

## 1. 断層を想定した強震動の予測

### 1.1 はじめに

地震とは、地殻を構成する岩盤で生じた破壊（断層運動）に伴って地震波動が発生し、それが地表へと伝播して構造物などを振動させる自然現象であり、その際に観測あるいは経験される地面の動きを地震動と言う。構造物が地震動を受けた場合の挙動を工学的に評価し、損傷、崩壊に至らない様にするのが耐震設計であり、そのために用いられる地震動を設計入力地震動と言う。

設計入力地震動としては、既往大地震による観測記録や、経験に基づいて評価された地震動の大きさが用いられることがほとんどであった。前者の例は1940年 Imperial Valley 地震の El Centro 波、1952年 Kern County 地震の Taft 波、1968年十勝沖地震の際の八戸波などである。また、後者は震源の大きさをマグニチュードで、震源と対象地点の位置関係を距離でモデル化した距離減衰式であった。距離減衰式については1.3.1で述べる。このような過去の経験に基づく地震動の評価は平均的には大きな過ちを与えるものではなかったが、過去の観測事例に無い現象には対処出来てはいなかった。それを如実に示したものが平成7年兵庫県南部地震における震源断層近傍の強震動（特に大きな地震動という意味で「強震動」という言葉を用いる）であった。

平成7年兵庫県南部地震における震源断層近傍の地震動は、平均的な大きさの特徴は距離減衰式でも表現できているものの、いわゆる「震災の帯」の形成など単純な距離減衰式だけでは表現できていない現象の方が多い。これについては1.3節で詳しく述べる。これを受けて、土木学会では「断層を意識した地震動予測の必要性」をその提言に盛り込んでいる。しかしながら、どのように地震動を予測するべきかについては触れていない。

本章では、構造物の耐震設計に用いる設計入力地震動として、断層を想定した地震動を合理的に評価する手法を紹介する。これらの手法は、強震動地震学の分野で現在研究が進められており、耐震設計のための地震動予測にも取り入れられつつある新しい考えかたである。そこで、平成7年兵庫県南部地震の地震動を例として地震動の物理的な表現方法について解説し、それから実際の地震動の評価へと論を進めることにする。

### 1.2 地震現象の考え方

まず地震現象についての考え方を示す。我々が感じたり構造物を振動させたりする地震動は、図-1.1.1に示すように、断層においてどのような破壊が起こったか（震源特性）、生じた地震波動がどのように地殻内を伝播したか（伝播経路特性）、対象地点近傍の地盤構造によって地震波動がどのような影響を受けたか（地盤増幅特性）によって支配される。マグニチュードと距離のみで単純にモデル化するにはいささか複雑な現象である。震源特性としては、どの程度の大きさの断層がどのように破壊したかの時間的、空間的な特徴が放射される地震動に大きな影響を与える。このように断層から放射された地震波は、複雑な経路を辿って観測点の近傍に到来する。これらの中には、観測点近傍への最短経路を辿って来たものから、一旦地球の深部へ潜り込んで反射して来たもの、何かの構造にぶつかることによる散乱を繰り返して到来したものなどが含まれる。到来した地震波は、それぞれが辿った伝播経路によって特徴的な性質を持っている。対象地点近傍で地震波が柔らか

い地層に入射した場合、一般に大きな震動を示す。これは地盤の構成や構造によって異なり、観測される地震波はこの特性によっても複雑な影響を受けることになる。地震動を構成するこのような震源特性、伝播経路特性、地盤増幅特性は個別に評価することができ、観測される地震動はそれらの特性をすべて包含したものとなっている。

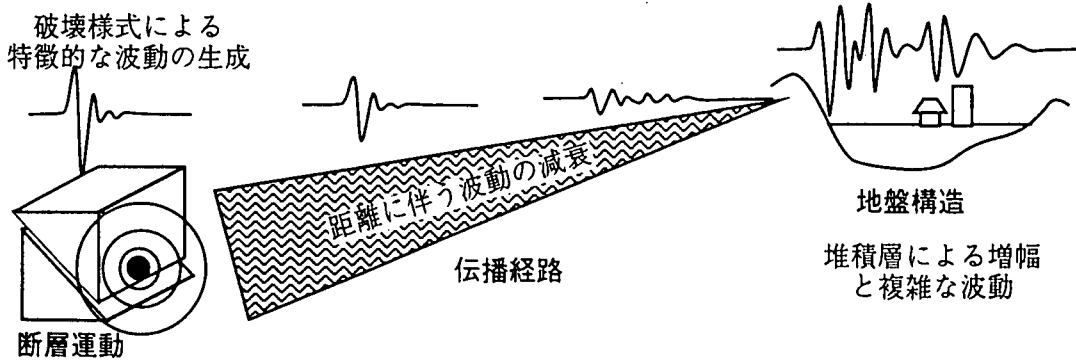
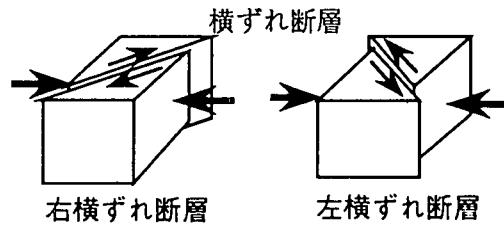


図-1.2.1 地震現象の概念 (左：震源特性，中：伝播経路特性，右：地盤増幅特性)

### 1.3 兵庫県南部地震の地震動

本節では、平成7年兵庫県南部地震が神戸域に大地震動をもたらした原因を例として、地震学の基礎的な概念について概説し、震源断層近傍で生じる強震動を予測するために考慮すべき要因の把握をおこなう。



#### 1.3.1 右横ずれ断層運動による地震動

断層の種類には、図-1.3.1 に示すように、横ずれ断層と、逆断層、正断層の縦ずれ断層があり、横ずれ断層は、相手側のブロックが

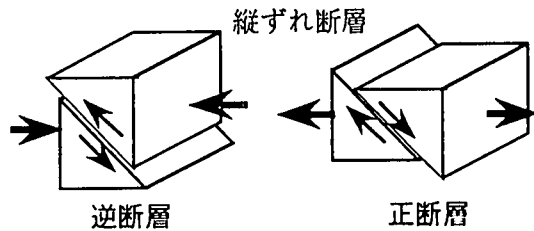


図-1.3.1 地震断層の種類

右に動くか左に動くかによって、右横ずれ断層と左横ずれ断層に分類される。プレート運動で常に押されている、日本列島のような圧縮場では、横ずれ断層と逆断層型の地震が多く発生する。平成7年兵庫県南部地震は横ずれ断層運動を主とし、これに逆断層運動成分が加わって生じた。

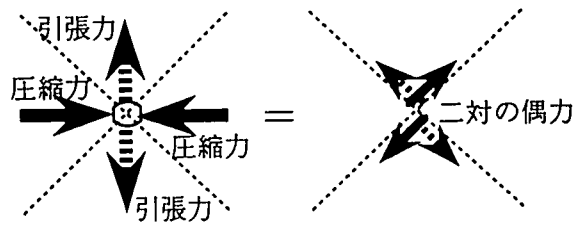


図-1.3.2 力の方向と断層の破壊面

物質に圧縮力が作用した場合、図-1.3.2 の左側に示すように、物質にはその直交方向に膨らもうとして引張力も生じている。これが日本の地殻における応力場の状態であり、圧縮と引張りの方向をそれぞれ主圧力軸、主張力軸と言う。このとき物質

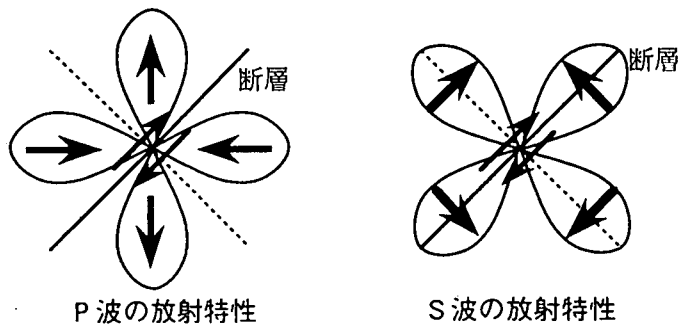


図-1.3.3 断層から放射される地震波

が受ける応力は、図-1.3.2の右側に示したように二対の偶力（モーメント：ある距離を置いた逆向きの力）が作用していることと力学的には等価と見ることが出来る（ベクトル合成をおこなえばどちらも同じ）。二対の逆向きの偶力が作用していることによって、応力場は回転することがない。このような応力場では、圧縮力に斜交する方向にせん断破壊が生じることが一般に知られている。このときに破壊を生じたせん断面が地震断層であり、ふたつのせん断面のうちどちらが破壊したかに加えて、せん断面と重力方向との位置関係によって、地震断層は右横ずれ断層、左横ずれ断層、逆断層、正断層と呼ばれることになる。したがって、図-1.3.2の手前側を南と仮定すると、主圧縮軸は東西方向となり、北東-南西走向（断層の伸びる方向を「走向」と呼ぶ）の右横ずれ断層、北西-南東走向の左横ずれ断層、あるいは南北走向の逆断層、希には東西走向の正断層が卓越することになる。

横ずれ断層を真上から見た場合を想定し、このような地震断層からどのような地震波が放射されるかについて述べる。以下に述べるP波、S波については、3.2.2項に詳しい解説がある。主圧力軸と主張力軸の方向には、図-1.3.2の左側からも理解されるように、圧縮伸張による体積

の変化を伝えるP波（粗密波）が放射される。図-1.3.3にその様子を示す。P波はS波よりも伝播速度

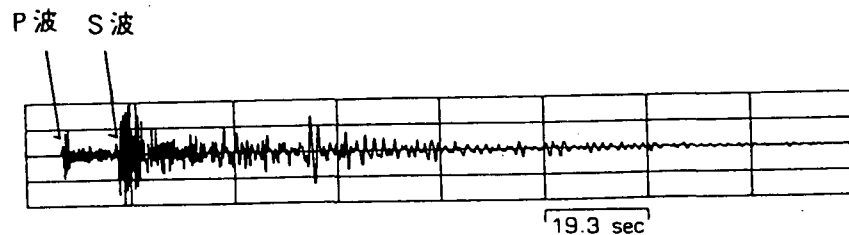


図-1.3.4 観測地震波形の例

が大きく、このため最初に観測される波動となる。震源断層近傍ではこのP波が斜め下から到来することになり、矢印の向きで示されるように、圧力軸方向の地表面は引き込まれて下向きのP波で、張力軸方向には地面が押し出されて上向きのP波で震動が始まる。この初動方向が逆転する面（図-1.3.3の断層方向とそれと交差する破線の方）では、P波の放射が生じない。主圧力軸と主張力軸の方向から離れると、体積の変化を伴わない、ねじれによるS波（せん断波）が放射される。S波はP波よりも振幅が大きく、地震動の主要部分を構成している。S波の放射パターンはP波のそれを相補う形になり、図-1.3.2の右に示した二対の偶力の方向がS波の初動の方向となる（図-1.3.3）。P波の場合と同様に、S波の震動方向が逆転する面では波動の放射が無い。P波の場合もS波の場合も、横ずれ断層の震源の直上には理論上地震波は放射されていない。観測記録に見られるP波、S波の例を図-1.3.4に示す。ただし、自然現象には理論だけでは表現出来ないゆらぎがあり、理論上は地震波が放射されない方向にも、実際にはいくらかの地震波が観測される。平成7年兵庫県南部地震は横ずれ断層運動であったため、ここで示した例と同様に断層の延長方向への地震動の放射が大きかった。また、断層に直交する方向のS波が卓越して観測されたことも、図-1.3.3から理解される。

