力降下の不均一性を関連づける上で重要となろう。

不規則震源過程の物理的性質を解明していくためには、地震波解析、室内実験及び計算機シミュレーションを含む理論研究の共同作業が必要であろう。地震波解析の立場からは、アスペリティ領域のすべり運動とともに、それを取り巻く領域の長周期的なすべり特性を調べることが重要である。これに関連して、初期破壊から主破壊に至る過程は大変興味深い。この過程は、おそらくは準静的過程であろう「破壊核の形成」とそのダイナミックな破壊への転化を含むであろう。また、小破壊から大破壊へ進む何らかの契機をも含むであろう。希望として、小地震のままで終わる場合と大地震になる場合との違いがこの初期破壊の過程に見い出されるであろう。

このような震源過程の微細構造を調べるにあたっては、観測する地震計の帯域とダイナミックレンジの広さが決定的に重要である。これについて、近々整備されるであろう広帯域デジタル地震観測網の記録に期するところが大きい。

参考文献

- AKI, K., 1979, Characterization of barriers on an earthquake fault, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140-6148.
- ARCHULETA, R. J., 1984, A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4559-4585.
- BURDICK, L. J. and G. R. MELLMAN, 1976, Inversion of the body waves from the Borrego Mountain earthquake to the source mechanism, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1485-1499.
- DAS, S. and K. AKI, 1977, Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5658-5670.
- DAS, S. and B. V. KOSTROV, 1988, An investigation of the complexity of the earthquake source time function using dynamic faulting models, *J. Geophys. Res.*, **93**, 8035-8050.
- DIETERICH, J. H., 1978, Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pageoph*, **116**, 790-806.
- EKSTROM, G. and A. M. DZIEWONSKI, 1985, Centroid-moment tensor solution for 35 earthquakes in Western North America (1977-1983), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 23-39.
- FUKAO, Y., 1970, Focal process of a deep focus earthquake as deduced from long-period P and S waves. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **48**, 707-727.
- FUKAO, Y. and M. FURUMOTO, 1975, Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **10**, 355-368.
- FUKAO, Y. and M. FURUMOTO, 1985, Hierarchy in earthquake size distribution, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **37**, 149-168.
- FUKUYAMA, E. and K. IRIKURA, 1986, Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1623-1640.
- FURUMOTO, M., 1979, Initial phase analysis of R waves from great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6867-6874.
- HARTZELL, S., 1989, Comparison of seismic waveform inversion results for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7515-7534.
- HARTZELL, S. and D. V. HELMBERGER, 1982, Strong-motion modeling of the Imperial Valley earthquake of 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 571-596.
- HASKELL, N., 1969, Elastic displacements in the near-

