

アスペリティの2次元震源関数モデルの考察

横山正義

正会員 工修 横浜防災システム株式会社 (〒246-0015 横浜市瀬谷区本郷1丁目8-5)

兵庫県南部地震において神戸海洋気象台ではN45W方向で最大加速度 800cm/s^2 および最大速度 100cm/s を越える強いパルス状の波形が記録された。観測された加速度パルスの形は単純であり、波形を震源モデルで再現することが可能と考えられる。本研究では強震動のインバージョンから得られた断層の2次元すべり分布を参照し、これを連続な関数式で近似するモデルを提案する。論文の前半では、アスペリティの震源過程を模擬する2次元モデルの定式化とケーススタディについて述べる。論文の後半では提案したモデルを神戸海洋気象台の観測パルスの震源過程に適用し、本モデルの適用性を考察する。

Key Words : strong-motion pulse, asperity, 2D moment-rate density function, simulation

1. はじめに

(1) 既往の研究

兵庫県南部地震以降、土木工学分野で断層近傍の地震動の見直しが行われ、特に重要な構造物の設計においては断層のメカニズムを考慮した合理的な地震動の評価を行うことが推奨されている¹⁾。また、免震装置の性能確認試験や耐震補強工法の性能確認実験でも、想定する地震の特性を反映した合理的な地震波形が必要とされる。震源メカニズムを考慮して強震動を評価する研究は、これまでに多くの論文が発表されている。最近では、運動学的震源モデルの改良²⁾のほか、動力学モデル³⁾、経験的グリーン関数法⁴⁾およびアスペリティの特性解析⁵⁾など多方面から研究が進められている。しかし、耐震設計の実務に係わる多くの技術者が震源モデルを活用するまでには至っていないように思われる。この要因として加速度波形の計算精度が十分でないことや震源モデルの計算量が膨大であることなどが有るように思われる。今後、耐震工学の実務分野で震源モデルが利用されるためには、十分な精度で加速度波形が計算でき、かつ計算量が少ないシンプルな計算法が期待される。

(2) 本研究の概要

本研究では内陸に起きるマグニチュード7程度の地震で想定されるアスペリティの震源過程の問題を扱う。ここでは断層面の中で相対的にすべり量が大きい部分をアスペリティと称する。従来、震源モデルの計算では変位波形や速度波形が主な対象であり、1Hzを越える成分を含む加速度波形の計算は難しいとされている。一方、兵庫県南部地震の強震記録を見ると断層破壊の前方では単

純なパルス状の加速度波形が得られている。本研究では、1~3Hzの高周波成分に適用可能な2次元震源関数モデルを提案し、震源断層前方の加速度パルスの計算に応用する。

本論文の各章の内容は以下の通りである。第2章では、まず、アスペリティの破壊過程を模擬する2次元震源関数モデルについて述べる。ついで、 $8\text{km}\times 8\text{km}$ の大きさをもつ仮想のアスペリティを想定し、加速度パルスの試算を示す。第3章では、兵庫県南部地震の神戸海洋気象台の記録のパルス波に本モデルを適用し、観測パルスの再現を試みる。最終章では工学的に有用と思われる事項について、本研究のまとめを示す。

2. アスペリティの2次元震源関数モデル

(1) 2次元モデルの導入

a) 定式

有限の速さで断層が破壊する効果を考慮するためアスペリティを長さ1~2km程度の小断層に分割し、伝播速度に応じた時間差で破壊が伝播するモデルを考える。図-1に、線状に並ぶ小断層が次々に破壊して1つのアスペリティを形成する概念図を示す。同図のひとつの円は小断層を表わし、小断層の集合がひとつのアスペリティをつくると考える。アスペリティの破壊は微小な小断層の運動で始まり、次々に大きい小断層に乗り移りながら運動を拡大させると考える。また、破壊の拡大がピークを過ぎると順次、小さい小断層の運動に乗り移り、最後はごく小さい小断層の運動で終息すると考える。ここで、アスペリティから生じる弾性波の特性は、小断層の運動特性、アスペリティのすべり分布および破壊の伝播形式、

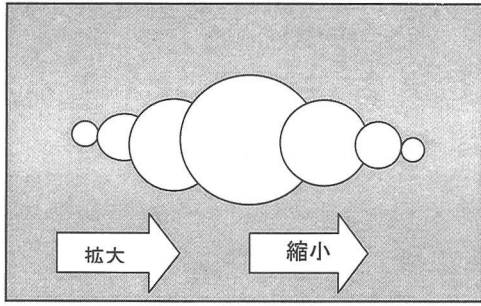


図-1 線状に並ぶ小断層の模式図

の3つの特性で表わされるとする。すなわち、2次元の震源関数(単位面積のモーメント速度関数) $m_v(x, y, t)$ を式(1)~式(4)で表わす。ここで、式(2)および式(3)の双曲線関数は、従来、津波のモデル⁶⁾などで使われているが、次章の計算例で示すように、パルス波のモーメント速度関数としても、経験的に精度の良い近似関数となる。

$$m_v(x, y, t) = f(t) h(x, y) \quad (\text{unit: Nm/s/m}^2) \quad (1)$$

$$f(t) = \text{sech}^2(p(t-t_0)) \quad (2)$$

$$h(x, y) = B \text{sech}^2(q_x(x-x_0)) \text{sech}^2(q_y(y-y_0)) \quad (3)$$

$$B = 0.5p D_m \mu \quad (\text{unit: Nm/s/m}^2) \quad (4)$$

ここで、式(2)は点 (x, y) における小断層の規準振幅のすべり速度関数であり、 p は小断層のライズタイムのパラメータ (unit: s⁻¹) である。式(3)はアスペリティのモーメント速度分布である。同式のパラメータ q_x および q_y は各々、 x 方向と y 方向のアスペリティサイズを表す変数 (unit: m⁻¹) である。式(4)の B はアスペリティのモーメント速度密度の最大値 (unit: Nm/s/m²) を表す。ここに、 $0.5p$ は図-2 に示すような単位振幅のすべり関数を解析的に微分して得られるすべり速度関数の最大振幅である。また、 D_m はアスペリティの最大すべり量 (unit: m) を表す。次に各式の説明を述べる。

b) すべり速度関数の考え方

式(2)は点 (x, y) における小断層の規準振幅のすべり速度関数を表わす。図-2 にこの関数およびその積分関数を示す。双曲線関数で表わされるすべり速度関数は $-\infty$ および $+\infty$ の時刻で0線に漸近する性質がある。ここで、小断層のライズタイム T_0 を図-2 のように全振幅の95%相当区間の時間とする。このとき、式(2)のパラメータ p は、ライズタイム T_0 を用いて式(5)の関係から決めることができる。 p と T_0 は逆比例関係にあるので式(5)の係数は

