

## シナリオ地震に対する強震動予測

地盤・構造部 主任研究官 野津 厚

### 概 要

地震災害への対策を考える際、まずは、将来発生するであろう地震（シナリオ地震）による地盤の揺れ（地震動）について、できる限り正確な認識を持つことが重要であると思われる。本稿では、震源断層の破壊過程と地下構造の特性が地震動に影響を及ぼすことを紹介するとともに、それらの影響を考慮して強震動予測を行うための方法について述べる。

#### 1. はじめに

地震災害への対策を考える際、まずは、将来発生するであろう地震（シナリオ地震）による地盤の揺れ（地震動）について、できる限り正確な認識を持つことが重要であると思われる。一般に地震動を特徴づける性質には振幅、卓越周期、継続時間、方向性などがあるが、たとえそれらの一部についてであれ、事前に情報があれば、地震災害への対策を合理的なものとするに役立つ。

地震動に影響を及ぼす要因として重要なのは、震源の性質（震源特性）と震源から基盤に至る伝播経路の性質（伝播経路特性）、それに基盤から地表に至る地下構造の性質（サイト特性）の三者である（図-1）。それらの要因を考慮して、シナリオ地震による地震動を予測しようとする学問分野は強震動地震学（Engineering Seismology）と呼ばれる。

強震動地震学の分野で開発が進められてきた強震動予測手法は、1995年兵庫県南部地震の神戸市内の揺れを高精度で再現することに成功し（例えば釜江・入倉，1997；松島・川瀬，2000），その有用性が広く認められるようになった。その結果、最近では、中央防災会議や地震調査研究推進本部の行う強震動評価に、そうした手法が取り入れられている（例えば中央防災会議事務局，2001）。港湾・空港の分野でも、特に重要構造物の耐震性評価（新規構造物の耐震設計や既存構造物の耐震性評価）を行う際、震源特性・伝播経路特性・サイト特性を考慮した定量的な強震動予測を行うことが多くなってきた。

もちろん、最新の強震動予測手法をもってしても、将来の地震による地盤の揺れを完全な形で予測することは不可能である。しかし、強震動予測手法を用いることにより、地盤の揺れについて複数のあり得るシナリオを描くことができ、また、あり得るシナリオとあり得ないシナリオの区別をすることができる。そうした情報が、耐震設計や広い意味での地震災害対策を合理的なものとする上で果たす役割は非常に大きい。

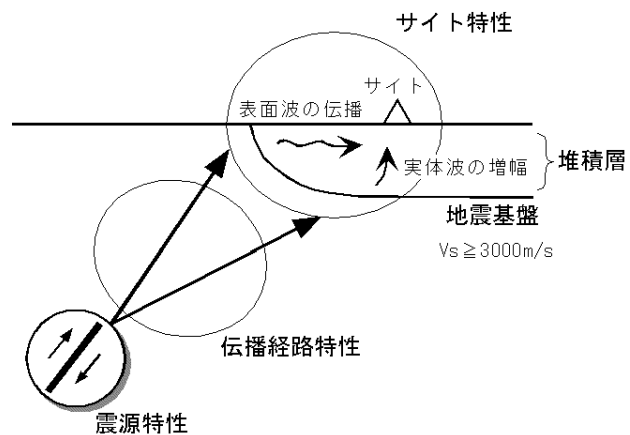


図-1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

こうした強震動予測手法の利点についてより多くの方に知っていただきたいと考え、本稿では、強震動予測手法、なかでも、港湾・空港の分野への応用が最も期待される半経験的な強震動予測手法の概要を説明する。また、当該手法を港湾地域の軟弱地盤に適用するため、手法の高精度化に向けた取り組みが当所で進められているが、その内容について紹介する。さらに、地震動の方向性や卓越周期など、地震動を特徴付ける性質の一部について、簡便に予測できる場合のあることを示し、そうした情報が工学的にも有用であることを説明する。

## 2. 地震動の特性を決める要因

一般に、ある場所での地震動の性質は、震源の性質（震源特性）、震源から基盤に至る伝播経路の性質（伝播経路特性）、基盤から地表に至る地下構造の性質（サイト特性）の三者によって決まるとされている（図-1）。このうち震源特性とサイト特性が地震動に及ぼす具体的な影響について紹介する。

### 2.1 震源特性

#### (1) オメガスクエア・モデル

一般に、地震動のフーリエ変換は震源特性、伝播経路特性、サイト特性の三者の積であると考えられることが多い（例えば岩田・入倉，1986）。これを式で書くと

$$O(f) = S(f)P(f)G(f) \quad (1)$$

である。ここに $O(f)$ はあるサイトで観測される地震動のフーリエ変換（ここでは変位のフーリエ変換）、 $S(f)$ は震源特性または震源スペクトル、 $P(f)$ は伝播経路特性、 $G(f)$ はサイト特性である。

地震動の震源スペクトルに関する有力なモデルとして $\omega^2$ モデル（オメガスクエア・モデル）（Aki, 1967）がある。 $\omega^2$ モデルでは $S(f)$ の絶対値は次式で表される。

$$|S(f)| = CM_0 / \left\{ 1 + (f/f_c)^2 \right\} \quad (2)$$

ここに $M_0$ は地震モーメント、 $f_c$ はコーナー周波数、 $C$ は定数である（後述）。すなわち $\omega^2$ モデルでは、変位に関する震源スペクトルは $f_c$ より低周波側でフラット、 $f_c$ より高周波側では $\omega^2$ に比例して減少する。また加速度に関する震源スペクトルは、 $f_c$ より低周波側では $\omega^2$ に比例して増加し、 $f_c$ より高周波側ではフラットとなる。地震モーメントはAki(1966)により地震の規模を表す物理的尺度として提案されたものであり、

$$M_0 = \mu AD_0 \quad (3)$$

で定義される。ここに $\mu$ はラメ定数、 $A$ は震源断層の面積、 $D_0$ は断層の最終滑り量である。コーナー周波数についてはBrune(1970, 1971)の次式がある。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (4)$$

ここに $\Delta\sigma$ はストレスドロップ、 $\beta$ はS波速度である。式(4)を用いる際には、 $f_c$ の単位はHz、 $\beta$ の単位はkm/s、 $\Delta\sigma$ の単位はbars、 $M_0$ の単位はdyne-cmである必要がある。なお、食い違いの理論（dislocation theory）によると、コーナー周波数 $f_c$ は断層の形状やサイトの方位にも依存することがわかる（例えば理論地震動研究会，1994）。よって、式(4)は厳密な関係であると考えべきではなく、平均的な関係を示す式であると解釈すべきである。さて、もしも大地震と小地震でストレスドロップが共通あるとすれば、式(2)および(4)から加速度スペクトルの短周期側のフラットレベルは $M_0^{1/3}$ に比例して大きくなることがわかる。マグニチュードが1大きくなる毎に $M_0$ は約30倍となるので、変位スペクトルの長周期側のフラットレベルは約30倍、加速度スペクトルの短周期側のフラットレベルは約3倍となる。マグニチュードが大きくなると、震源スペクトルの短周期成分も長周期成分も大きくなるが、とりわけ長周期成分が大きくなる。地震動の長周期成分の影響を受けやすい長周期構造物（高層建築物や長大橋梁、石油タンクなど）や免震構造物、浮体構造物等にとって、マグニチュードの大

きな地震は要注意である。

## (2) 指向性 (directivity)

大地震の震源は点ではなく、一定の広がりを持つ断層面である。破壊は断層面の一点で始まり、周辺に拡大していく。このとき、S波速度と破壊伝播速度は同程度であるという性質があるため、破壊伝播方向にあるサイトでは、断層面上で次々に解放された地震波のエネルギーが間髪を入れず到来するので、大振幅となる。このことを地震動の指向性 (directivity) という。兵庫県南部地震の際の神戸市内の揺れが強かった一因として、明石海峡下に始まった破壊が神戸市内に向かって伝播したことが挙げられている (例えば松島・川瀬, 2000)。最近の強震動予測では、大地震の震源は有限の広がりを持つ断層であると考え、破壊伝播の効果を考えることが普通であるが、このとき、将来の地震の破壊伝播の方向を前もって知ることは困難であるから、重要構造物の耐震性評価を目的として強震動予測を行うのであれば、破壊が構造物建設地点に近づいてくるようなシナリオを考慮に入れるべきであろう。また、指向性の影響で大振幅となる領域では、断層の走向に直交する向きの揺れが強いことが知られている。この点については後述する。

## 2.2 サイト特性

わが国の港湾・空港では強震観測が実施されている。その記録を見ると、地震時の地盤の揺れは地点毎に特徴のあることがわかる。例えば図-2は八戸港と関西国際空港で得られた大地震の記録のフーリエスペクトルを比較したものである。八戸港では1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の強震記録が得られているが、26年の時を隔てて発生した2つの大地震で、いずれも周期2.5秒 (周波数0.4Hz) の成分が卓越している (1968年の記録はいわゆる八戸波である)。一方、関西国際空港では1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震の記録が得られているが、いずれも周期5秒 (周波数0.2Hz) の成分が卓越している。この卓越周期は、港湾・空港周辺の地下構造によってもたらされたことが現在ではわかっている (例えば工藤, 1993 ; 野津・井合, 2001)。例えば、関西国際空港は、図-3に示すように、基盤岩が盆地状に深く落ち込んでいる部分 (堆積盆地) の上に位置している。このような盆地構造があると、その中に地震波がトラップされ、実体波や表面波等の形をとって行き来するため (例えば川瀬, 1993)、速度や変位と言った指標で見たときの地震動の振幅が大きくなり、また、継続時間が長くなる。また、このとき卓越しやすい地震動の振幅は堆積盆地の深さと関係している。関西国際空港で卓越する5秒という周期は大阪堆積盆地 (図-3) の深さと関係している。

関西国際空港で観測された2つの大地震の加速度波形の比較を図-4に示す。2000年鳥取県西部地震の波形は距離が遠い分だけ振幅が小さいので、ここでは2倍して示しているが、波形の後半部分は非常によく似ている。この部分は堆積盆地内を伝播する表面波である。地震動の性質に観測地点の個性が表れていることがこの図からもわかる。

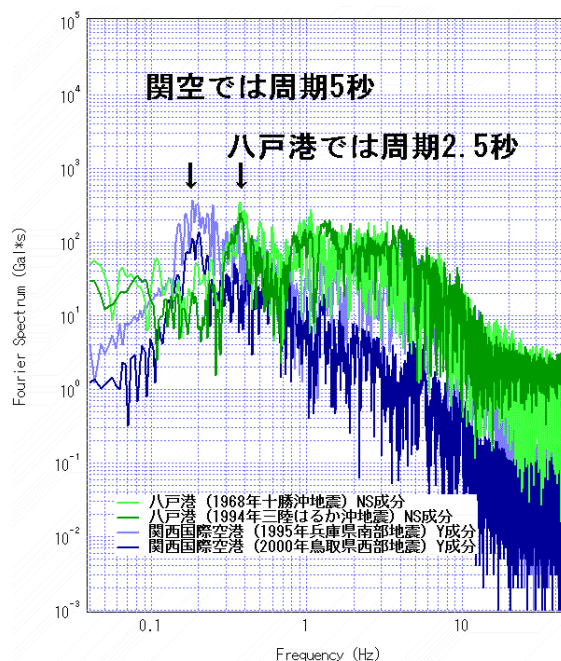


図-2 八戸港と関西国際空港で観測された強震記録のフーリエスペクトルの比較

関西国際空港で用いる設計用入力地震動として八戸波が妥当でないことは、図-2からすぐにわかる。八戸波を設計用入力地震動として用いると、固有周期が2.5秒に近い構造物の応答は大きいという計算結果になる。そこで、その計算結果に基づいて、構造物の固有周期を長周期側に延ばすという判断が下されないとも限らない。しかし、実際には、関西国際空港では周期5秒の成分が卓越しやすいのであるから、構造物の固有周期を長周期側に延ばすことによって、結果的には危険な構造物ができあがってしまう。