### 1.3.2 断層面を破壊が進行したことによる地震動の方位特性

前項で示した震源断層から生じる地震波の放射特性は、微小な一点から地震波が放射される場合を想定している（点震源）。地震の規模が小さく断層破壊面積が小さい場合、あるいは大きな地震断層でも非常に遠距離で観測する場合には、点震源の仮定でも大きな問

題は生じない。しかし、破壊面積の広い規模の大きな地震を震源近傍で観測する場合には、断層面の広がりやを考慮しなければならない。断層の広がりやを想定する際には、断層面上に無数の点震源が分布しており、それが一連の断層運動で順次破壊していくものとすれば良い。これを、図-1.3.5に示すように大きな断層面を小さな断層面（近似的に点震源と考えて支障が無い程度）に分割して考えるとより分かり易い。

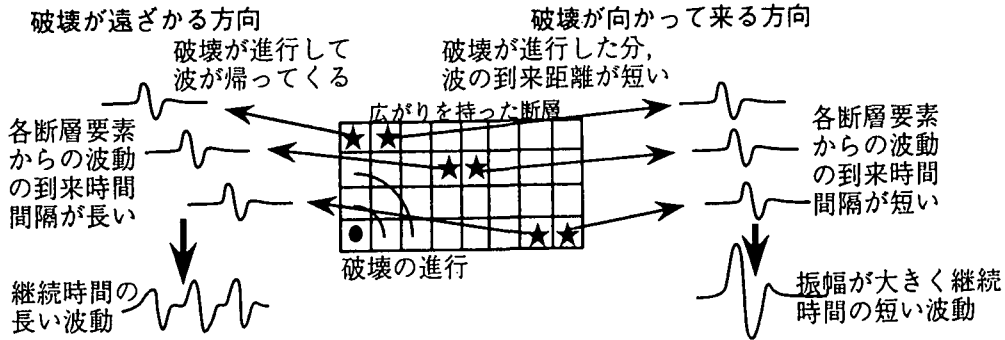


図-1.3.5 断層面上の破壊の進行と観測される地震波の特徴

大地震の場合には、図-1.3.5に黒丸印で示す破壊開始点（一般に言われる震源）から破壊が進行し、断層面上で破壊が到達した部分（星印）から順に地震波が放射される。破壊の伝播速度は地震が発生する場所のS波速度よりもやや小さい程度であるので、破壊が進行する方向には地震波が重なり合って大きくなり、継続時間が短くなる。これに反して、破壊が遠ざかる方向の地震波は時間をおいて個別に到来し、振幅は大きくなならないが継続時間が長くなる。このように、断層破壊の進行方位に依存する地震動の特性を、ディレクティビティ（方位特性）と言い、一種のドップラー効果である。平成7年兵庫県南部地震では、このディレクティビティの影響に加えて図-1.3.3に示したS波の放射特性によって、神戸から大阪北部域にパルス的な大きな震動が生じたと考えられている<sup>1)</sup>。一方、震源直上の明石海峡付近など、体験談からは地震動が小さかったと思われる。このように、断層がどのように破壊してゆくかは、震源近傍の地震動に大きく影響するため、地震動の予測にあたって考慮されるべきである。

以上は、すべり量が断層面全体で一様であると仮定したものである。しかし、実際のすべりは断層面上で一様ではない。図-1.3.6に、平成7年兵庫県南部地震の近地強震記録から推定された、断層面上でのすべりの大きさとすべり方向の分布(断面図)を示す<sup>2)</sup>。明石海峡深部の破壊開始点（震源）から野島断層の浅部付近に大きなすべりの分布が見られる。また、神戸市域の深部にもやや大きなすべりがあり、大きな震動エネルギーが放射されたと考えられる。このように、広い断層面でも実際に被害に結

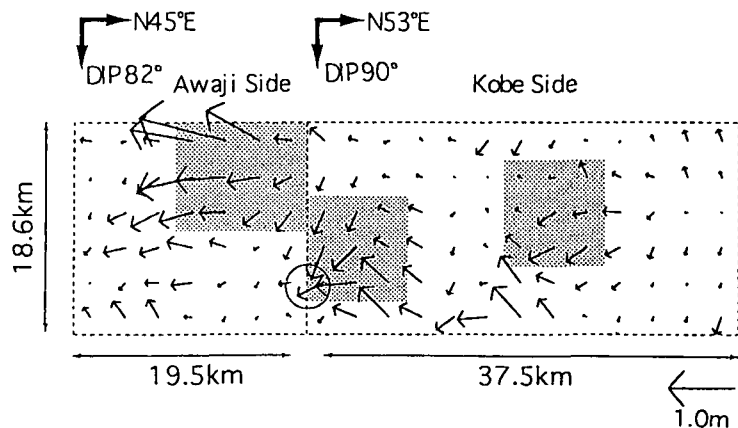


図-1.3.6 平成7年兵庫県南部地震で推定されている断層すべり分布<sup>2)</sup>

つなぐ。このように、広い断層面でも実際に被害に結

びつくような地震波動を放射する面積は小さく、これら小さい領域から集中的に地震波動が放射される。したがって、大きな地震断層の場合は非一様のすべり分布が地震動に大きく影響する。平成7年兵庫県南部地震の震源域ではふたつのパルス的な地震波形が観測されているが、それはここで示した非一様すべりに起因していると考えられている。しかしながら、このような断層破壊の特性を合理的にモデル化して地震動を予測するためには、現状ではまだ地震断層に関する認識、特に非一様すべりの知識は十分ではない。

### 1.3.3 堆積層構造による局所的な地震動の増幅

平成7年兵庫県南部地震では、岩盤より成る山地（六甲山系）と堆積層の境界からやや離れた部分に地震動の大きい領域（いわゆる「震災の帯」）が生じた。これは、深層地盤構造の影響と考えられている。その現象をより直感的に理解するため、図-1.3.7に波動伝播のスナップ・ショット（連続的なアニメーション図）を示す<sup>3)</sup>。これは、神戸市東灘区の六甲山麓から海岸部にかけてをイメージした地盤構造に地震波が入射した場合の、0.9秒後から3.2秒後の空間的な地震動分布を表示したものである。計算モデルは1.5.2項で述べる反射法地震探査の解析断面に基づいており、逆断層構造を境に岩盤よりなる山系（図の左側）と厚い堆積層（図の右側）が存在していることが特徴的である。このような構造は、日本の都市が立地する平野、盆地と山地との境界端部では一般的なものと考えられる。0.9秒後には地震波は岩盤内にあり、岩盤の地震波速度  $c$  が大きいため、 $\lambda=c/f$  の関係（ $f$  は周波数で、振動数と同義）から波長  $\lambda$  が長くなっている。ここで言う岩盤とは、地震が生じた地殻に準じたものを想定しており、S波速度で3.2km/sと設定された非常に硬質な岩盤である。地震学的な基盤はこのような定義で用いられることが多く、本章では特に断らない限り基盤の定義はS波速度で3 km/s程度以上とする。1.6秒後には先ほどの波動が岩盤に比べて地震波速度（ $c$ ）の遅い堆積層に入り込んでいる。図の計算では堆積層はだまかには2分されており、下の層がS波速度1.1km/s、上が0.5km/sとなっている。波動の周波数帯域は岩盤と変わらないので、 $\lambda=c/f$  の関係から堆積層内では波長  $\lambda$  が短くなっている。高速で岩盤内を伝播して来た地震波が急に堆積層内で遅くなったために停滞し、エネルギーが集中して振幅が大きくなる。津波の波高が海岸近くで急に高くなるのもこれと同様の原理である。これは、速度の遅い堆積層で地震波が増幅する原因のひとつであり、岩盤では長い波長にわたって広く分散していたエネルギーが短い波長の中に集中したと考えることも出来る。

1.6秒後から2.5秒後にかけては、山地境界から浸み出した波が堆積層を右方向（海の方）に伝播して行く。この波と下から上昇した波が衝突し、2.8秒後以降では山地境界からやや離れたところで大きな振幅を示している。これが、平成7年兵庫県南部地震で「震災の帯」を生じた地震動の原因のひとつと考えられている。単に上下方向に伝播する波動では、「震災の帯」を説明することはできない。このように、不整形な地盤構造が地震波動に及ぼす影響も設計に用いる地震動の評価においては重要な要素である。

また、臨海部など地盤が軟弱な場所では、地盤が大きな地震動に追随して応答できないために、入力に比例した出力が得られない非線形な応答を生じ、波動の増幅が制限される。平成7年兵庫県南部地震ではこのために湾岸部の地震動が大きくならずに、「震災の帯」をより狭く強調する結果になったものと考えられている<sup>4)</sup>。

