

有限要素法による断層モデルのシミュレーション

土岐 憲三・三浦 房紀・吉村 隆

SIMULATION OF SPONTANEOUS RUPTURE PROPAGATION AND STRONG EARTHQUAKE MOTION BY THE NONLINEAR FINITE ELEMENT METHOD

By Kenzo TOKI, Fusanori MIURA and Takashi YOSHIMURA

Synopsis

A new approach is proposed to simulate spontaneous rupture propagation and earthquake motion in this study. The method is based on the nonlinear finite element method. The fault is modeled by the joint element which makes it possible to analyze dynamic sliding phenomenon along the discontinuous plane in continuous medium. First, initial stress state on the fault and in the crust at the moment when rupture breaks out is obtained by applying both the gravity and the tectonic forces. Then the nonlinear dynamic analysis is performed under the initial stress state in order to simulate the crack propagation and the radiation wave from it. A barrier model is also investigated. It was ascertained that the method is useful to investigate source mechanism especially stress redistribution on and near the fault.

1. ま え が き

地震源の最初の物理的モデルは Reid によって提唱された弾性反発説¹⁾であろう。これは震源を点として扱う点震源のモデルであった。初期の頃の点震源のモデルでは当然のことながら破壊の伝播をうまく表現できず、震源領域の大きさは無視されていた。したがって大地震の際の震源近傍での複雑な挙動は十分に表現されていないけれども、いくつかのモデルの有効性は確かめられ、複雑な広がりをもった地震を近似的に点震源の時間空間における分布によって表現することが行われてきた。

1960年以降、地震は断層面上での地殻のくい違いによって生じるということが確定的になったことによって、地震学はめざましい発展を遂げた。その結果、地震断層を点としてではなく、面としてとらえるようになり、過去の多くの地震についてその巨視的パラメータを求め、以来断層モデルによって地震波を再現する試みが多くなされている。そのうちで最も簡単でかつ広く用いられているのが Haskell モデル²⁾である。この Haskell モデルでは観測記録をかなりよく説明できるけれども、断層面上のずれ運動の時間空間分布を物理的な理由なしに任意に決めたという不満な点が残る。この点を改善するためには、与えられた地殻内応力分布と断層面上の破壊強度から出発して断層の破壊問題をとき、断層のずれを時間空間の関数として求めなければならない。しかしながら、地殻内応力分布と断層面上の破壊強度を現実的に即して求めることは極めて困難であり、これを適当に仮定しなければならないのが現状である。例えば、一様な初期応力のもとで、強度分布の一様な断層面を伝播すると仮定した破壊は、Haskell モデルと比べてはるかに高振動数成分の少ないなめらかな波形を生じる結果となる。そこで Das と Aki は断層面上に破壊強度の高いバリアーが存在するとして2次元クラックの伝播の問題を解いて高振動数成分を持った地震動の合成法を示した³⁾。また三雲ら^{4),5)}は断層面の強度が空間的に一様でない場合について差分法を用いて、地震波動のシミュレーションを試みている。また、これとは異なった観点から地震動の合成の試みが行われている。それは余震波

形を Green 関数とし、相似法則を適用して重ね合わせることによって本震の波形を再現する試みである⁶⁻⁸⁾。

一方、工学の分野では、構造物の耐震設計を考える上で最も重要な要素の一つに動的解析の入力地震動の問題があり、構造物を設計する際に、将来起きるであろう地震動を合理的に予測することが強く望まれている。特に近年長大吊橋、超高層ビル、原子力発電所、大型石油タンクなどの重要構造物が多く建設されるに至り、その必要性は高まるばかりである。設計用地震動は地球物理の分野での成果を反映して断層パラメータと地下構造とから予測することが理想であるが、震源過程は複雑であり、地下構造の影響も複雑であるから、入力地震動を正しく求めることは極めて困難である。したがって、工学的見地から地動パラメータ（最大地動、継続時間、パワー等）を統計的に推定し、それを基に地動を推定する試み⁹⁾が一般に行われている。上述したように地球物理の分野で始められた地震動の合成は、当初数秒以上の長い周期成分においてのみその成功をみてきたが、次第に工学的分野でも問題とされる数 Hz の周波数領域にまで成功がおこめられつつある。このような背景をもとに、工学の分野でも設計用地震動を断層パラメータを用いてより確定的に推定する試みが行われている。ところがこの従来から行われている断層モデルによる地震動の合成では、複雑な震源過程を表現するために断層の幾何学的パラメータの他に、破壊の伝播速度、くい違いの時間関数、くい違い量などをあらかじめ仮定して与えなければならない。しかしながら、本来これら諸量は造構力 (Tectonic force) の作用下における断層運動の結果として定まる量と考えられる。

ところで、ジョイント要素¹⁰⁾を用いた有限要素法によれば不連続面において接触している弾性体、もしくは非弾性体の動的挙動をよく表現し得ることが筆者らの一連の研究で確かめられている^{11)~13)}。この方法によれば、造構力および断層面上での応力降下の特性を与えるのみで断層運動をうまく再現し得るものと考えられる。そこで本研究は上述のような多くの断層パラメータを与えずに、応力降下の特性を与えることによって断層の破壊過程を表現することを試み、その有用性について検討を行ったものである。

2. 有限要素法による断層運動の解析

2.1 断層モデルの解析手法

地震の発生によってひずみエネルギーが解放されて、再び造構力 (Tectonic force) によってひずみエネルギーが蓄積され、次に地震が発生するまでには断層によって非常にばらつきがあるとはいえ、数十年から千数百年という時間が経過する。一方、地震の継続時間は数十秒、長くても数分というオーダーである。本研究で扱うような問題ではこの時間のオーダーの全く異なる現象を再現し、解析しなければならない。このような観点からすれば造構力による応力の蓄積は静的な現象として扱えることから、地震の発生という現象だけを動的な解析で行なうこととした。ここではその静的および動的な解析手法について述べる。

(1) 断層のモデル化

断層をモデル化するために用いるジョイント要素を Fig. 1 に示す。ジョイント要素は I, J, K, L の4節点からなる、すべりや剝離を表現しうる要素である。本研究で仮定するジョイント要素の構成関係を Fig. 2 に示す。(a) はジョイント要素に垂直な方向、(b) は平行な方向（せん断方向）における関係である。ここでは従来用いた構成関係とは異なり、せん断方向に関して応力降下 (Stress drop) を導入している。降伏応力 τ_y は $\sigma_n < 0$ (圧縮) に対しては Mohr-Coulomb の降伏条件を仮定し、 $\sigma_n > 0$ (引張り) に対してはこれを 0 として次式で与えている。

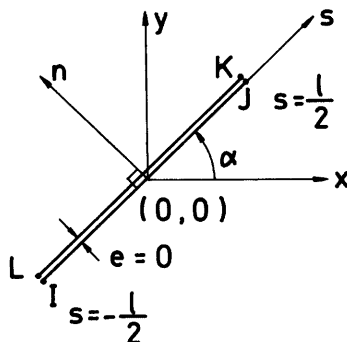


Fig. 1 Two-dimensional joint element.

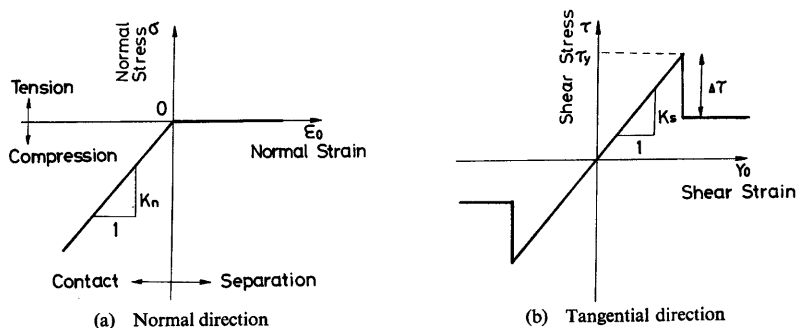


Fig. 2 The constitutive relationships of the joint element.

$$\left. \begin{aligned} \tau_y &= C_f - \sigma_n \tan \phi_f & (\text{圧縮}) \\ \tau_y &= 0 & (\text{引張り}) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

