

## 2000年鳥取県西部地震の断層面上の応力変化と断層近傍の強震動 STRESS CHANGE HISTORY OF THE 2000 TOTTORI-KEN-SEIBU EARTHQUAKE AND NEAR-FIELD STRONG MOTION

谷山 尚\*

Hisashi TANIYAMA

The stress change history of the 2000 Tottori-ken-seibu earthquake is determined using the strong motion records. The result shows large stress drop in the upper central part of the fault. Negative stress drop is observed at the NW and SE sides of the fault at the depth of between 5 and 10 km. The slip distributions agree with those obtained from kinematic models. The stress-time histories in the high stress drop zones show predominantly monotonic stress drop. The result indicates that relatively high peak velocities observed at the stations near the fault are due to the high stress drop and the directivity effect. The ground motion inferred from the obtained stress change shows high peak velocity around the source area.

**Keywords:** 2000 Tottori-ken-seibu earthquake, Rupture process, Ground motion, Strong motion record

2000年鳥取県西部地震, 破壊過程, 地震動, 強震記録

### 1. はじめに

断層近傍の地震動は断層の破壊過程によって大きな影響を受ける。地震動予測の観点からも断層上の詳細な破壊過程を知ることは重要である。断層上の破壊過程を調べるために、これまでに数多くのインバージョン解析が運動学的モデルに基づいてなされてきている<sup>1)</sup>。運動学的モデルによるインバージョン解析では、震源断層をいくつかの小断層(サブフォルト)に分割し、各々のサブフォルトで或る時刻に単位すべりが生じた際に発生する波形を求め、それらのサブフォルトからの波の重ね合わせで断層全体が破壊した際に生じる地震波形を表す。そして観測波形と重ね合わせた波形を比較して、個々のサブフォルトにおける破壊時刻とすべり量あるいはすべり時間関数やすべり速度時間関数の形状を推定するのが一般的である。

現在、このようなインバージョン解析結果から、すべりの大きなアスペリティー領域を抽出し、抽出結果に基づいてアスペリティーの大きさや個数などの震源特性(微視的断層パラメーター)を与えて、強震動予測レシピ<sup>2)</sup>に従って地震動を計算し、その地震動を被害予測<sup>3)</sup>や設計用入力地震動に用いるようになってきている。

また、近年強震観測網が整備されたことから、断層上の破壊過程が以前よりも詳細に調べられるようになってきている。それと共に、断層上で起きている破壊の物理的メカニズムの解明や断層近傍の地震動をより精度良く求めることなどを目的として、断層上の動的な破壊過程を調べる研究がなされてきている。

動的な破壊過程の推定に当たっては、動力学的モデルによるすべり時間関数の計算と運動学的インバージョンを組み合わせることに

よって動的な破壊過程を推定する方法<sup>4,5)</sup>、運動学的インバージョン結果を動力学的に再現することによって、強度、応力降下量あるいは応力の時間変化や応力とすべりの関係などを推定する方法<sup>6,7,8,9)</sup>、運動学的インバージョンによる結果を初期モデルとして試行錯誤的にインバージョン解析を行って動的な破壊過程を推定する方法<sup>10)</sup>などが用いられている。これらの方法はいずれも運動学的インバージョンを利用して動的な破壊過程を調べている。

運動学的モデルで用いられるすべり(速度)時間関数は、一般に断層上の応力変化に基づいたものではない。これに対し、運動学的モデルを介することなく波形から直接応力変化を求めることができれば、応力変化という物理過程に基づいて断層の破壊過程が推定される。動的な破壊過程を推定する上で、実際の物理現象に近い推定結果が得られる可能性を含んでいる。

運動学的手法で用いられる手法、すなわち、サブフォルトで単位すべりが生じた際に生成される波形をグリーン関数として、これらを重ね合わせることによって地震波形を表現する方法は、ほぼ同様に、応力に対して適用可能である。断層上で単位応力変化が起きた際に生ずる波形を求めてこれをグリーン関数とし、これらを重ね合わせることで地震波形を表現することができる<sup>11),12),13)</sup>。

このような手法を用いることで運動学的モデルを介することなく、動的なパラメーターを直接推定できる。現在ダイナミックインバージョン解析も行われつつあるが<sup>14)</sup>、ごく限られた解析例があるのみであり、実際の地震の動的破壊過程の推定は、そのほとんどが運動学的モデルを介してなされてきている。前述した、単位応力変化に

\* 埼玉大学大学院理工学研究科 助教・博士(工学)

Assistant Prof., Graduate School of Science and Engineering, Saitama University, Dr. Eng.

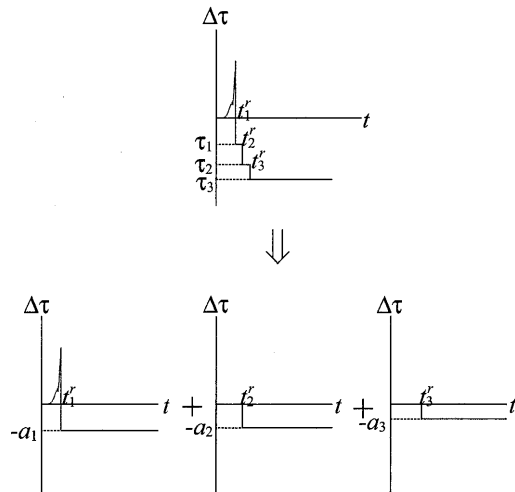


図1 想定した応力-時刻関係と応力変化過程の時間に関する分割

よって生ずる波形をグリーン関数として用いる手法によって求めた動的な破壊過程の推定結果（断層面上の応力変化）および応力変化に基づいて求めた断層面上のすべり分布と、運動学的モデルによって得られた断層面上のすべり分布およびすべり分布に基づいて求めた断層面上の応力分布を比較することは、両モデルに基づく推定結果を検証する上で有用である。

本研究では、2000年鳥取県西部地震を対象として、断層の動的な破壊過程を調べるために断層上の応力の時空間変化を推定する。そして、その結果を運動学的モデルを用いた推定結果と比較・検証すると共に、推定結果に基づいて強震動とその生成過程について議論する。

## 2. 解析手法

断層面上における地震時の応力の時間-空間変化を推定するために、震源断層をサブフォルトに分割し、サブフォルト上での応力の時刻変化を推定する。応力の時刻変化、空間変化に関して以下のように分割して行った。なお、本研究では、応力の値は、初期応力からの増分を対象とする。なぜなら、地震動に影響を与えるのは、作用している応力の大きさではなく、応力の変化量であるからである。以降本論文では、断層面上の初期せん断応力からの増分を応力と呼ぶ。

### (1) 応力の時刻変化

断層上のある点に作用している応力は、ある時刻にせん断強度に達して応力降下を起こした後、何ステップかに渡って応力が変化して残留摩擦応力に至るものとした（図1上図）。図1において縦軸は応力を、横軸は時刻を表しており、時刻 $t_1$ にせん断強度に達して $\tau_1$ まで応力が低下した後、時刻 $t_2$ と $t_3$ にそれぞれ $\tau_2$ 、 $\tau_3$ に応力が変化して残留強度に至る様子を例示している。破壊を起こす前の応力は弾性体の構成式に基づいて計算する。応力と時刻の関係を以下のように表す。