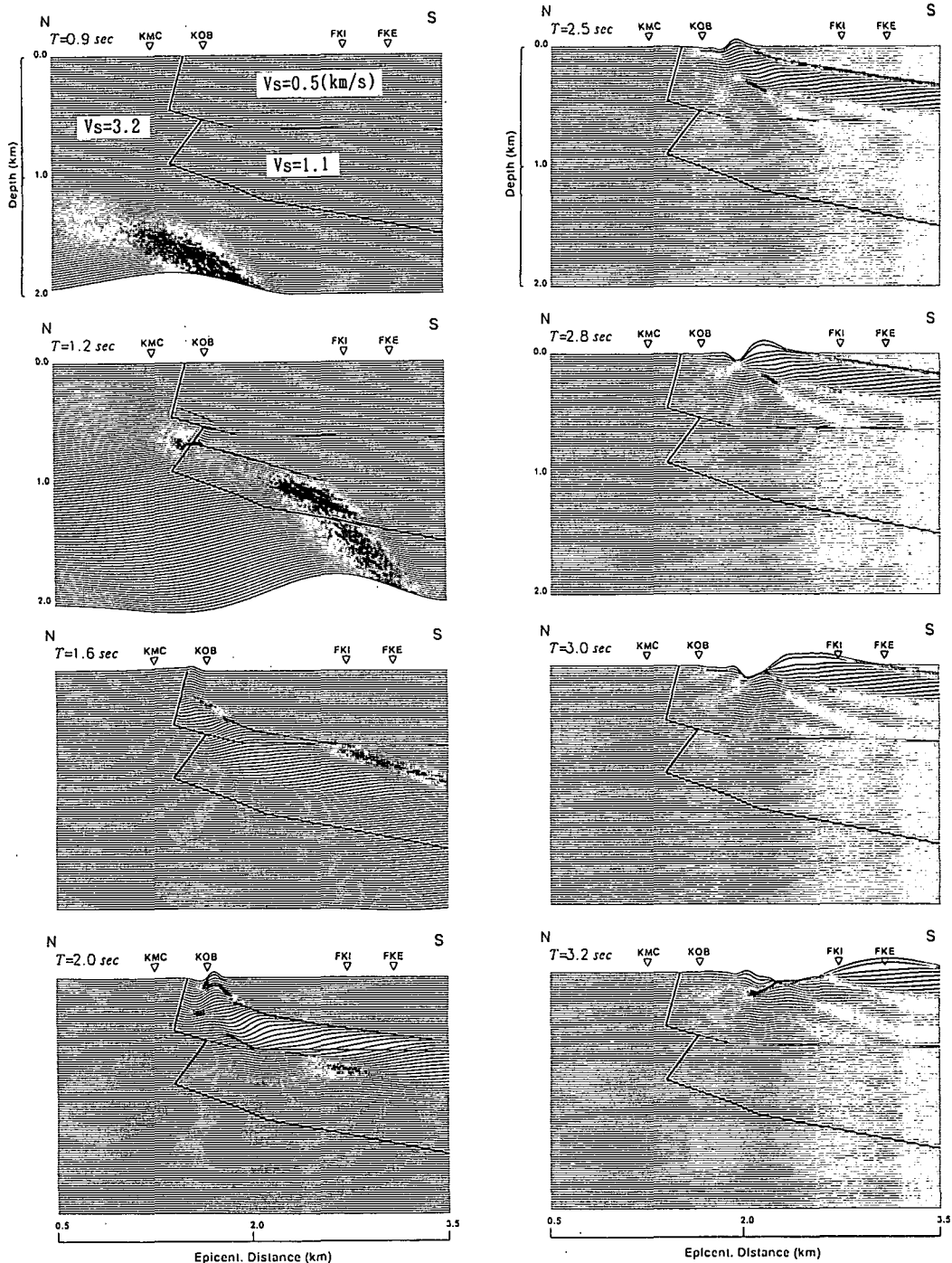


図-1.3.7 堆積層に入射する地震波のスナップ・ショット

#### 1.4 地震動の評価手法

本節では、強震動を評価する基本的な方法から、現在研究的に用いられている手法までの解説を試みる。

##### 1.4.1 地震動の距離減衰

地震の規模（マグニチュードに代表される）が大きく、震源（地震断層）に近いほど、一般には地震動が大きくなる。もともとマグニチュードはアメリカ、カリフォルニア州南部の地震において、「震央から 100km 離れた地点において、特定の地震計（ウッドアン

ダーソン式)で観測された、地震波形の最大変位振幅を「ミクロン単位で読んだ対数値」と定義したものが最初である(これをローカル・マグニチュードという)。つまり、マグニチュードとは、震央からの距離とそこでの地震動の大きさから地震の規模を簡易に決めることを目的としたものである。

これを別の面から解釈すると、マグニチュードと距離を用いて地震動の大きさを求めることも可能である。このように作られたものを

地震動の距離減衰式という。対象とする地震動強さの指標(加速度最大振幅、速度最大振幅など)の違い、予測の対象とする地域の違い、用いるデータ・セットの違いによって種々の距離減衰式が提案されている。それらから一般的に導かれる地震動の特徴は、マグニチュードが大きいほど、また距離が近いほど地震動が大きいということである。距離としては断層面からの距離である断層距離、破壊開始点としての震源からの距離である震源距離、震源を地表に投影した震央からの距離である震央距離などが用いられている。このように、地震動は距離に応じて減衰する特徴を持っており、これが伝播経路特性の大きな要因となっている。

図-1.4.1に距離減衰式の一例を示す<sup>5)</sup>。図はモーメント・マグニチュード7.0(平成7年兵庫県南部地震を想定)の場合の、距離に対する最大加速度振幅の経験式(実線:平均値、破線:標準偏差)を示しており、四角印の点は平成7年兵庫県南部地震での観測値である。モーメント・マグニチュードは、他のマグニチュードが振幅という観測量に基づいているのに対して、1.4.2項で述べる地震モーメントという物理量に基づくものであるため、地震の物理的な大きさの尺度としては最も適当である。気象庁マグニチュードは気象庁地震計を用いた観測量から経験的に設定されている。図-1.4.1では、観測された地震動の平均的な距離減衰特性が良く表現されている。非常に広い距離範囲で地震動を評価した場合には、地震動の特性のうち伝播経路特性としての距離減衰が支配的である。しかし、図-1.4.1の同一距離での最大加速度には、大きなところでは10倍程度の差が生じている。これは、前節で述べた震源の放射特性に対して観測点がどこにあるか、観測点が地盤構造によってどのような影響を受けているかによるものと考えられる。平成7年兵庫県南部地震で観察された気象庁震度階7の領域の分布はこのような距離減衰式では十分に評価できず、震源特性や、地盤の不整形性を含む地盤増幅特性の要因を併せて総合的に検討する必要がある。

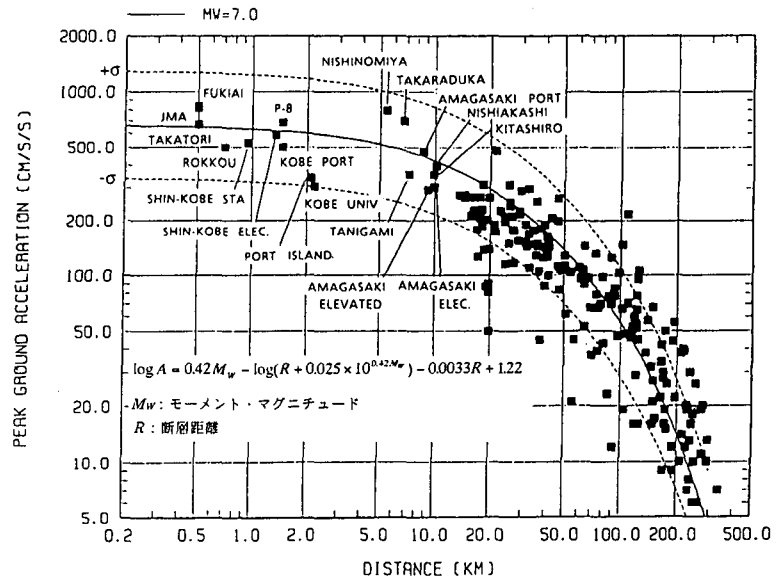


図-1.4.1 平成7年兵庫県南部地震による最大加速度の距離減衰<sup>5)</sup>

### 1.4.2 経験的グリーン関数合成法

一般に、大地震と小地震の断層面上での破壊の違いは、図-1.4.2 に示すように破壊面積（地震断層の大きさ  $S$ ）の違いとすべり量  $D$  の違いである。このように、地震に

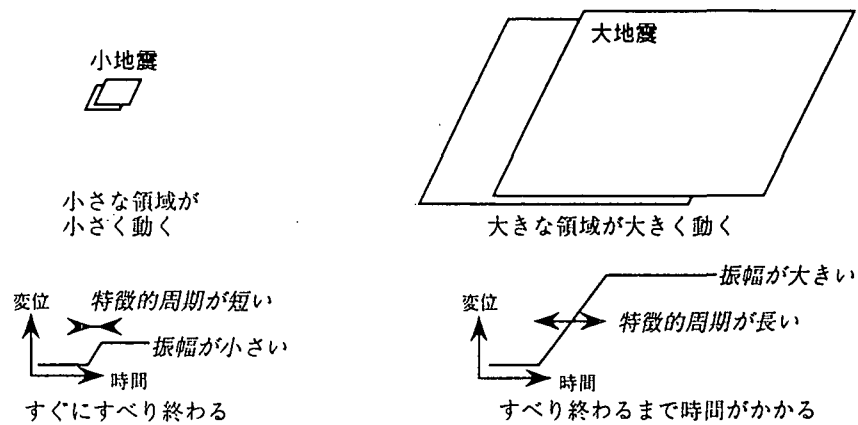


図-1.4.2 小地震と大地震の違い

寄与した断層面積とすべり量の積に地震が発生する領域の媒質の剛性率  $\mu$  ( $=\rho V_s^2$ ,  $\rho$  は密度) を掛けたものを地震の物理的な規模を表す指標として地震モーメント ( $M_0 = \mu SD$ ) と定義している。剛性率  $\mu$  は、せん断弾性係数  $G$  と同義である。前項で示したように、マグニチュードは経験的な観測量である上に定義によって様々なものがあるため、物理的な地震動の予測には地震モーメントが用いられる。これまでの知見からは、断層面上のすべり速度はほぼ一定 (1 m/s 程度) と考えられており、図-1.4.2 に示すように小地震に比べて大地震の方が時間をかけて大きくすべることになる。

地震の規模が小さい場合には地震断層が小さくなるため、1.3.2 項で述べた破壊の進行による方位特性や非一様すべりなど断層の広がり起因する現象の影響を受けていないものと仮定することができる。このような小地震と同じ断層面で同じすべり方向の大地震の発生を想定すると、想定大地震と小地震では図-1.3.3 に示した震源の放射特性はほぼ同じであり、特定観測点至る伝播経路の特性もほぼ同じ、観測点近傍の地盤構造による影響も同じであると仮定することができる。つまり、大地震と小地震でそれぞれ発生する地震波動の差違は、断層面の広がり断層上の破壊進行の影響だけと考えられる。

これらの性質を利用して小地震観測記録から大地震動波形を合成する方法が提案されており、経験的グリーン関数合成法と呼ばれる。ここで言うグリーン関数の物理的な意味は、「ある 1 点に力を作用させた時の別の 1 点の応答」である。この意味で、断層面積の小さい小地震の観測記録を、1 点に作用した力 (断層運動) に対する観測点における応答を観測量 (経験値) として表現したもの、つまり経験的なグリーン関数と見なしていることになる。

図-1.4.3 に、経験的グリーン関数合成法による小地震記録の重ね合わせの概念を示す。(実際には、すべり量の足し合わせで複雑なプロセスを用いており、数式表現は付録に示すが<sup>6)</sup>、図では概念のみを示すために簡略化している。) 手法の基本概念はいたって簡単で、断層面全体での破壊の伝播と小断層上における変位の進行による時間遅れに従って、大地震の地震モーメントと同じ地震モーメントになる数だけ、小地震の観測記録を足し合わせてゆくだけである。断層面上の破壊伝播速度は、地震が起こる媒質の S 波速度よりやや小さい程度の値 (経験的には約 80%) が想定される。図-1.4.3 に示した概念により、断層破壊過程、伝播経路の影響、地盤構造の影響の全てを反映し、大地震動を合成すること



ができる。この時、  
 図-1.3.6 に示した  
 ような非一様すべ  
 りの概念を導入し、  
 小断層毎の地震動  
 の大きさを調整す  
 ることも比較的容  
 易である。

破壊面の大きさ  
 (面積)  $S$  とすべり  
 量  $D$  の積は地震モ  
 ーメント  $M_0$  に対応

した量となるため ( $M_0 = \mu SD$ )、足し合わせ個数の総数は想定大地震と小地震のモーメント比で決定される。したがって、断層走行方向、断層幅方向、すべり量方向のそれぞれの足し合わせ数  $N$  は、想定大地震と小地震のモーメント比の3乗根に近い整数とされる ( $N = (M_0^{Large} / M_0^{Small})^{1/3}$ )。