このような不合理を避けることに役立つのが強震動予測である。強震動予測を用いると、南海地震や中央構造線活断層系の地震など、空港周辺で発生が懸念される地震（シナリオ地震）に対して、当該空港の地下構造の特性を考えながら、地震動を評価することができる（野津・井合, 2001）。

関西国際空港では、このような方法で評価された地震動を設計用入力地震動として用いているので、前記のような不合理を避けることに成功している。

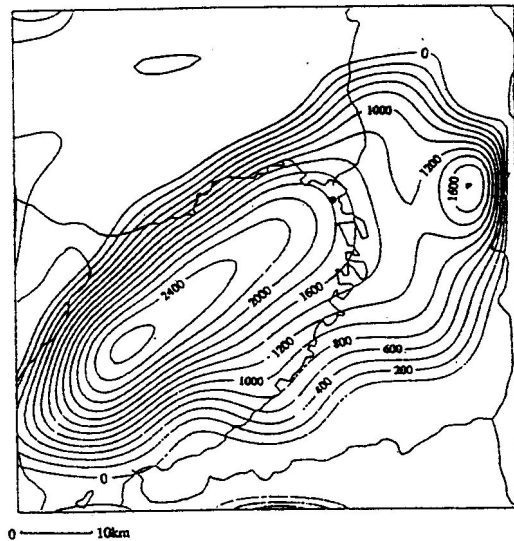


図-3 大阪堆積盆地における地震基盤の深さの分布（香川他, 1993）

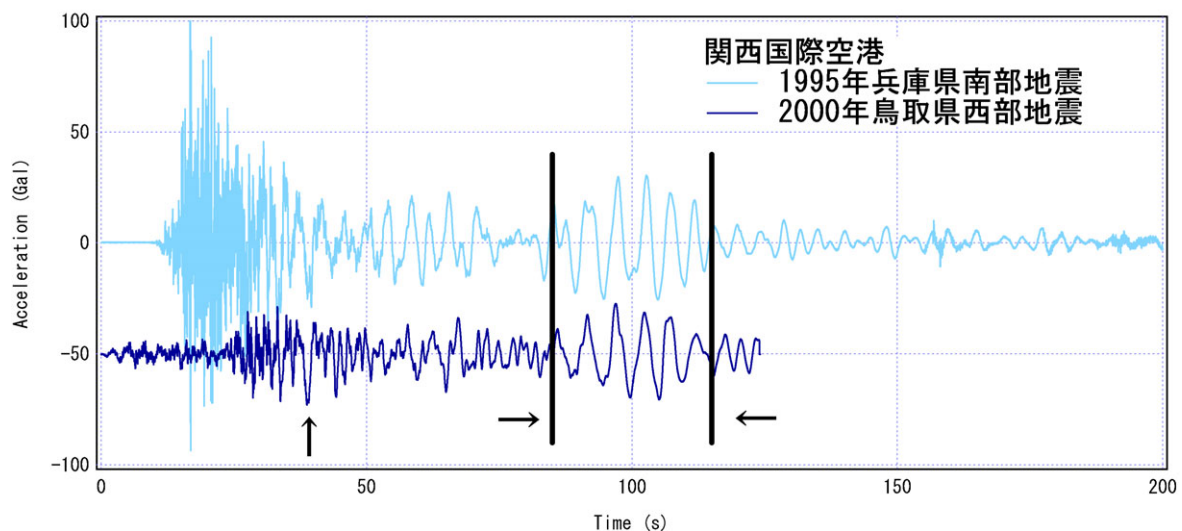


図-4 関西国際空港で観測された2つの大地震の加速度波形の比較

### 3. 半経験的な強震動予測手法

#### 3.1 強震動予測手法の分類

現在、様々な強震動評価手法が提案されており、それらは表-1に示すように理論的手法、半経験的手法および経験的手法の三者に分類されることが多い（例えば理論地震動研究会, 1994）。このうち理論的手法は、震源からサイトに至る媒質を弾性体としてモデル化し、弾性波動論に基づいてサイトにおける地震動を評価する方法である。半経験的手法のうち経験的グリーン関数法は、発震機構や伝播経路を大地震と共有する中小地震の

表-1 強震動予測手法の分類

方法	概要	
理論的手法	波数積分法	与えられた断層運動に対する水平成層媒質の波動場を理論的に求める方法。Bouchon (1981), Luco and Apsel (1983), Saikia (1994), 久田 (1997), 野津 (2002) 等の方法がある。媒質を水平成層と考えるので盆地生成表面波やbasin edge effectを考慮できない点に注意を要する。久田(1997)のプログラムはインターネットで公開されている。野津 (2002) のプログラムは港空研資料No.1037付録CDに収録されている。
	差分法	不整形媒質を対象とした手法。3次元問題への適用事例としてSan Bernardino盆地 (Frankel et al., 1993), Los Angeles盆地 (Wald and Graves, 1998), 神戸周辺 (松島・川瀬, 2000), 関東平野 (Sato et al., 1999) 等がある。計算には不整形地下構造の情報が必要である。このような情報が利用できる地域は限られているのが現状であるが、情報収集のための努力が関係機関により続けられている。また、現状では計算機のメモリ容量や計算時間の制約を受ける場合も多いが、こうした点については計算機の性能やアルゴリズムそのものの向上により克服されつつある。
	有限要素法	不整形媒質を対象とした手法。3次元問題への適用事例としてBielak et al. (1998)等がある。差分法と比較した場合のメリットとして、要素のサイズを媒質の弾性波速度に応じてフレキシブルに決めることができる点が挙げられる。地下構造の情報、計算機のメモリ容量や計算時間については差分法について述べた内容がそのままあてはまる。
	境界要素法	媒質の支配方程式を境界積分方程式に置き換えて数値計算を実施する方法であり、不整形媒質に適用可能である。3次元問題への適用事例としてFujiwara (2000)等がある。地下構造の情報、計算機のメモリ容量や計算時間については差分法について述べた内容がそのままあてはまる。
	Aki-Lamer法	Aki and Lamer (1970)により提案された手法で、不整形媒質に適用可能である。3次元問題への適用事例として上林他(1990)等がある。地下構造の情報、計算機のメモリ容量や計算時間については差分法について述べた内容がそのままあてはまる。
半経験的手法	経験的グリーン関数法	発震機構や波動伝播経路を大地震と共有する中小地震の観測波形をグリーン関数と見なし、これを重ね合わせて大地震の波形を合成する方法。Irikura (1986), Takemura and Ikeura (1988), Dan et al. (1989)等の方法がある。本手法の利用は適切な中小地震記録が当該サイトで得られている場合に限られる。
	統計的グリーン関数法	経験的グリーン関数法で用いるべき適切な中小地震記録が存在しない場合に、中小地震記録を人工的に作成してこれを重ね合わせる方法であり、釜江他 (1991)により提案された。経験的グリーン関数法の利きは失われているが、地震動の指向性等を考慮できる。サイト増幅特性については必要に応じ岩田・入倉(1986), 鶴来(1997)等の方法で別途考慮する。
経験的手法	地動最大値予測手法	最大加速度、最大速度等の地動最大値を経験式(距離減衰式)により予測する。Joyner and Boore (1982), Fukushima and Tanaka (1990), Ohno et al. (1993), 野津他(1997)等により提案されている。
	スペクトル予測手法	応答スペクトル、フーリエ振幅スペクトル等を経験式により予測する。応答スペクトルを予測する安中他(1997)の経験式、フーリエ振幅スペクトルを予測するBoore(1983)の経験式等がある。
広帯域ハイブリッド法	長周期側では与えられた断層運動に対する地震動を理論的方法により求め、短周期側は半経験的手法や経験的手法で計算して、両者を重ね合わせる方法である。Kamae et al. (1998)のハイブリッドグリーン関数法では短周期側の計算に統計的グリーン関数法を用いる。	

観測波形をグリーン関数とみなし、これを重ね合わせて大地震の波形を合成する方法である (Irikura, 1986; Takemura and Ikeura, 1988; Dan et al., 1989) . このとき用いるべき適切な中小地震記録が存在しない場合に、中小地震記録を人工的に作成してこれを重ね合わせる方法 (統計的グリーン関数法, 釜江他, 1991) が提案されているが、これも半経験的手法に分類される場合がある. 経験的手法は、最大加速度や応答スペクトルに関する距離減衰式を用いる方法である. この他、地震動の長周期成分を理論的手法で計算し、短周期成分を半経験的手法や経験的手法で計算して重ね合わせる広帯域ハイブリッド法がある (例えば Kamae et al., 1998) .

以上の各手法のうち、理論的手法は、地下構造の比較的良くわかっている地域に適用した場合、およそ1秒より長い周期帯域において、観測される地震動を高精度で再現できることがわかっている (例えば松島・川瀬, 2000) . しかしながら、地下構造情報の積極的な収集が図られているとは言え (例えば科学技術庁, 2000) , 理論的な強震動予測を適用できるほど地下構造が十分にわかっている地域は、非常に限定されているのが実状である. また、経験的手法による場合、図-3 に示すような深い地下構造の影響は一般には反映されない.

一方、半経験的手法のうち経験的グリーン関数法は、中小地震の記録に含まれる地下構造の影響が直接予測結果に反映される. また、同じく半経験的手法に分類される統計的グリーン関数法においても、強震記録から別途抽出したサイト増幅特性 (例えば岩田・入倉, 1986 ; 鶴来他, 1997) を予測結果に生かすための方法が提案されている (例えば古和田他, 1998) . 以上のことを踏まえると、強震記録の蓄積が比較的進んでいる港湾・空港への応用を考えた場合、半経験的手法は最も有望な方法であると考えられる.

そこで、以下においては、半経験的手法に焦点を絞って詳しく説明する.

### 3.2 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法は、Hartzell (1978) により提案され、Irikura (1983), Irikura (1986), Takemura and Ikeura (1988), Dan et al. (1989), 入倉他 (1997) 等により改良がなされてきたものである.