$t < t_1$ の時

$$\Delta\tau = \mu \left( \frac{\partial \Delta u_s}{\partial x_n} + \frac{\partial \Delta u_n}{\partial x_s} \right) \quad (1)$$

$t \geq t_1$ の時

$$\Delta\tau = \phi(t) \quad (2)$$

ここで、 $t_1$ は、対象点に破壊面が到達して最初に応力降下が起こる時刻を表しており、 $\mu$ はラメの定数、 $\Delta u$ は変位増分、 $n$ と $s$ はそれぞれ断層面法線方向と対象としている応力が断層面で作用している方向である。 $\phi(t)$ は $t_1$ 以降の応力変化を表し、第 $k$ ステップの応力変化時刻を $t_k$  ( $k=1,2,\dots,K$ )として、以下の条件を満たすものとする。

$t_k \leq t < t_{k+1}$ の時

$$\phi(t) = \tau_k \quad (3)$$

ここで $K$ は応力変化の総ステップ数を表す。

応力の時間変化を推定するために、 $\phi(t)$ をそれぞれのステップにおける応力変化に分け、それらを重ね合わせることで表す（図1下図）。

$$\phi(t) = \sum_{k=1}^K a_k \phi_k(t) \quad (4)$$

ここで、 $\phi_k(t)$ は応力の時間変化を表す関数で、時刻 $t_k$ に単位応力降下を起こすステップ関数状の時間関数としている。係数 $a_k$ は時刻 $t_k$ における応力変化量（降下する場合は正）を表し、

$$a_k = \tau_{k-1} - \tau_k, \quad \text{ただし、} a_1 = -\tau_1 \quad (5)$$

となる。

応力をステップ状に変化させることで、すべり速度は本来特異性を持つことになるが、ローパスフィルター処理を施すとその周波数に応じて最大値は有限の値になり<sup>19)</sup>、また、最大値に至るまでに相応の時間がかかるようになる。応力をステップ状に変化させても、その影響は、最大値に至るまでに要する時間程度に渡って及ぶことになる。後述する解析では、最大値に至るまでに要する時間よりは短い時間間隔で応力を変化させて応力の時間変化を表している。

### (2) 応力の空間変化（サブフォルト分割）

応力の空間変化を求めるために、震源断層をサブフォルトに分割し、それぞれのサブフォルト上で、応力の時間変化を推定する。分割した各々のサブフォルトに関して、単位応力変化が起きた際に生じる波形を求め、それらを重ね合わせることで断層全体が破壊したときに生じる波形を表す。ただし、サブフォルトからの波形を計算する際に、対象としているサブフォルト内でのみ応力降下が起き、その外部では破壊が起こらない（すべりが0）とすると、このサブフォルトの端部ですべりが0となり、その外側では大きな応力が作用することになる。このようにして生じたすべりや応力を全てのサブフォルトに関して足し合わせると、サブフォルトの境界部ではすべりが0で高応力が作用することになる。1枚の断層を計算の都合で複数のサブフォルトに分割する場合には、このようなすべり・応力分布は、断層全体が破壊した場合の分布とは異なったものになり、地震動も両者で一致しないことになる。

断層全体が破壊する際のすべり・応力・地震波形が、個々のサブフォルトが破壊する際に生じるものを全体に渡って足し合わせたものと一致するように、サブフォルトからの波形を計算する際に、断層上の点（ $\xi$ ）の応力に関して以下の条件を課した。

$t < t_1(\xi)$ の時

$$\Delta\tau(\xi) = \mu \left( \frac{\partial \Delta u_s}{\partial x_n} + \frac{\partial \Delta u_n}{\partial x_s} \right) \quad (6)$$

$t \geq t_1(\xi)$ の時

$$\Delta\tau(\xi) = \phi_k(t, \xi) \quad (\xi \text{ がサブフォルト内の点}) \quad (7)$$

$$\Delta\tau(\xi) = 0 \quad (\xi \text{ がサブフォルト外かつ断層内の点}) \quad (8)$$

ここで、 $d_i(\xi)$ ,  $\Delta\tau(\xi)$ ,  $\varphi_k(t, \xi)$  はそれぞれ  $d_i$ ,  $\Delta\tau$ ,  $\varphi_k(t)$  の点  $\xi$  における値を表す。なお、断層の端部ではすべりが 0 となり、その外側では、端部からの距離（後述する解析ではグリッド間の距離）の -1/2 乗に応じた高いせん断応力が作用する。

上で述べた条件の下でサブフォルト上で単位応力降下が起こった場合に生じる波形を計算し、それらに応力変化量を掛けて足し合わせることで得られる波形と観測波形を比較して、次節に述べる方法で、各サブフォルトにおける応力の時間変化を求める。

本手法は、断層面上の応力変化が時間と空間に関して分割した応力変化の重ね合わせで表せるなら、断層面上の応力変化によって生じる波形や断層面上のすべりなどの応答は、分割した個々の応力変化による応答の重ね合わせで表すことができることに基づいている。

一般に、断層面上のある点の変位は、その点の応力だけでなく、断層を含む面上の応力によって決まる（例えば、Kostorov and Das<sup>16</sup>, chap. 5）。本手法では、(6)-(8) の条件から、断層上のある点で応力変化が起こると、他のサブフォルトを含めて断層上の未破壊領域に対しては応力に影響を与え、既破壊領域に対してはすべりに影響を与える。あるサブフォルトのある時刻の応力変化量が正（応力が降下する）なら、他のサブフォルトを含めて既破壊領域における以降のすべりを（応力が降下しない場合よりも）大きくするように影響し、逆に応力変化量が負（応力が上がる）なら、既破壊領域で以降のすべりを抑えるように影響する。中村・宮武<sup>17</sup> では、動力学モデルに基づいた計算からすべり速度時間関数の形状を与えており、例えば、ライズタイム（すべりはじめから総すべり量の 90% のすべり量に達するまでの時間）はアスぺリティーの大きさによって決まることを示している。本手法では、上で述べたように、断層面上のある点（あるサブフォルト）の応力変化が他の領域に対して及ぼす影響が考慮されており、その影響を重ね合わせることによって、例えば、アスぺリティーの大きさによって影響を受けるすべり速度時間関数を、応力分布に基づいて（その精細さは時間と空間に関する分割の程度に依存するが）求めることができる。