- field of a propagating fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 865-908.
- 平田隆幸, 1987, 新しい地震観とフラクタル, *地震* **2**, 40, 459-467.
- 本多弘吉, 1954, 増訂地震波動, 岩波書店, pp. 154-224.
- IDA, M. and M. HAKUNO, 1984, Study on complexity of large earthquakes, *Proc. Japan Soc. Civil Eng.*, No. 350/I-2, 47-57.
- IMAMURA, A., 1937, *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo, 358 pp.
- KANAMORI, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- KANAMORI, H. and K. C. McNALLY, 1982, Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1241-1253.
- KANAMORI, H. and G. S. STEWART, 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3427-3434.
- KELLEHER, J. A., 1972, Rupture zones of large south American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, **77**, 2087-2103.
- KIKUCHI, M. and Y. FUKAO, 1985, Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes- the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **37**, 235-248.
- KIKUCHI, M. and Y. FUKAO, 1987, Inversion of long-period P waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, **144**, 231-247.
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1982, Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 491-506.
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1986, Inversion of complex body waves-II, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **43**, 205-222.
- KING, G. and J. NABELEK, 1985, Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*, **228**, 984-987.
- 小山順二, 1983, 伝播性破壊確率モデルと地震の震源スペクトル, *地震* **2**, **36**, 225-235.
- 小山順二, 1987, 1983 年日本海中部地震の時間依存モーメントテンソル, *地震* **2**, **40**, 405-416.
- KUGE, K. and H. KAWAKATSU, 1990, Analysis of a deep 'non double couple' earthquake using very broadband data, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 227-230.
- LANGSTON, C. A. and D. V. HELMBERGER, 1975, A procedure for modeling shallow dislocation sources, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **42**, 117-130.
- LAY, T. and H. KANAMORI, 1980, Earthquake doublets in the Solomon Islands, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 283-304.
- LAY, T. H., H. KANAMORI and L. RUFF, 1982, The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Prediction Res.*, **1**, 3-71.
- MADARIGA, P., 1979, On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2243-2250.
- 松田時彦, 1988, 活断層の数的性質, "数理地震学 (III)", 斎藤正徳編, 174-184.
- MIKUMO, T. and T. MIYATAKE, 1987, Numerical modeling of realistic fault rupture processes, "Seismic Strong Motion Synthetics", ed. by B. A. Bolt, Academic Press, 91-151.
- MIYAMURA, S., S. OMOTE, R. TEISSEYRE and E. VESANEN, 1965, Multiple shocks and earthquake series pattern, *Bull. Inter. Inst. Seism. Earthq. Eng.*, **2**, 71-92.
- 茂木清夫, 1967, 前震・群発地震について, *地震* **2**, **20** 特集, 143-146.
- Mogi, K., 1968a, Migration of seismic activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 53-74.
- Mogi, K., 1968b, Development of aftershock areas of great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 175-203.
- MORI, J., 1984, Short- and long-period subevents to the February 4, 1965 Rat Islands earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1331-1347.
- MORI, J. and K. SHIMAZAKI, 1984, High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1629-1544.
- MORI, J. and K. SHIMAZAKI, 1985, Inversion of intermediate-period Rayleigh waves for source characteristics of the 1968 Tokachi-Oki earthquake, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11374-11382.
- NABELEK, J., 1984, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph. D. thesis, Mass. Inst. Technology, Cambridge, MA., 361 pp.
- NABELEK, J., 1985, Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations, *J. Geophys. Res.*, **90**, 12713-12728.
- NABELEK, J., Waing-Ping CHEN and Hong YE, 1987, The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China basin, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12615-12628.
- 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.
- OIKE, K., 1969, The deep earthquake of June 22, 1966 in Banda Sea: A multiple shock, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **19**, 55-65.
- OLSON, A. H. and R. J. ASPEL, 1982, Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Impe-

- rial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1969-2001.
- PAPAGEORGIOU, A. S. and K. AKI, 1983, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part I. Description of the model *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 693-722.
- RICE, J. R. and S. T. TSE, 1986, Dynamic motion of a single degree of freedom system following a rate and state dependent friction law, *J. Geophys. Res.*, **91**, 521-530.
- RUDNICKI, J. and H. KANAMORI, 1981, Effects of fault interaction on moment, stress drop and strain energy release, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1785-1793.
- RUFF, L. and H. KANAMORI, 1983, The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **31**, 202-230.
- RUINA, A., 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- RUNDLE, J. B. and H. KANAMORI, 1987, Application of an inhomogeneous stress (patch) model to complex subduction zone earthquakes: a discrete interaction matrix approach, *J. Geophys. Res.*, **92**, 2606-2616.
- SACKS, I. S., A. T. LINDE, J. A. SNOKE and S. SUEHIRO, 1981, A slow earthquake sequence following the Izu-Oshima earthquake of 1978, in "Earthquake Prediction" ed. by D. W. Simpson and P. G. Richard, An International Review Maurice Ewing Series 4, AGU, Washington D.C., 617-628.
- SATAKE, K., 1989, Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: the 1968 Tokachi-Oki and 1983 Japan sea earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5627-5636.
- SATO, T., 1985, Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 525-557.
- TAKENAKA, H., 1987, Strong-motion modeling of the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake by inversion method, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, **8**, 155-172.
- TAKEO, M., 1987, An Inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 490-513.
- TAKEO, M., 1988, Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1074-1091.
- UMEDA, Y., 1981, An earthquake source model with a ripple generating core, *J. Phys. Earth*, **29**, 341-370.
- 梅田康弘, 1985, 断層運動の加速と震源核の形成, *地震* **2**, **38**, 203-215.
- WESNOOUSKY, S. G., L. ASTIZ and H. KANAMORI, 1986, Earthquake multiplets in the southeastern Solomon Islands, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **44**, 304-318.
- YOSHIDA, S., 1986, A method of waveform inversion for earthquake rupture process, *J. Phys. Earth*, **34**, 235-255.
- YOSHIDA, S., 1988, Waveform inversion for rupture processes of two deep earthquakes in the Izu-Bonin region, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **52**, 85-101.