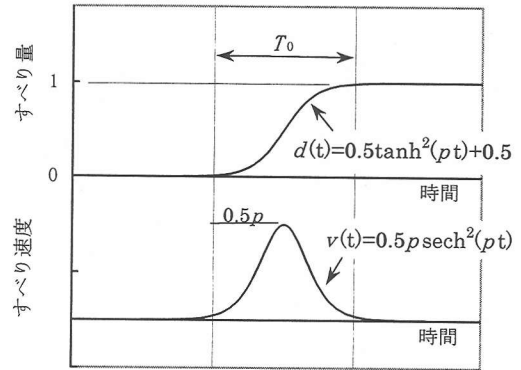


図-2 すべり速度関数(下)と単位振幅すべり関数(上)

図-2 のような1例の数値計算で値が決められる。

$$p = 4.43 / T_0 \quad (\text{unit: s}^{-1}) \quad (5)$$

式(2)で表わされるすべり速度関数には、滑らかな立ち上がりと緩急緩の変動過程をもつ特徴がある。これらの特徴は、以下のような岩盤の材料特性および破壊特性を反映したものと考えられる。

一般に、1~2kmの拡がりをもつ岩盤には異なる規模の多数の潜在亀裂が含まれていると考えられる^{7), 8)}。断層運動の初期段階では岩の結晶構造程度の微小な亀裂が運動に関与し、緩やかな破壊の進行をもたらす⁹⁾。また、断層の拡大時には節理構造や既往の断層構造のような規模の大きい潜在弱面に乗り移っていきと考えられる。このような階層的な断層運動¹⁰⁾では、解放されるひずみエネルギーは急激に増大する。断層運動の減速過程では加速過程と逆の過程をたどり、順々に規模の小さい亀裂の運動に移行する。亀裂要素の規模が刻々変動するモデルではそのすべり速度関数は緩急緩の変動をもった運動となる。また、亀裂サイズの変動は多数の要素の連続的な運動と考えられるので、断層運動は滑らかな変動現象となる。すなわち、すべり速度関数は連続微分可能な性質をもつ。

図-3 に小断層による遠距離場の規準振幅のパルス波形を示す。ただし、これらの波形は震源の移動効果を考慮していないので、小断層のすべり速度関数とその1階および2階微分関数と同じ形である。変位、速度および加速度のいずれの波形も滑らかで単純なパルス波形となる。加速度パルスはリッカー小波に類似しているが、両者を積分変位波形で比較すると変位振幅には有意な差が認められる。図-4 に各パルス波について、振幅を規準化したフーリエスペクトルを示す。ここで、加速度のフーリエ

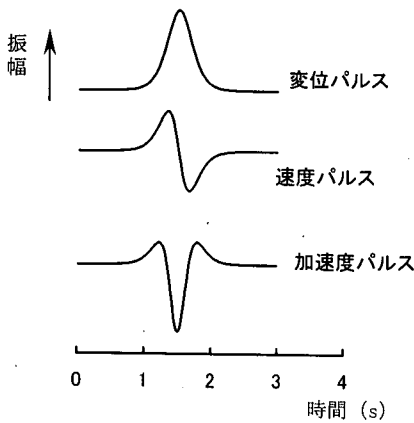


図-3 双曲線関数によるパルス波形
(加速度パルスの卓越振動数 1Hz)

スペクトルのピークの周期 T_m とライズタイム T_0 には式(6)の関係がある。

$$T_m = 0.73 T_0 \quad (\text{unit: s}) \quad (6)$$

図-4 の例ではライズタイム 1.4 秒, 卓越周期 1.0 秒となっている。同図で加速度パルスのフーリエスペクトルの上限範囲は卓越振動数の約 3 倍程度まで広がっている。一般に, 双曲線関数で表わされるパルス波は狭帯域バンド波の性質をもち, 卓越振動数の 3 倍程度までの振動数成分が関数形に含まれる。双曲線関数で表されるパルス波が狭帯域バンド波の性質をもつのは, この関数が緩やかな動きと急速な動きを合わせもつためと考えられる。

c) モーメント速度分布の考え方

式(3)はアスペリティのモーメント速度分布を表わす。本研究では, アスペリティのモーメント速度分布と小断層のすべり速度関数に同じ双曲線関数を用いる。式(3)のパラメータ αx はアスペリティの水平径 Wx から, 式(7)で求められる。鉛直方向についても同様である。ただし, 水平径および鉛直径は最大モーメント速度の 5% の値をもつ部分のサイズとする。式(7)は式(5)の時間変数を距離の変数に置き換えると式(5)と同じ手順で得られる。

$$\alpha x = 4.43 / Wx \quad (\text{unit: m}^{-1}) \quad (7)$$

図-5 は式(3)を $6\text{km} \times 4\text{km}$ のアスペリティに適用した場合のモーメント速度分布を示す。本研究では, アスペリティの各点のライズタイムは同じとする。その場合各点の最大モーメント速度は最大モーメントに比例する。従って, 振幅を規準化して等高線を表示するときは, 最大モーメントおよび最大モーメント速度の分布形は同じ

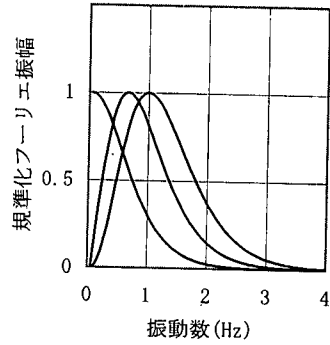


図-4 パルス波のフーリエスペクトル
(左より図-3の変位, 速度, 加速度パルスに対応)