一方、応力降下量 $d\tau$ はデータとして与える。

地殻は通常の2次元アイソパラメトリック要素¹⁶⁾を用いてモデル化する。

(2) 解析手順

一般の動的解析においては静的につり合った状態からの変動を問題とすればよいから重力場における力を考慮する必要はない。しかしながら、断層面での動的滑動現象を解析する場合には、重力および造構力に起因するところの断層面および地殻内における応力を算定し、この応力状態を初期応力状態として断層の破壊を生ぜしめ、これが伝播して地震波動を生じるという過程を再現する必要がある。そこで本研究では以下に述べるように、初期応力を重力と造構力とに起因する応力に分けて静的な2段階の過程によって求め、その後に断層面の破壊現象をシミュレートする動的な解析を行っている。

(i) 自重による応力の算出

自重による地殻内の応力を算出するには、まず自重を次式を用いて等価な節点力 $\{f\}$ に換算する。

$$\{f\} = \int_v [N]^T \{p\} dv \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 $[N]$ は変位関数マトリックスであり、 $\{p\} = \{0, -\rho g\}$ で ρ, g はそれぞれ密度、および重力加速度である。次に、この $\{f\}$ を外力として通常の静的な問題を解けばよい。

(ii) 造構力による応力の算出

造構力による応力もモデルの側方から加えた造構力を外力とする通常の静的な問題を解くことにより求まる。

造構力による応力を求める際には十分に遠い所から力が加わっていることを表現しなければならないが、有限要素法による解析では計算上必要とする領域が非常に大きいので、まず、Fig. 3 に示すような比較的大きなモデルによって断層面上の応力を算出する。動的解析においては、要素長と波長との関係からこのモデルをそのまま使用すると不都合が生じることが明らかとなったので、動的解析においては Fig. 4 に示す詳細な要素網のモデルを用いる。しかしこのモデルの両側から単に一樣な外力を作用させた場合と、先に Fig. 3 に示すモデルを用いて求めた応力場とは異なったものとなる。そこで、この断層面上およびその周辺の応力状態は前者によって求めたものを後者のモデルに再現して動的解析に用いることとした。ただし、自重による応力と造構力による応力を重ね合わせる際には、断層面上の自重によるせん断応力を0として重ね合わせている。即ちこれは、一度破壊が生じた後の断層面上の応力状態から次の破壊に至るまでの応力状態の変

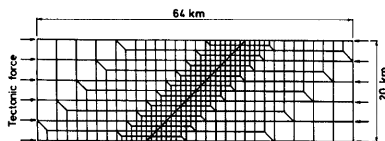


Fig. 3 Finite element mesh of the model used to estimate the initial stress state.

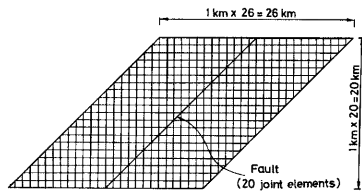


Fig. 4 Finite element mesh of the model for dynamic analyses.

化の中で、せん断応力の増加は造構力によると考えられるからである。

こうして造構力の大きさを徐々に大きくしていき、一つの小断層が破壊する状態、すなわち、あるジョイント要素のせん断応力が降伏応力に達して滑動を起こす瞬間を捕えて、その応力状態をもって初期応力状態としている。

(iii) 動的解析

第(ii)段階で求めた応力状態を初期応力として線形加速度法を用いた非線形震動解析を行う。各ステップでの非線形の収束計算は荷重伝達法¹¹⁾を用いている。第(ii)段階で求めた応力状態においては、あるジョイント要素のせん断応力は降伏応力に達しているため、その要素は直ちに破壊する。その時、その要素の降伏応力が応力降下量 $\Delta\sigma$ だけ低下することによってそこに応力解放が生じ、これに起因する応力が周辺のジョイント要素に再配分されて、破壊が他の要素に伝播してゆくことになる。それと同時に周辺の地殻には地震波動が放射されることになる。

有限要素法を用いて地殻の震動問題を解析する場合には、対象となる半無限領域を有限個の要素でモデル化しなければならず、それによって設けられた境界で波動が反射されて系内に閉じ込められてしまう現象が生じる。本研究においては Lysmer らによって提案された粘性境界¹⁷⁾を導入して、この現象の軽減を計っている。反射波の影響に関しては別途調べられており、反射波の消去は完全ではないが、解析上特別に支障が生じない程度には消去されていることが確かめられている¹⁸⁾。

2.2 解析モデル

(1) 解析モデルの種類

本研究で解析の対象とした地殻構造を Fig. 5 に示す。これは1971年 San Fernando 地震の際に生じた断層¹⁹⁾を参考にしてモデル化したものである。上層の層厚は 8 km、P 波速度は 2.8 km/sec、S 波速度は 1.5

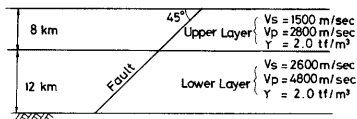


Fig. 5 Fault model analyzed.

km/sec であり、下層の層厚は 12 km、P 波速度は 4.8 km/sec、S 波速度は 2.6 km/sec としている。単位体積重量は両層ともに 2.0 tf/m³ とし、ポアソン比は 0.3 としている。地殻の減衰は Q 値を 1 Hz で 200、4 Hz で 300 としている²⁰⁾。また断層は傾斜角が 45 度の縦ずれ断層であり、造構力によって上盤側が押し上げられ、下盤側がもぐり込む逆断層である。

Fig. 5 に示す地殻構造を断層付近を中心に、水平方向 26 km、深さ方向 20 km の平行四辺形でモデル化したものが前出 Fig. 4 に示す有限要素網であり、正方形要素の一边が 1 km、要素数 580、自由度数 1176 である。断層はモデルの中央部に位置し、地表面から基盤まで貫いている。解析に際しては断層のパラメータによって次に示す 5 通りの場合を想定した。Case 1, 2, 3 は応力降下量が 30 bar であり、Case 4 は 45 bar, Case 5 は 60 bar である。また、Case 1, 3, 4, 5 ではジョイント要素の粘着力 C_j を 70 bar, Case 2 では 35

bar としている。また摩擦角 ϕ_f に関しては、Case 1 については全ての要素について 0° とし、Case 2, 3, 4, 5 については地表面から 16 km の深さの要素までは 0° 、それより深いところの要素、即ち、下の 4 要素では 30° とし降伏応力を極めて高くしている。したがって、Case 2, 3, 4, 5 は 16 km より深いところに過去に一度も破壊したことのない極めて堅固な層が存在すると仮定していることになる。以上により、Case 1 と Case 3 を比較することにより破壊伝播の停止の有無による比較が、また、Case 2 と Case 3 では降伏応力のレベルの違いによる比較が、そして、Case 3, 4 と Case 5 では応力降下量の違いによる比較ができる。これら解析条件をまとめて Table 1 に示す。

Table 1 Model parameters and analysis cases.

Crust	γ (tf/m ³)	Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	ν
Upper layer	2.0	1500	2800	0.3
Lower layer	2.0	2600	4800	0.3
Fault	C_f (tf/m ²)	ϕ_f (degree)	$d\tau$ (bar)	
Case 1	70	0	30	
Case 2	35	0, 30	30	
Case 3	70	0, 30	30	
Case 4	70	0, 30	45	
Case 5	70	0, 30	60	

(2) 波動伝播現象と有限要素の大きさ

動的解析をする際に Fig. 4 に示した解析モデルを用いずに、初期応力を算出する際に使用する Fig. 3 の要素の大きさが均一でないモデルを用いると、断層面より放射された波長の短い波動は断層周辺の最も小さな要素網では表現されるが、次の大きさの要素網ではほとんど表現されず、さらに最も大きな要素網では長周期の波動を除いては伝播していないことが明らかとなった。これは、有限要素法においては 1 波長の波動を表現するためには最低 2 要素、精度を考えると 6～8 要素が必要であり²¹⁾、要素の大きさによって表現される波長が制限されることによる。これはとりもなおさず振動数が制限されるということであるから、有限要素法によるモデル化の際にはその対象とする振動数の帯域をも考慮に入れてモデル化する必要がある。この場合、要素長が 1 km であるから、理論的には波長 2 km の波動まで表現し得ることになる。ここで、波動の振動数 f と波長 λ と速度 c との間には次のような関係がある。

$$f = c / \lambda \quad \dots\dots\dots (3)$$

そこで、 c として第 1 層の P 波速度 2.8 km/sec、 λ として 2 km をとると $f = 1.4$ Hz となり、これが第 1 層で表現される限界の振動数となる。S 波に関してはさらに低い振動数 0.75 Hz となる。