経験的グリーン関数法では、小地震と大地震で地盤構造による影響が等しいと仮定している。このことは、地震動の大きさによらず地盤応答特性が同じ、つまり線形応答を仮定していることになる。前節で触れたように、大地震動を受けた地盤は非線形特性を示すので、この影響を何らかの形で取り入れる必要がある。良く用いられる方法は、経験的グリーン関数法で合成した地表面における地震動を、非線形挙動を考慮しなくても良い硬質な深層地盤への入射波へと線形の地盤応答を仮定して変換し、次に非線形の地盤応答を考慮して地表面地震動を計算するものである。また、地中で観測記録が得られている場合には、地中観測記録に対して経験的グリーン関数法を適用し、非線形特性を考慮した地盤応答により地表面波形を計算する場合もある。

### 1.4.3 波動の時間変化と周波数特性

ここで、地震波動の時空間変化をより深く理解するために必要な、周波数領域における表現について触れる。自然界に発生する現象は、海の波、風の揺らぎ、また地震による地面の揺れ、など絶えず変動している。これらの一部分を取り出した場合、それらは複雑な形状を示すことが多い。例えば図-1.3.4 に示した観測地震波形なども、自然界の複雑な変動の一部を切り出したものと考えられる。

このような変動(振動)は、周期関数の足し合わせによって表現出来ることが知られている。周期関数の一例として、正弦関数(sin関数)でこのことを確認してみる。図-1.4.4 には、周期1 ( $t=0 \sim 1$  で元に戻る) から、周期1/8 ( $t=0 \sim 1/8$ ) までの正弦関数を足し合わせる過程を示している。このように、いろいろな正弦関数を足し合わせることで、複雑な変動が表現されてゆくことがわかる。

正弦関数は360度の回転で元に戻るので、 $t$  が0から1の範囲では、周期1なら1度、周期1/8なら8度回転することになる。このような、単位区間(1秒)での回転数を周波数(振動数)と言い、ちょうど周期の逆数になっている。図-1.4.4 に示した例では、それ

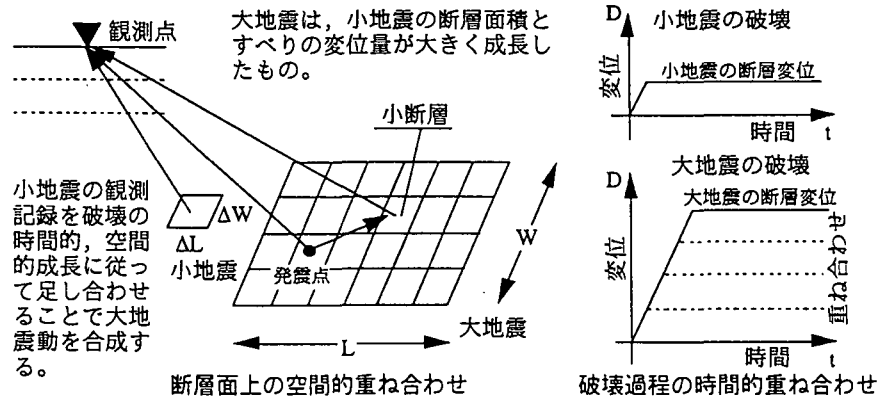


図-1.4.3 経験的グリーン関数合成法の概念

その周期（周波数）の波の大きさ（振幅）が、周期 1/8（周波数 8）を除いて 1 になっている。このような振幅を周期（周波数）毎に描いたものを図の右上に示している。これを振幅スペクトルと呼び、変動（振動）の周期（周波数）毎の大きさを表している。また、図-1.4.4 の正弦波は、いずれも  $t=0$  の時に振幅が 0 から始まっている。この振幅 0 がその周期における回転に対してどれだけずれているかを示すものを位相と言う。図-1.4.4 の例では、すべての周期で位相が 0 である。位相を周期（周波数）毎に描いたもの位相スペクトルと呼び、図の右下に示している。

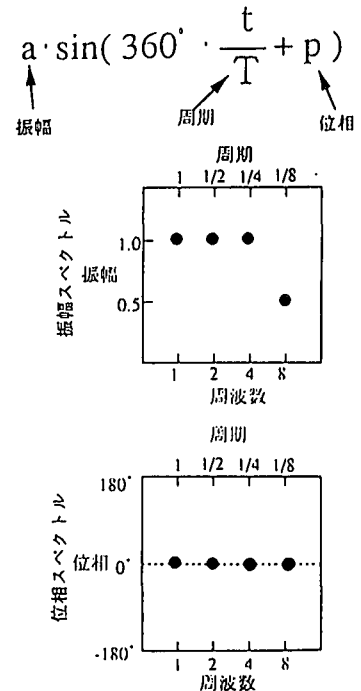
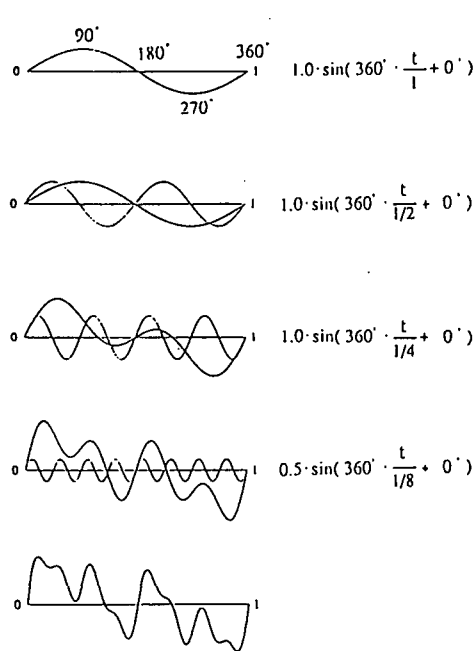


図-1.4.4 周期関数による変動（振動）の表現(1)

図-1.4.4 の例では、すべての周期で位相が 0 である。位相を周期（周波数）毎に描いたもの位相スペクトルと呼び、図の右下に示している。図-1.4.5 には、図-1.4.4 と同じ振幅スペクトルで位相スペクトルが異なる例を示す。振幅スペクトル

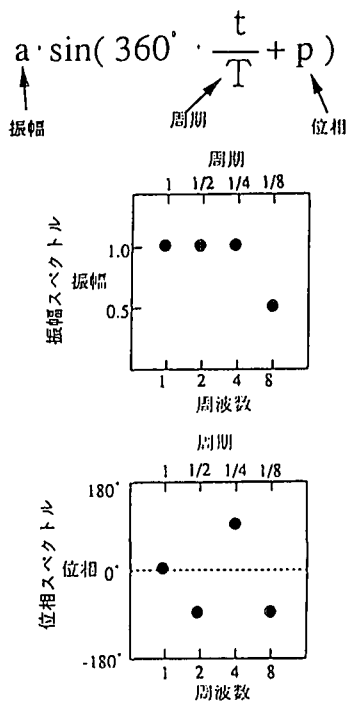
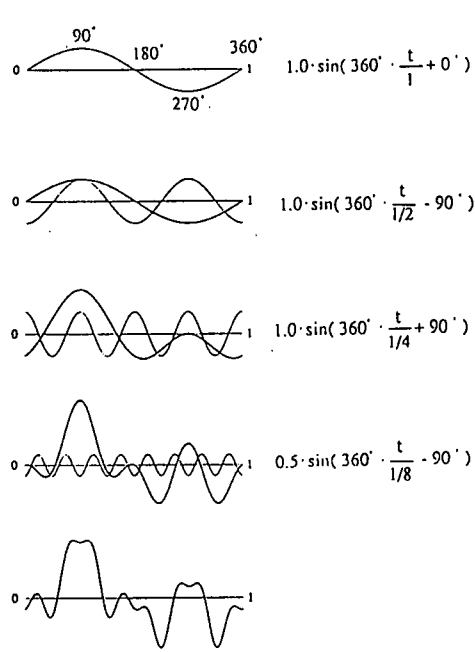


図-1.4.5 周期関数による変動（振動）の表現(2)

ルが同じであっても、位相が異なることで違った変動（振動）が表現されていることがわかる。つまり位相スペクトルは変動の形状に影響している。

このように、振幅スペクトルと位相スペクトルを変化させることにより、任意の変動（振動）形状を作ることができる。逆に考えると、地震波を含む任意の時間変動波形は適当な振幅と位相を持つ周期関数に分解して表現することができる、とも言える。時間的に変動する波形をそのまま扱う時間領域の検討に対して、周波数（周期）毎の特徴に分解して扱うことを周波数領域の検討と呼ぶ。これは、音楽を振動波形とした場合のオーディオ装置

におけるグラフィック・イコライザの機能に例えれば分かり易いのではないだろうか。時間領域と周波数領域をつなぐ変換をフーリエ変換，フーリエ逆変換と言う。そうして求めたスペクトルを，特にフーリエ振幅スペクトル，フーリエ位相スペクトルと呼ぶ。

#### 1.4.4 統計的グリーン関数合成法

想定する地震断層に経験的グリーン関数合成法を適用して強震動を予測しようとする際，想定する断層に起因する小地震が，対象とする地点で観測されていることは極めて稀である。そのため，先の項で示した経験的グリーン関数合成法はそのままでは地震動予測には使い難い。そこで，小地震記録を理論に基づいた数値計算により人工的に作成する試みについて紹介する。

震源から放射される地震波の変位の時間変動波形をフーリエ変換し，振幅スペクトルを両対数軸で見た場合，図-1.4.6 に示すように低周波数（長周期）では一定値を示し，地震の規模に依存する特徴的な周波数よりも高周波数（短周期）では周波数の-2乗に比例して小さくなることが知られている<sup>7)</sup>。両対数グラフでは，ベキ乗の関係は直線で表される。一般に，規模の大きい地震ほど強い地震波が放射されることは周知である。また規模が大きい地震ほど地震断層も大きく，破壊の開始から停止までにかかる時間が長くなることも，図-1.4.2 から容易に理解される。

したがって，大きい地震で放射される地震波ほど長周期に偏ることになる。これが，震源から放射される地震波の平均的（放射特性，方位特性を平均化し，非一様すべりを考えない）な周期特性である。この特徴は，震源から放射される地震波が満たす普遍的なものであり， $\omega^{-2}$ 則と呼ばれる<sup>7)</sup>。 $\omega$ は角周波数と呼ばれる量であり周波数  $f$  を用いて， $\omega=2\pi f$  と表される。地震の規模に依存する特徴的な周波数をコーナー周波数  $f_c$  と呼ぶ。

図-1.4.7 では，これを更に模式的に示す。コーナー周波数付近のスペクトル特性は，誇張して直線的に描いている。図に示すように，地震モーメント（変位振幅）とコーナー周波数には-3乗の関係がある。このため，小さい方の地震のコーナー周波数よりも高周波数では振幅が2目盛（2乗倍）違っているのに対して，大きい方の地震のコーナー周波数よりも低周波数では6目盛（6乗倍）の差が生じている。このように，大きい地震と小さい地震の差は低周波数で顕著であり，全周波数で一定の差となるわけではない。図-1.4.7 を加速度フーリエ・スペクトルで表記したものを図-1.4.8 に示す。変位から加速度への2階微分は周波数領域では  $\omega$  の2乗を掛けることになるため，両対数軸での傾きがそれぞれ+2になっている。加速度フーリエ・スペクトルで見ると，上に述べたように，大地震ほど低周波数（長周期）の波を多く含むことが，より分かり易くなる。強震動を評価する際に，