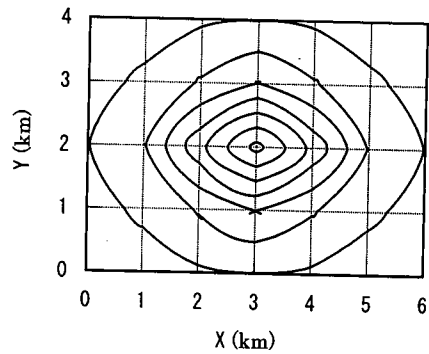


図-5 モーメント速度分布

形となる。同図に示されるように, モーメント速度分布はアスペリティの中央部で大きく, 縁部で滑らかに 0 に漸近する。このような分布形は Wald¹¹⁾ がノースリッジ地震や兵庫県南部地震のインバージョンで得たすべり分布の傾向と整合的である。従来, ハスケルモデル¹²⁾ などでは断層面で一律のモーメント分布が仮定されているが, 式(3)のように中央部で大きいモーメント速度分布を想定の方が現実の現象に近いモデルと考えられる。

d) 破壊の順序

断層の破壊は一点から始まり, 一定速度 c でラディアルに伝播すると仮定する。この条件は式(8)で表わされる。

$$r - ct = 0 \quad (8)$$

ただし, r は破壊の開始点から点 (x, y) までの距離である。本研究では破壊の開始点を断層面の下縁の角とする。

e) 要素パルス波の重ね合わせ効果

図-6 に破壊前方の断層直交方向で想定される要素パ

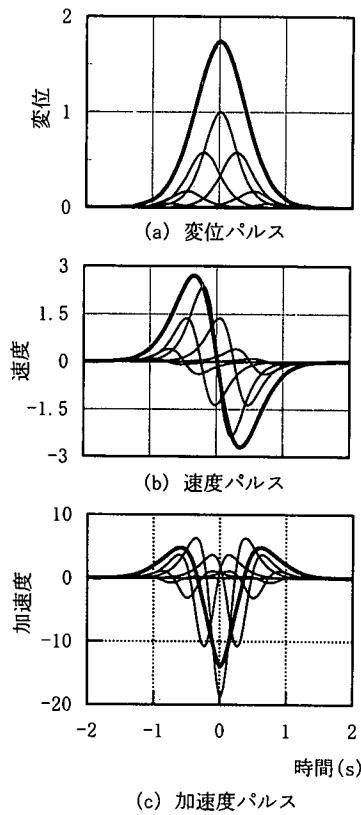


図-6 要素パルス（細線）と合成パルス

ルス波とその合成波を示す。ここでアスペリティは図-1の模式図のように線状に並ぶ7つの小断層からなるものとする。アスペリティのパラメータは、小断層の長さが2km、小断層のライズタイム1秒、アスペリティの長さ14km、破壊速度2.5km/s、せん断波速度3.5km/sとする。図-6(a)に変位波形を示す。合成された変位パルスは要素パルスとほぼ相似形で、かつ振幅とパルス幅の大きい合成パルスになる。このとき合成パルスの最大値は要素パルスの最大値より大きくなる。一方、図-6(c)に示す加速度パルスの場合、合成パルスは全体としては要素パルスと類似する形となるが、その最大値は要素パルスの最大値より小さくなることがある。その理由は、要素加速度パルスには正と負の部分があるので、重ね合わせにより打ち消し合う部分が出てくることによる。一般に要素加速度パルスは重ね合わせにより波長の短い成分が平均化され振幅は抑制される。図-6(b)の速度パルスの場合、重ね合わせの効果は変位パルスと加速度パルスの中間的なものと考えられる。

(2) ケーススタディ

本節では、直下型地震の断層前方で観測される卓越振

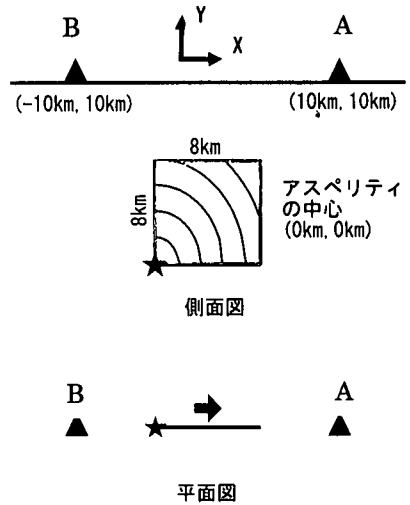


図-7 アスペリティの計算モデル

表-1 ケーススタディの計算パラメータ

	パラメータ
震源 パラメータ	W_x : アスペリティの水平径 (8 km) W_y : アスペリティの鉛直径 (8 km) D_m : 最大すべり量 (2.31 m) c : 破壊の伝播速度 (2.52 km/s) T_0 : 小断層のライズタイム (0.65 s)
媒体の 物性値	V_s : せん断波速度 (3.5 km/s) V_p : 縦波速度 (5.5 km/s) ρ : 密度 (2.7 g/cm ³) Q : 内部減衰 (400)
A 地点～ 破壊開始点	L_x : 水平距離 14 km L_y : 鉛直距離 14 km

動数が1Hz程度のパルス波を運動学的震源モデルで模擬する計算を試みる。

a) 計算モデル

図-7にケーススタディに用いるアスペリティのモデルを示す。アスペリティの大きさは、釜江らの兵庫県南部地震のアスペリティの研究¹³⁾を参照して8kmx8kmとする。断層の傾斜角は90度とし、すべりの方向は水平と仮定する。破壊は下縁の角(★印)から始まり、右上方へ同心円状に伝播すると仮定する。破壊の前方にA地点、後方にB地点を想定する。A、B両地点とも断層の中心からの水平距離は10kmとし、また鉛直距離も10kmとする。各小断層のライズタイムはトライアル計