**(3) インバージョン手法**

$j$  番目のサブフォルトにおいて、 $K$  ステップに渡って応力が変化して残留強度に達した場合について考える。ここで、第  $k$  ステップの応力変化量を  $a_{jk}$  とし、第 1 破壊ステップ以降の応力の時間変化を以下のように表す。

$$\Delta\tau = \sum_{k=1}^K a_{jk} \varphi_{jk}(t) \tag{9}$$

$\varphi_{jk}(t)$  による第  $i$  観測点の波形、すなわち、 $j$  番目のサブフォルトで時刻  $t_k$  に単位応力降下が起こることによって、第  $i$  観測点で生じる波形を、 $u_{ijk}(t)$  と表す。このとき、第  $i$  観測点における波形  $u_i(t)$  は、応力変化量  $a_{jk}$  を掛けた上で破壊ステップ  $k$  とサブフォルト  $j$  に関する和を取ることで、以下のように書ける。

$$u_i(t) = \sum_{j,k} a_{jk} u_{ijk}(t) \tag{10}$$

$i$  番目の観測点における観測波形を  $O_i(t)$  と表す。このとき、観測波形と式 (10) で表される合成波形との間の残差の 2 乗和は以下のよう

$$\sum_{i,t} \left( O_i(t) - \sum_{j,k} a_{jk} u_{ijk}(t) \right)^2 \tag{11}$$

ここで  $t_l$  は離散的な時刻を表す。式 (11) において応力変化量  $a_{jk}$

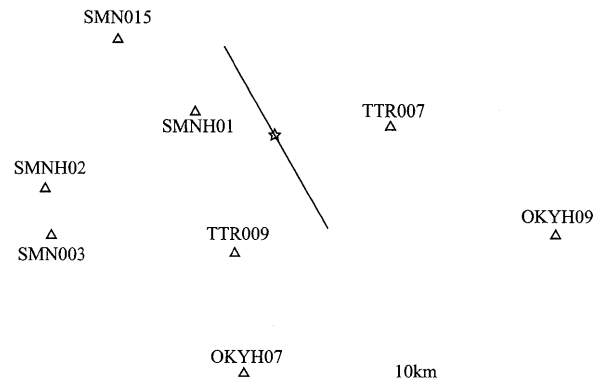


図 2 解析に用いた観測点 (△) と想定した断層位置 (直線) および震央位置 (星印)。

表 1 解析で用いた地下構造に関するパラメーター

上面の深さ	P 波速度	S 波速度	密度
0km	5.5km/s	3.18km/s	2.6g/cm <sup>3</sup>
2km	6.1km/s	3.53km/s	2.7g/cm <sup>3</sup>
16km	6.7km/s	3.87km/s	2.8g/cm <sup>3</sup>

が推定すべきパラメーターである。

パラメーターの推定に当たり、応力降下量が負となることは許す一方、各破壊ステップで生じるすべりは非負という条件を課した<sup>18</sup>。

また、残差の 2 乗和 (式 (11)) を最小にする条件に加えて、パラメーターを安定的に推定するために応力の変化量にスムージングの条件を加えた。それぞれの条件の重みについては、赤池のベイズ型情報量基準 (ABIC) を用いて最適値を求めた<sup>19,20</sup>。

本手法では、破壊時刻を先験的に与えている。仮に、与えた破壊時刻が実際の破壊時刻よりも早い場合、当該サブフォルトでは実際の破壊時刻まではすべりが小さくなるように負の応力降下が求まるはずである。破壊時の応力または破壊時刻をパラメーターとして推定する場合には、破壊が起こるまではすべり 0 の条件を厳密に満たすが、本手法では、負の応力降下が求まったとしても、サブフォルト上で厳密にこの条件を満たすことはできず、その差異は推定結果に影響を与えることになる。その影響は、すべりが小さくなるように応力が推定されている限りにおいては限定的であり、推定結果全体への影響は大きくはないと考えられるが、破壊時刻が大きすぎると考えられる場合には、該当箇所の破壊時刻を修正する必要があると考えられる。なお、後述する 2000 年鳥取県西部地震の解析では、運動学的モデルによって推定された破壊時刻を元に破壊時刻を与えた。

**3. 2000 年鳥取県西部地震の解析**

2000 年 10 月 6 日 13 時 30 分に鳥取県西部を震源とするマグニチュード ( $M_{JMA}$ ) 7.3 の地震が発生した。境港市と日野町で震度 6 強が観測されるなど、震源域を中心に強い揺れに見舞われ、被害は、家屋、公共建築物、道路、港湾、鉄道など多岐に及んだ。

本章では、震源域で得られている強震データから、前章で述べた手法によって断層面上の応力変化を推定する。推定結果を運動学的モデルによる解析結果と比較し、さらに、解析結果に基づいて地震動解析を行う。

**(1) 解析モデル**

解析には K-NET の記録と KiK-net の地表記録を用いた。強震記録

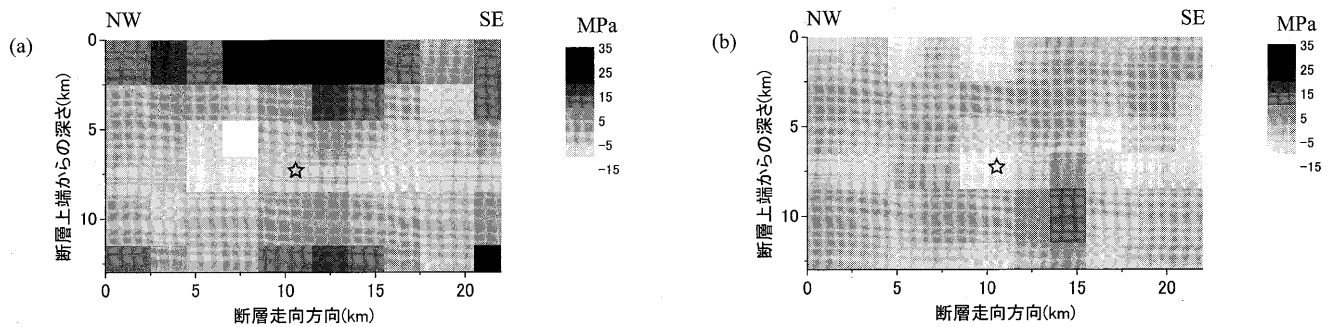


図3 推定結果. 解析終了時(破壊開始後10s)に断層上に作用している応力. (a)断層走向方向, (b)鉛直方向. 星印は震源.

は, 時間に関して積分して速度波形にして, 0.1Hz-1.0Hzのバンドパスフィルターをかけた. P波が観測点に到達する1s前から15s間を解析対象とした. 日野地点(TTRH02)では, PS検層の結果から地表下100mにおいてもS波速度は790m/sとなっており, 観測記録は表層地盤の影響を大きく受けていると考えられることから解析には用いなかった. 断層面は, 余震観測から複数のセグメントに分かれていた可能性も指摘されているが, 全体としては $150^\circ$ の走向を持ち, 傾斜角 $85^\circ$ のほぼ純粋な左横ずれの断層であったと推定されている<sup>21)</sup>. 本解析では, 1枚の断層面上で破壊が起きたものと仮定し, 走向は $150^\circ$ , 断層面は鉛直であるとした. 断層変位の結果生じたと考えられる地表の変形は確認されているが, 地表において直接断層面の変位が観察されるような明瞭な地震断層は確認されていない<sup>22)</sup>. 断層は浅い領域まで達していたが地表には達していないと考えられる. 本解析では, 断層上端深さは1kmとし, それ以浅では破壊が起こらないものとした. 想定した断層の位置と解析に用いた観測点の位置を図2に示す.