2.3 初期応力

断層面上の初期応力のうち、せん断応力の分布を Fig. 6 に示す。図からも明らかなように、下層のほうが上層にくらべて堅いので、断層から遠く離れたところから造構力が深さ方向に一樣に加わってもせん断応力の分布は一樣ではなく、その大部分を下層が受け持っている。そして下層の最上部に応力集中が生じてせん断応力が最も大きくなっており、動的解析における破壊はこの部分から生じて他のジョイント要素へと伝播していくことになる。なお、 τ_y は Case 2 では 35 bar、他の場合は 70 bar

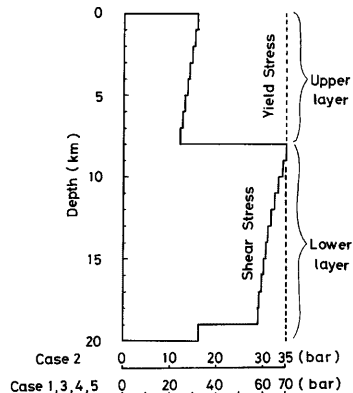


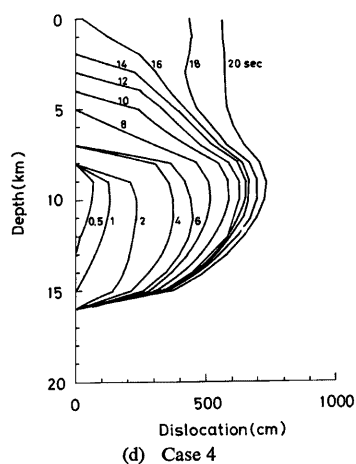
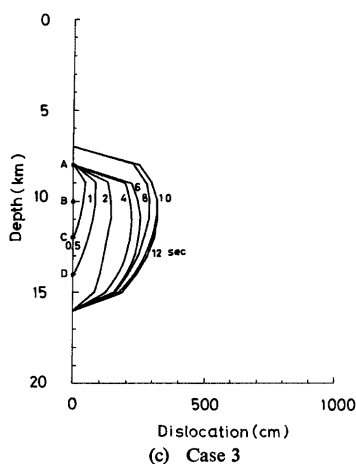
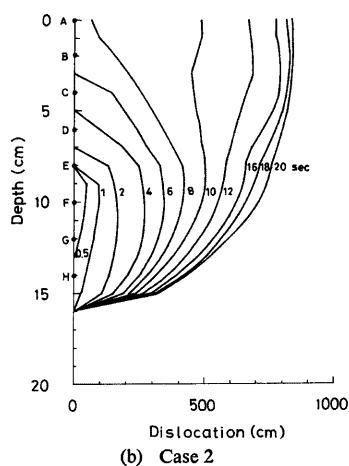
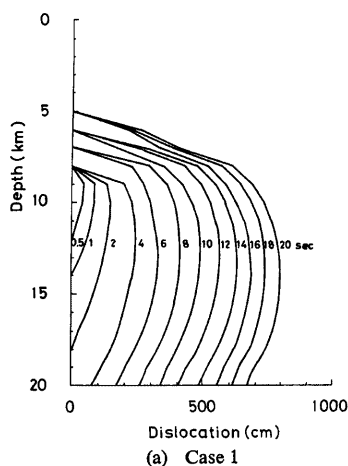
Fig. 6 Distribution of the initial and the yield shear stresses.

であり、両者におけるせん断応力の分布形は相似である。

2.4 解析結果および考察

(1) 破壊の伝播

Fig. 7 (a)~(e) にそれぞれ Case 1~5 の断層の破壊の伝播の様子を示す。図中、縦軸は断層の深さであり、横軸はジョイント要素の対応する節点の相対変位、すなわち断層のくい違い量である（ただし、(e) の Case 5 については縮小率は倍になっている）。また曲線の数字は破壊開始からの経過時間を表わしている。上述した初期応力からもわかるように、いずれの場合も破壊は下層の最上部で発生し、まず降伏応力と初期応力との差が小さい下層のほうへ破壊が伝播していき、破壊が断層の最深部まで到達した後に、上層へと伝播していることがわかる。



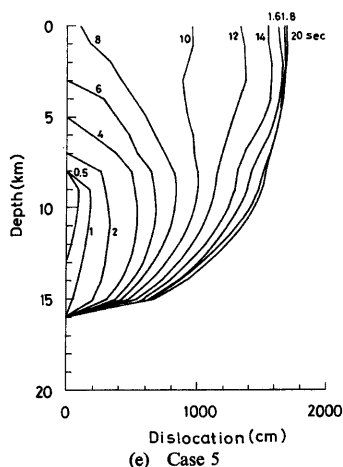


Fig. 7 Development of dislocation with time.

まず、Case 1 と Case 3 を比べると、Case 1 では下層は深さ 20 km まで一様な強度を持つ断層となっているので破壊は3.06秒で最深部まで到達している。一方、Case 3 では下4要素の降伏応力が非常に高いので（約 1400 bar）破壊することなく、破壊はその後しばらくたってから上層に伝播している。また、破壊の上層への伝播は Case 1 では地表面下 5 km まで到達しているが、Case 3 では地表面下 7 km で破壊の伝播が終っている。この違いは、Case 1 ではモデルの最下部まで破壊が伝播しているのに対して、Case 3 では下4要素が破壊しておらず、ここがそれまでに破壊した領域の解放エネルギーを吸収する形となり、上層へ伝達されるエネルギーが Case 1 に比べて少なくなったためと思われる。

次に、同じ応力降下量に対して、降伏応力のレベルの違いによる差をみるために Case 2 と Case 3 を比較する。降伏応力が 35 bar である Case 2 の場合には、破壊は断層の最深部まで達した後上層を伝播して地表面に到達している。これに対して、降伏応力が 70 bar である Case 3 では破壊は地表面まで到達していない。また、破壊の伝播の速度についても、Case 2 のほうが Case 3 よりも大きく、Case 3 では破壊は 12.54秒で完全に終っているのに対して、Case 2 では20秒たってもまだ終了していない。一方、降伏応力のレベルと応力降下量の比が等しい Case 2（それぞれ、35 bar, 30 bar）と Case 5（同、70 bar, 60 bar）を比較すると、両者はほとんど同じような破壊の伝播過程を示しており、くい違い量も Case 5 は Case 2 の約2倍となっている。Case 3, 4, 5 で降伏応力が一定の下での応力降下量による違いを比較すると、応力降下量が大きくなるにしたがってくい違い量は大きくなっているが、その大きさは応力降下量が 45 bar, 60 bar の場合、30 bar の場合の1.5倍、2倍とならず、その差はそれよりもっと大きくなっている。

以上より、くい違い量は単に応力降下量のみには依存するのではなく、降伏応力のレベルにも関係することが明らかである。そして、降伏応力と応力降下量の比が一定の下では、くい違い量は降伏応力に比例的であることがわかる。

Fig. 8 は Case 2 における地表面下3つのジョイント要素のせん断応力の時刻歴であり、図中の矢印↓は当該要素の隣接要素が破壊した時刻を示している。要素番号は小さいほど深く逆に大きいほど浅くなっており、要素580が地表面に接するジョイント要素である。これを見ると、いずれも隣の要素が破壊することによって急激にせん断応力が増加し、やがてその要素もせん断応力が降伏応力に達することによって破壊するという過程が明らかである。なお、これと同じことが Case 1, 3, 4, 5 についても認められる。この様に、

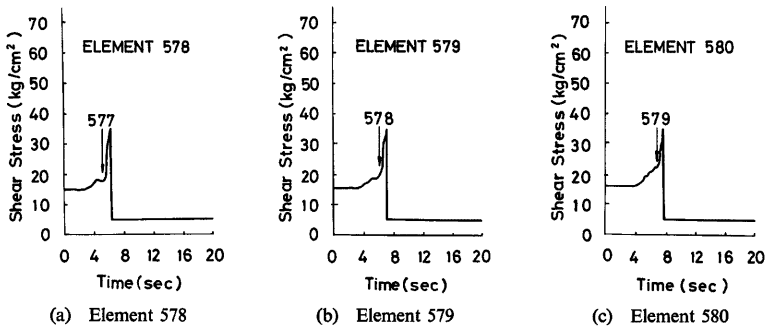


Fig. 8 Time histories of shear stress on the fault.