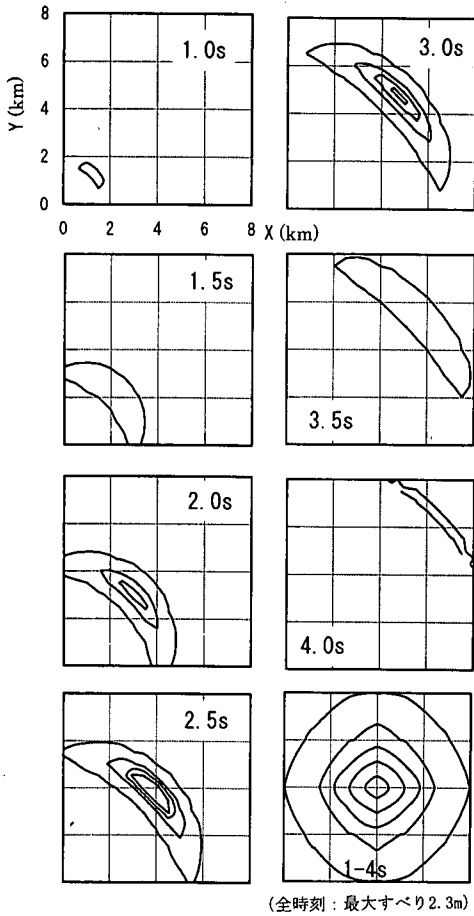


図-8 モーメント速度のスナップショット
(等高線の最大値 $2.6E+11 \text{ Nm/s/m}^2$)

算により求めた $T_0=0.65$ 秒を用いる。具体的にはライズタイム 0.5 秒~1.2 秒のケースについて A 地点の最大振幅を計算し、最大加速度と最大速度の比が 8 : 1 となるケースを採用する。この比のとき経験的に加速度パルスの卓越振動数は約 1Hz となる。その他の計算パラメータは既往の研究の標準的な値とし、これらの一覧を表-1 に示す。

b) スナップショットと時刻歴波形

図-8 にモーメント速度のスナップショットを示す。スナップショットの等高線の最大値は $2.6E+11 \text{ Nm/s/m}^2$ である。同図の等高線の各間隔は最大値の 20% であり、最小の等高線は最大値の 2% (全時刻の図のみ 5%) に相当する。アスペリティの破壊は、 $t=1.0$ 秒で左下に小さい破壊域が現れ、右斜め上方向に向かって円弧状に拡大する。 $t=2.5\sim 3.0$ 秒で最も大きい弧状の破壊域をつくり、 $t=4.0$ 秒では再び小さな破壊域となり破壊は終了する。破壊域が最大のとき、破壊域は進行方向に約 2km、直交

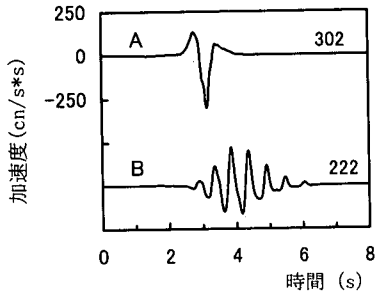
方向に約 10km の円弧状の形となる。この破壊域の各点は A 地点とほぼ等距離となるので、A 地点では要素パルス波が密に重なることになる。

次に、上記の破壊による各地点の時刻歴波形を計算する。計算には無限弾性体中の微小すべりに対する変位場の理論解¹⁴⁾を用いる。波形の計算では遠地項、中間項および近地項を考慮する。速度波形および加速度波形の計算では震源関数を解析的に時間微分した関数を用いる。本計算では滑らかなすべり速度関数を用いているので計算上の高周波ノイズを除去するフィルターは必要とされない。また、計算上の有効上限振動数は時間きざみだけに制約される。本計算では時間きざみは 0.02 秒とする。計算対象波形はいずれも断層面に直交成分とする。本ケースのような断層延長線上での波形の計算では、震源のラディエーションパターンにより SH 波だけが卓越する。本ケースでは表層の増幅効果は考慮されていない。半無限の条件は、鏡像の考え方により、上昇波の 2 倍を自由表面の波形として扱う。入射 SH 波は入射角によらず自由表面で完全反射するので、このケースでは無条件に鏡像法が適用できる。小断層の大きさは $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ と仮定し、 $8 \times 8 = 64$ の小断層による要素パルス波を式(8)に従い重ね合わせる。

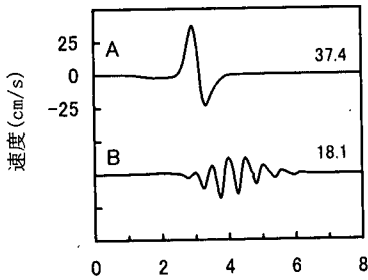
c) 加速度パルスの前方指向性効果

破壊の前方で速度振幅や変位振幅が大きくなる現象は前方指向性 (Forward directivity) として顕著らによつてすでに研究されている¹⁵⁾。本節では加速度パルスはどのように評価されるかを中心に考察を行う。図-9(a) に A 地点および B 地点の加速度波形を示す。図-10 には、加速度波形のフーリエスペクトルを示す。A 地点の加速度パルスは単純なひとつのパルスであり、その卓越振動数は約 1Hz である。一方、B 地点では周期の短い 6~7 波のパルス群が計算される。周期の短いパルスは各々要素パルス波に対応しており、その包絡線はアスペリティのモーメント速度分布の形に依存している。B 地点のスペクトルに見られる 2.1Hz の卓越振動数は、小断層の特性を反映したものである。すなわち、式(6)に設定したライズタイム 0.65 秒を代入すると、卓越振動数 2.1Hz (卓越周期 0.47 秒) が得られる。A 地点は破壊の前方にあるため、要素パルス波が密に重なり、継続時間が短くなると同時に個々の要素パルスの性質は失われ、主にその包絡線に相当するアスペリティのモーメント速度分布の形状に影響を受ける。図-9(b) および図-9(c) には速度波形および変位波形を示す。A 地点では要素パルス波の重ね合わせにより、振幅の大きいひとつのパルスが計算されている。

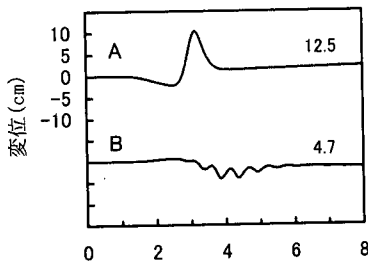
図-10 のフーリエスペクトル図では破壊の前方のスペクトルの卓越振動数が、後方のそれに比べ低振動数側へ



(a) 加速度波形



(b) 速度波形



(c) 変位波形

図-9 前方地点と後方地点のパルス波
(数字は各波の最大値)