波形の計算には差分法を用いた. グリッド間隔を250m, 時間間隔を0.01sとし, 表1に示す速度モデル<sup>23),24)</sup>を用いた. 震源断層の大きさについては, これまでになされた解析<sup>24),25)</sup>で大きなすべりが推定されている領域を本解析の対象として, 長さ22.5km×幅13.5kmとした. インバージョン解析を行う際に, 震源断層を走向方向, 深さ方向に $10 \times 6$ 個の2.25km四方のサブフォルトに分割して, それぞれのサブフォルトで単位応力降下が起きた場合の, 観測点における波形を計算した. 震源は, 35.269N, 133.3567E, 深さ7.8kmとし, 破壊フロントは震源から1.9km/sで伝播するものとした<sup>24)</sup>.

破壊フロントの到達後, 応力は0.4s間隔で変化するものとした. この時間間隔は, 応力変化に伴って生じる断層上のすべりの速度時間間隔を予備的な解析によって計算し, これらが相前後するステップで適度に重なるように定めた.

断層走向方向に対して,  $45^\circ$ 度傾いた方向に作用しているせん断応力が単位量降下した際に観測点で生じる波形を計算し, これらをグリーン関数としてインバージョン解析を行った. その際, 各サブフォルトにおいて作用させた単位応力と同方向のすべりを計算した. 走向方向から $45^\circ$ 度傾いた2方向それぞれについて同様な計算を行い, インバージョン解析を行う際には, どのサブフォルトにおいてもその中央部では, これら2方向のすべりが共に非負となる条件を加え, 最終的にすべりの向きは断層走向(左横ずれ)方向から大きくずれることがないようにした.

## (2) 解析結果

図3に推定された応力変化を示す. 図は, 解析終了時(破壊開始後10s後)における断層上の各点の応力を表している. 図3(a)では

断層面上走向方向に作用している応力を, 応力降下を起こす場合を正, 応力が增大する場合を負で表示しており, 図3(b)では, 断層面上において鉛直方向に作用している応力を, 断層面を挟んで北東側のブロックが上方に動く場合を正として表示している.

応力の変化は, 走向方向に作用している応力の方が顕著であり, 特に, 断層中央浅部で走向方向に作用している応力が大きく降下している. また震源真下から5km程度南東までの間の深部でも比較的大きな応力降下が起きている. 鉛直方向の応力も, 北西側浅部と南東側の中一深部で変化している様子が見られるが, 走向方向の応力降下量と比べると, 値も広がりも小さい.

図4に断層上の応力の時刻変化を示す. 走向方向の応力変化が支配的であることから, 走向方向に作用する応力の時刻変化のみを示す. 外側の長方形は断層面を表しており, 横・縦方向にそれぞれ $10 \times 6$ 個ある線は, それぞれが各々のサブフォルト上の応力時刻歴を示したものであるが, 時刻歴の左端の点の位置における応力-時刻の関係のプロットしている. 応力-時刻の関係は, 本解析で用いた条件から, 同一のサブフォルト内では破壊開始後(破壊フロント通過後)の形状はどの点でも同一になるが, 破壊開始時刻が震源からの距離によって点ごとに異なっている.

図5には観測波形と推定結果に基づく計算波形の比較を示す. 波形横の数字は観測速度波形の最大値(m/s)を表している. 特に主要動部では両波形は良く一致しており, 計算波形は観測波形を良好に再現している.

破壊開始直後に震源周辺部では応力が降下しているが値は小さい. 破壊開始後4sから5sにかけて, 断層中央浅部で応力が大きく降下している(図4中A, B, C). また, ほぼ同時刻に断層中央深部でも比較的大きな応力降下が起きている(図4中D). 中央部以外でも, 断層浅部では走向方向に作用する応力が10MPa程度降下しており, 深部でも同程度応力降下を起こしている領域があるが, 浅部と深部を除くと応力降下量は小さいか, 場所によっては逆に応力は増大している.

断層浅部の応力降下が大きな領域(図4中A, B, C)においては, 3または4ステップの間に大部分の応力降下が起きている. 時間間隔で0.8sから1.2sとなるが, 解析の際にスムージングをかけていることから, この値は大きめに評価されている可能性がある. また, これらの領域で, 破壊後に大きく応力が回復の様子は見られない.

深部(図4中D)では4から5ステップ(時間間隔1.2sから1.6s)で主たる応力降下が起きている. スムージングをかけていることに加え, 深部は浅い領域よりも解像度が劣ることから, この時間間隔は過大に見積もられている可能性が高い. 深部でも破壊後応力が大きく回復の様子は見られず, また, 深さによって系統的に応力降下過程に違いが生じている様子は見られない.

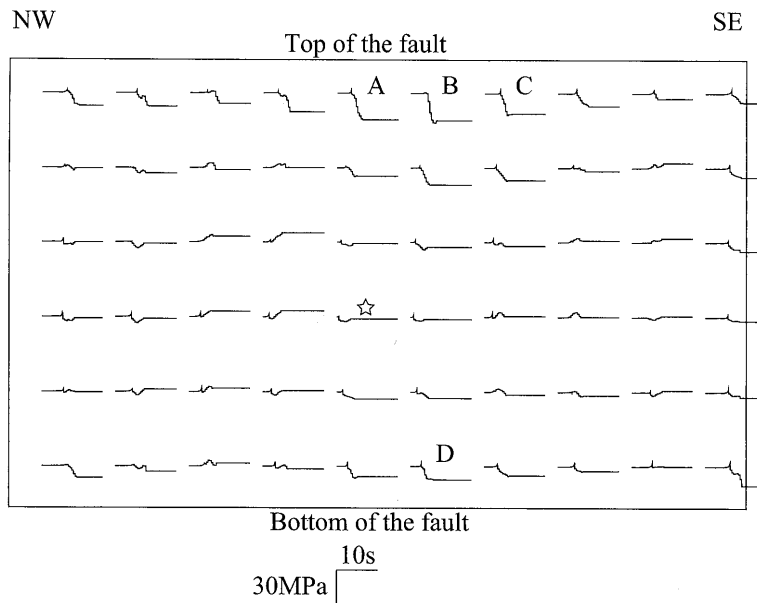


図4 推定された応力(断層走向方向に作用する応力)の時刻歴. 長方形は断層面を表し, 各線の左端点位置における時刻歴を表示. 星印は震源.