本解析手法によれば、断層面上における応力の再配分のメカニズムが定量的に評価でき、次章で考察するバリエーションモデルのような問題を扱う場合には極めて有効であることがわかる。

Table 2 The average rupture velocity obtained from the proposed method.

Case	Upper layer	Lower layer
Case 1	0.3	5.5
Case 2	1.4	13.5
Case 3	0.2	8.1
Case 4	0.7	10.8
Case 5	1.4	13.4

Table 2 は上層、下層それぞれの破壊の平均伝播速度をまとめたものである。近代地震学の成果によれば破壊の伝播速度は S 波速度のほぼ 0.75~0.9 倍とされており、これに従えば、本研究で用いている解析モデルでは上層 ($V_s=1.5$ km/sec) で 1.1 km/sec~1.3 km/sec、下層 ($V_s=2.8$ km/sec) で 1.9~2.3 km/sec となるはずであるが、結果は Table 2 に示すように下層では非常に大きくて 5.5~13.5 km/sec にも達し、一方、

上層では 0.2~1.4 km/sec とかなりのばらつきがあり、必ずしも両者の間に良い対応関係は認められない。今後、この点に関して詳細に検討を加える必要がある。

(2) 断層のくい違い量と地殻の変形

近代地震学による断層モデルでは応力降下量 $\Delta\tau$ とくい違いを断層面上で平均した値 D の間には次のような関係がある²²⁾。

$$\Delta\tau = c \frac{\mu D}{\sqrt{S}} \quad (4)$$

ここに、 μ は剛性、 S は断層面の面積であり、 c の値は断層面の形状および断層面に対するくい違いの方向とによって与えられる。本研究のような縦ずれ断層の場合には、 c は次のように与えられる。

$$c = \frac{16}{3\pi} \sqrt{\frac{L}{W}} \quad (5)$$

ここに、 L は断層の長さであり、 W は断層の幅である。また地震モーメント M は次式で与えられる。

$$M = \mu DS \quad (6)$$

ここで、式(4)、(5)から $S=LW$ として L を消去すると次式を得る。

$$\Delta\tau = \frac{16}{3\pi} \frac{\mu D}{W} \quad (7)$$

この式によれば $\Delta\tau$ は断層幅 W だけに係し、2次元解析結果にも適用できる。そこで本研究の解析に用いた Case 2~5 の各値をそれぞれ式(7)に代入することによって求めたいくい違い量の断層面上での平均値を

Table 3 に示す。ただし、剛性を求める際には、S 波速度を上層と下層の中間的な値である 2.0 km/sec とし

Table 3 Dislocation and seismic moment obtained from the elastic theory.

W (km)	$\Delta\tau$ (bar)	Dislocation (m)	Seismic moment (dyn-cm)	Ms	Corresponding case
28	30	6.06	7.76×10^{25}	6.9	Case 1
22.8	30	4.84	3.96×10^{25}	6.7	Case 2, 3
	45	7.26	5.95×10^{25}	6.8	Case 4
	60	9.68	7.93×10^{25}	6.9	Case 5

で求めている。一方、有限要素解析により得られたくい違い量を Table 4 に示した。Table 4 には、解析結果より得られたくい違い量を用いて算定した地震モーメント、およびその地震モーメントから Geller の式²³⁾によって算出した表面波マグニチュードが併せて示してある。ここに地震モーメントの算出には式 (6) を用いており、断層面の面積は Kanamori と Anderson²⁴⁾ による浅い地震における『相似法則 (Scaling law)』を用いて、 $L=2W$ としている。ここで、解析結果によるくい違い量は断

Table 4 Dislocation and seismic moment obtained from the proposed method.

	Dislocation (m)	Seismic moment (dyn-cm)	Ms
Case 1	6.86	8.78×10^{25}	7.0
Case 2	7.15	5.85×10^{25}	6.8
Case 3	3.14	2.57×10^{25}	6.6
Case 4	6.03	4.94×10^{25}	6.8
Case 5	14.32	1.17×10^{26}	7.0

層面上で平均しており、Case 2, 4, 5 については 20 秒におけるくい違い量をもって算出している。Table 3 と Table 4 を比べると、Case 3 を除き、一般に本解析法による結果が大きくなっているが、両者の間にはそれほど大きな差はなく高々 1.5 倍程度の違いがあるだけである。2 次元問題として取り扱っているにも拘らずこの様に良い一致がみられることは、本研究の解析手法の妥当性を示すものといえよう。

ここで、弾性論により求めたくい違い量は応力降下量のみに対して比例関係にあるが、本研究の解析結果によると 2.4 (1) でも述べたようにくい違い量は単に応力降下量のみ依存するものではなく、降伏応力のレベルにも関係しているものであることがわかる。すなわち Case 2, 3 はいずれも応力降下量 $\Delta\tau$ が 30 bar であるにもかかわらず、そのくい違い量は降伏応力のレベルによってそれぞれ 715 cm, 314 cm となっている。また Case 2 と Case 5 を比べると降伏応力の応力降下量の比が等しく、応力降下量が 2 倍になるとくい違い量も 2 倍になっていることがわかる。

Case 2 および Case 3 のくい違いの時間関数を示したのが Fig. 9 と Fig. 10 であり、図中、A~H は Fig. 7 (b) と (c) 中に示している点を表わす。一般に断層モデルではこのくい違いの時間関数を一次関数の傾斜関数 (ramp function) で与えることが多い。Case 2 でも比較的深い D~H 点ではほぼこれに近い状態となっているが、浅い A~C 点では二次関数的な曲線となっている。また、一般の断層モデルではこのくい違い時間関数は全ての場所を通じてその形状は同一としているが、両図にみられるようにそれは場所によってかなり異なった様相であることがわかる。また、Fig. 10 (Case 3) ではよりその傾向が強く、比較的深い点であるにもかかわらず、二次曲線的な関数となっている。また、この図で曲線が二段階状となっているのはちょうど破壊が下層の再深部に達した後、上層に伝わってきた時刻に対応しており、その影響がくい違いの時間関数にもはっきり出ているものである。

次に、破壊が地表面に達している Case 2 について、地表面の変形 (変位分布) を Fig. 11 に示した。曲線の数字はそれぞれの時刻を表わしたものである。(a) が水平方向、(b) が鉛直方向である。6 秒の線は未だ破壊が地表面に到達していない時刻であり地表面は連続であるけれども、その後の時刻ではくい違いが生じている。一般に逆断層の場合には上盤側と下盤側とは地動の大きさや被害状況が異なることが認められて

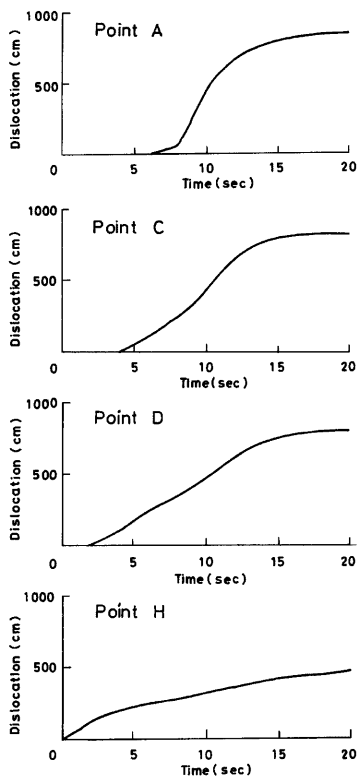


Fig. 9 Dislocation-time curves at various points on the fault; Case 2.

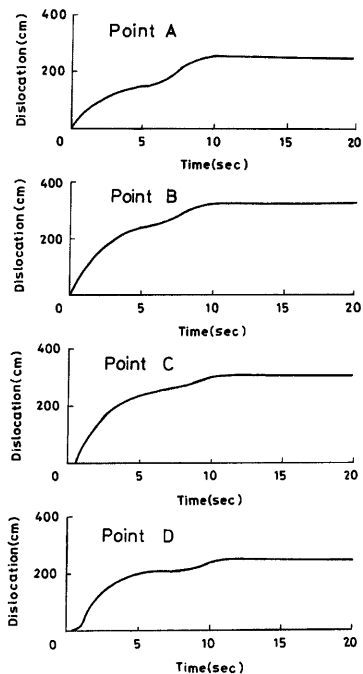


Fig. 10 Dislocation-time curves at various points on the fault; Case 3.