移動する傾向が見られる。この現象は破壊の前方で複数の波源からの振動がランダムに重なり、かつ各要素パルス波が狭帯域バンド波の性質をもつため、図-6(c)で見たように高周波成分の打消し効果が顕著になるために起きると考えられる。本節の計算例では概ね2Hz以上の高周波成分は破壊の前方で振幅が低下する傾向が見られる。

d) 最大振幅の考察

A地点の最大加速度および最大速度は各々、 302cm/s^2 、 37cm/s である。著者の数値計算によれば卓越振動数1Hz程度のパルス波は標準的な洪積地盤で2.5倍程度の増幅が見込まれる¹⁶⁾。この増幅を見込むと洪積地盤を想定すると最大加速度 750cm/s^2 、最大速度 90cm/s 程度が予想される。この最大値の組み合わせは、既往の直下型地震による観測記録の中でも上限に近い値と考えられる。

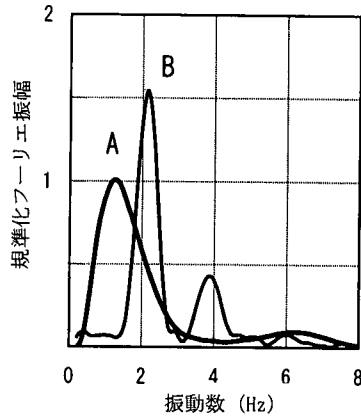


図-10 加速度波形のフーリエスペクトル

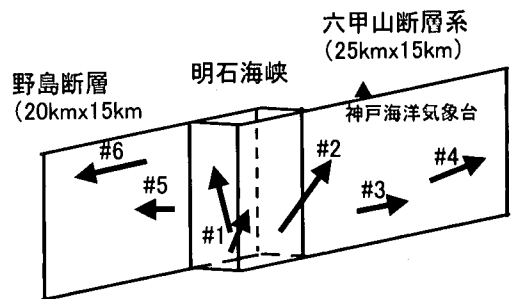


図-11 兵庫県南部地震のアスペリティ位置の模式図

3. 兵庫県南部地震のパルス波への応用

(1) アスペリティのモデル

a) 計算モデル

兵庫県南部地震の震源過程は強震記録のインバージョンにより詳細な研究がなされている。図-11には既往の研究のレビュー¹⁷⁾をもとに、パルス波の発生に関係したアスペリティの場所を模式的に表わす。同図の#1から#6の矢印の位置は各アスペリティの位置を表わし、矢印の向きは破壊の方向を表わす。#1のアスペリティは明石海峡の直下にあたり、野島断層と須磨断層が食い違いをもって連結する部分で起きている。Umeda *et al.*¹⁸⁾は明石海峡下のアスペリティの破壊様式について、地震前には高い応力場にあり地震時に強い高周波の地震波を発生したとの見方を示している。#1の破壊は地下15km付近から始まり、まずやや東よりの上方に伝播し、ついでやや西よりの上方に伝播したとされている。#2は須磨断層に対応し、破壊は斜め上方に向かい、その先は中区の神戸海洋気象台の方向へ向かっている。

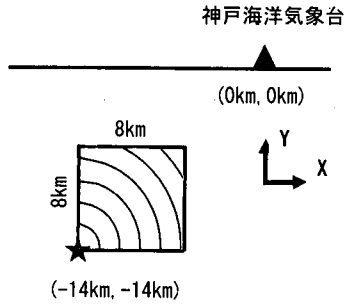


図-12 アスペリティの計算モデル

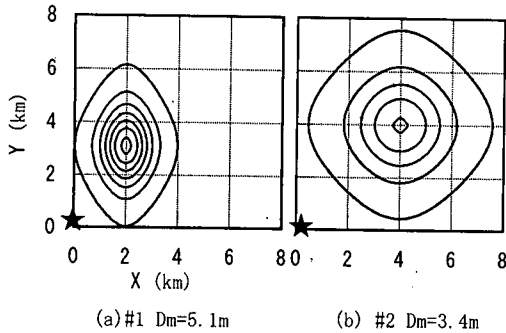


図-13 モーメント速度分布

兵庫県南部地震において神戸海洋気象台で観測された強震記録の先頭部には2つの大きなパルス波が記録されている。これらのパルス波はそれぞれ#1と#2によるものと考えられる。ここでは#1および#2に着目して、震源モデルをつくる。図-12に2つのアスペリティの計算モデルを示す。断層の傾斜角は90度とし、すべりの方向は水平と仮定する。表-2に計算に用いた震源パラメータを示す。図-13には2つのアスペリティのモーメント速度分布を示す。アスペリティ#1と#2は近接しており、同じ8km×8kmの枠にあるとする。実際には#1は北西側(図の奥行き方向)に2~3kmずれていると考えられるが、計算モデルでは同一平面上に投影したモデルを用いる。各アスペリティの外径は、#1が水平径4.0km、鉛直径6.2kmの縦長の形とし、#2は水平径8.0km、鉛直径8.0kmの正方形とする。小断層のサイズは#1、#2ともに1km×1kmとする。破壊の開始点は#1および#2とも、共通に断層面の左下の角(★印)とし、同心円状に拡大すると考える。ただし、#2の開始時刻は#1より0.6秒遅れて始まると仮定する。#1および#2の最大すべり量はそれぞれ5.11mおよび3.39mとする。このとき#1および#2の最大モーメント速度は各々、 $5.20E+11$ Nm/s/m² および $3.45E+11$ Nm/s/m² である。

表-2 兵庫県南部地震のアスペリティの計算パラメータ

	#1 アスペリティ	#2 アスペリティ
W_x	4.0 km	8.0 km
W_y	6.2 km	8.0 km
D_m	5.11 m	3.39 m
c	2.52 km/s	2.52 km/s
T_b	0.72 s	0.72 s
L_x	14 km	14 km
L_y	14 km	14 km

(媒体の物性値および各記号は表-1に同じ)

b) スナップショットの比較

吉田らのインバージョンによるすべりのスナップショット^{19),20)}を図-14に示す。ただし、吉田らのインバージョンでは1Hz以上の振動成分は考慮されていないので高周波成分に関するすべり分布を直接比較することはできない。同図によれば、 $1.5 < t < 3.0$ 秒で比較的大小の小さい集中した破壊域(図中のa)が現れ、次に $4.5 < t < 6$ 秒で円弧状の破壊域(図中のb)が右斜め上方へ伝播する様子が示されている。今回の計算モデルから得られるモーメント速度分布のスナップショットを図-15に示す。同図で#1による比較的大小の小さい破壊域は前図のaに対応し、#2による円弧状に拡大するやや大きい破壊域はbに対応すると考えられる。計算によるモーメント速度分布は1Hz以上の成分を含むので吉田らのインバージョンの結果より分布の変化は急になるが、モーメント速度分布の全体的傾向は吉田らの結果と概ね類似していると考えられる。