断層端部の応力は, 下端と北西・南東端では数 MPa から最大で 30 MPa となっている. この値は, 格子間隔を考慮すると, 日本国内の地震について推定された破壊強度 (Strength Excess)<sup>26)</sup> の最大値と同程度かやや大きめの値であり, 1989 年 Loma Prieta 地震の破壊強度<sup>27)</sup> と同程度の値となっている. 一方, 上端部での応力は最大で 100 MPa 程度に達し, 他端と比べて大きい. 本解析では, 深さ 1km 以浅では破壊が起こらないと仮定している. 明瞭な地震断層は確認されておらず, 1km 以浅で強い地震波を発生するような破壊が起きたとは考えにくい. しかし, 震央付近で断層変位に起因すると考えられる地表面の変状が観察されており<sup>28)</sup>, また, 断層と交差する導水管トンネル内 (地表下約 200m) の 2 箇所 (距離約 300m) において, 数 cm から 20cm 程度の左横ずれ変位が認められている<sup>22)</sup>. 実際には, 深さ 1km 以浅で全くすべっていなかったわけではなく, すべりは複数の面上で浅い領域まで達していたと考えられる. 断層模型実験<sup>29)</sup> によると, 基盤の横ずれ変位によって初期段階では地表面には小規模な雁行状の断層群 (リーデルせん断) が形成されるが, 震源域周辺のリニアメントの分布がこのリーデルせん断と類似していることから, 鳥取県西部地震の断層が発達の初期段階にあり, そのため, 地表に明瞭な地震断層が現れなかった可能性が指摘されている<sup>30)</sup>. また, 導水トンネル内の変位量が小さかった原因として, 断層端部に当たるために周辺の岩盤の連続的変形 (引きずり, 撓曲) による変位量が大きかった可能性が指摘されている<sup>22)</sup>. 震源断層の破壊に伴う断層のすべりは, 断層が発達の初期段階にあったために, 小規模な断層群を形成しながら浅部へと進展していったが, その過程で, 複数の破壊面に分散するとともに, 周辺の岩盤の連続的変形に転化して地表には現れなかった可能性がある.

### (3) 運動学的モデルによる推定結果との比較

運動学的モデルによる推定結果との比較は, 両モデルの推定結果を検証する上で有用である. 運動学的モデルの推定結果と比較するため, 本推定結果に基づいて, 断層上のすべり分布を求めた (図 6). 図は, 断層を挟んで北東側のブロックの, 南西側ブロックに対する相対変位を示している. 概して走向方向のすべりが大きい, 特にすべりの大きな領域ではこの傾向がはっきり見られる. 断層上端

5km 以浅では 1m 程度かそれ以上のすべりが生じており, その中でも震源の真上から南東 2km 程度にかけての浅い領域でもっともすべりが大きく, 最大値は 4m に達している. 一方, 断層上端から 5km 以深では, 震源と震源南東側 5km 程度の間の範囲で 1m を超えるすべりが得られているが, それ以外の領域ではすべりは小さい. このすべり分布は, 走向方向に作用する応力の変化が大きかったこと, 浅い領域特に震源真上から南東側 5km にかけて応力降下量が大きく, それに対して上端から 4.5km ~ 9km の深さでは応力降下量は小さいか応力が增大していたことと対応している. すべりから求めた地震モーメント  $M_0$  は  $1.2 \times 10^{19}$  Nm で, 気象庁のモーメントテンソル解の値 ( $1.7 \times 10^{19}$  Nm), F-NET の値 ( $8.6 \times 10^{18}$  Nm) と調和的である.

図 6 のすべり分布と岩田・関口<sup>24)</sup> において推定されたすべり分布を比べると, 震源周辺部では本解析結果の方が大きなすべり量を推定しているといった違いもあるが, 上で述べたようなすべり分布の特徴, すなわち, 震源真上から南東側にかけての浅い領域ですべりが大きく, すべりの最大値は 4m 程度になっていること, また, 5km 程度より深くなるとすべりが小さくなることは, 両者で共通しており, 2 つの推定結果は概して同様なすべり分布を与えているといえる.

Dalguer et al.<sup>31)</sup> は, 断層上の地震時の応力変化を Iwata et al.<sup>28)</sup> のすべりの推定結果から求めている. 彼らは, 断層中央の浅部に応力降下量が 30MPa に達するアスペリティ領域が存在し, また, 断層中央浅部から震源南東側 5km-10km の深さ 10km 程度にかけて, 応力が 10MPa 程度以上降下する領域が広がっている結果を得ている. 応力降下が大きな領域の広がりは本解析では深さ 5km 程度に限られている一方で北西方向に広がっているといった違いも見られるが, アスペリティ領域の位置およびそこでの応力降下量はほとんど一致し, また, 南東側ではやや深い領域でも応力降下が大きくなっているといった特徴は共通して見られる.

Iwata et al.<sup>32)</sup> では内陸で起きた 4 つの地殻内地震について, 運動学的インバージョン解析結果から応力を求めている. 2000 年鳥取県西部地震の解析では, 断層中央浅部で 20MPa から最大で 30MPa 程度応力降下が起きており, また, 震源の南東側 5km 程度では, 深さ 5km から 15km にかけても, 最大で 40MPa を超える応力降下が起きてい

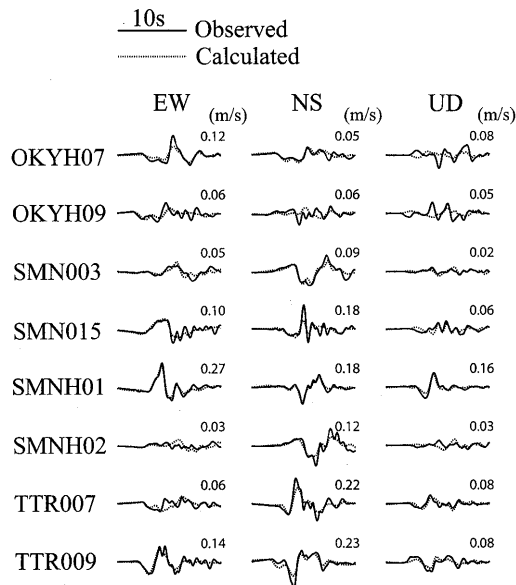


図5 観測波形と計算波形の比較。波形横の数字は観測波形の最大速度 (m/s)。

た結果を得ている。断層中央浅部については、本解析で得られたアスペリティー領域とは、広がり・応力降下量ともやや小さいといった相違もあるが、おおよそ対応した結果となっている。一方、震源南東側の応力降下量の推定結果は、特に深さ 5km から 10km にかけて異なっている。これらの相違は、運動学的インバージョンでは、5枚の断層セグメントを仮定し、最浅部のサブフォルトのすべりを抑える拘束条件を加えているのに対して、本解析では断層は1枚であると仮定し、深さ 1km より浅いところでは全くすべらない条件を与えているといったモデル化や境界条件の違いに起因すると考えられる。

これらの運動学的モデルによる解析に対し、Peyrat and Olsen<sup>14)</sup>は、摩擦則のパラメーター（降伏応力とすべり弱体化距離）を与えた上で、neighbourhood algorithmを用いたダイナミックインバージョン解析によって、動的な破壊過程を推定している。本解析結果とは、アスペリティー領域の位置、中でもすべりの大きな領域が断層中央浅部にある点については一致しているが、彼らの求めたすべり量は最大で 2m 程度、応力降下量は 5MPa 程度となっており、本解析結果よりも小さな値となっている。破壊伝播速度が違っていることが相違の原因と考えられるが、応力降下量と摩擦パラメーターを独立に求めることができないことが推定結果に影響を与えている可能性もある<sup>14)</sup>。