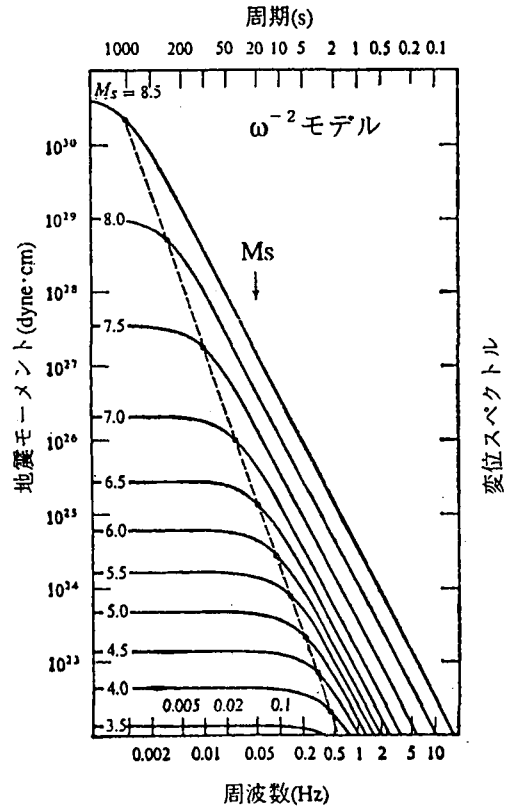


図-1.4.6 震源から放射される地震波のフーリエ変位スペクトル

中小地震観測波形を振幅調整する（全周期で一定値を掛ける）ことで想定大地震波形とする場合が見られるが、上に示した震源理論に従えば大地震の長周期成分が不足するため、適切な方法とは言い難い。

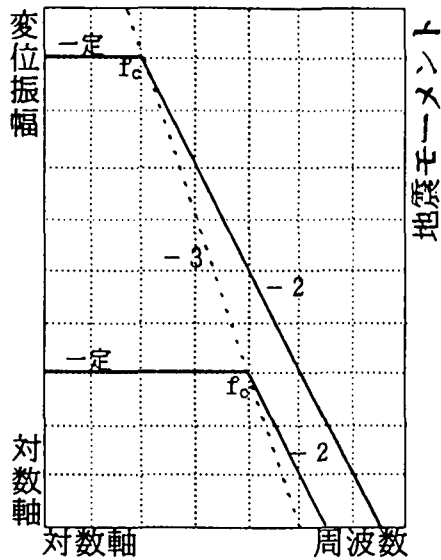


図-1.4.7 変位スペクトルの相似則

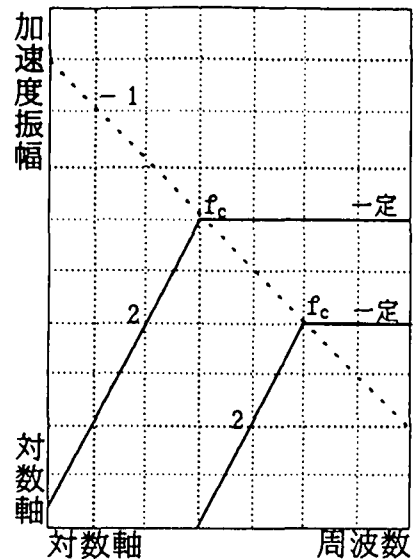


図-1.4.8 加速度スペクトルの相似則

以上が、震源から放射される地震波の平均的な特性であり、前述したように  $\omega^{-2}$  則と呼ばれる。また、大地震から小地震までのスペクトル特性を相似的に表現することから、地震波の相似則（スケーリング則）とも呼ばれる。中小の地震波形（マグニチュード5前後まで）は、ほぼ  $\omega^{-2}$  則に従うことが知られている。そこで、 $\omega^{-2}$  則を満たす地震波を数値計算で人工的に作成し<sup>8)</sup>、これを経験的グリーン関数合成法の観測小地震波の代わりに利用することが考えられる<sup>9)</sup>。 $\omega^{-2}$  則を満たすスペクトルの最低限の数式表現を付録に示した。人工地震波の生成にあたって、乱数から発生した波形（ホワイト・ノイズ）を周波数領域で  $\omega^{-2}$  則を満たすように調整することがまず始められたため、このような手法を統計的グリーン関数合成法と呼ぶことがある。図-1.4.9に人工小地震波の一例を示す。

図-1.4.6を見ると、大地震動波形も同様の方法を用いて  $\omega^{-2}$  則を満たすような人工地震波で表現出来るように思える。しかしながら、大きな震源断層を持つ大地震を近傍で観測した場合には、1.3.2項で示した放射特性、方位特性、非一様すべりが大きく影響するため、 $\omega^{-2}$  則だけでは表現し難い点もある。これを解消して大地震動を合成する方法が図-1.4.3に概念を示したものである。

ただし、中小地震の観測波形であっても  $\omega^{-2}$  則を満たすスペクトル形状を示すのは震源

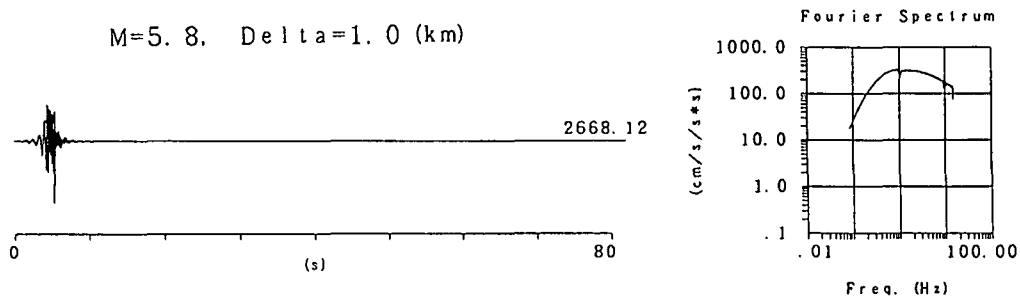


図-1.4.9  $\omega^{-2}$  則を満たす加速度波形

近傍の岩盤上であり、現実には図-1.2.1に示した伝播経路特性、地盤増幅特性に影響されて変質するので、これらの影響を加味して用いる必要がある。そのためには、伝播経路および対象地点周辺の地盤構造モデルから数値計算によって影響を補償する方法、対象地点における地震観測記録から経験的に伝播経路特性、地盤増幅特性の影響を抽出して補償する方法が用いられる。

#### 1.4.5 ハイブリッド法

前節に示した統計的グリーン関数合成法における伝播経路特性、地盤増幅特性を数値計算で評価する場合、理想的には地殻、地盤の3次元的な構造をモデル化し、現実にも即した計算がおこなわれることが望ましい。しかしながら、このような3次元モデルは非常に大容量であり、計算時間も膨大なものになる。計算機の高度化に伴って、計算できるモデルはどんどん詳細になりつつあるが<sup>10)</sup>、現状では百から数百mのメッシュでモデル化されることが多く(差分法やFEMの場合)、計算出来る波長 $\lambda$ は1 km程度までである。想定する堆積層の平均速度 $c$ を1 km/sと考えれば、 $\lambda=c/f$ の関係から、計算可能な周波数は1 Hz程度、周期で1秒よりも長周期となる。

このため、実際には地盤構造を水平成層構造(1次元地盤構造)で近似的にモデル化し、コンパクトで計算周波数範囲の広い計算がおこなわれることが多い。この場合、図-1.3.7に示したような不整形地盤構造による影響は反映されない。また、対象地点における地震観測記録から経験的に伝播経路特性、地盤増幅特性の影響を抽出する場合であっても、得られている観測記録の数およびそれらの震源配置によっては、いろいろな方向から到来した地震波による平均的な特性が得られていることが多い。

そこで、これら両者の長短を補うハイブリッド法が用いられることがある。すなわち、複雑なモデルでも計算が可能な長周期(低周波)帯域は3次元地盤モデルを反映した数値計算で評価し、そのような数値計算が対応出来ない短周期(高周波)帯域を1次元地盤構造の数値計算や観測記録の特性を利用した統計的グリーン関数で評価するものである。長周期(低周波)帯域の計算を差分法やFEMでおこなう場合、計算モデルの中に震源断層を設定することも可能であるため、前項で示した $\omega^{-2}$ 則を満たす震源スペクトルの代わりに力学的な震源を直接導入することがおこなわれる。ハイブリッド法の詳細については、1.5.5項で事例を示す。

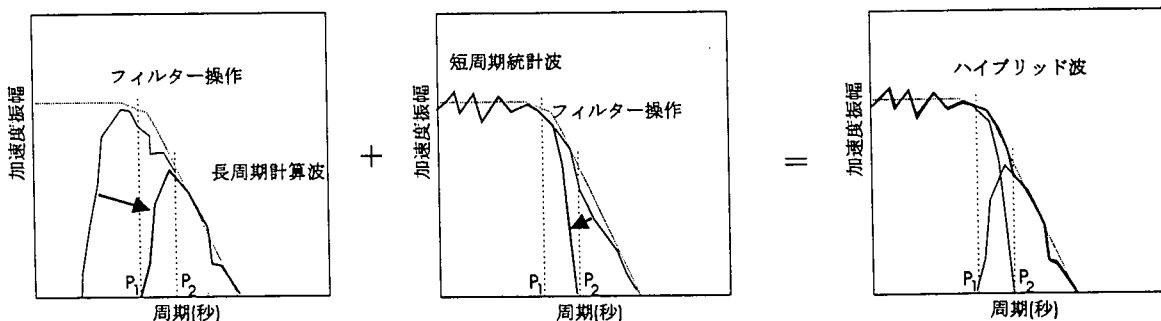


図-1.4.10 ハイブリッド法による長周期波と短周期波の足し合わせ

ハイブリッド法で長周期帯域の計算波形と短周期帯域の波形を単純に足し合わせると、両方の波形が共通に持っている周期帯域を過大評価することになる。そこで、両者ともに

意味のある周期帯で「のりしろ」となる周期帯域 ( $P_1 \sim P_2$  秒) を設定し、フィルター操作を施して足し合わせる (図-1.4.10)。つまり、長周期帯域の波形には周期  $P_1$  秒から  $P_2$  秒にかけて減衰して短周期波を遮断するフィルターを施し、短周期帯域の波形には周期  $P_2$  秒から  $P_1$  秒にかけて減衰して長周期波を遮断するフィルターを施した後に、波形の時間合わせをおこなって足し合わせる。これで、ハイブリッド波形が与えられる。

### 1.5 地震動予測に必要な情報と予測事例

前節で示した手法を実際に適用するためには、対象とする地点および想定断層について事前に基礎的な情報を収集しておく必要がある。本節では、そのような情報の与え方を示すとともに、事例を紹介して本章のまとめとする。