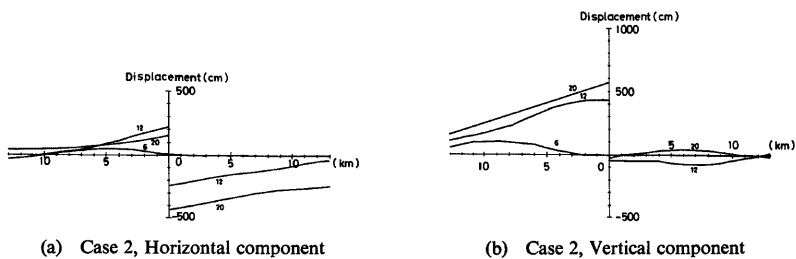


Fig. 11 Change of displacement distribution with time on the ground surface.

いるが、本解析においては水平方向では下盤側のほうがその変動が大きく、鉛直方向では上盤側のほうが大きいことがわかる。すなわち、上盤側では下盤がもぐり込もうとすることによって上方に持ち上げられるために鉛直方向の変動が卓越し、下盤では上盤が持ち上がったことによって抵抗が少なくなり、沈み込みよりも水平方向に伸びるためであると考えられる。Fig. 12 は Case 4 の 20 秒における断層周辺の変形状態である。この場合、破壊は地表面まで達しておりここでくい違いが生じていることがわかる。

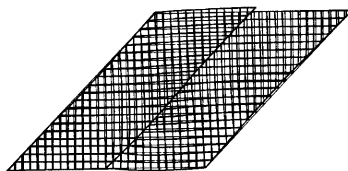


Fig. 12 The final deformation of the crust due to the fault dislocation.

(3) 地震波形に関する考察

Fig. 13, Fig. 14 は Case 2 における地表面の断層上の上盤と下盤の変位、速度、加速度の時刻歴であり、それぞれ (a) は水平方向、(b) は鉛直方向である。これらの波形を比べると (2) で述べたと同様に変位、速度、加速度ともに、上盤では鉛直成分が、下盤では水平成分が卓越していることがわかる。また地表面が破壊を生じた瞬間には加速度波形は鋭いパルスとなっている。これはその瞬間は断層面近傍のわずかの質量が運動するためであり、上盤でのその値は水平方向で 911 gal、鉛直方向では 1130 gal にも達している。なお図中の矢印↓は隣の要素が破壊した瞬間を示したものである。

Fig. 15~17 は Case 2, 4, 5 における地表面の最大加速度の距離減衰の様子を示したものである。Fig. 18 はこれらと比較するために、1980年アルジェリア地震における震度、加速度および、断層モデルによってシミュレーションした変位量の距離減衰²⁵⁾を示したものである。本解析による加速度の距離減衰とエルアスナム地震の際の加速度の距離減衰には極めて良く似た傾向がみられる。また、Fig. 15~17 では下盤では常に水平方向のほうが加速度は大きくなっていることが認められるが、これは前述の理由による。

3. バリヤーを有する断層モデルの解析

3.1 解析モデル

2. においては二層系の断層モデルについて解析し考察を加えた。その際に断層のパラメータは一樣であったので、破壊は順次伝播していくものであった。しかしながら、実際の断層面は一樣な強度ではなく、降伏応力の高い箇所や、逆に低い箇所が存在しているはずである。断層面上での破壊が伝播していく際に、その破壊面の先端が降伏応力の高いところ、すなわち、バリヤーにぶつくと、バリヤーの降伏応力の高さによって次の3種類の破壊形態の可能性が考えられる²⁶⁾。(i) バリヤーの降伏応力が十分に高いときには破壊はそこで止ってしまう。(ii) バリヤーの降伏応力が比較的低いときにはバリヤーは破壊されて、破壊は先方へ進み続ける。(iii) バリヤーの降伏応力が丁度 (i) と (ii) の中間のときには破壊の伝播はバリヤーを残したまま飛び越えて伝播していく。そのバリヤーはやがて応力の再分配によって破壊するかもしれないし、破壊しないかもしれない。

ここでは簡単のため均一な地殻内の断層モデルを仮定し、ジョイント要素の降伏応力を高くすることによってバリヤーモデルを表現し得るかどうか検討を加える。

ここで解析する断層も傾斜角45度の逆断層であり、地殻の物理定数は二層系モデルの下層と同じ定数としている。バリヤーのない場合を Case 6 とし、地表面下 6~7 km (1 要素) にバリヤーが存在する場合を Case 7 とする。断層面の強度パラメータは、Case 6 では断層の粘着力 C_f を 70 bar、摩擦角 ϕ_f を 1° とした。一方、Case 7 はバリヤーより浅い部分は粘着力が 70 bar、バリヤーでは 110 bar、バリヤーより深い部分では 62 bar とし、摩擦角は一樣に 1° とした。また応力降下量は粘着力の大ききにかかわらず 20 bar とした。なお、本章でジョイント要素の摩擦角 ϕ_f をすべて 1° としているのは、破壊の伝播速度を調整するためである。即ち、破壊の伝播は初期応力状態に強く依存するが、次節にみられるように、この場合にはせん

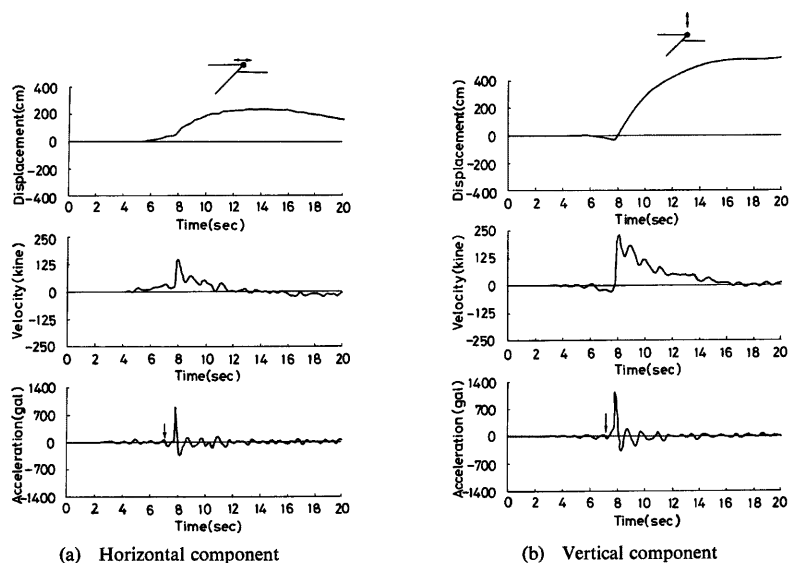


Fig. 13 Time histories of seismic wave at the upper side of the fault; Case 2.

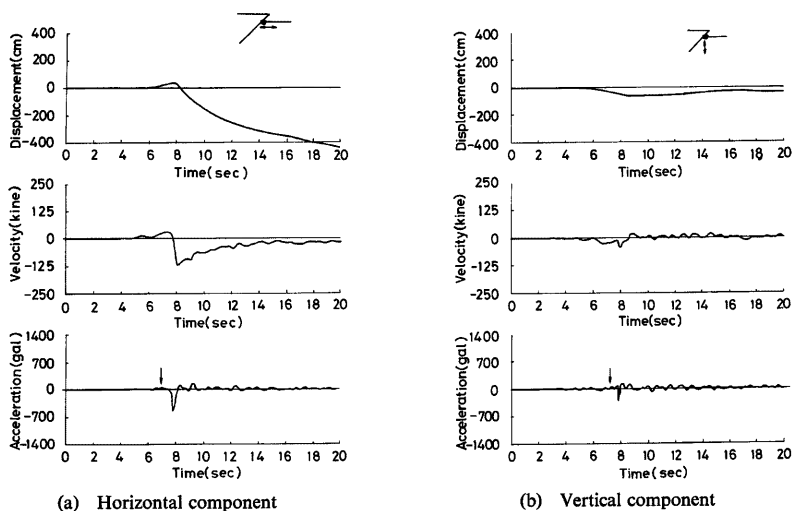


Fig. 14 Time histories of seismic wave at the lower side of the fault; Case 2.

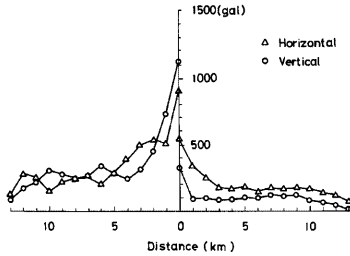


Fig. 15 Attenuation curves of the maximum acceleration; Case 2.