これらの解析結果では、断層中央浅部にすべり・応力降下が大きな領域があることが共通している。この領域でのすべり量や応力降下量は、本解析で得られた値は Peyrat and Olsen<sup>14)</sup>の結果よりも著しく大きな値となっている一方、運動学的モデルの解析結果<sup>24),31),32)</sup>とはおおよそ一致している。本解析では深さ 5km から 10km にかけては大きな応力降下が起きていないといった相違もあるが、南東側ではやや深い領域でもすべり・応力降下量が大きくなっている点も共通しており、全体として本解析結果と運動学的モデルによる解析結果は調和的であるといえる。

震源周辺部においては、運動学的モデルの結果<sup>31),32)</sup>では、すべりが小さく負の応力降下が推定されているのに対して、本解析では、応力降下が起き、すべりも震源から南東側にかけての広い範囲で比較的大きな値を取る結果となっている。このすべりの分布パターン

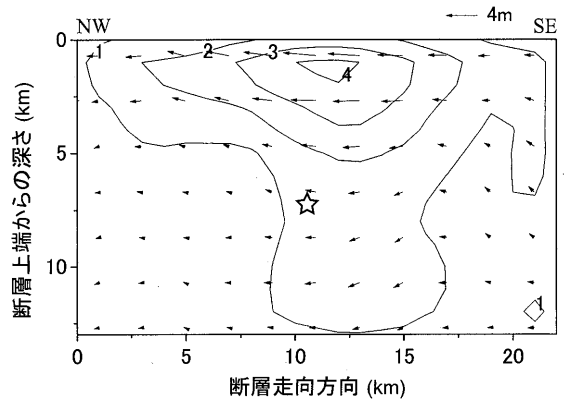


図6 推定された断層面上のすべり分布。数字はすべり量 (m) を表す。星印は震源位置。

はダイナミックインバージョン解析結果<sup>14)</sup>と類似している。前述したようにモデル化や境界条件の違いの影響が大きいと考えられるが、加えて、各サブフォルトで独立にすべりを推定する運動学的モデルと、周囲のサブフォルトの応力変化過程もすべりに影響を与える応力に基づく手法の差異も結果に影響を与えている可能性がある。深さ 5km から 10km にかけて、震源周辺とその南東側領域においては相違も見られるが、全体的には、静的なパラメーター（すべり、静的応力降下量）の値と分布については、本解析結果は運動学的モデルによる結果と類似しており、同様な解析モデルに基づいて破壊過程を推定する場合、本手法においても、運動学的モデルに基づいた推定結果と全体としては同様な結果が得られることが確認された。

本解析手法では、応力変化という物理過程に基づいて破壊過程が推定される。一方、応力変化に基づいたすべり速度時間関数も与えられており<sup>15),17)</sup>、そのようなすべり速度時間関数を用いれば運動学的モデルで応力変化を考慮した解析が可能である。しかし、すべり速度時間関数の形状を決めるパラメーターの中には、ライズタイムのようにアスペリティーの大きさに依存するものもあり<sup>17)</sup>、事前にパラメーターを全て求めた上で解析するのは困難である。これに対し、本解析手法では、2章で述べたように、あるサブフォルトの応力変化が他のサブフォルトに及ぼす影響についてもインバージョン解析の際に考慮される。断層近傍で強震記録が多数得られている場合には、中間に何らかのモデルを介在させることなく、波形から直接、動的な破壊過程を推定できる点は本手法の利点である。一方、運動学的モデルを用いて断層上のすべりを推定する方が安定的に解を求められる可能性もあり、状況に応じて両モデルを利用することによって詳細な破壊過程の推定が可能になると考えている。

#### (4) 地震動解析

破壊過程の推定結果に基づいて、2000年鳥取県西部地震における断層近傍の地震動の解析を行った。断層上の応力の変化過程と震源域の地震動に関して検討した。推定された断層面上の応力-時間関係を境界条件として与えて解析を行った。すなわち、22.5km × 13.5km の鉛直な断層面を持つ震源断層を、2.25km 四方の 10 × 6 の領域に分割し、分割したそれぞれの領域内では、破壊フロントの到達時刻に応じて、応力変化（走向方向については図4に示された変化）を起こすものとした。計算はグリッド間隔 250m の差分法により行い、計算波形に 1.0Hz のローパスフィルターをかけた。

計算結果の1例として、地震動解析で得られた地表の最大速度の分布を図7に示す。図7(a)が断層平行水平成分、図7(b)が断層直交

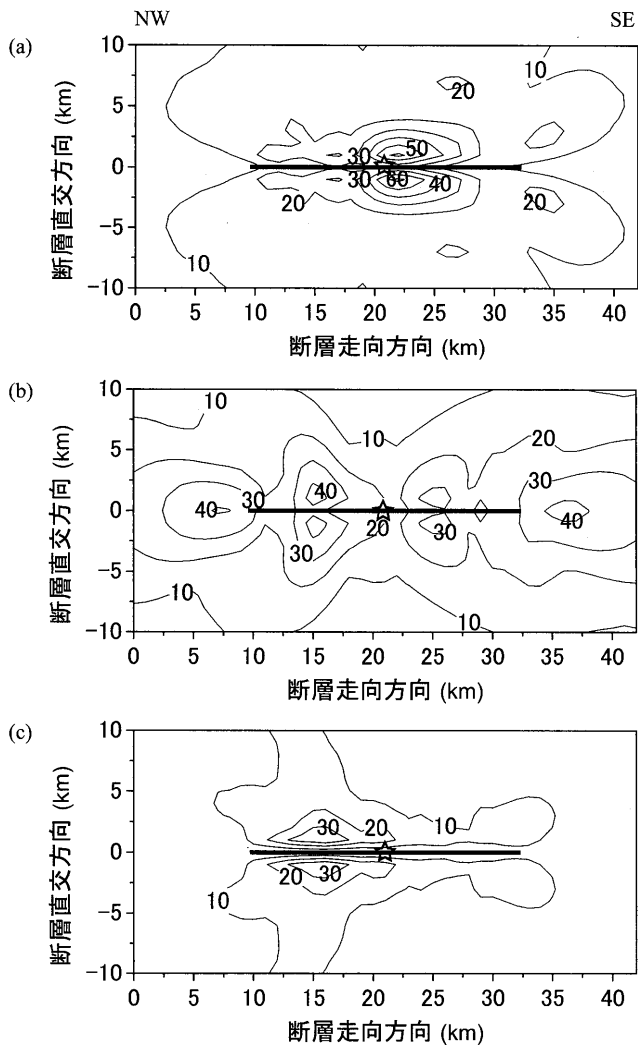


図7 地動速度の最大値分布。(a)断層平行水平成分、(b)断層直交水平成分、(c)鉛直成分。各図の数字は最大速度 (cm/s)、直線は断層位置、星印は震央位置を表す。