経験的グリーン関数法では、まず、大地震の震源を多くの要素に分割する (図-5) . このとき、各々の要素で発生しサイト (▼) で観測される地震動をなんらかの方法で評価できれば、これをすべての要素について重ね合わせるにより、大地震によるサイトでの地震動を評価することができる. とここで、各々の要素で発生しサイトで観測される地震動を評価するためには、本来、震源からサイトに至る媒質の情報 (弾性波速度、密度、Q 値) が必要であるが、信頼性の高い地下構造情報が3次元的に得ら

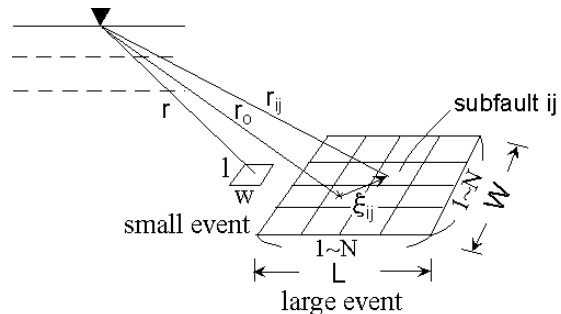


図-5 経験的グリーン関数法

れている地域は限られているのが現状である. 経験的グリーン関数法は、この難点を回避できる巧妙な方法である. すなわち、将来発生するであろう大地震と発震機構や伝播経路の似ている中小地震の記録がサイトで得られている場合に、これを利用して、大地震の各要素からの地震動を評価する方法である. 中小地震の記録には、震源からサイトに至る媒質の影響が自然な形で含まれているので、それらを陽な形で考慮しなくても、媒質の影響を反映した地震動評価が可能である. 経験的グリーン関数法には種々のものがあるが、例えば現在標準的な手法の一つである入倉他 (1997) では次のような計算を行う.

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r / r_{ij}) \cdot f(t) * (Cu(t - t_{ij})) \quad (5)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1 / n' / (1 - e^{-1}) \right\} \times \sum_{k=1}^{(N-1)n'} [ e^{- (k-1)/(N-1)/n'} \cdot \delta\{t - (k-1) T / (N-1) / n'\} ] \quad (6)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (7)$$

式 (5) において  $U(t)$  は大地震による地震動,  $u(t)$  は小地震による地震動 (経験的グリーン関数),  $C$  は大地震と小地震の応力降下量の比,  $f(t)$  は大地震と小地震の滑り速度時間関数の違いを補正するための関数で式 (6) で定義されるもの,  $r$  は小地震の震源からサイトまでの距離 (図-5),  $r_{ij}$  は  $ij$  要素からサイトまでの距離 (図-5),  $N$  は大地震と小地震の断層長さの比である. 式 (6) において  $T$  は大地震の立ち上がり時間 (ライズタイム),  $n'$  は波形の重ね合わせの際に現れる見かけの周期性を除去するための任意の整数, 式 (7) において  $r_0$  は大地震の破壊開始点からサイトまでの距離 (図-5),  $\xi_{ij}$  は破壊開始点から  $ij$  要素までの距離,  $V_s$  は基盤の S 波速度,  $V_r$  は破壊伝播速度である.

この波形合成法では, 小地震記録がオメガスクエア・モデルに従う場合, 合成波もオメガスクエア・モデルに従うように工夫されている. また, 合成の際に破壊の伝播を考慮するので, 破壊伝播方向で地震動の振幅が大きいなどの効果も考慮される.

### 3.3 統計的グリーン関数法

地震動を予測しようとする観測点で, 仮に強震観測が行われていたとしても, 将来発生するであろう大地震と発震機構や伝播経路の似ている中小地震の記録が, 都合良く得られているとは限らない. その場合, 3.2 の経験的グリーン関数法は適用できないことになる. その場合, 中小地震の記録を人工的に作成して, これを経験的グリーン関数法と同じ式 (5) - (7) で重ね合わせる方法が提案されている (釜江他, 1991). この方法は統計的グリーン関数法と呼ばれる. また, 人工的に作成した中小地震記録は統計的グリーン関数と呼ばれる.

統計的グリーン関数は式 (1) に基づいて作成する (古和田他, 1998). まず, 式 (1) の両辺の絶対値をとると,

$$|O(f)| = |S(f)| |P(f)| |G(f)| \quad (8)$$

となる. この右辺の各項を評価していく.

まず, 震源特性  $S(f)$  の絶対値は式 (2) のオメガスクエア・モデルで与える.

$$|S(f)| = CM_0 / \left\{ 1 + (f / f_c)^2 \right\} \quad (2)$$

このときの定数  $C$  は次式で表される.

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRITIN}{4\pi\rho V_s^3} \quad (9)$$

ここに  $\rho$  は基盤の密度を,  $R_{\theta\phi}$  はラディエーション係数を,  $FS$  は自由表面による増幅の効果を,  $PRITIN$  は地震動のエネルギーが水平方向の 2 成分に分散する効果を示す.  $R_{\theta\phi}$  としては, 理論的なラディエーション係数の全方位に関する平均値 0.63 を用いることが多い. その他のパラメータとしては  $FS=2$ ,  $PRITIN=0.71$  を用いることが多い.

伝播経路特性  $P(f)$  の絶対値としては, 通常, 幾何減衰と非弾性減衰を考慮する (例えば岩田・入倉, 1986). これを式で表すと

$$|P(f)| = \frac{1}{r} \exp\left(-\pi fr / QV_s\right) \quad (10)$$

ここに  $r$  は震源距離,  $f$  は周波数,  $Q$  は岩盤内の  $Q$  値である.  $Q$  値は減衰定数  $h$  と

$$Q = \frac{1}{2h} \quad (11)$$

なる関係がある。

サイト特性  $G(f)$  の絶対値としては、スペクトルインバージョン（例えば岩田・入倉，1986；野津他，2003b）もしくはそれに類する手法（例えば鶴来他，1997）により強震記録から抽出した経験的サイト増幅特性を用いる。なお、強震記録から経験的サイト増幅特性を求める際に二つの考え方があり、一つは、強震記録から何らかの方法で「S波部分」を抜き出し、そのフーリエスペクトルを解析対象とする考え方である。もう一つは、S波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルを計算する考え方である。前者の考え方で求めた  $|G(f)|$  は地震基盤に対するS波の増幅特性を意味することになる。一方、後者の考え方で求めた  $|G(f)|$  は表面波を含む主要動全体の地震基盤に対する増幅特性を意味することになる。強震動予測において、表面波を含む波形全体を予測の対象とする場合には、後者の考え方で求めた  $|G(f)|$  を用いる必要がある。

以上で  $|S(f)|$ 、 $|P(f)|$ 、 $|G(f)|$  が求まったことになり、これを式 (12) の右辺に代入すると、統計的グリーン関数のフーリエ振幅スペクトル  $|O(f)|$  が求まる。

さて、統計的グリーン関数の時刻歴波形を求めるためには、振幅の情報のみならず位相の情報が必要である。式 (8) は振幅についての関係であったが、これに対応する形で、次の群遅延時間に関する関係式が式 (1) から求まる（例えば澤田他，1998）。

$$T_{gr}^O(f) = T_{gr}^S(f) + T_{gr}^P(f) + T_{gr}^G(f) \quad (12)$$

右辺第一項と第二項の和は地震基盤における統計的グリーン関数の群遅延時間に相当する。これは次の考え方で求める（Boore, 1983）。まず、地震基盤における統計的グリーン関数の包絡波形を次の形に仮定する。

$$w(t) = at^b e^{-ct} H(t) \quad (13)$$

ここに  $H(t)$  は単位階段関数である。パラメタ  $a$ 、 $b$ 、 $c$  は次式により求める。

$$a = \left( \frac{2c^{2b+1}}{\Gamma(2b+1)} \right)^{1/2} \quad (14)$$

$$b = -\varepsilon \ln \eta / \left( 1 + \varepsilon (\ln \varepsilon - 1) \right) \quad (15)$$

$$c = b / \varepsilon T_w \quad (16)$$

式 (14) において  $\Gamma$  はガンマ関数を示している。このようにパラメタ  $a$ 、 $b$ 、 $c$  を決めると、包絡波形は時刻  $t = \varepsilon T_w$  において最大となり、時刻  $T_w$  における振幅の最大振幅に対する比は  $\eta$  となる。 $\varepsilon$  および  $\eta$  については Boore (1983) と同じ値すなわち  $\varepsilon = 0.2$ 、 $\eta = 0.05$  を用いる。また  $T_w$  は次式により求める。

$$\begin{aligned} T_w &= 2T_d \\ T_d &= f_c^{-1} \end{aligned} \quad (17)$$

時間領域のホワイトノイズに目標包絡波形  $w(t)$  を乗じた波形の群遅延時間を求め、これを  $T_{gr}^S(f) + T_{gr}^P(f)$  とする。

右辺第三項は次の考え方で求める（古和田他，1998）。いま、注目しているサイトで、マグニチュードと震源距離の十分に小さな記録が得られているとする。この記録の群遅延時間についても式 (12) の関係は成立するが、マグニチュードと震源距離が十分に小さければ  $T_{gr}^S(f)$  と  $T_{gr}^P(f)$  は無視できるほど小さいと考えて差し支えないだろう（例えば澤田他，1998）。そこで、前記の条件を満足する記録の群遅延時間を計算して、これを  $T_{gr}^G(f)$  であるとみなす。

以上で統計的グリーン関数の群遅延時間  $T_{gr}^O(f)$  が求まり、これを振幅特性と組み合わせて、統計的グリーン関数の時刻歴波形が求まる。

### 3.4 1995年兵庫県南部地震への適用事例

ここでは経験的グリーン関数法の1995年兵庫県南部地震への適用事例を紹介する。兵庫県南部地震の地震動を



経験的グリーン関数法で再現するための震源モデルとしては、釜江・入倉(1997)のアスペリティモデルが著名である。アスペリティモデルとは、大地震の震源断層面上に、特に滑り量の大きいいくつかの領域(アスペリティ)を考えた震源モデルのことで、大地震の震源近傍での揺れを再現するためには、このようなモデルが必要とされることがわかっている。ここでは釜江・入倉(1997)のアスペリティモデルを改良した山田他(1999)のモデルを用いる。アスペリティモデルに対する波形の合成は、各々のアスペリティに対して式(5)-(7)で波形の重ね合わせを行い、すべてのアスペリティに対して足しあわせればよい。場合によってはこれに背景領域の寄与を加えるが、一般に強震動への背景領域の寄与は小さいと考えられている。

図-6に山田他(1999)のアスペリティモデルの平面図を示す。図-7にアスペリティモデルの断面図を示す。これらの図に示すように、山田他(1999)のアスペリティモデルは淡路側から神戸側にかけて4つのアスペリティを配したモデルである。

表-2にアスペリティモデルの詳細

を示す。図-6に示した余震の記録をグリーン関数として用いる。表-3に余震のパラメータを示す。

このアスペリティモデルを用いて、KBU(神戸大学)とMOT(神戸本山)の2つのサイト(図-6)での速度波形(NS成分とEW成分)を合成する。ここでは余震の観測波を0.2-2Hzの帯域通

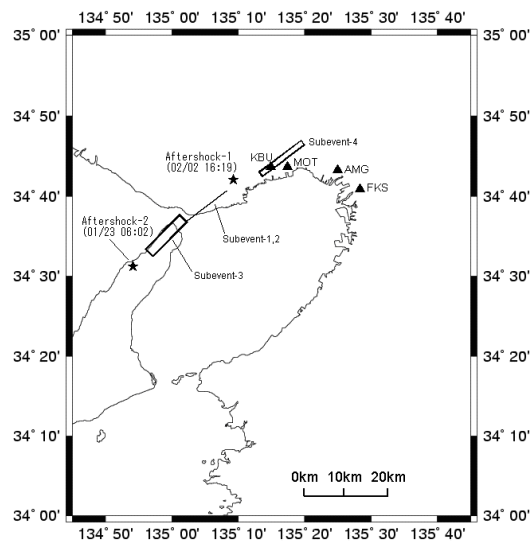


図-6 兵庫県南部地震の複数アスペリティモデル(山田他, 1999)と余震の位置(★)およびサイトの位置(▲)