#### 1.5.1 震源断層モデルの設定

平成7年兵庫県南部地震では、図-1.5.1に示すように強震動観測記録波形との一致を議論できるほどのシミュレーションがおこなわれているが<sup>11)</sup>、これは図-1.3.6に示したような断層破壊過程の評価に大きく依存している。このように震源断層モデルが既知の場合には、前節で紹介した手法によって高精度のシミュレーションが可能となっている。その一方で、将来の地震に対して複雑な震源断層モデルを設定することの難しさが予測地震動のばらつきを大きくしている。

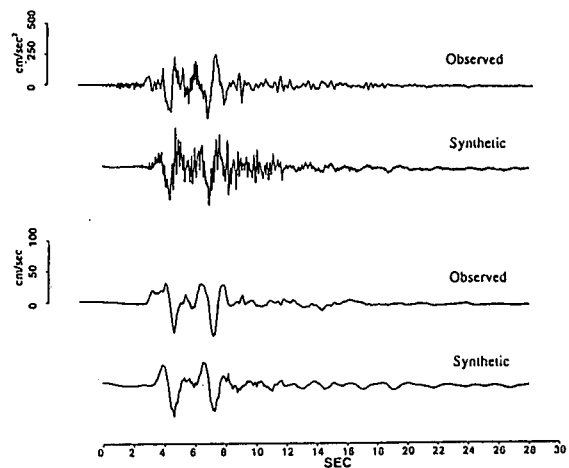


図-1.5.1 平成7年兵庫県南部地震の強震動シミュレーション例<sup>11)</sup>

現在整理されている活断層の情報<sup>12)</sup>は、対象とする地震断層を特定し、またその規模を見積もる上で有力な情報を提供している。しかしながら、活断層情報から確実に導かれるのはその位置と長さであり、断層の傾斜、厳密なすべりの方向でさえ確実に設定できる場合は少ない。強震動予測に必要な動的な断層破壊パラメーターに至っては、それらが設定されている震源断層は近い過去に地震を起こし、その解析がおこなわれているものに限定される<sup>13)</sup>。したがって将来発生する地震については、活断層の情報を参照しつつ、最適な経験式と判断を用いて震源断層モデルを設定してゆく必要がある。

想定する断層が決まれば、そこで発生する地震の規模を評価する必要がある。この場合、想定断層の長さ、断層の面積から地震モーメントやマグニチュードを評価する経験式がいくつも提案されている。これらの経験式では地震断層の大きさを表す指標がまちまちであることが多く、同一マグニチュードでも一桁異なる断層長さが得られることもある。また、このような経験式は古いデータに基づくものが多く、必ずしも最新の知見を反映してはいない。既往の経験式を用いる場合には、個々の式の意味する断層規模が何に基づくものであるかに注意すべきである。

大地震の断層面上のすべり分布は一様ではなく、すべりの大きさ、すべりの方向、破壊の進行速度はそれぞれ非一様である。このような非一様すべりモデルの現状についても触

れておく。近年解析的に導かれた断層モデル（図-1.3.5など）を定量評価することにより、明瞭な傾向では無いものの、断層すべりの深さ分布が、横ずれ断層では深い位置で大きく、縦ずれ断層の場合はより浅い領域で大きいことが指摘されている<sup>14)</sup>。また、地震モーメントと断層面積、大きくすべる領域（アスペリティと言う）の面積について統計的な解析をおこない、最新のデータに基づく関係式の導出が試みられている<sup>14)</sup>。しかしながら、現状では十分な情報が提供されておらず、確実なモデル化が可能な状況には残念ながら至っていない。これらについては、過去の地震の平均的な特徴を数学的にモデル化する試みが最近になっておこなわれつつあり<sup>14)</sup>、その成果が期待される。

### 1.5.2 地盤調査と地盤モデルの設定

日本の都市はそのほとんどが堆積平野、盆地に発達しており、未固結の堆積層上に立地している。そのような地盤では振幅が大きく複雑な地震動が長時間継続することが知られている。このため、首都圏の関東平野、阪神地域の大阪平野などでは、地震動予測を目的とした大規模地盤構造モデルを設定するための調査が、平成7年兵庫県南部地震以前から試みられている。平成7年兵庫県南部地震の発生後、各地で活断層調査を主目的とした構造探査が実施され、それに伴って深部に至るまでの堆積地盤構造のデータが飛躍的に増えつつある。

また、一般建築物の設計確認用のボーリングを始めとしたボーリング・データベースが構築されている事例が増えている。これらは極く表層地盤による地震応答計算に用いられ、地震防災の基礎資料とされていることが多い。しかしながら、PS検層など地震波速度検層が実施されているものはほとんど無く、一般には調査費用の関係から調査深度が構造物の支持層までに留まっているのが現状である。

表層地盤については、対象地点においてボーリングによる直接的な調査が比較的容易であるが、深層ボーリングは莫大な労力、費用、期間を必要とし、全国的に見てもその実施数は少ない。したがって、深層地盤構造については地球物理学的な手法を用いた推定がおこなわれている。以下に、世界的に見ても情報の充実している大阪平野の実例を紹介しつつ、各種調査法の概説を試みる。

最も簡便に広域の深層構造を概観する方法は重力異常を利用したものであろう。地表面における

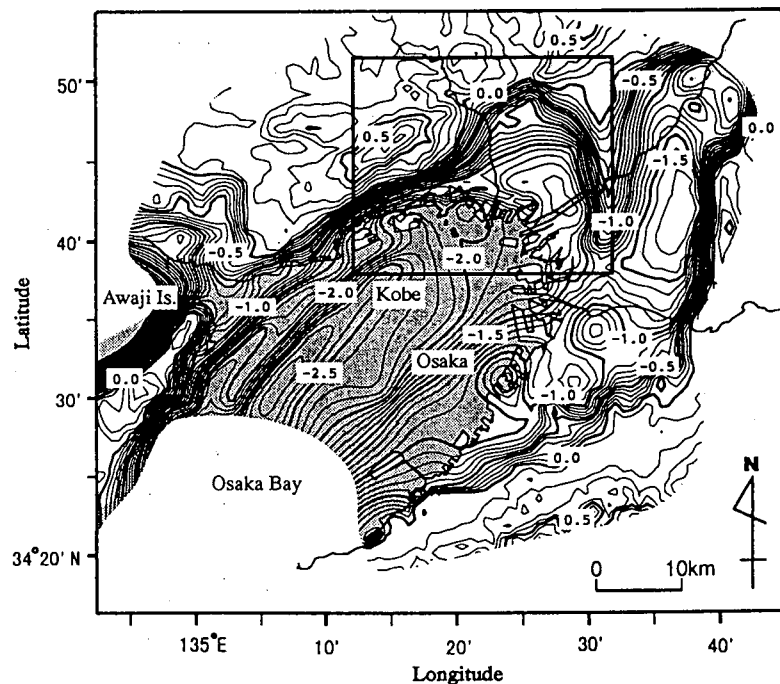


図-1.5.2 重力異常による大阪地域の基盤岩深度構造<sup>15)</sup>

地球の重力加速度は約 980gal ( $\text{cm/s}^2$ ) であるが、精密な測定をおこない、潮汐などの影響を補正すると、その百万分の一程度の大きさの数 mgal オーダーで地点によって変動していることがわかる。これは、地中の密度構造の変化に起因するものである。軟らかい堆積層に比べて固い基盤岩は密度が大きく重い。したがって基盤が浅い場合は重いものが近くにあると重力加速度が大きく、基盤が深い場合は重いものが遠ざかるために重力加速度が小さくなる。この性質を利用して、広域の重力加速度の変動（重力異常）を満足する基盤岩深度構造を推定することができる。そのような一例を図-1.5.2 に示す<sup>15)</sup>。

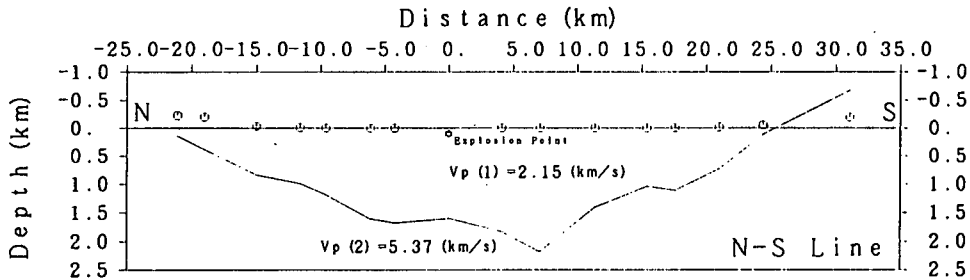


図-1.5.3 屈折法地震探査で推定した大阪平野の基盤岩深度南北断面<sup>16)</sup>

重力異常を用いた調査は密度差を利用したものであるが、地震波速度の差を利用した人工地震探査も広くおこなわれている。広域の概略的な構造を把握する手法としては、大規模な人工震源を用いた屈折法探査がある。その例を図-1.5.3 に示す<sup>16)</sup>。屈折法では、震源から基盤に入って基盤上面を伝わる波から生じて地表へ向かう回折波（屈折波）の到来時間（走時）を利用して基盤までの深度を知ることができる。基盤が深い場所では、屈折波が堆積層を伝わる距離が長くなるため走時が遅くなり、基盤が浅い場所では走時が早く

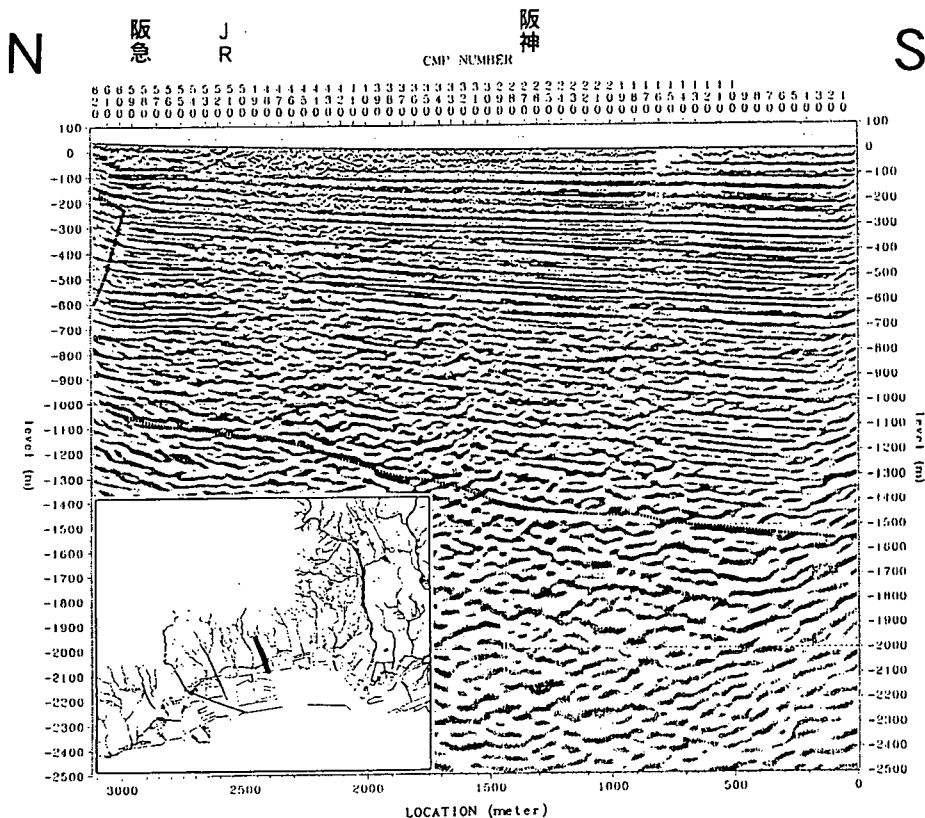


図-1.5.4 反射法地震探査による神戸地域の深層地盤構造<sup>17)</sup>



なる。屈折法は、このような現象を利用した探査法である。広い範囲に人工地震波を伝え、それを精度よく観測する必要性から、人工ノイズの少ない深夜にダイナマイトを用いて発震し、それを静かな地点で観測することがおこなわれる。