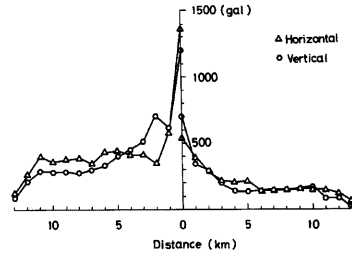


Fig. 16 Attenuation curves of the maximum acceleration; Case 4.

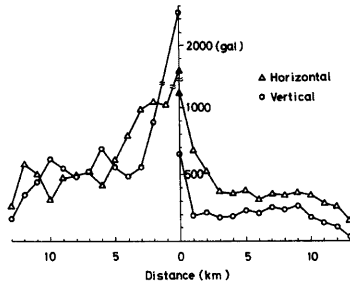
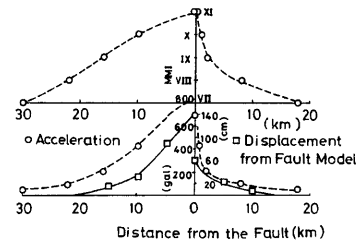


Fig. 17 Attenuation curves of the maximum acceleration; Case 5.

Fig. 18 Attenuation curves for the Algeria earthquake (1980)²⁵⁾.

断応力の初期応力の分布状態が断層面上全域にわたってほとんど等しい。このような場合には破壊が瞬時にして伝播することが考えられ、これはバリアーモデルにおいて破壊の伝播の様子を知るためには好ましくないとの判断に基づいたものである。

3.2 初期応力

Fig. 19 にモデルの側方から一様に造構力を作用させた際の、断層面上での破壊発生直前のせん断応力の初期分布を実線で示す。図からもわかるように、その分布は二層系とは異なり、ほとんど一様である。また図中の破線は Case 6 の降伏応力であり、点線は Case 7 のバリアー部分の降伏応力である。

3.3 解析結果および考察

(1) 破壊の伝播

Case 6, Case 7 についてくい違い量の分布と破壊の伝播の様子を示したものがそれぞれ Fig. 20 と Fig. 21 である。いずれの場合も破壊は地表面で発生し、順次深い方へと伝播しており、Case 6 では破壊の伝播は深さ 12 km まで、バリアーの存在する Case 7 では 14 km まで達している。しかしながら、いずれの場合においても解析対象とし

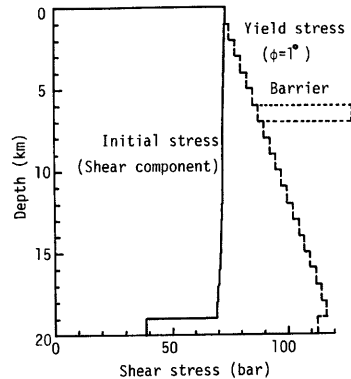


Fig. 19 Distribution of the initial and the yield shear stresses.

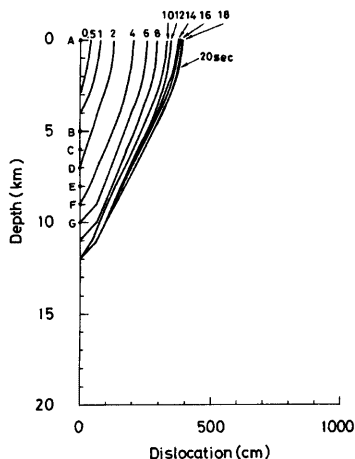


Fig. 20 Development of dislocation with time; Case 6.

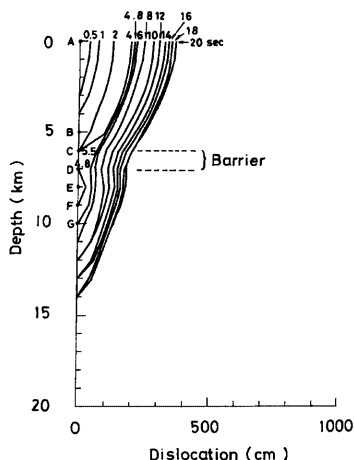


Fig. 21 Development of dislocation with time; Case 7.

た20秒では破壊は終了しておらず、わずかずつではあるけれども破壊が進行している。また破壊の伝播の速度は深くなるにつれ、徐々に遅くなっていくことがわかる。バリアーのない Case 6 では破壊の伝播は順次伝わっていくが、Case 7 では破壊は地表面からバリアーに達し、一旦停止している。そして破壊はバリアーを飛び越えて次の要素に及んだ後、バリアーの部分も破壊するという過程を経ている。その影響でくい違い量の分布も Case 6 では深さ方向に滑らかになっているが、Case 7 ではバリアーの存在するところでくい違い量が少なくなっている。

両ケースについて破壊の生じた時刻を図示したのが Fig. 22 である。縦軸は深さを、横軸はその深さで破壊が生じた時刻である（最初に地表面で破壊が生じた時刻を0としている）。破線は Case 6、実線は Case 7 に対するものである。これより、破壊がバリアーに到達した後、4.34秒で先に直下の要素が破壊し、4.58秒でさらにもう一要素破壊した後に、5.00秒でバリアーが破壊していることがわかる。なお、バリアーに至るまで(1.50秒)は、両ケースとも全く同じ破壊伝播をしていることがわかる。

Fig. 23 はバリアーの存在する Case 7 について、バリアー ((b), 要素574) とその上下 ((a), 要素575および(c), 要素573) のジョイント要素のせん断応力の時刻歴を示したものである。図中の矢印↓は当該番号の要素が破壊した時刻を示している。破壊は要素番号の大きいほう(地表面側)から伝播しており、したがって破壊は図(a)⇒(c)⇒(b)の順で生じている。要素574では要素575が破壊した瞬間にせん断応力が急激に増加し、やや遅れて要素573にその応力が伝えられている。その結果、バリアー

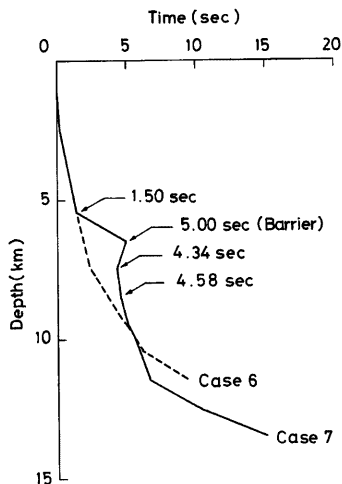


Fig. 22 Comparison of the rupture occurrence times between Case 6 and 7.

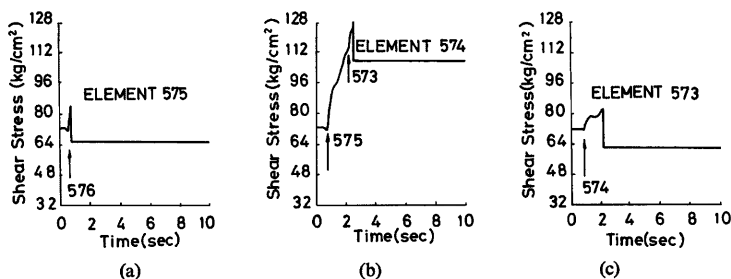


Fig. 23 Time histories of shear stress at the upper, the barrier and the lower elements.