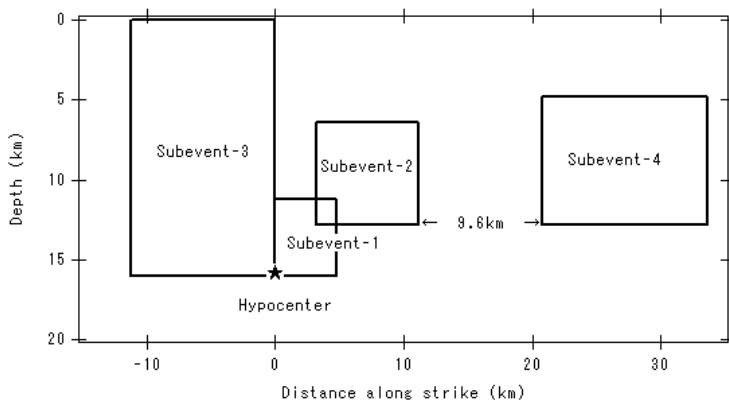


図-7 兵庫県南部地震の複数アスペリティモデル(山田他, 1999)

表-2 兵庫県南部地震の複数アスペリティモデル(山田他, 1999)のパラメータ

	Subevent-1	Subevent-2	Subevent-3	Subevent-4
走向 (degree)	N53E	N53E	N45E	N53E
傾斜 (degree)	90	90	82	95
長さ(km)	4.8	8.0	11.2	12.8
幅 (km)	4.8	6.4	16.0	8.0
$\Delta \sigma$ (bars)	234	156	86	86
$M_0$ ( $10^{19}$ Nm)	0.11	0.23	1.00	0.36
ライズタイム (s)	0.4	0.5	0.6	0.6
破壊開始時刻 (s)	0.0	1.8	0.0	6.9
破壊開始点	左下	左下	右下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	同心円状
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8	2.8	2.8
記録を使用した余震*	1	1	2	1

\* 表-3参照

表-3 記録を使用した余震のパラメータ

	日時	北緯(deg)	東経(deg)	深さ(km)	$M_{JMA}$	$M_0$ ( $10^{15}$ Nm)	$\Delta \sigma$ (bars)
余震-1	1995/02/02 16:19	34.695	135.150	17.9	4.2	1.7	86
余震-2	1995/01/23 06:02	34.530	134.907	15.0	4.5	4.5	82

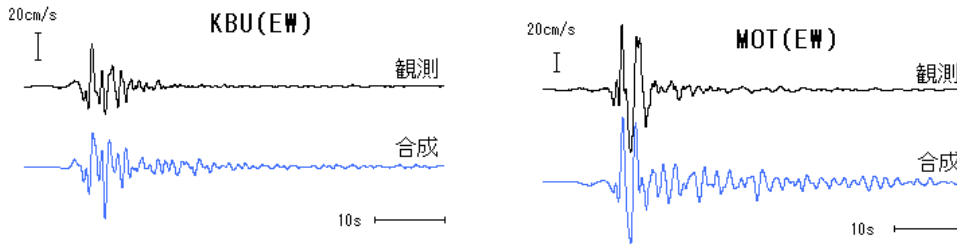


図-10 速度波形の合成結果

過フィルタに通したものをグリーン関数として用い、合成結果を、同じく0.2-2Hzの帯域通過フィルタに通した観測波と比較する。図-8に合成結果を示す。いずれのサイトでも、本震時の速度波形が良好に再現されていることがわかる。

#### 4. 半経験的な強震動予測手法の高精度化に向けた取り組み

式 (5) ~ (7) に示す経験的グリーン関数法では、大地震時と中小地震時で媒質の性質が異なること、すなわち、媒質の非線形挙動 (例えば翠川, 1993) を無視していることになる。そこで、経験的グリーン関数法を強震動予測の実務に適用する際、非線形挙動の生じるような地盤の場合には、非線形挙動について別途考慮する必要がある (例えば香川他, 1998)。表層地盤の非線形挙動を、経験的グリーン関数法の枠組みの中でより合理的に取り扱うことを目的として、当所では手法の改良に取り組んでいる (野津・盛川, 2003 ; 野津他, 2003a)。本章ではこの取り組みについて紹介する。

##### 4.1 多重非線形効果

いま、図-9に示すように堆積盆地上に位置するサイトを考える。このサイトには、直達S波の他に、堆積盆地を重複反射しながら伝播するS波や盆地生成表面波に起因する位相が到来する。川瀬 (1993) がレビューしているように、波線理論では、盆地生成表面波は盆地端部の斜面となっているところから入射したS波が角度を持って全反射を繰り返すことによって生じると解釈できる。この波線を追跡することによって得られる堆積層の応答は、有限要素法等で求めたものと良く

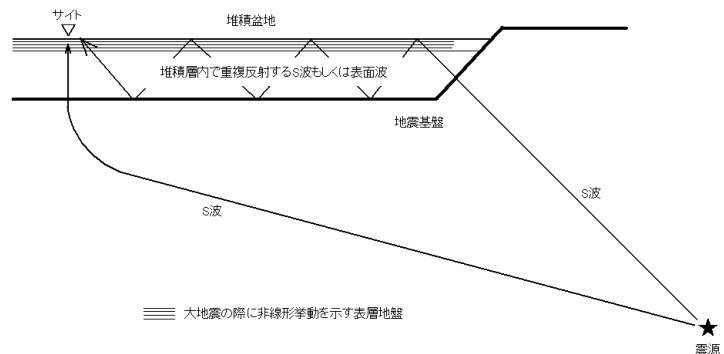


図-9 多重非線形効果の概念図

一致することがKohketsu (1987) により示されている。このことは、盆地生成表面波のうち少なくともKohketsu (1987) が検討の対象としたLove波については、堆積層内で全反射を繰り返すS波の重なり合ったものと見

なせることを示すものである。そこで、波動場が盆地生成表面波であれ、通常のS波であれ、図-9に示すようなS波の波線に置き換えて以下の考察を行う。ただし、上述の議論は盆地生成表面波のうちRayleigh波にはそのまま適用しにくい。よって、後続位相にRayleigh波が多く含まれる場合には、以下に述べる議論の妥当性は十分でない面があるかも知れない。

さて、波線理論により堆積層の応答を求めようとすれば、波線経路における透過/反射の係数を計算条件として与える必要がある。しかし、ここでは経験的グリーン関数法の長所を生かして、図-9の波線や、それに伴う透過/反射の係数は本震と余震の間で共有されていると考える。このように考えれば、各々の波線の寄与は余震記録に含まれているので、適切な震源モデルを用いて余震記録を重ね合わせることにより、波線経路における透過/反射の係数を陽に考慮しなくても、本震波形を再現できるはずである。

ただし、以上は媒質が線形であるとした場合の議論である。本震時には図-9に示すように波線経路における媒質の一部が非線形挙動を示すものと考えられる。このとき、震源とサイトを結ぶ波線は非線形挙動を示す表層地盤を何度も横切ることになり、地震波はその伝播の過程で、表層地盤の非線形挙動の影響を何度も受けることになる。このことをここでは多重非線形効果と呼ぶ。地盤の非線形挙動としては、通常、剛性の低下（すなわちS波速度の低下）と減衰定数の増加が想定される（例えば翠川，1993）。従って、波線経路における媒質の一部が非線形挙動を示すことの本震波形への具体的な影響としては、S波速度の低下により位相の到来時刻が遅くなることと、減衰定数の増加により振幅が減少することの2点が考えられる。

表層地盤の非線形挙動を取り扱うための従来のアプローチは、サイト直下の堆積層を非線形性を示す浅い部分（表層地盤）とそれより深い部分（深層地盤）に区分し、表層地盤に下方より入射する地震波は地盤の非線形挙動の影響を受けていないと仮定するものであった（例えば大阪府土木部，1997；中央防災会議事務局，2001）。その仮定が正しければ、式(5) - (7)を用いた地表での合成結果から、表層地盤に下方より入射する地震波を逆算で求め、これを入力して表層地盤の非線形の地震応答計算を行うことで、非線形の影響を含んだ地表での合成波を求めることができる。しかしながら、サイト直下の表層地盤と深層地盤の境界面に下方から入射する地震波は、実際にはすでに地盤の非線形挙動の影響を受けている。Nozu and Uwabe (2000)は、1995年兵庫県南部地震およびその余震の際に神戸市内の埋立地で得られた記録に経験的グリーン関数法を適用し、上述の多重非線形効果を考えなければ、本震地動の後半部分を著しく過大評価してしまうことを指摘している。

以下においては、多重非線形効果を経験的グリーン関数法の枠組みの中でより合理的に取り扱うことを目的として当所で提案している「非線形パラメタ」について説明するとともに、2000年鳥取県西部地震への適用事例を示す。提案するパラメタは、簡易なものであるにも関わらず、非線形性の影響を受けたサイトでの地震動の合成

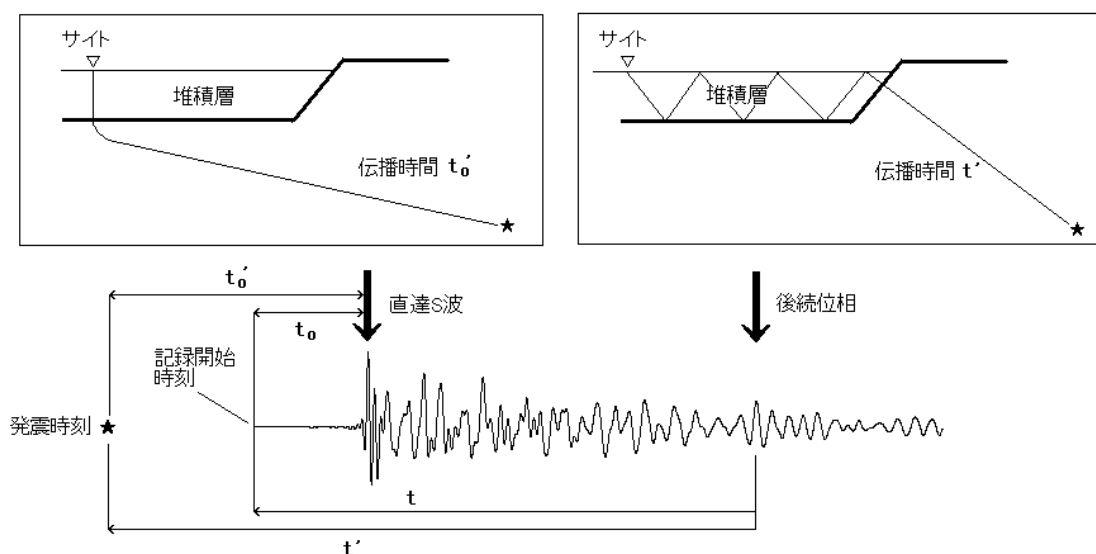


図-10 直達S波と後続位相に対応する波線

結果を著しく改善するものである。

## 4.2 非線形パラメタ

経験的グリーン関数法の最大の利点は、震源からサイトに至る地下構造についての知識を前提としないことである。経験的グリーン関数法に多重非線形効果を取り込む際には、上述のような利点が失われることのないよう、できるだけ簡便な方法を用いることが望ましい。そこで、ここでは以下の2つの非線形パラメタ  $\nu_1$  と  $\nu_2$  を導入することを提案する。