(2) 地震動の計算

a) 時刻歴波形とスペクトル

地表の波形の計算にあたり、表層地盤の増幅効果を以下の手順で考慮する。まず、前章のケーススタディと同じく無限の媒体における上昇波を計算し、次にこれを解放基盤面上の上昇波と考え、表層地盤の1次元モデルの応答計算を行う。神戸海洋気象台地点の地盤モデルは岡本ら²¹⁾およびPitarkaら²²⁾の文献を参照して図-16および表-3に示すモデルを用いる。神戸海洋気象台地点は洪積層地盤に相当するので線形モデルとする。計算結果によれば、卓越振動数1Hzのパルス波の最大加速度および最大速度の表層での増幅倍率はおおよそ2.4~2.8倍程度である。

図-17にN45W方向の観測波形と計算波形を比較して示す。観測記録の加速度パルスには片側方向へ大きく振

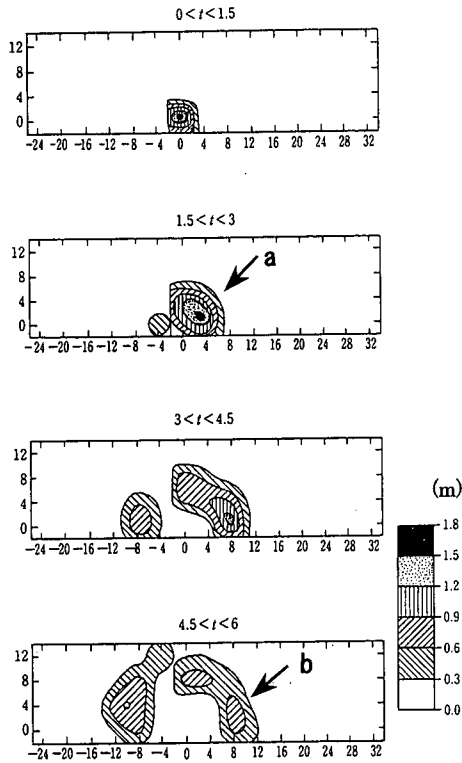
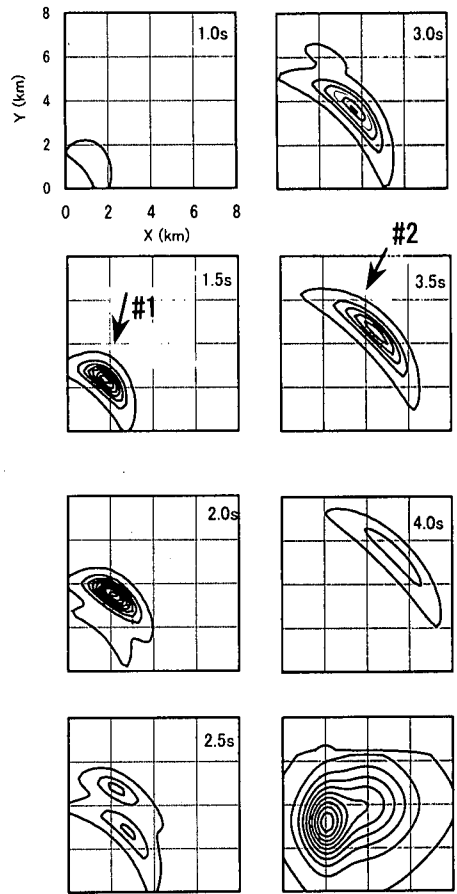


図-14 インバージョンによるすべりのスナップショット
(出典 Yoshida *et al.* 19)



(全時刻：最大すべり5.1 m)

図-15 モーメント速度のスナップショット
(等高線の最大値 $5.2E+11$ Nm/s/m²)

表-3 地盤モデル
(神戸海洋気象台)

No	上面深度 (m)	V_s (m/s)	密度 (g/cm ³)	減衰定数 h
1	0	310	1.95	0.02
2	11	270	1.90	0.02
3	16	410	1.95	0.02
4	26	520	2.00	0.02
5	72	550	1.95	0.02
6	192	1000	2.10	0.003
7	262	1800	2.10	0.003
8	662	2850	2.50	0.003
9	812	3200	2.60	0.003
10	5262	3500	2.70	0.003

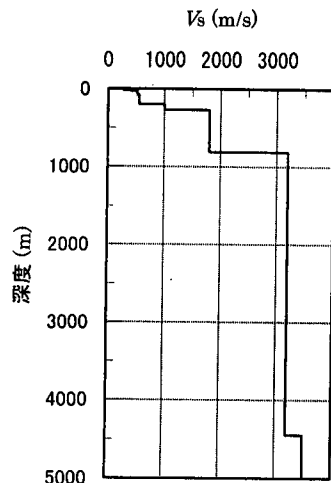
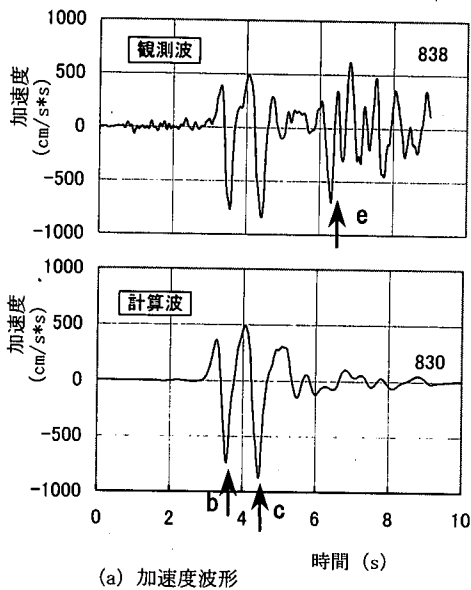