である要素574に比較して降伏応力が低い要素573が先に破壊を生じている。そしてこれによって、バリアーである要素574のせん断応力は再び急増し、降伏せん断応力に達して破壊を生じていることがわかる。一方、Fig. 24 は Fig. 23 (c) に対応する要素 573 にバリアーと同様に高い降伏応力を与えたときのバリアー（要素 574）の応力の時刻歴を示したものである。すなわち、この場合には要素 573 の降伏応力が大きいために、破壊はここでは起らずに、従ってバリアーも破壊しないことがわかる。Fig. 23 (b) と Fig. 24 を比較すると、要素 575 が破壊した後にせん断応力が急激に増加するところまでは全く同じであるが、Fig. 24 では要素 573 が破壊していないために、せん断応力の増加はあるレベルで止まっている。これに対して、Fig. 23 (b) では先にも述べたように要素 573 が破壊することによって、そのせん断応力は再び増加して、そのレベルは Fig. 24 のそれよりも高くなっている。このことは、バリアーの部分は破壊の伝播が飛びこえた後にも応力の再配分によって、応力が再び流れてくることを示している。このように、本解析手法によれば、バリアーモデルにおける断層面上の応力の再配分による『応力の流れ』を定量的に評価できることがわかる。

(2) 断層のくい違い量

Table 5 と Table 6 には 2. と同様にして、本研究による解析から得られたくい違い量、地震モーメント、表面波マグニチュードと近代地震学の断層モデルから得られた式を用いて求めたそれらとを示している。くい違い量については両者ともに本解析のほうが大きめに定めていることがわかる。

Fig. 25 と Fig. 26 はそれぞれ Case 6 と Case 7 の Fig. 20 と Fig. 21 中の (A)～(G) 点におけるくい違いの時間関数を示したものである。Fig. 26 中の矢印↓はバリアーが破壊した時刻5.0秒を示している。Case 6 のくい違いの時間関数の形状は 2. で述べたように二次曲線的な形状となっている。一方、Case 7 では上述したように、破壊の伝播はバリアーの上下で不連続となっている。したがってバリアーの上方にある断層面上 (a)～(c) では、破壊がバリアーに到達する直前には一旦勾配が緩くなっているが、バリアーが破壊した後再び急になり、その形状は、二段階の二次曲線状となっている。また、深さの異なる位置によってかなり形状が異なり、よく行われているように断層全域にわたって同じくい違いの時間関数を仮定することは、特にバリアーモデルの場合には一考を要するものと思われる。

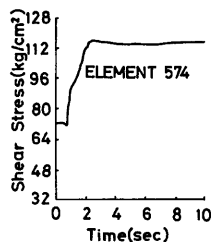


Fig. 24 Shear stress time history of the barrier element when the lower element did not slide.

Table 5 Dislocation and seismic moment obtained from the proposed method.

	Dislocation (m)	Seismic moment (dyn-cm)	Ms
Case 6	2.17	2.30×10^{25}	6.5
Case 7	2.57	1.95×10^{25}	6.4

Table 6 Dislocation and seismic moment obtained from the elastic theory.

W (km)	$\Delta\tau$ (bar)	Dislocation (m)	Seismic moment (dyn-cm)	Ms	Corresponding case
16.8	20	1.43	1.52×10^{25}	6.3	Case 6
19.6	20	1.67	1.30×10^{25}	6.2	Case 7

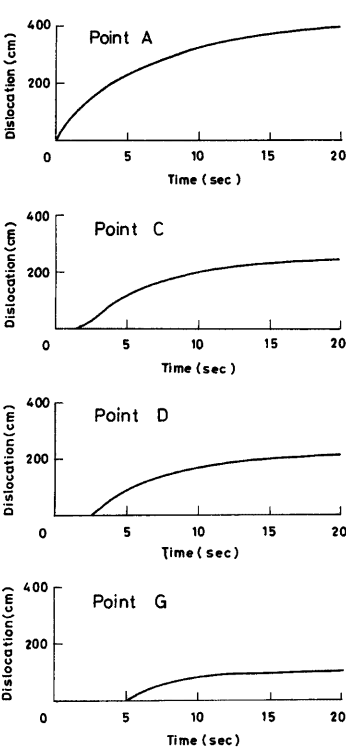


Fig. 25 Dislocation-time curves at various points on the fault; Case 6.

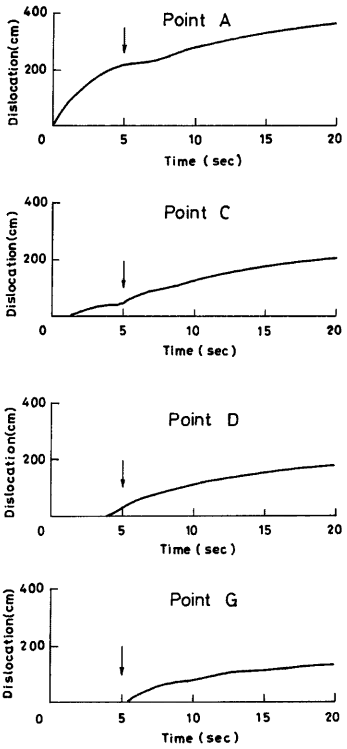


Fig. 26 Dislocation-time curves at various points on the fault; Case 7.

(3) 地震波形に関する考察

Fig. 27 と Fig. 28 は、Case 6, Case 7 について上盤の断層から 8 km 離れた地面上の変位、速度、加速度の波形を示したものである。この地点ではバリアーの部分から発生した波動は、P 波は 1.32 秒後、S 波は 2.49 秒後に到達する。まず、加速度波形に注目すると、水平方向の波形 (a) には両モデルによる波形の相違はあまり見られないようである。一方、鉛直方向の波形 (b) では、2.8 秒以降に差が生じている。すなわちバリアーの存在する場合には破壊がバリアーに到達した時刻 (1.50 秒) とそこから P 波が伝播するのに要する時間 (1.32 秒) を加えた時刻 (2.82 秒) 後に振幅が小さくなっている。これはバリアーによって破壊が停止し、しばらく波動が到来しないためと考えられる。振幅は 5.5 秒あたりから再び増幅されているがこの時刻はバリアー直下の断層破壊によって生じた P 波が到達する時刻 5.81 (4.34+1.47) 秒にほぼ対応している。この時刻は図中に矢印で示してある (P)。また S 波の到達する時刻も併せて示してある (S)。速度波形にも同様のことがいえる。また、変位に関しては、バリアーの存在する Case 7 の方が 3.5~4 秒以降しばらくの間その振幅が小さくなっている。

以上、本解析手法によれば断層面上の『応力の流れ』のメカニズムをうまく説明できるようであり、地震波形に関してもバリアーによる地震波動の消長とその重ね合わせも説明できそうである。しかしながらその対象は低周波数領域に限られており、さらに高い周波数領域について議論するには、要素の大きさをもっと小さくしなければならず、しかも断層モデルを扱うには解析領域を極めて広い範囲にわたってとる必要があり、これは計算機の容量との関係で今後に残された問題である。

4. 結 論

本研究はジョイント要素を用いて断層をモデル化し、有限要素法によって断層運動の解析を行ったものである。従来の断層モデルの解析は、断層のパラメータとして応力降下量やくい違い量、そしてそれを規定する時間関数、破壊の伝播速度等多数のパラメータをあらかじめ与えなければならない。本研究では規定する断層パラメータとしては応力降下量と降伏応力のみである。このような解析は初めての試みであり、多くの試行錯誤の後、ようやく断層の運動を起こすに至った。そして多くの興味ある知見が得られるとともに、多くの解決すべき問題点も明らかとなった。以下に本研究で得られた成果を列挙する。

(1) 断層面のくい違い量の大きさは応力降下量のみには依存するのではなく、降伏応力の大きさにも関係し、降伏応力と応力降下量の比が一定ならば降伏応力のレベルに比例することがわかった。

(2) 本解析手法によって得られたくい違い量の平均値は、近代地震学による断層モデルの関係式を用いて算定したそれと良い一致を示した。このことは本解析手法の妥当性を示すものであると思われる。

(3) 本研究の解析モデルは逆断層であるが、一般に逆断層では下盤よりも上盤のほうが加速度が大きいとされており、本解析においても同様の結果が得られた。またそれとともに、上盤では鉛直成分が卓越し、下盤では水平成分が卓越することがわかった。

(4) 降伏応力のレベルを各ジョイント要素で変えることにより、バリアーモデルの解析を試みた。その際、本解析手法では断層面をジョイント要素で表現しているため断層面の応力状態を定量的に評価することができる。したがって、応力の再配分や応力の流れのようすが明確に捕えられるので、特にバリアーモデルを扱う際には本手法は非常に有効な手段であることが判明した。

(5) 一般には一次関数の傾斜関数で与えることの多いくい違いの時間関数は破壊の伝播の仕方や断層内の位置によってその形状は異なり、特にバリアーモデルでは二段階の二次曲線状になる部分があることが認められた。

また、本研究の問題点、および今後に残された課題として次のようなことが考えられる。

(1) 本研究のような断層モデルの解析では断層によって発生された波動の特性を考察する必要があるが、有限要素法においては境界における反射波の問題があり、反射波の影響を完全に消去しなければ完全な波動の特性を捕えることができない。本研究では境界条件として粘性境界を用いているが、この波動吸収能は必