$\nu_1$  は堆積盆地内の媒質の平均的なS波速度の低下率を示すパラメタである。すなわち  $\nu_1 = V_S / V_{S0}$  である。ここに  $V_S$  は非線形時のS波速度、 $V_{S0}$  は線形時のS波速度である。余震記録上で直達S波の到来時刻を  $t_0$ 、波形後半のある位相の到来時刻を  $t$  としたとき (図-10)、 $t-t_0$  は兩位相に対応する波が余震の震源からサイトまで到達するのに要した時間の差  $t-t_0'$  に等しく (図-10)、さらにこれは、近似的には波形後半の位相が堆積層内に留まっていた時間を示すと考えることができる。なぜなら、余震の場合、破壊に要する時間は十分に短いから、波形に見られる各位相は震源を同時にスタートしたと見なすことができるからである。同様の考え方は震源時間の長い本震波形には適用できないことに注意する必要がある。さて、非線形時にはS波速度が  $\nu_1$  倍になるのであるから、当該位相の到来時刻は  $t_0 + (t-t_0) / \nu_1$  となるはずである。このような考え方で経験的グリーン関数の時刻  $t_0$  以降の部分  $1/\nu_1$  倍に引き延ばす。

一方  $\nu_2$  は堆積盆地内の媒質の平均的な減衰定数の増分を意味するパラメタである。一般に減衰定数  $h$  の地盤を角振動数  $\omega$  の地震波が時間  $t$  だけ伝播する間に振幅は  $\exp(-h\omega t)$  倍となる。地盤の非線形性により減衰定数が  $h$  から  $h + \nu_2$  に変わったとすれば、堆積層内を時間  $t-t_0$  だけ伝播した後では地震波の振幅は線形時と比較して  $\exp(-\nu_2\omega(t-t_0))$  倍となる。

実際には堆積盆地内の媒質のうち非線形挙動を示すのは地表に近い部分だけであると考えられる (図-9)。また、一般には堆積盆地内の媒質は水平方向にも不均質であり、地震動の振幅も水平方向に一樣でないことから、表層地盤の非線形挙動も水平方向に一樣に生じるわけではない。しかし、ここで定義する  $\nu_1$ 、 $\nu_2$  といったパラメタは深さ方向と水平方向に平均化された値である。これら2つの非線形パラメタを用いて経験的グリーン関数は次式により補正される。

$$\begin{aligned} u_n(t) &= u(t) & (t < t_0) \\ u_n(t_0 + (t-t_0)/\nu_1) &= u(t) \exp(-\nu_2\omega(t-t_0)) & (t > t_0) \end{aligned} \quad (18)$$

ここに  $u_n(t)$  は補正後の経験的グリーン関数、 $u(t)$  は補正前の経験的グリーン関数である。これらの式は、以下のように書き換えることもできる。

$$\begin{aligned} u_n(t) &= u(t) & (t < t_0) \\ u_n(t) &= u(\nu_1(t-t_0) + t_0) \exp(-\nu_1\nu_2\omega(t-t_0)) & (t > t_0) \end{aligned} \quad (19)$$

式 (18) の右辺を計算する際、グリーン関数に含まれる振動数成分が狭帯域であれば、その振動数に対応した  $\omega$  を用いれば良いし、広帯域であれば、まず  $u(t)$  から帯域通過フィルタにより特定の帯域 (バンド幅  $f_b$ ) をとりだし、この時間関数に  $\exp(-\nu_2\omega(t-t_0))$  を乗じた上で、すべての帯域について加え合わせればよい。以下の適用事例では、 $f_b = 0.08\text{Hz}$  に統一している。

ここで導入した非線形パラメタの概念は、地盤工学の分野で用いられてきた等価線形の概念 (例えば Schnabel et al., 1972) を発展させたものであると考えることもできる。等価線形解析では、ひずみレベルによらず、地盤は線形の粘弾性体として表現できると考える。粘弾性体を記述するパラメタである剛性と減衰定数は、地震動継続時間中には一定値をとると考えるが、小地震時と大地震時では異なる値をとると考える。上述の非線形パラメタの考え方は、このような等価線形の概念を参考にしたものであるが、等価線形解析では特定の地盤要素ないし地層に対して定義された剛性と減衰定数の変化を取り扱うのに対して、ここで導入した非線形パラメタは、堆積層全体についての平均的な剛性と減衰定数の変化を取り扱うことが特徴である。

### 4.3 2000年鳥取県西部地震への適用事例

非線形パラメータを用いた経験的グリーン関数法の適用事例を示す前に、2000年鳥取県西部地震の際に境港市内で得られた地震動に経験的グリーン関数法を適用することにより、地震動が地盤の非線形挙動の影響を受けているかどうかを確認する。

まず、経験的グリーン関数を用いたインバージョンにより、鳥取県西部地震の震源モデルを構築する。本震（2000年10月6日13時30分、 $M_{JM}7.3$ ）の震央と気象庁による余震分布を図-11に示す。またグリーン関数として用いる2000年11月3日16時33分の余震（ $M_{JM}4.5$ ）の震央（北緯35.357度、東経133.295度）を図-11に同時に示す（震源深さは5km）。

インバージョンの対象には図-11に示すK-netおよびKik-netの5つのサイトを選択した。これらのサイトは震源のメカニズム（ほぼ鉛直な横ずれ断層）から判断して比較的SH波のradiationが大きいと考えられるサイトを選択したものである。また、サイトの非線形挙動の影響を避けるため、できるだけ堅固な地盤条件のサイトを選択した。ここでは原則としてtransverse成分をモデル化の対象とした。ただし、震源近傍のサイトであるTTRH02については断層直交成分（N240E成分）を対象とした。余震波形を周波数領域で積分し、0.1-2.0Hzの帯域通過フィルタに通した速度波形をグリーン関数として用いた。また本震波形に同様の処理をほどこして得た速度波形をインバージョンのターゲットとした。ここでは、本震波形のS波到来時刻の1秒前から15秒をインバージョンのターゲットとした。

インバージョンはHarzell and Heaton (1983)の方法に基づいている。気象庁の震源を含む30km×12kmの断層面（走向150°，傾斜85°）を仮定し、この断層面を30×12に分割して、それぞれの領域では、破壊フロント通過後の2.4秒間に4回のすべりが許されるものとした。各々のすべりによるモーメント解放量が余震モーメントの何倍であるかを未知数としてインバージョンを行う。インバージョンの自由度は $30 \times 12 \times 4 = 1440$ である。破壊フロントは、気象庁発表の震源時刻の4.0秒後から、気象庁発表の震源を中心として同心円状に速度2.8km/sで広がるものとし、基盤のS波速度は3.5km/sとした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン（Lowson and Hanson, 1974）を用いた。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。