図-16 地盤モデル

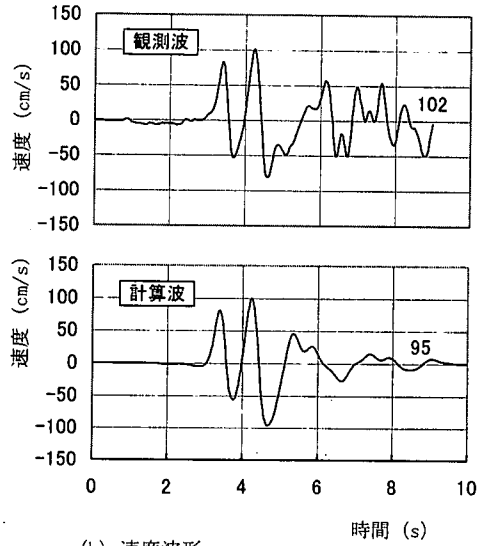


(a) 加速度波形

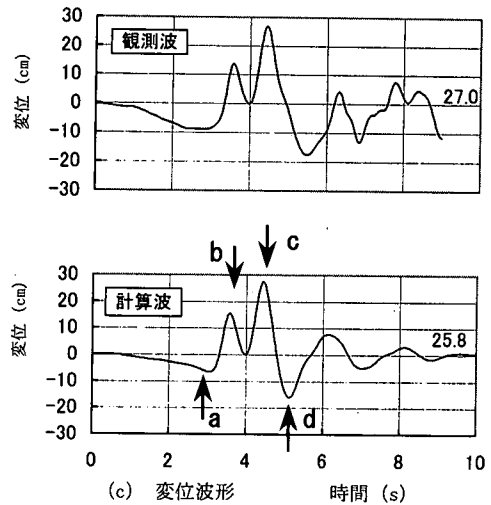
れる特徴があるが、計算波形でもこの特徴を良く再現している。また、速度波形と変位波形についても、計算波形は観測波の特徴を良く再現しているように思われる。計算波形の主な相は以下のように説明できる。変位波形の矢印 a で示されるゆっくりとした波形は近地項によるものである。加速度および変位波形の b と c はそれぞれアスペリティ #1 と #2 で発生したパルス波が直達波として到着した波であり、遠地項で計算される。変位波形の d は地表で反射した b と c が地下 300~800m の岩盤層上面で再反射した波である。観測加速度波の e 以降の部分は観測点の直下の #3 およびこれより東側の #4 による波動と考えられる。#3 および #4 では図-11 に示されるように神戸海洋気象台は破壊の進行方向に当たっていないため、単純なパルス波にならないと考えられる。

計算モデルの最大加速度、最大速度および最大変位は各々、830cm/s²(0.99)、95 cm/s (0.93)、25.8 cm (0.96) と計算された。ここでカッコ内の値は各々観測値に対する比である。計算波形の各最大値は観測波形のそれらを工学的に十分な精度で再現している。

図-18 に計算加速度波形のフーリエスペクトルを観測波のスペクトルと比較して示す。スペクトルの計算対象範囲は波形図の時刻 0~6 秒でパルス波が卓越する部分である。同図の縦軸は観測波の最大フーリエ振幅で規準化されている。観測波および計算波の 1.2Hz 付近の第 1 の卓越振動は震源特性によるものである。2.3Hz 付近の第 2 のピークは表層地盤の影響であるが、その影響は相対的に小さいものとなっている。全体的に計算波のフーリエスペクトルは観測波のスペクトル



(b) 速度波形



(c) 変位波形

図-17 計算波形と観測波形の比較
(兵庫県南部地震, 神戸海洋気象台 N45W)

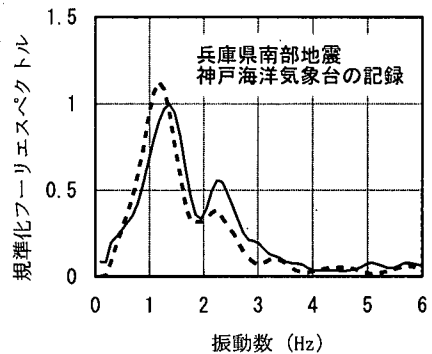


図-18 加速度波形のフーリエスペクトル
(実線: 観測値, 点線: 計算値)

と良い一致を示している。

b) 計算結果の考察

卓越振動数約 1Hz の加速度パルスが発生する過程は #2 のアスペリティでは次のように説明できる。8kmx8km のアスペリティを対角線方向に破壊が伝播すると破壊の継続時間は 4.5 秒 ($=8\text{km} \times 1.4 \div 2.5\text{km/s}$) となる。破壊の進行が S 波を同一方向に追いかける場合、進行方向の時間軸は約 0.29 倍に圧縮される。係数 0.29 は S 波速度 $V_s=3.5\text{km/s}$ および破壊速度 $c=2.52\text{km/s}$ を用いて $1-c/V_s$ で計算される。したがって、前方での見かけのアスペリティの破壊の継続時間は約 1.3 秒 ($=4.5\text{s} \times 0.29$) となる。この時間はアスペリティ全体がつくるひとつの変位パルスの時間幅に相当する。さらに式(6)の関係を使うとアスペリティによる加速度パルスの卓越周期は約 0.95 秒 ($=1.3\text{s} \times 0.73$) となる。マグニチュード 7 程度の内陸型の地震では 8kmx8km 程度のアスペリティを想定すること、および断層下端から斜め上方へ進行する破壊の拡大様式を想定することは良くあるケースと考えられる。また、本節で想定した最大すべり量および表層の増幅率も平均的な値と考えられる。従って、計算される加速度パルスはこのクラスの地震では特異なケースではないように思われる。

破壊の進行方向の加速度波形が単純なパルスとなるしくみは、本計算のケースでは次のように説明できる。一般に、アスペリティのすべり運動には、小断層の影響やすべり運動のゆらぎが想定され、これらの要因がランダムな高周波成分を生じる要因になると考えられる。一方、破壊の前方ではランダムな高周波成分は打ち消し合うのでアスペリティのすべり速度分布の骨格を構成する滑らかなすべり分布の影響だけが残ると考えられる。

4.まとめ

強震記録のインバージョンなどから得られたアスペリティの震源過程を参照して、双曲線関数を用いた 2 次元震源関数モデルを提案した。ケーススタディおよび兵庫県南部地震の神戸海洋気象台の記録の数値模擬を行い、提案モデルの適用性を考察した。