方向水平成分、図7(c)が上下動の速度の最大値の分布を示している。図中、実線と星印はそれぞれ想定した断層位置と震央を示しており、図中の数字は速度の最大値 (cm/s) を表している。

断層平行方向成分の最大速度分布 (図7(a)) では、震央から震央南東方向に速度が大きな領域が広がっている。震央北東側2km程度から震央南東側7-8km程度にかけて断層を挟んで5kmの範囲では最大速度は30cm/s以上となっており、最も値が大きいところでは60cm/sに達している。断層の真上では値が小さくなっているが、これは、断層平行成分の反対称性によるものである。上で述べた断層平行方向の強震域は、断層面上中央浅部に応力降下量大きな領域があることに対応していると考えられる。

一方、断層に直交する方向の水平成分の最大値分布 (図7(b)) から、断層の北西側と南東側で震動が大きくなっている様子が見られる。断層を挟んで5kmの範囲ではほとんどの領域で速度の最大値は20cm/sを超えているが、その中で、震央から北西側・南東側共に5km程度離れた領域と断層端から外側の領域では30cm/sを超え、所々40cm/sに達している。断層面の浅い領域では、ほぼ全域に渡って応力降下量は10MPa程度かそれ以上となっており、ディレクティブ効果によって、断層直交方向の強震動が生成されたものと考

えられる。

上下動 (図7(c)) は、水平成分と比べると全体に値が小さく、断層を挟んだ5kmの範囲で10cm/s程度以上となり、断層の北西側では一部30cm/sを超える値となっている。全体に断層面上鉛直方向に作用する応力は小さいが、その中で断層北西側浅部では応力が比較的大きくなっていることと鉛直方向の地震動は対応している。

これらの強震動の特徴は岩田・関口<sup>24)</sup>の解析結果と調和的である。ただし、本解析の方が全体的に大きな速度を与えている一方で、断層北西側では最大速度は同程度か岩田・関口<sup>24)</sup>の方がやや値は大きくなっている。岩田・関口<sup>24)</sup>では、断層中央浅部のアスペリティーと北西方向への破壊伝播によって強震域が生成されたことが示されているが、本解析ではそれらに加えて南東方向への破壊伝播によっても強震動が生成されたことを示している。

翠川・藤本<sup>33)</sup>は、墓石の転倒状況や強震記録から、震源域での固い岩盤上での地震動の強さは、最大地動速度で60cm/sをやや上回る程度であったと推定している。本解析は表層の地盤の影響を考慮しておらず、解析で得られた最大速度は岩盤上での値に対応するが、断層を挟んで幅5kmでは、震央を中心に走向方向に40km程度に渡る範囲で最大速度は20cm/sを超えており、30cm/sに達しているところも多い。翠川・藤本<sup>33)</sup>の推定結果に比べると全体に最大速度の値は小さいが、1Hzより高周波成分をカットしていることから、本解析の方が小さな値を与える結果になったものと考えられる。値はやや小さいながらも、震源域全域に渡って強震域が形成される結果となっている点は、本解析結果は、観測に基づく最大地動速度の推定結果と調和的である。

#### 4. 結論

2000年鳥取県西部地震の破壊過程を推定した。震源断層をサブフォルトに分割し、それぞれのサブフォルトにおける応力の時刻変化を、観測波形から直接求めた。解析結果を運動学的な解析結果と比較すると共に解析結果に基づいて地震動解析を行った。その結果、以下のことが示された。

- (1) 断層走向方向に作用している応力の変化が主として起きており、断層の浅部、中でも、震源真上から南東側5km程度にかけての浅部で最も大きく応力が降下している。断層深部でも、震源下部を中心に比較的大きく応力が降下している領域があるが、これらに対して、断層上端から4km-9kmにかけての深さでは、あまり応力は降下しておらず、震源の北西と南東両側では負の応力降下が起きている。
- (2) 推定された応力分布、応力に基づいて求めたすべり分布は、運動学的モデルによって推定された結果とおおよそ調和的である。
- (3) 応力降下が大きな領域においては、浅部でも深部でも応力はほぼ単調に降下しており、破壊後に大きく応力が回復する様子は見られない。また、応力降下はその大部分が、1s-1.5s程度かそれよりも短い時間内に起きている。
- (4) 断層浅部で応力降下が大きく、破壊時に強い震動が生成されることに加え、破壊が北西方向および南東方向に伝播する際のディレクティブ効果によって震源域全域に渡る強震域が形成された。

謝辞：解析にはK-NETおよびKiK-netのデータを利用しました。

#### 参考文献

- 1) 例えば、Hartzell, S. H. and Heaton, T. H.: Inversion of strong ground motion and

- teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583, 1983.
- 2) 例えば, 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震動の強震動予測, *地学雑誌*, Vol. 110, No.6, pp. 849-875, 2001.
  - 3) 中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」, 第12回, 資料2-1, 2004.
  - 4) Fukuyama, E. and Mikumo, T.: Dynamic rupture analysis: Inversion for the source process of the 1990 Izu-Oshima Japan earthquake (M=6.5), *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. B4, pp. 6529-6542, 1993.
  - 5) Ide, S. and Takeo, M.: The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-oki earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. B3, pp. 5661-5675, 1996.
  - 6) Quin, H.: Dynamic stress drop and rupture dynamics of the October 15 1979 Imperial Valley California earthquake, *Tectonophysics*, Vol. 175, pp. 93-117, 1990.
  - 7) Miyatake, T.: Reconstruction of dynamic rupture process of an earthquake with constraints of kinematic parameters, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, No. 4, pp. 349-352, 1992.
  - 8) Ide, S. and Takeo, M.: Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. B12, pp. 27379-27391, 1997.
  - 9) Day, S. M., Yu, G. and D. J. Wald: Dynamic stress changes during earthquake rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, No. 2, pp. 512-522, 1998.
  - 10) Peyrat, S., Olsen, K. and Madariaga, R.: Dynamic modeling of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, No. B11, pp. 26467-26482, 2001.
  - 11) 澤田純男: 断層の動的破壊過程と波動散乱特性に基づく強震動予測に関する研究, 京都大学博士論文, 1995.
  - 12) 谷山尚: 断層上の動力学的破壊モデルパラメータの推定法に関する研究, *応用力学論文集*, Vol. 3, pp. 541-546, 2000.
  - 13) 谷山尚: 断層上の応力降下過程の推定法に関する研究, *応用力学論文集*, Vol. 6, pp. 755-762, 2003.
  - 14) Peyrat, S. and Olsen K. B.: Nonlinear dynamic rupture inversion of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 31, L05604, doi:10.1029/2003GL019058, 2004.
  - 15) Day, S. M.: Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 3, pp. 705-727, 1982.
  - 16) Kostrov, B. V. and Das, S.: Principles of earthquake source mechanics, Cambridge University Press, 1988.
  - 17) 中村洋光, 宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震2輯*, 第53巻, pp. 1-9, 2000.
  - 18) Lawson, C. L. and Hanson, R. J.: Solving least squares problems SIAM, 1995. (an unabridged, revised republication of the work first published by Prentice-Hall, 1974)
  - 19) Akaike, H: Likelihood and the Bayes procedure, *Bayesian Statistics* (J. M. Bernardo, M. H. De Groot, D. V. Lindley and A. F. M. Smith, eds.), University Press, Valencia, Spain, pp. 143-166, 1980.
  - 20) Yabuki, T. and Matsu'ura, M.: Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, Vol. 109, pp. 363-375, 1992.
  - 21) Fukuyama, E. et al.: NIED seismic moment tensor catalogue January- December, 2000. Technical note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No. 217, pp. 1-131, 2001.
  - 22) 上田圭一, 宮腰勝義, 井上大榮: 2000年鳥取県西部地震に伴う導水路トンネルの左横ずれ変位, *地震2輯*, 第54巻, pp. 547-556, 2002.
  - 23) 伊藤潔, ほか11名: 西南日本帯における地殻内地震発生層, *京都大学防災研究所年報*, 第39号, B-1, pp. 209-219, 1995.
  - 24) 岩田知孝, 関口春子: 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 125-128, 2002.
  - 25) Mikumo, T. et al.: Stress-breakdown time and slip-weakening distance inferred from slip-velocity functions on earthquake faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 93, No. 1, pp. 264-282, 2003.
  - 26) Miyatake, T.: Dynamic rupture processes of inland earthquakes in Japan weak and strong asperities, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, No. 10, pp. 1041-1044, 1992.
  - 27) Bouchon, M.: The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. B6, pp. 11731-11744, 1997.
  - 28) 吉岡敏和, ほか4名: 2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査, *地質ニュース*, No. 555, pp. 7-11, 2000.
  - 29) Ueta, K., Tani, K. and Kato, T.: Computerized X-ray tomography analysis of three-dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting, *Engineering Geology*, Vol. 56, pp. 197-210, 2000.