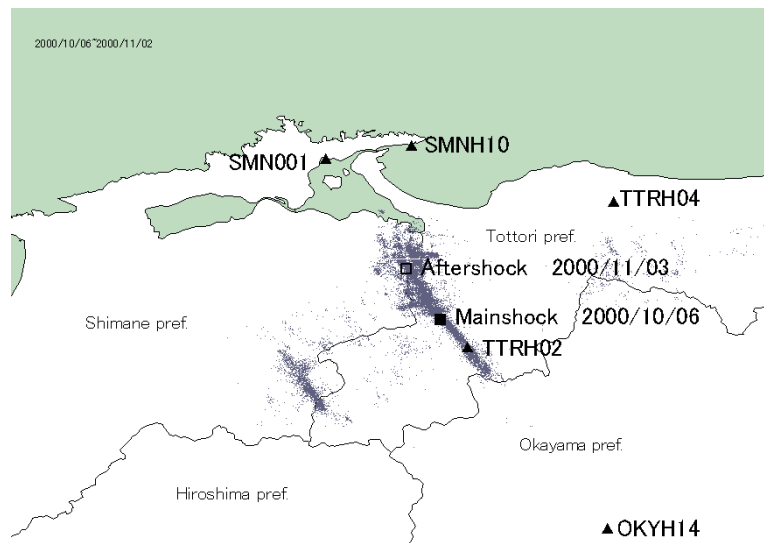


図-11 本震と余震の震央とインバージョン対象地点

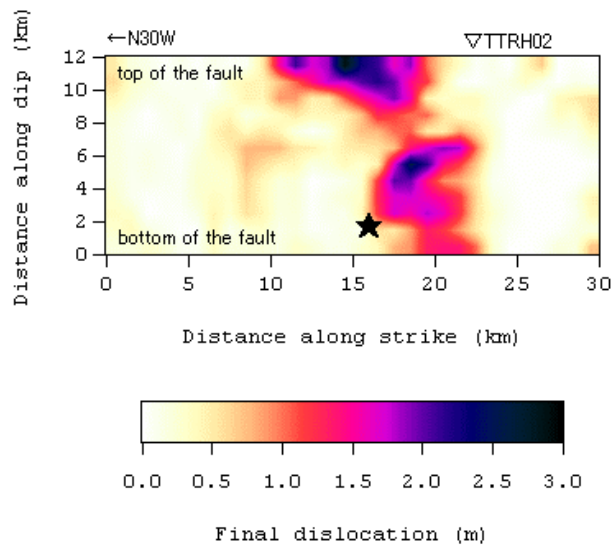


図-12 インバージョンで得られた最終滑り量の分布

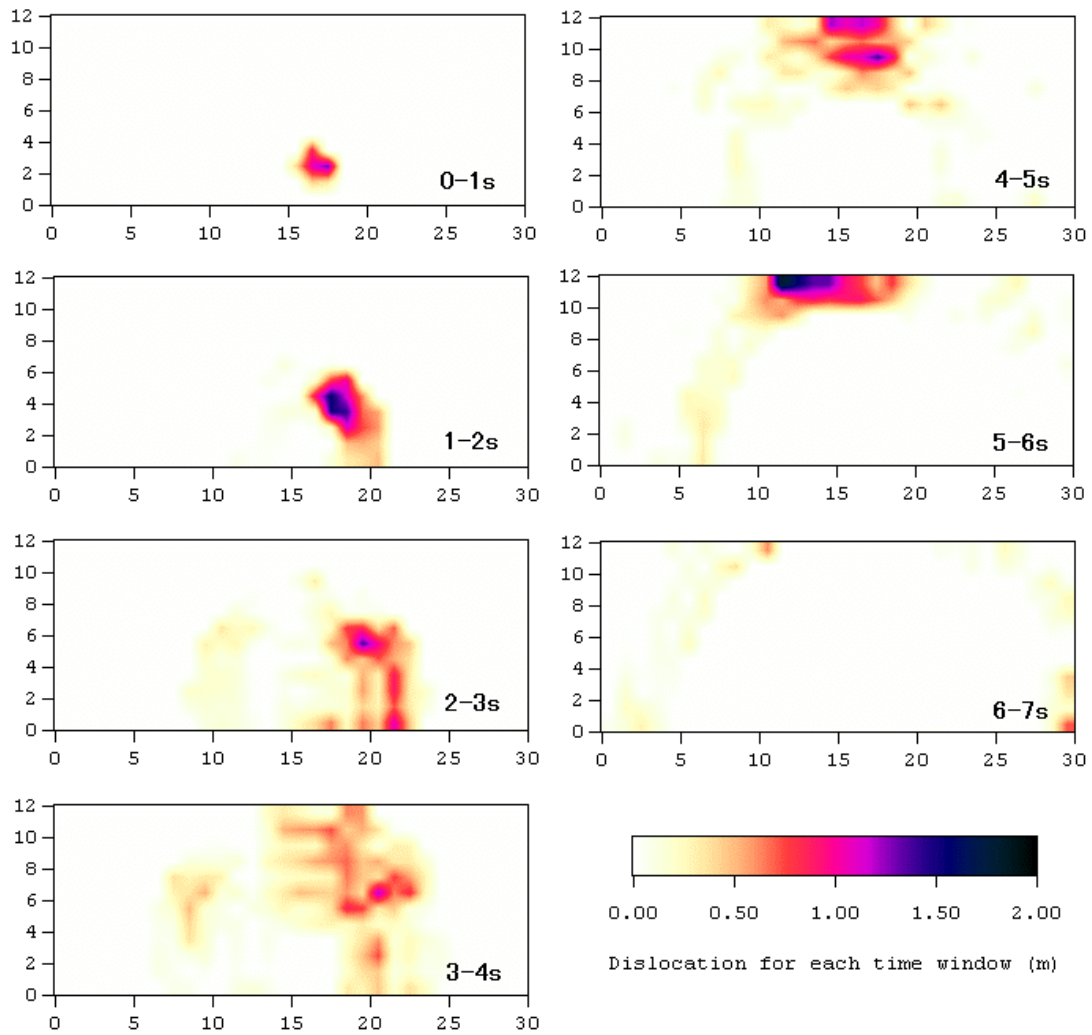


図-13 1秒毎の滑り量の分布

ここで対象としたサイトについては本震と余震のラディエーション係数の差は大きくないので、ラディエーションパターンの補正は実施していない。すべてのサイトについて、記録のヘッダに記入された絶対時刻の情報を参照している。

図-12に、インバージョンで得られた最終すべり量の分布を示す。ここでのインバージョンでは、直接には各々の震源要素におけるモーメント解放量の余震モーメントに対する比が明らかにな

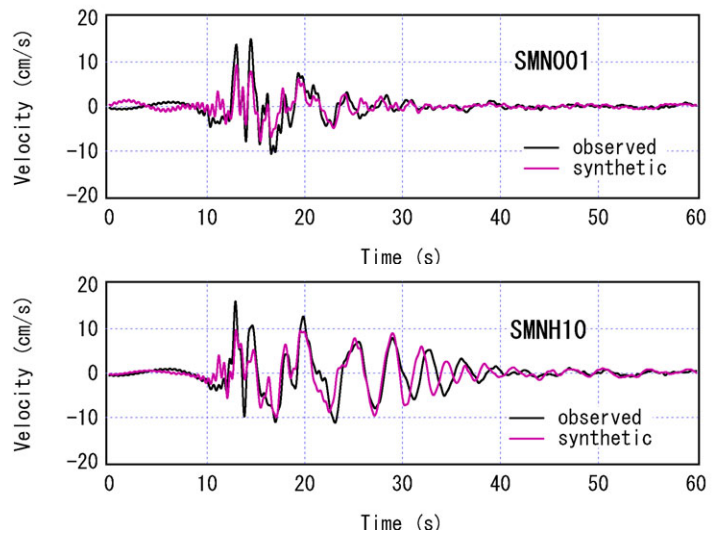


図-14 SMN001 及び SMNH10 での合成結果

るだけであるが、ここでは余震モーメントとしてFreesia (Fukuyama et al., 2001) により得られている値 ( $M_0=5.23 \times 10^{15}\text{Nm}$ ) を仮定し、最終滑り量を示している。同図によれば、本震は複数のサブイベントからなることがわかる。1つ目のサブイベントは気象庁発表の震源 (図-12の★) よりもやや南の深い位置で生じており、2つ目のサブイベントは震源の真上の浅い位置で生じている。サブイベントの生じている位置は、理論的なグリーン関数を用いて実施されたインバージョンの結果 (岩田・関口, 2001) とも類似している。図-13に1秒毎の滑り量の分布を示す。破壊開始後0-3秒に1つ目のサブイベントで、3-6秒に2つめのサブイベントでモーメントが解放されている様子が分かる。図-14では、インバージョンの結果として得られたSMN001及びSMNH10での合成波を観測波と比較しているが、両者の一致はおおむね良好であることがわかる。

さて、ここで得られた震源モデルを用い、境港市の港湾地域強震観測の観測点 (境港-G) と気象庁観測点で得られた余震波形をグリーン関数として本震波形を計算する。境港-Gと気象庁観測点の位置を図-15に示す。境港-Gと気象庁観測点はともに深い堆積盆地の上に位置していることが、当該地域の地盤構造に関する最近の研究結果 (吉川他, 2002) からわかっている。このうち境港-Gでは本震時に過剰間隙水圧の上昇を含む表層地盤の強い非線形挙動が生じたと考えられている (三輪他, 2002)。一方、インバージョンに用いたSMN001及びSMNH10は堆積盆地の外にある。

境港-Gにおける余震の加速度記録のtransverse成分を図-16(a)に、これを周波数領域で積分して0.1-2.0Hzの帯域通過フィルタに通した速度波形を図-16(b)にそれぞれ示す。図-17 (上段) に、境港-Gにおいて、地盤の非線形挙動を考慮せずに計算した合成波と観測波 (余震波形と同様の処理を施したもの) の比較を示す。同図に示すように、合成波の後半部分において、位相は観測波と比較して系統的に早く、振幅は観測波と比較して系統的に大きくなっている。また、振幅と位相の差異は、波形の後半部分ほど顕著に表れていることも注目される。このような差異は、上述の多重非線形効果により、少なくとも定性的には説明することができる。

そこで、先に提案した非線形パラメタを境港-Gの経験的グリーン関数に適用して補正し、同じ震源モデルに基づいて重ね合わせ、改めて境港-Gにおける本震波形を合成した。非線形パラメタは試行錯誤により  $\nu_i=0.93$ ,  $\nu_j=0.02$  とした。これは堆積層内のS波速度が平均的には線形時の93%であること、堆積層内の減衰定数が平均的には線形時より0.02大きいことを意味する。

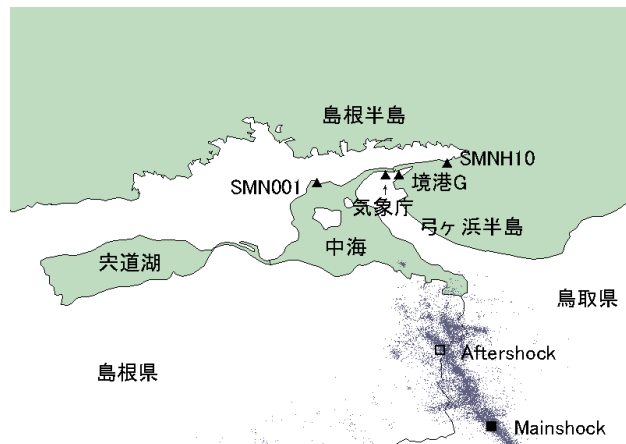


図-15 境港周辺の強震観測地点

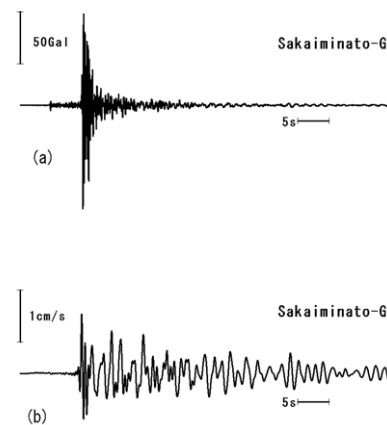


図-16 境港-Gにおけるグリーン関数  
(a) 加速度 (b) 速度

図-17 (下段) に結果を示すように、非線形パラメタを用いることにより合成結果は著しく改善される。観測波においては、まず周期約2秒のパルス状の波形が数波続き、周期約5秒の後続位相がこれに続くが、各々の位相の到来のタイミングと振幅が、かなり良好に再現されている。また、継続時間の過大評価も、ここでは回避できている。ここで、境港-Gの波形は震源モデルの構築には全く用いられていないことをあらためて指摘しておきたい。なお、合成波にみられる周期約2秒のパルス5波のうち第3波が観測波に見られない点については、非線形パラメタを導入しても解決することはできなかった。非線形パラメタは、波形後半の振幅や位相の補正には有効であるけれども、ここに見られる第3波の不一致のように、波形の部分的な不一致を改善することには不向きである。

同じく境港市の気象庁観測点における合成結果を図-18に示す。気象庁観測点でも、最初に非線形パラメタを用いない波形合成を行ったが、その結果は観測と一致せず、媒質の非線形挙動の影響は明らかであった(図-18の上段)。そこで境港-Gでの合成に用いたのと同じ非線形パラメタ ( $\nu_1=0.93$ ,  $\nu_2=0.02$ ) を用いて合成を行ったところ、

図-18 (下段) に示すように合成波と観測波は良く一致した。

以上のように、当所で提案している「非線形パラメタ」、簡易なものであるにも関わらず、非線形性の影響を受けたサイトでの地震動の合成結果を著しく改善するものである。このパラメタを強震動予測に用いるための準備として、今後は、パラメタの設定方法を確立していく必要があるものと考えている