以下に本研究の主な知見を要約する。

- (1) 提案モデルは神戸海洋気象台で観測されたパルス波の特徴を再現することができる。また、観測記録の最大加速度、最大速度および最大変位を工学的に十分な精度で再現することができる。
- (2) 神戸海洋気象台で観測されたパルス波は、サイズが 4kmx6km および 8kmx8km の 2 つのアスペリティを想定すると再現することができる。このアスペリティの最大すべり量は各々およそ 5m および 3m と見積もられる。

- (3) 提案モデルは工学的な立場から断層前方のパルス波の性質を検討する上で有効なモデルと考えられる。具体的には断層と観測点の相対的位置や断層のローカルな破壊の方向などの影響を検討する上で有効な計算法と考えられる。

本研究では小断層のサイズを 1km と設定して計算を行っているが、予備計算では 0.2km~2 km の小断層について検討を行った。これらの計算の中では 1km のサイズは妥当と思われる値であるが、最適なサイズかどうかは判っていない。現在のところ、採用した 1km のサイズは 1 つの提案値と考えられる。今後は他の地震による記録にも適用し、一般的なアスペリティの震源パラメータの設定法について検討することが重要な課題と考えられる。

本研究では無限媒体中の微小すべりによる変位場の理論解と表層地盤モデルによる 1 次元重複反射法を組み合わせた計算法を用いている。この計算法の適用範囲は直達 S 波が卓越する断層近傍に限られる。より遠方場の計算には表面波を表現し得る 2, 3 次元波動場の計算法が必要である。

謝辞：観測記録を提供頂いた気象庁強震観測網の関係者に謝意を表します

参考文献

- 1) 土木学会地震工学委員会 地震荷重研究小委員会：レベル 2 地震動と設計地震荷重の課題，pp. 1-3, 1997.
- 2) 竹宮宏和，和田和哉：薄層要素に基づく離散ディロケーション法による断層近傍地震動のシミュレーション，土木学会論文集，No. 640/1-50, pp. 89-98, 2000.
- 3) 島田篤，宮武隆，谷山尚：動力学モデルによる断層近傍の強震動—1984 年長野県西部地震—，地震第 2 輯，第 49 巻，第 2 号，pp. 179-192, 1996.
- 4) Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A.: A Technique for Simulating Strong Ground Motion Using Hybrid Green's Function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, No. 2, pp. 357-367, 1998.
- 5) 香川敬生，Somerville P. G., 入倉孝次郎，澤田純男，巽誉樹：断層面上のすべり分布の経験的なモデル化の検討，第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集，Vol. 1, pp. 123-128, 1998.
- 6) 宇津徳治編集 地震の事典，朝倉書店，pp. 287-288, 1994.
- 7) 土木学会編，岩盤の力学的特性，土工学ハンドブック上巻，技報堂，pp. 343-353, 1980.
- 8) 亀村勝美：不連続岩盤における調査・解析事例（応力変形問題その 1），土と基礎，Vol. 48, No. 4, Ser No. 507, pp. 51-56, 2000.

- 9) ショルツ, C.H. (柳谷俊訳): 地震と断層の力学, 古今書院, pp.407-412, 1995.
- 10) 深尾良夫, 芝崎文一郎: 地震の始まりは終わりを知っているか 地震の始まり方に関する論争, 深尾良夫, 石橋克彦編, 阪神・淡路大震災と地震の予知, 岩波書店, pp.122-124, 1996.
- 11) Wald, D. J. : Slip History of the 1995 Kobe, Japan, Earthquake Determined from Strong Motion, Teleseismic, and Geodetic Data, *J. Phys. Earth*, Vol.44, No.5, pp.489-504,1996.
- 12) Haskell, N.A.: Elastic Displacements in the Near-field of a Propagating Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.59, pp. 865-908, 1969.
- 13) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第500号, pp. 29-36, 1997.
- 14) Maruyama, T. : On the Force Equivalents of Dynamical Elastic Earthquake Mechanism, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.41, pp.467-486, 1963.
- 15) 瀬瀬一超: カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, 科学, Vol. 66, No. 2, pp. 93-97, 1996.
- 16) 横山正義: 連鎖崩壊モデルに基づく小断層の震源時間関数のモデルと加速度パルスのシミュレーション, 土木学会論文集, No. 626/I-48, pp. 107-119, 1999.
- 17) 釜江克宏: 高周波地震動の発生メカニズム, 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会編, 阪神・淡路大震災調査報告1編地震・地震動, 土木学会, pp. 158-159, 1998.
- 18) Umeda, Y., Yamashita, T., Ito, K., and Horikawa, H. : The Bright Spot and Growth Process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, Vol.44, No.5, pp.519-528,1996.
- 19) Yoshida, S., Koketsu, K., Shibasaki, R., Sagiya, T., Kato, T. and Yoshida, Y. : Joint Inversion of Near- and Far-field Waveforms and Geodetic Data for the Rupture Process of the 1995 Kobe Earthquake, *J. Phys. Earth*, Vol.44, No.5, pp.437-454,1996.
- 20) 釜江克宏: 高周波地震動の発生メカニズム, 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会編, 阪神・淡路大震災調査報告1編地震・地震動, 土木学会, p. 154, 1998.
- 21) 岡本晋, 前田寿朗, 立石章, 守屋雅之: 兵庫県南部地震の神戸付近の基盤地震動の推定, 第50回土木学会年次学術講演会講演概要集 1B, pp. 1230-1231, 1995.
- 22) Pitarka, A., Irikura, K. and Kagawa, T. : Source Complexity of the January 17, 1995 Hyogoken-nanbu Earthquake Determined by Near-field Strong Motion Modeling, Preliminary Results, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.16, No.3, pp.31-37, 1995.

(2000. 5. 17 受付)

MODELING OF 2-D SOURCE FUNCTION OF ASPERITY

Masayoshi YOKOYAMA

During the Hyogo-ken nanbu earthquake, strong pulse with maximum acceleration of over 800 cm/s² and with maximum velocity of over 100 cm/s was recorded at JMA Kobe. As the recorded waveform is very simple, numerical simulation of acceleration pulse will be possible using source model. In this study, a new two dimensional slip function model is proposed which expresses slip process of asperity referring already published rupture process estimated by inversion of strong motion records. In the former half of this paper, formulation of the 2-D slip function and one case study are shown. In the latter half, numerical simulation of pulse record at JMA Kobe during the Hyogo-ken nanbu earthquake is shown and applicability of the proposed model is discussed.