- 30) 井上大榮, ほか4名: 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, *地震2輯*, 第54巻, pp. 557-573, 2002.
- 31) Dalguer, L. A. et al.: Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, mainshock and aftershocks, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 29, No. 16, 1758, doi:10.1029/2001GL014333, 2002.
- 32) Iwata, T. et al.: Dynamic source parameters and characterized source model for strong motion prediction, Proc. 13th WCEE, Paper No. 2392, 2004.
- 33) 翠川三郎, 藤本一雄: 2000年鳥取県西部地震の震源域での地震動強さ, *日本建築学会構造系論文集*, 第549号, pp. 59-65, 2001. 11
- 34) Ide, S., Takeo, M. and Yoshida, Y.: Source process of the 1995 Kobe earthquake: determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 3, pp. 547-566, 1996.

## 注

注1) Iwata, T. et al.: Source Process of the 2000 Western Tottori Prefecture earthquake and near-source strong ground motion, 日本地震学会2000年秋季大会「2000年鳥取県西部地震」速報セッション, 2000.

## 付録

第*i*観測データの時刻 $t_i$ における値を $O_i(t_i)$ , 第*j*サブフォルトの時刻 $t'_k$ における第*p*方向の応力の変化量(降下するとき正)を $a_{j,p}$ とし,  $u_{j,p}(t_i)$ を, 第*j*サブフォルトで時刻 $t'_k$ に第*p*方向の単位応力降下が起こることによって生じる第*i*成分(第*i*観測データに対応)の時刻 $t_i$ における値とすると, 観測方程式は誤差を $e_i$ として以下のように書ける.

$$O_i(t_i) = \sum_{j,k,p} u_{j,p}(t_i) a_{j,p} + e_i \quad (付1)$$

全観測データを1列に並べた列ベクトルを $\mathbf{d}$ (データベクトル), モデルパラメーター $a_{j,p}$ を1列に並べた列ベクトルを $\mathbf{m}$ (パラメーターベクトル)とし, 誤差ベクトルを $\mathbf{e}$ とすると, 観測方程式は, ベクトル形式で以下ようになる.

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m} + \mathbf{e} \quad (付2)$$

時刻 $t'_k$ と $t'_{k+1}$ における応力変化量の差異が小さくなるように, 以下の式で表される $(e')^2$ を小さくする条件を課す.

$$\sum_{j,k,p} (a_{j,p} - a_{j(k+1)p})^2 = (e')^2 \quad (付3)$$

時間に関する拘束条件(付3)式をベクトル形式で以下のように表す.

$$\|\mathbf{D}_1 \mathbf{m}\|^2 = (e')^2 \quad (付4)$$

空間に関しても同様, 隣接するサブフォルト間の応力変化量の差異が小さくなるように, 以下の $(e'')^2$ を小さくする条件を仮定する.

$$\sum_{j,j',k,p} (a_{j,p} - a_{j',p})^2 = (e'')^2 \quad (付5)$$

上式においてサブフォルト*j*と*j'*( $j > j'$ )が隣接しているとしている。(付5)式をベクトル形式で以下のように表す.

$$\|\mathbf{D}_2 \mathbf{m}\|^2 = (e'')^2 \quad (付6)$$

このとき, 任意の実数 $\lambda_1, \lambda_2$ に対して,

$$s(\mathbf{m}) = \|\mathbf{d} - \mathbf{G} \mathbf{m}\|^2 + \lambda_1^2 \|\mathbf{D}_1 \mathbf{m}\|^2 + \lambda_2^2 \|\mathbf{D}_2 \mathbf{m}\|^2 \quad (付7)$$

を最小にするモデルパラメーター $\mathbf{m}^*$ は,

$$\mathbf{m}^* = (\mathbf{G} \mathbf{G} + \lambda_1^2 \mathbf{D}_1 \mathbf{D}_1 + \lambda_2^2 \mathbf{D}_2 \mathbf{D}_2)^{-1} \mathbf{G} \mathbf{d} \quad (付8)$$

によって求められ(‘は転置を表す), ABICの値は,

$$\text{ABIC} = (N + N_1 + N_2 - M) \log(s(\mathbf{m}^*)) - N_1 \log \lambda_1^2 - N_2 \log \lambda_2^2 + \log \|\mathbf{G} \mathbf{G} + \lambda_1^2 \mathbf{D}_1 \mathbf{D}_1 + \lambda_2^2 \mathbf{D}_2 \mathbf{D}_2\| + C \quad (付9)$$

となる<sup>34)</sup>. ここで,  $N$ は総データ数,  $N_1, N_2$ はそれぞれ $\mathbf{D}_1 \mathbf{D}_1$ と $\mathbf{D}_2 \mathbf{D}_2$ のランク,  $M$ はモデルパラメーターの総数,  $C$ は $\lambda_1, \lambda_2$ によらない定数であり,  $\|\mathbf{A}\|$ は $\mathbf{A}$ の零でない固有値の積の絶対値を表す.

(2007年5月17日原稿受理, 2008年4月14日採用決定)