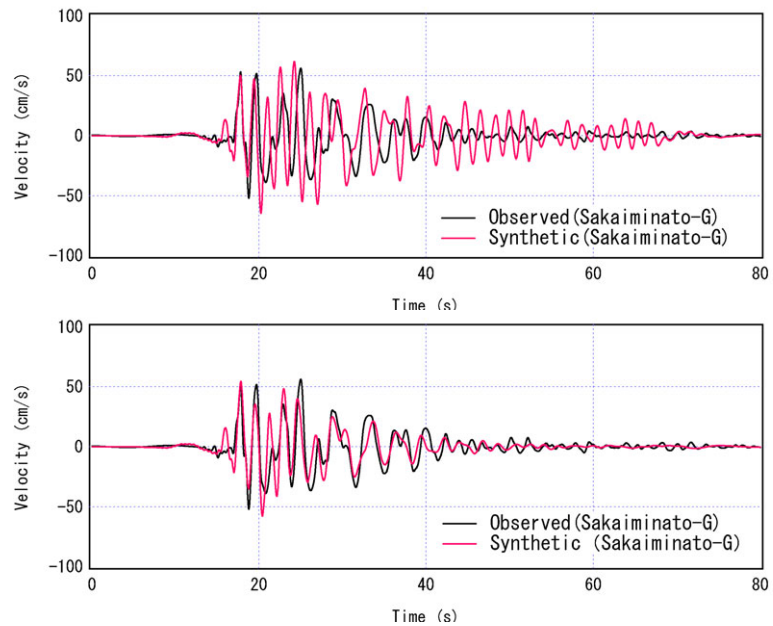


図-17 境港-Gにおける合成結果。(a) 線形 (b) 非線形。

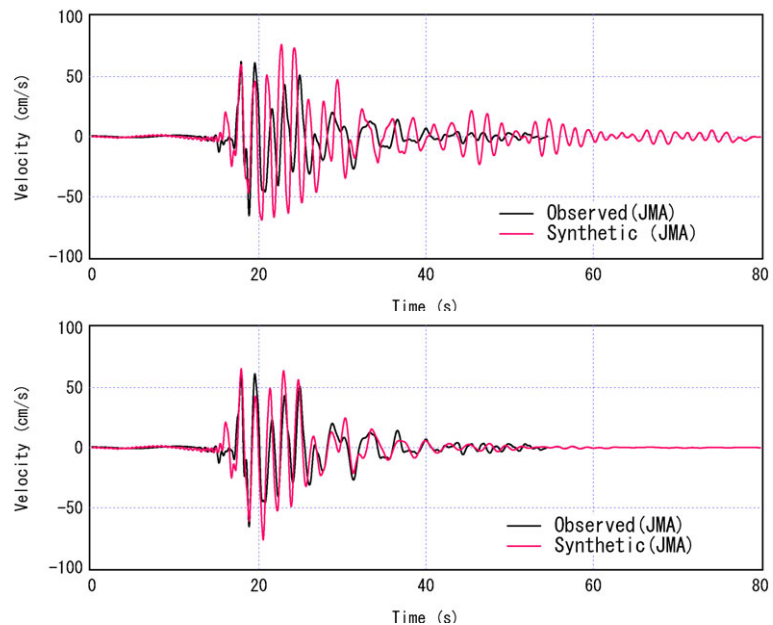


図-18 気象庁観測地点における合成結果。(a) 線形 (b) 非線形。



## 5. 地震動の諸特性の簡易予測

ここまで説明してきたのは地震動の波形そのものの予測方法であった。本格的な耐震性評価のためには、特に、動的解析を行うためには波形そのものの予測が必要となるが、地震動の方向性や卓越周期など、地震動を特徴付ける性質の一部については、必ずしも上述のような方法によらなくても、簡便に予測できる場合がある。また、そのようにして得られた情報は、工学的にも有用な場合がある。本章ではこのことについて説明する。

### 5.1 活断層の走向から強い揺れの向きを予測する

港湾地域強震観測が大地震の震源近傍の揺れを捉えたのは兵庫県南部地震が最初である。図-19 に神戸港の加速度記録の軌跡を示す。これを見ると、揺れは北北西-南南東の方向に卓越していたことがわかる。一方、図-20 には余震分布から推定される本震の震源断層を示している。東北東-西南西に延びる震源断層に対して、神戸港の揺れはこれと直交する方向であったことがわかる。このような著しい揺れの方向性は、図-21 に示すように神戸港の岸壁の残留変位の分布にも影響を及ぼしている (Inagaki, et al., 1996)。

この例に見られるように、内陸活断層で発生する大地震の震源近傍では、最も強い揺れは、断層の走向に直交する向きに発生する傾向のあることが明らかにされてきた (齋藤, 1996; Somerville et al., 1997; 武村他, 1998)。強い揺れの向きと断層の傾斜角やすべり角との関係は当所でも詳しく調べられており、純粋な横ずれ断層や逆断層の場合だけでなく、直感的には理解しにくい中間的な断層の場合も含め、震源近傍で走向直交成分が卓越しやすい傾向はかなりロバストであることが確認されている (野津他, 2001; Nozu and Iwan, 2003)。

このことは港湾計画を策定する際に参考となる (野津・池田, 2001)。いま、耐震強化岸壁の配置を決めようとしている港の近くに、将来地震を引き起こす恐れのある活断層があるものとする (図-22)。このとき、あらかじめ耐震強化岸壁の法線方向が活断層に対して直交するように配置しておけば、もしこの活断層で地震が発生しても、その最も強い揺れの向きは法線平行方向となるので、岸壁の変形を大幅に小さくすることができる。港湾計画において耐震強化岸壁の配置を決める際、背後に緊急輸送経路が確保されているか、緊急物資を保管できる緑地等が確保されているか、危険物取扱施設等から離れているか等の要因に加えて、地震動の卓越方向に対して有利であるように配慮することにより、地震時の被害を軽減し、地震後の速やかな機能の回復が可能になるものと考えられる。これは、これまでに無かった新しいタイプの地震災害対策であり、設計・施工の段階ではなく、計画の段階で実施すべき対策であるという点が大きな特徴となっている。

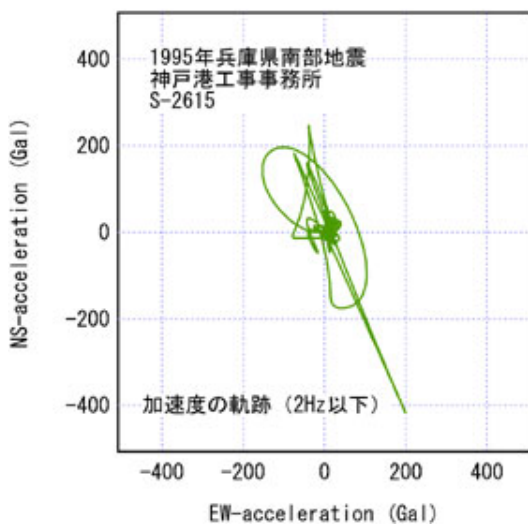


図-19 兵庫県南部地震の神戸港の強震記録

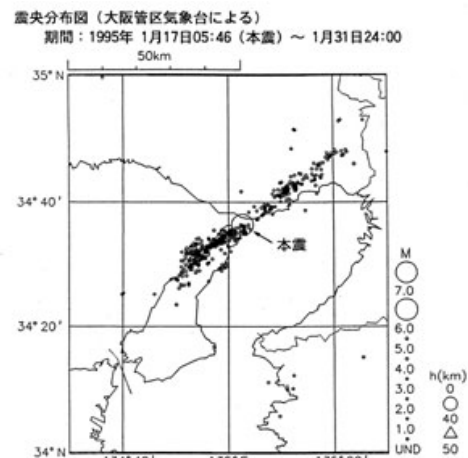


図-20 余震分布 (気象庁) から推定される兵庫県南部地震の震源断層

この対策を推進する上では、港湾計画の策定に携わる方が、港湾周辺の活断層の位置であるとか、地震動の卓越方向といった情報に容易にアクセスできることが必要不可欠である。しかしながら、これまで、一連の必要な情報をコンパクトにまとめた資料は存在しなかった。また、港湾周辺に複数の走向の異なる活断層が存在するような場合に、どの活断層の影響が最も支配的であるかといった判断には、専門的な知識を必要とする面もある。そこで、港湾周辺の活断層や地震動の卓越方向などの情報をコンパクトにとりまとめ、港湾計画の策定に携わる方々に提供することを目的として「港湾計画のための地震動の方向性ハンドブック」(CD-ROM)を作成したので、参考にいただければ幸いである。

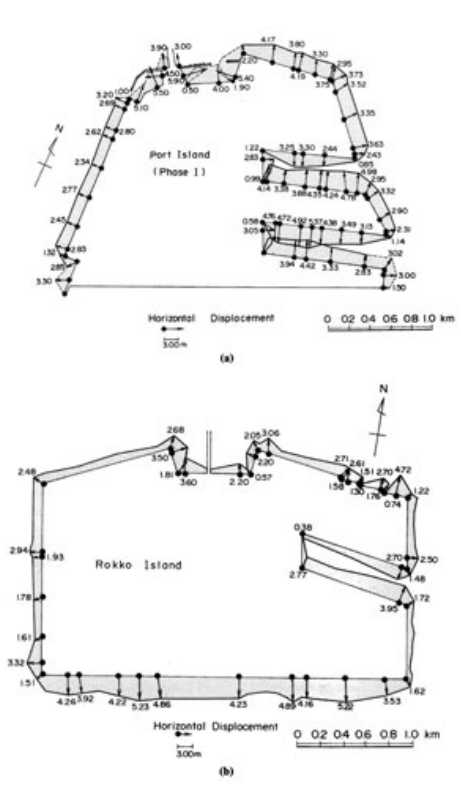


図-21 GPS が捉えたポートアイランド及び六甲アイランドの岸壁の残留変位の分布 (Inagaki, et al., 1996)

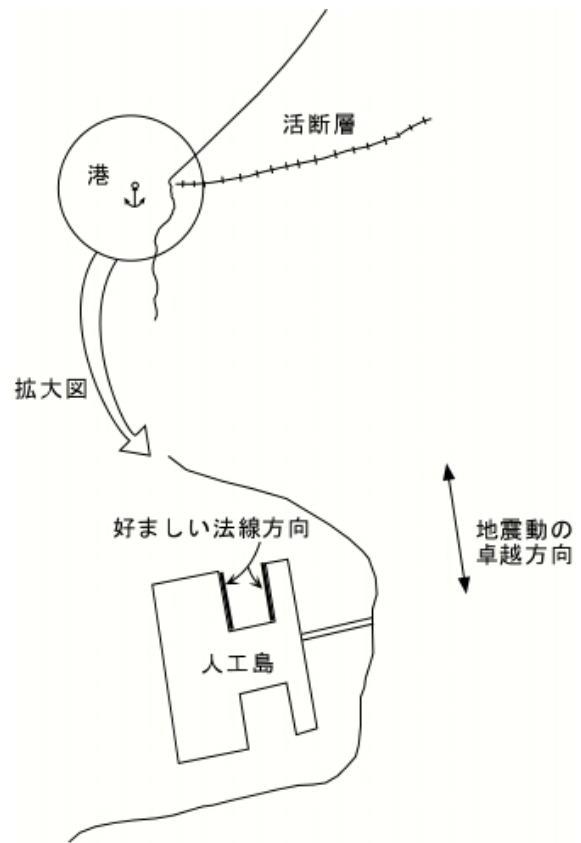


図-22 耐震強化岸壁の最適法線方向の概念

## 5.2 中小地震の記録から卓越周期を読む

第2章で八戸港と関西国際空港の例を紹介したように、強震観測を実施している場所では、得られた記録を見ているだけでも、深い堆積層の影響による卓越周期の見当がつく。強震観測により構造物建設予定地点の地震動の卓越周期が把握できていれば、耐震設計を行う上で多いに参考になる。例えば、構造物の固有周期と地震動の卓越周期が一致しないように工夫することもできる。また、理論的手法や広帯域ハイブリッド法による地震動の予測結果の妥当性の検証にも、こうした情報は有用であろう。

一般に、ボーリング調査を行う場合、調査の対象とした地盤の比較的浅い部分についての情報が得られるだけである。しかし、強震観測を行い、S/N比の十分に大きな記録を一旦取得すれば、その記録から、時には深さ1000mを越える堆積層についての情報が得られるのである。強震記録に含まれるこの豊かな情報をこれまで以上に活用していただきたい。

そのための一助になればと考え、港湾地域強震観測でこれまでに取得されている記録から、比較的S/N比の大きい振幅の大きな記録を選んで、各地点での卓越周期を調べ、港湾空港技術研究所資料としてとりまとめたので

(深澤他, 2003), 参考にしていれば幸いです。

深澤他 (2003) の検討は, 同一地点で得られた複数の記録のフーリエ振幅スペクトルに共通して見られるピークをまとめたものである。従って, 本稿での表現に従えば,  $|G(f)|$  のピークが得られていることになる。シナリオ地震の地震動のフーリエ振幅スペクトルには, この他に, 震源のサイズに対応した  $|S(f)|$  のピークが現れるはずである。従って, 深澤他 (2003) の検討では, シナリオ地震による地震動のフーリエ振幅スペクトルのピークの一部が与えられていると解釈すべきだろう。