反射法地震探査では、地表の人工震源から地中に入り、堆積層と基盤の境界面のように地震波速度のコントラストの高い不連続面から反射して来た波（反射波）を扱う。反射波の帰って来る走時は反射面の深度に比例するため、それを利用して構造を推定することができる。一般の構造探査ではほぼ真下からの反射波を扱い、数 km 程度の範囲内で数 km 程度の深度までの情報を得ることが多い。実用的には、非常に密な震源間隔および測定点間隔で大量のデータを取得し、計算機の処理によってほぼ連続した地盤構造を推定することがおこなわれている。図-1.5.4 にそのような一例を示す<sup>17)</sup>。調査には、地面を打撃したり強制振動を発生する専用の震源が用いられる。調査法そのものが人工ノイズに強くなるように配慮されているため、昼間の都市部でもデータを取得することが可能である。

上に述べた人工地震探査では、ダイナマイトなど P 波を発生する震源を用いることが多く、得られる構造も P 波速度差に基づくものである。P 波、S 波によらず、地層境界の位置には大きな変化は無いと考えられるが、実用的な地震動の評価にあたっては地盤の S 波速度を知りたいものである。

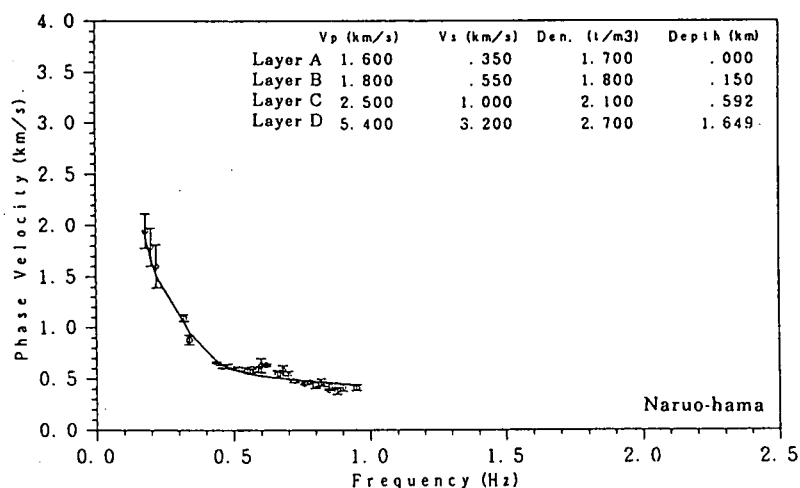


図-1.5.5 常時微動アレー観測による深層地盤モデル<sup>18)</sup>

このために S 波を使った反射法地震探査もおこなわれるようになってきているが、機材の充実など課題も多い。それに替わって実施されている手法は、常時微動を利用するものである。常時微動の特に長周期成分は、波浪や大気の変動による自然の地表震源によって生じた波動が、表面波として伝播したものと考えられている。表面波は波長によって影響を与える（浸み込む）深さが異なり、波長の短い短周期ほど浅く、波長の長い長周期では基盤に届いてなお深い範囲に影響を及ぼす。地盤の地震波速度は深いほど固結して速いため、長周期の表面波ほど深層地盤の影響で伝播速度が速くなる。このような現象を表面波の分散性と言い、その特徴は地盤構造、特に S 波速度構造に敏感である。したがって、微動を構成する表面波の伝播速度を把握すれば、深部に至る S 波速度構造を推定することが可能となる。図-1.5.5 に推定結果の一例を示す<sup>18)</sup>。

平成 7 年兵庫県南部地震以降に、神戸市域を中心として多くの地盤探査が実施された<sup>17)</sup>。しかしながら、これらの調査をもってしても詳細な地盤構造モデルを構築するには不十分であり、分かったことも多いが、より大きな疑問を生じた場合もある。このように、地盤構造は精度の高い地震動の予測には不可欠の情報であるため、国や地方公共団体が主体となって、全国の主な大都市域を対象に予め構造探査を実施しておくことが望ましい。

### 1.5.3 強震観測の必要性

平成7年兵庫県南部地震では、神戸市域において幾つかの強震観測記録が得られ、震源近傍の強震動の認識を大きく改めることとなった。しかしながら、いわゆる「震災の帯」の中では地表面地震動を表す強震観測記録は得られておらず、この領域でどのような地震動が生じたかは推測の域を出ない。観測記録の蓄積は強震動研究のために必要欠くべからざる重要な情報であり、平成7年兵庫県南部地震以後は科学技術庁防災科学技術研究所のK-NET<sup>1)</sup>をはじめとして強震観測体制が充実し(図-1.5.6)、1997年鹿児島県北西部地震など良質で高密度のデータが蓄積されつつある。

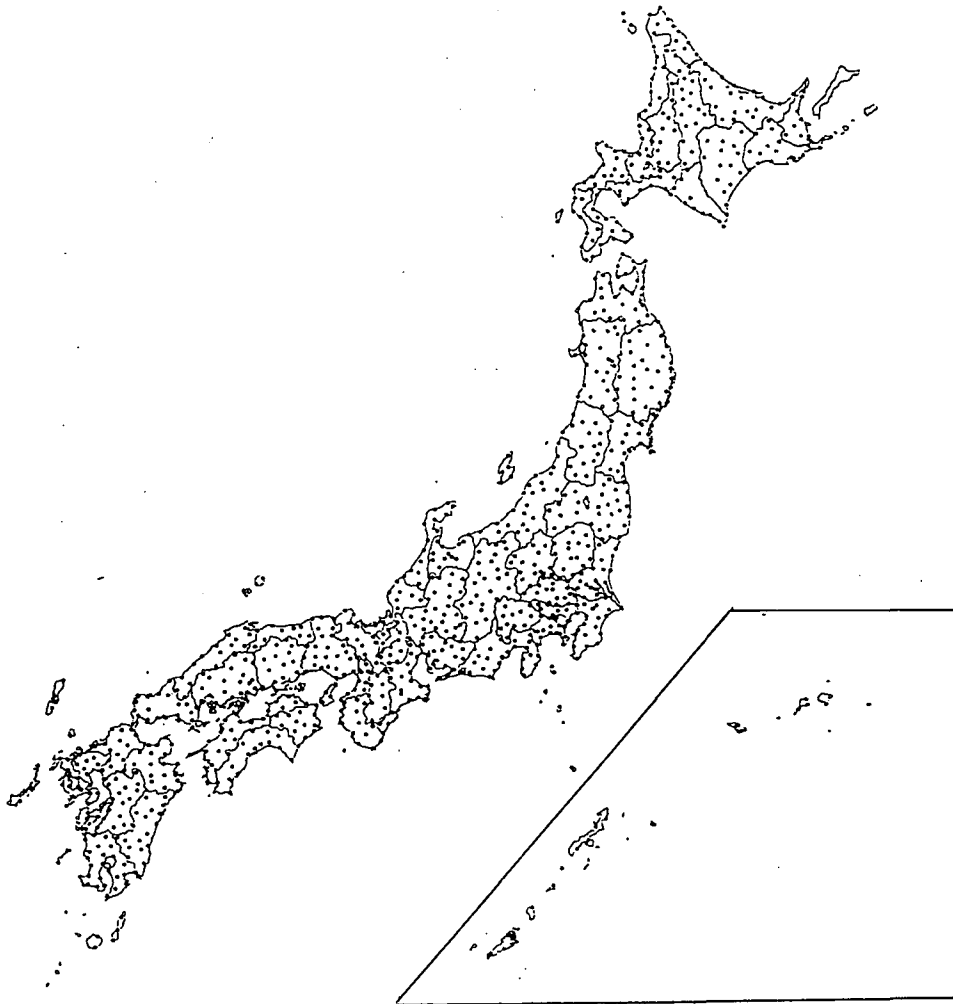


図-1.5.6 科学技術庁 K-NET 強震観測点の分布

このような強震観測は単に大地震動の波形を記録するだけではなく、中小地震の観測記録からは1.4.4項で述べた経験的な地盤増幅特性を導くことが出来るし、1.4.2項の経験的グリーン関数合成法に用いる小地震観測記録とすることも出来る。また、1.4.1項に示した距離減衰特性は多数の観測情報の統計解析結果であるし、1.4.4項で解説した震源の $\omega^{-2}$ 則も観測記録の解析無くしては導かれなかったであろう。このように、日常的に観測される有感以下の小さい地震観測記録からも地域の地震動特性を把握する貴重な情報を得ることができる。地震動を予測するためには、先ず対象地点における地震観測から始めることが望ましい。

#### 1.5.4 モデルの不確定性と予測地震動のばらつき

地震動予測にあたっては、震源特性と地盤増幅特性が予測結果にもたらす影響が非常に大きく、どちらも不確定な要素を多く含んでいる。このうち地盤増幅特性については、地道な調査を蓄積することによって、詳細でばらつきの小さいモデルを構築できる可能性がある。ただし、図-1.5.4に示したように最も詳細な情報を与えてくれる反射法地震探査による反射断面でさえ、現状では探査に用いた波長によってその分解能が規定され、表層から順に深層構造へと推定を広げてゆく解析法の性質から深層になるほど精度が落ちてしまう。また、ボーリング孔を利用した地震波速度の精密調査では、ほんの数十 cm の深度差でも地震波速度が大きく揺らいていることが知られており、そこまで細かい精度で対象地点近傍の地盤をモデル化することは容易ではない。これら調査データを用いて強震動予測用の地盤構造モデルを設定するにあたっては、個々の情報の精度を十分に吟味し、そのばらつきを考慮に入れておく必要がある。

震源断層については、1.5.1 項で示したように統計的なモデル化が可能なほど十分なデータが蓄積されていないのが現状である。断層の大きさと発生する地震規模といった最も基本的な関係でさえ、10 倍程度のばらつきを持っている。1.3.2 項で、平成 7 年兵庫県南部地震の震源域では断層面上を破壊が進行したことが断層に沿った地震動を大きくしたことを示した。この現象は断層面上のどこから破壊が始まるかに大きく依存するが、現状ではそれを事前に予測することは出来ない。また、非一様すべり分布を含む震源断層の詳細なモデルを事前に特定することは困難であり、これらが予測地震動の不確実性を大きくする要因となっている。したがって、現段階ではいくつかの断層破壊パターンを複数想定して結果の平均とばらつきを考慮した統計的な地震動予測が現実的となろう。