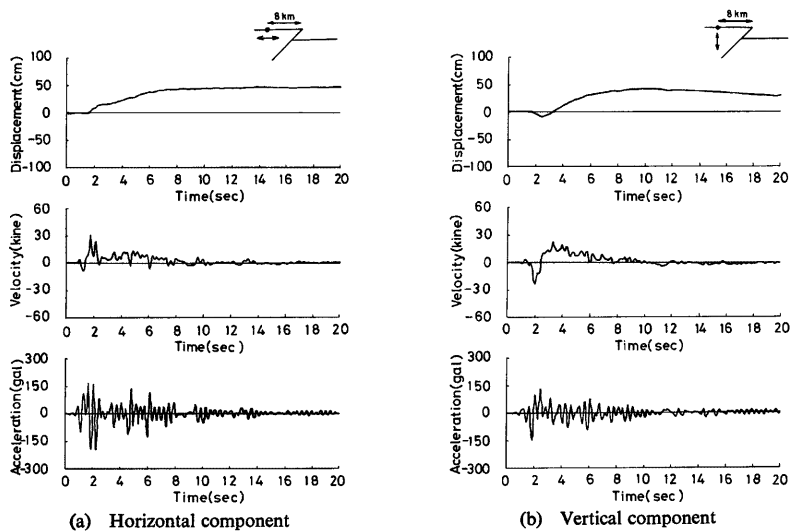


Fig. 27 Time histories of seismic wave at the 8 km point from the fault on the ground surface; Case 6.

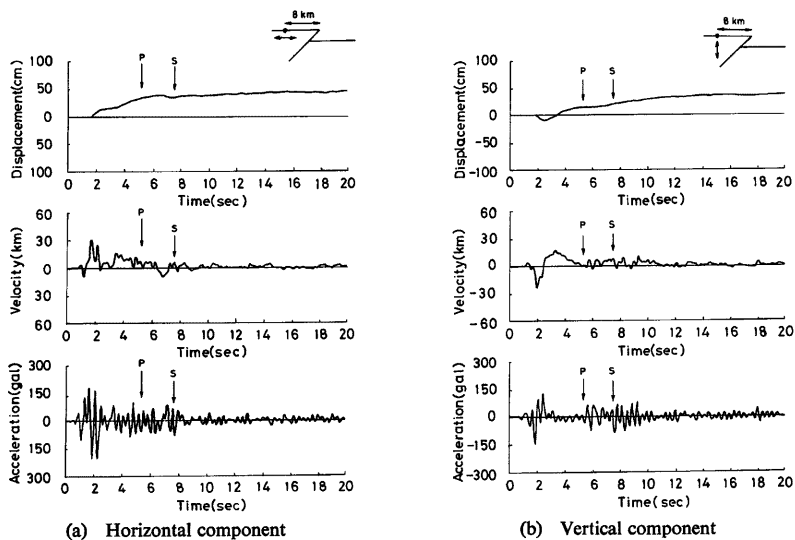


Fig. 28 Time histories of seismic wave at the 8 km point from the fault on the ground surface; Case 7.

ずしも完全であるとはいえない。

(2) 破壊の伝播方向および伝播速度は初期応力状態に強く依存することが本研究を遂行する段階で明らかとなった。したがって、初期応力の算定は非常に重要となってくるが、ここで用いた手法は第一近似であり、今後合理的な初期応力の算定法の確立が必要である。

(3) 本研究から求まる破壊の伝播速度は弾性波のそれよりも速くなる場合がある。この点に関しては数値解析上の問題点が考えられ、今後これを克服しなければならない。

(4) 動的解析において、要素長と振動数の関係で高振動数は表現することができていない。この解決策としては要素網をもっと小さくすれば良いのであるが、これについては、計算機の容量の関係で現状としてはやむをえない状態である。

(5) 本研究では断層の傾斜角は45度の1種類しか取扱っていない。そこで、他の傾斜角をもった断層についても解析を行い、比較検討する必要があると思われる。

(6) 本研究では2次元有限要素法によって断層を線で表わし、問題を平面ひずみ問題として取扱っている。しかしながら実際の断層は平面的なものであり、より現実に応じた解析を行うために、何らかの3次元的效果を表わし得る工夫が必要である。

参 考 文 献

- 1) Reid, H. F.: The Elastic-Rebound Theory of Earthquakes, Bull. Dept. of Geol., Vol. 6, 1911, p. 413.
- 2) Haskell, N.: Elastic Displacements in the Near-Field of a Propagating Fault, Bulletin of the Seismological Soc. of Am., pp. 865~908, 1969.
- 3) Das, S. and K. Aki: Fault Plane with Barriers: A Vertical Earthquake Model, J. Geophys. Res., Vol. 82, 1977, pp. 5648~5670.
- 4) Mikumo, T. and T. Miyatake: Dynamical Rupture Process on a Three Dimensional Fault with Nonuniform Frictions and Near-field Seismic Waves, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 54, 1978, pp. 417~438.
- 5) Mikumo, T. and T. Miyatake: Earthquake Responses on a Frictional Fault Model with Non-uniform Strength and Relaxation Times, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 59, 1979, pp. 497~522.
- 6) Hartzell, S. and D. V. Helmberger: Strong-Motion of the Imperial Valley Earthquake of 1979, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 72, 1982, pp. 571~596.
- 7) 飯田昌弘, 伯野元彦: 中小地震記録からの大地震加速度波形の合成, 土木学会論文報告集, No. 329, 1983, pp. 57~68.
- 8) 村松郁栄, 入倉孝次郎: 前震余震など小地震記録の合成による本地震時の強震動の予測, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, “東海地方における大地震の被害予測に関する研究”, 研究代表者: 村松郁栄, No. A-56-3, 1981, pp. 33~46.
- 9) 後藤尚男, 杉戸真太, 亀田弘行, 奥村俊彦: 大規模断層破壊による地震動の推定, 京都大学防災研究所年報, No. 25B-2, 1982, pp. 33~52.
- 10) Goodman, R. E.: Methods of Geological Engineering in Discontinuous Rocks, West Publishing Company, 1976, pp. 300~368.
- 11) 土岐憲三, 佐藤忠信, 三浦房紀: 強地震における地盤と構造物の間の剝離と滑動, 土木学会論文報告集, No. 302, 1980, pp. 31~41.
- 12) 土岐憲三, 三浦房紀: 地盤—構造物系の非線形地震応答解析, 土木学会論文報告集, No. 317, 1982, pp. 61~68.
- 13) 土岐憲三, 三浦房紀, 大竹敏雄: 3次元ジョイント要素による地盤—構造物系の非線形震動解析, 土木学会論文報告集, No. 322, 1982, pp. 51~61.
- 14) Toki, K., T. Sato and F. Miura: Separation and Sliding between Soil and Structure during Strong Ground Motion, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 9, 1981, pp. 263~277.

- 15) Toki, K. and F. Miura: Non-linear Seismic Response Analysis of Soil-Structure Interaction Systems, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 11, 1983, pp. 77~89.
- 16) Zienkiewicz, O. C.: The Finite Element Method in Engineering Science, 2nd Edition, McGraw Hill, London, 1972, pp. 107~113.
- 17) Lysmer, J. and L. Kuhlemeyer: Finite Dynamic Model for Infinite Media, Proc. ASCE, EM 4, 1969, pp. 859~877.
- 18) 吉村 隆: 有限要素法による地震断層に関する研究, 京都大学大学院修士論文, 1983.
- 19) San Fernando, California, Earthquake of February 9, 1971, U.S. Dep. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1973, p. 157.
- 20) Akamatsu, J.: Attenuation Property of Coda Parts of Seismic Waves from Local Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 30 Part 1, No. 268, July, 1980, pp. 1~16.
- 21) Kuhlemeyer and J. Lysmer: Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems, J. Soil Mech. Found. Div., ASCE, No. 99, 1973, pp. 421~427.
- 22) 金森博雄編: 岩波講座地球科学 8・地震の物理, 岩波書店, 1982, pp. 108~110.
- 23) Geller, R.: Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 66, No. 5, 1976, pp. 1501~1523.
- 24) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical Basis of some Empirical Relations in Seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1975, pp. 1073~1095.
- 25) 吉川宗治, 岩崎好規, 田居 優: 1980年アルジェリア地震被害について, 第16回土質工学研究発表会講演集, 1981, pp. 33~36.
- 26) Das, S. and K. Aki: Fault Plane with Barriers: A Vertical Earthquake Model, J. Geophys. Res., Vol. 82, 1977, pp. 5648~5670.