## 6. おわりに

以上, 本稿で著者が述べたかった事を要約すると次の通りである。

- ①将来発生するであろう地震による地盤の揺れについて, できる限り正確な認識を持つことが, 地震災害への対策を合理的なものとする上で重要である。
- ②強震動予測手法を用いることにより, 地盤の揺れについて複数のあり得るシナリオを描くことができ, また, あり得るシナリオとあり得ないシナリオの区別をすることができる。
- ③港湾・空港で蓄積されている中小地震の記録には地下構造の情報が含まれており, その情報を生かすことのできる半経験的な強震動予測手法は, 港湾・空港の分野への応用が最も期待される手法である。

強震動予測手法の実務への適用にあたっては, 課題も残されている。1 つは, 震源断層の破壊過程をどのように想定するかによって, 複数の予測結果が得られるということである。震源断層の破壊過程については, その想定方法について, 地球物理学的な観点からの提案 (いわゆる強震動予測のレシピ) がなされている (入倉・三宅, 2001; 入倉・三宅, 2002)。こうした知見はたいへん貴重であるが, 地球物理学的な観点のみから, 将来発生するであろう地震の震源断層の破壊過程を一つに決められるわけではなく, 破壊過程のシナリオは多数あり, その結果, 地震動のシナリオも多数あるという結果になる。こうして得られた複数のシナリオの中から, どのようにして最終的な構造物の設計用入力地震動を決めていくかという点については, 確立した方法がなく, ケース・バイ・ケースで行われているのが実状である。1 つの方法は, 想定される無数の破壊過程に対して強震動予測を行い, その結果得られる無数の予測結果について, 平均や標準偏差を得るという方法である (例えば大塚他, 1998)。しかし, 前述のように, 断層の破壊がサイトに向かって近づいてくるときには地震動の振幅が大きく, 逆に遠ざかっていく時には振幅が小さいことがわかっている時に, 両者の平均 (もしくは平均+標準偏差) をとって設計をするということに, 物理的意味があるだろうか?むしろ, 重要構造物であれば, 破壊の近づいてくるシナリオを考えて設計するという方が, 設計哲学としてはすっきりしているように思われる。同様のことを宮武 (2002) も述べているが, 傾聴すべき意見である。ただしこれは本稿の著者の私見であって, 今後, コンセンサス作りを進めていくことが課題であろう。

以上のような課題が残されてはいるとは言え, 強震動予測手法は港湾・空港における地震災害対策を有効なものとするに役立つ強力なツールである。本稿で述べた半経験的な強震動予測手法の適用を可能としているのは, 港湾・空港における強震記録の蓄積である。全国の港湾・空港で強震観測に関わってこられた方々と, 現在も関わっておられる方々の努力に対して, 敬意と感謝を表して本稿の結びとしたい。

## 7. 参考文献

- 安中正・山崎文雄・片平冬樹 (1997) : 気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, pp.161-164.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.

- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.894-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2002) : 予測のための震源のモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.213-223.
- 岩田知孝・入倉孝次郎 (1986) : 観測された地震波から震源特性, 伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, Vol.39, pp.579-593.
- 岩田知孝・関口春子 (2001) : 2000年鳥取県西部地震の震源断層の実体, SEISMO, 50, pp.5-7.
- 上林宏敏・堀家正則・竹内吉弘 (1990) : 断層震源による不規則境界を有する三次元堆積盆地の地震動特性, 日本建築学会構造系論文報告集, Vol.413, pp.75-86.
- 大阪府土木部 (1997) : 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書.
- 大塚久哲・P.G. Somerville・佐藤俊明 (1998) : 断層パラメータの予測誤差を考慮した広帯域地震動の評価, 土木学会論文集, No.584/I-42, pp.185-200.
- 科学技術庁 (2000) : 第1回堆積平野地下構造調査報告会予稿集.
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之 (1998) : 強震動予測の現状と将来の展望, 地震2, 51, pp.339-354.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘淳 (1993) : 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第22回地震工学研究発表会講演梗概集, pp.199-202.
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (1997) : 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.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9.
- 川瀬博 (1993) : 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震2, 46, pp.171-190.
- 工藤一嘉 (1993) : 強震動予測を中心とした地震工学研究のあゆみ, 地震2, 46, pp.151-159.
- 瀧藤一起 (1996) : 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.
- 古和田明・田居優・入倉孝次郎 (1998) : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, pp.97-104.
- 澤田純男・盛川仁・土岐憲三・横山圭樹 (1998) : 強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離, 第10回日本地震工学シンポジウム, pp.915-920.
- 武村雅之, 諸井孝文, 八代和彦 (1998) : 明治以後の内陸浅発地震の被害からみた強震動の特徴, 地震2, 第50巻, pp.485-505.
- 中央防災会議事務局 (2001) : 東海地震に関する専門調査会 (第11回) とりまとめ資料.
- 鶴来雅人・田居優・入倉孝次郎・古和田明 (1997) : 経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, 地震2, Vol.50, pp.215-227.
- 野津厚 (2002) : 水平成層構造の地震波動場を計算するプログラムの開発-周波数に虚部を含む離散化波数法の計算精度-, 港湾空港技術研究所資料, No.1037.
- 野津厚, 井合進 (2001) : 経験的サイト増幅特性に基づくシナリオ地震の地震動の試算, 港湾技研資料, No.991.
- 野津厚, 井合進, W.D. Iwan (2001) : 震源近傍の地震動の方向性に関する研究とその応用, 港湾技術研究所報告, 第40巻, 第1号, pp.107-167.
- 野津厚, 池田薫 (2001) : 直下型地震の揺れの向きを考慮した耐震強化岸壁の配置計画, 港湾, 第78巻, 第9号, pp.48-51.
- 野津厚・上部達生・佐藤幸博・篠澤巧 (1997) : 距離減衰式から推定した地盤加速度と設計震度の関係, 港湾技研資料 No.893.
- 野津厚・深澤清尊・佐藤陽子・菅野高弘 (2003a) : 半経験的な強震動予測手法の改良に関する提案, 港湾技術研究所報告, 第42巻, 第1号. pp.139-166
- 野津厚・佐藤陽子・菅野高弘 (2003b) : 羽田空港の地震動特性に関する研究 (第2報) スペクトルインバージョ

- ンによるサイト特性, 港湾技術研究所報告, 第42巻, 第2号.
- 野津厚・盛川仁(2003): 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, 第55巻, pp.361-374.
- 久田嘉章(1997): 成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文誌, 第501号, pp.49-56.
- 深澤清尊・野津厚・佐藤陽子・菅野高弘(2003): 港湾地域強震観測地点における地震動の卓越周期, 港湾空港技術研究所資料, No.1052.
- 松島信一・川瀬博(2000): 1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文誌, 534, pp.33-40.
- 翠川三郎(1993): 強震時に見られる地盤特性の非線形性, 地震2, 46, pp.207-216.
- 宮武武: 地殻ダイナミクスと地震発生, 第9章, 強い揺れの生成メカニズム, 朝倉書店, 2002年11月, pp.179-195.
- 三輪滋・池田隆明・綾部孝之・沼田淳紀(2002): 2000年鳥取県西部地震における境港市の地盤の地震時挙動, 構造工学論文誌, 48A, pp.445-455.
- 山田雅行・平井俊之・岩下友也・釜江克宏・入倉孝次郎(1999) 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会講演予稿集.
- 吉川大智・盛川仁・赤松純平・野口竜也・西田良平(2002): 余震, 微動, 重力を用いた弓ヶ浜半島における2次元基盤構造の推定, 地震2, 55, pp.61-73.
- 理論地震動研究会(1994): 地震動-その合成と波形処理, 鹿島出版会.
- Aki, K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. 2. Estimation of earthquake movement, released energy, and stress-strained drop from G wave spectrum, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.44, pp.23-88.
- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Aki, K. and Lamere, L. (1970): Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.933-945.
- Bielak, J., Ghattas, O. and Bao, H. (1998): Ground motion modeling using 3D finite element methods, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Balkema, pp.121-133.
- Boore, D.M. (1983): Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894.
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.71, pp.957-971.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.5002.
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, *J. Structural and Construction Engineering* (Transactions of AIJ), 396, pp.27-36.
- Frankel, A (1993): Three-dimensional simulation of ground motions in the San Bernardino Valley, California, for hypothetical earthquakes on the San Andreas Fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.83, pp.1020-1041.
- Fujiwara, H. (2000): The fast multipole method for solving integral equations of three-dimensional topography and basin problems, *Geophysical Journal International*, Vol.140, Issue 1, pp.198-210.
- Fukushima, Y and Tanaka, T. (1990): A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.84, pp.757-783.
- Fukuyama, E., M. Ishida, S. Horiuchi, H. Inoue, S. Hori, S. Sekiguchi, T. Eguchi, A. Kubo, H. Kawai, H. Murakami and K.

- Nonomura (2001): NIED seismic moment tensor catalogue January-December, 2000, *Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*, 217, pp.1-131.
- Hartzell, S.H. (1978): Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, pp.104.
- Hartzell, S.H. and T.H. Heaton (1983): 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.*, 73, pp.1553-1583.
- Inagaki, H., S. Iai, T. Sugano, H. Yamazaki and T. Inatomi(1996): Performance of caisson type quay walls at Kobe Port, *Special Issue of Soils and Foundations*, pp.119-136.
- Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst.*, Kyoto Univ., 32, pp.63-104.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp.151-156.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. (1982) : Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.71, pp.2011-2038.
- Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A. (1998): A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.88, pp.357-367.
- Kohketsu, K. (1987): Synthetic seismograms in realistic media: A wave-theoretical approach, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 62, pp.201-245.
- Lowson, C.L. and R.J. Hanson (1974): *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Luco, J.E. and Apsel, R.J. (1983): On the Green's functions for layered half-space, Part I , *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.909-923.
- Nozu A. and W.D. Iwan(2003): Robustness of predominant direction of near-source ground motions and its utilization in port planning, *Structural Eng./Earthquake Eng.*, JSCE, Vol.20, No.2, pp.49-54.
- Nozu, A. and T. Uwabe (2000): Applicability of empirical Green's function method to strong motion records on man-made island in Kobe, *Proc. 12th WCEE*, 538/4/A.
- Ohno, S., Ohta, T., Ikeura, T. and Takemura, M. (1993) : Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*, 218, pp.69-81.
- Saikia, C.K. (1994): Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature: modeling of Lg waves in eastern North America, *Geophys. J. Int.*, Vol.118, pp.142-158.
- Sato, T., Graves, R.W. and Somerville, P.G. (1999) : Three dimensional finite difference simulation of long period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake and the great 1923 Kanto earthquake in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, pp.579-607.
- Schnabel, P.B., J. Lysmer and H.B. Seed (1972): SHAKE - A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, Col. of Eng., University of California at Berkeley.
- Somerville, P.G., N.F. Smith, R.W. Graves and N.A. Abrahamson (1997): Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seismological Research Letters*, 68, pp.199-222.
- Takemura, M. and T. Ikeura (1988): A semi-empirical method using a hybrid stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, *J. Phys. Earth*, 36, 89-106.
- Wald, D.J. and Graves, R.W.(1998) : The seismic response of the Los Angeles Basin, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.88, pp.337-356.