現状のデータの範囲で強震動予測をおこなう場合、そのばらつきの幅はまだ大きいものとならざるを得ない。つまり、断層震源モデルと地盤構造モデルを反映した強震動予測においてパラメーターの自由度が小さくならない限り、データに拘束されていることに基づく安定性と過去の実績による信頼性がある、経験的な距離減衰式による評価を併用することも必要である。特に、第 1 近似としての粗い予測に限定すれば、経験的な距離減衰式で十分に実用的でさえある。しかしながら、経験式の基となったデータで予期されない現象を、経験式だけで評価することは危険である。経験式だけでは、過去に未経験のパターンで地震が発生する度に予測される強震動の大きさが更新され、新たな地震被害を生じることになりかねない。このように、観測値で拘束されていないタイプの想定地震（例えば、最近の日本ではあまり起こっていない、内陸の逆断層による地震）を取り扱う場合には、断層破壊過程を精密に表現し得る合理的な強震動予測手法が適用されてゆくべきである。

#### 1.5.5 断層を想定した強震動予測事例

本章のまとめとして、また 1.4.5 項に示したハイブリッド法の適用事例として、大阪府で全国に先駆けて実施した、震源断層の破壊を考慮した強震動シミュレーションの事例<sup>10)</sup>を紹介する。

##### (1) 計算方法

大阪府内の広範囲で強震動を評価する必要があるものの、それらの地点では経験的グリ

ーン関数合成法に用いるべき観測記録が得られてはいない。そこで、1.4.5項に示したハイブリッド法を計算のベースとしている。短周期帯域は1.4.4項で解説した $\omega^{-2}$ 則を満たす岩盤地震動に観測記録から経験的に導かれる地盤増幅特性を施した統計的グリーン関数を用いている。長周期帯域については、3次元波動場を考慮した長周期理論波形<sup>21)</sup>を用い、これを1.4.5項で述べたようにフィルター処理した後足し合わせてハイブリッド・グリーン関数としている。

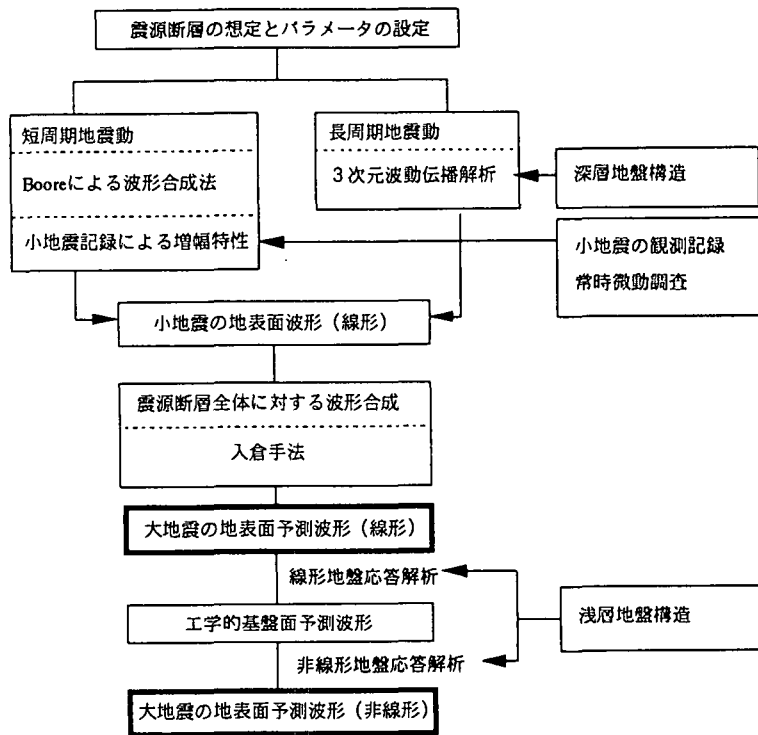


図-1.5.7 大阪府下での地震動計算フロー<sup>20)</sup>

このように設定したグリーン関数を図-1.3.4に示した合成法に従って足し合わせることで、想定大地震による予測波としている。このようにして得られた地表面波形は、グリーン関数である中小地震波と大地震波で地盤増幅特性が同じであるとしており、地盤応答が線形であると仮定したことになる。したがって、臨海部などの軟弱地盤を対象とした予測波においては、必要に応じて地表面波形を工学的な地震基盤相当層（非線形応答を考慮しなくても良い程度の層）まで線形計算ではぎとり、これに非線形地盤応答を施して非線形の地表面波形を設定している<sup>20)</sup>。

地震動計算にあたっての大きな流れを図-1.5.7に示す。図中、「Booreによる波形合成法」は1.4.4項に示した統計的グリーン関数に相当し<sup>8)</sup>、「入倉手法」は1.4.2項で述べた経験的グリーン関数合成法に対応している。

## (2) 震源断層の設定

大阪府における強震動評価で用いたハイブリッド手法では、震源断層上の破壊の進行を考慮することができる。このため、震源断層モデルの

表-1.5.1 大阪府下での対象地震断層の諸元<sup>20)</sup>

活断層名	長さ	幅	走向	傾斜角	すべり角	地震モーメント	断層変位	立ち上がり時間	断層タイプ
記号および単位	L(km)	W(km)	$\phi_s(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$M_0 \times 10^{28}$ (dyne-cm)	D(cm)	$\tau$ (sec)	
有馬・高槻構造線	44	21	260	82.5	180	3.04	97	1.2	右横ずれ断層
上町断層 北部	20	24	350.5	60	90	1.44	88	0.8	縦ずれ逆断層
南部	12	24	30.5	60	90	0.87	88	0.8	縦ずれ逆断層
生駒断層	28	24	0	60	90	1.89	83	1.0	縦ずれ逆断層
中央構造線 根来断層	40	21	258	82.5	180	3.23	113	1.4	右横ずれ断層
五条谷断層	20	21	245	82.5	180	1.62	113	1.4	右横ずれ断層
南海道地震断層	360	180	250	10	117	390	120	6.5	低角逆断層
東南海地震断層	270	180	240	15	117	200	82	4.7	低角逆断層

設定が計算結果に大きな意味を持つことになる。大阪府域に影響を与える断層として、図-1.5.8 に示すように、有馬-高槻構造線、生駒断層系、上町断層系、中央構造線の内陸活断層、および海溝型地震として南海トラフを想定している。また、これらの地震断層の規模から経験的に断層パラメータを表-1.5.1 のように推定し、計算に用いている。

想定している断層面上でのすべり量は一律ではなく、図-1.5.9 に示すように、特に大きく破壊する領域を断層面上に設定している。非一律すべりモデルの設定にあたっては、既往の経験的な研究<sup>14)</sup>、および図-1.3.6 に示したような平成7年兵庫県南部地震の非一律すべりモデルを参照している。これらの設定については、表-1.5.1 に示した断層パラメータの一部とともにパラメトリック・スタディ（感度分析）を実施しており、そのばらつきの影響も検討されている<sup>10)</sup>。

### (3) 地盤増幅特性の考え方

大阪府域で実施された常時微動観測データによる地盤増幅特性に基づいて、府域をゾーン1~16（盆地部）、ゾーンB1~B3（山地部）の計19のゾーンに分類している（図-1.5.10）。このゾーン分割に当たっては、先に示した想定震源断層からの距離も考慮に入れている。具体的には、山地境界型がゾーン1（北部）、2（東部）、3（南部）、洪積地盤型をゾーン4（中南部）、5（南部）、6（北西部）、7（南東部）、8（北東部）、沖積地盤型をゾーン9（南西部）、10（南部）、11（北東部）、12（東部）、13（中東部）、14（中西部）、埋立地盤型をゾーン15（湾岸北部）、16（湾岸南部）、露頭岩盤型をゾーンB1（北部）、B2（東部）、B3（南部）としている。このうち、ゾーン9~16の沖積、埋立地盤では、標準地盤を用いた等価線形地盤応答解析を実施し、非線形想定標準地震動を参考として計算している<sup>20)</sup>。

各ゾーンにおける短周期の地盤増幅については、そのゾーン内あるいは同様の地盤特性を有すると考えられる地点における、関西地震観測研究協議会<sup>22)</sup>の観測記録から経験的

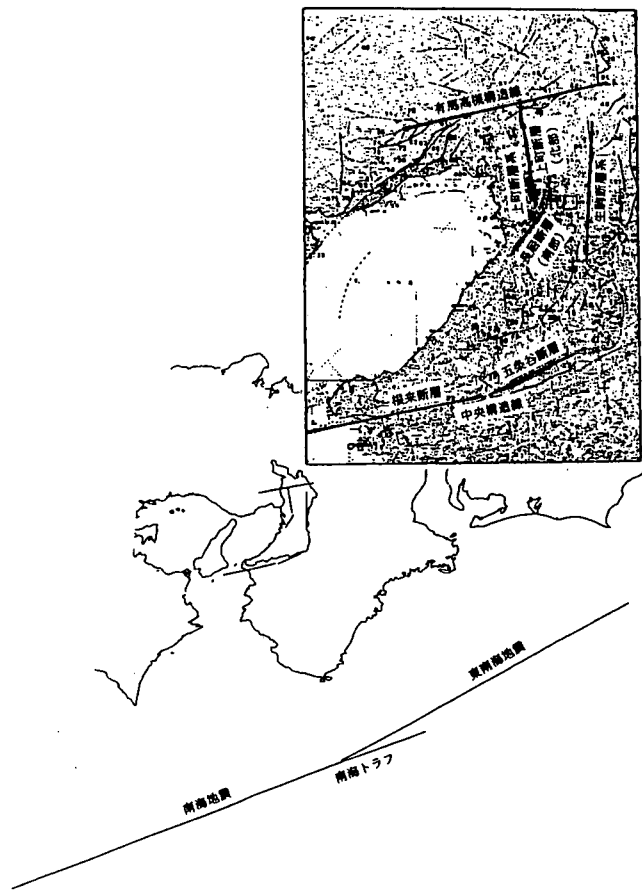


図-1.5.8 大阪府下での対象地震断層<sup>20)</sup>

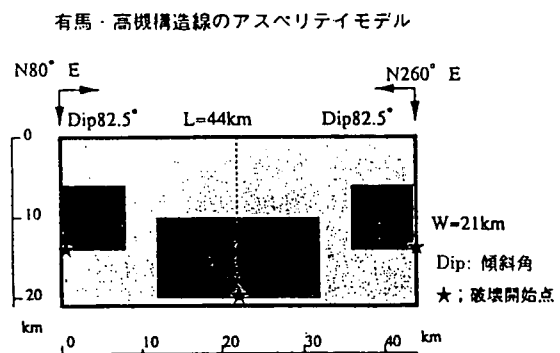


図-1.5.9 非一律すべり分布例<sup>20)</sup>

な地盤増幅特性を求めて利用している。長周期地震動を検討するための地盤モデルは、既往調査結果をまとめた大阪深部地盤モデル<sup>13)</sup>に、必要に応じて地質学的な知見を加味して利用している。

#### (4) 適用

以上の設定で想定断層毎に各ゾーン内の複数点における強震動を計算し、そのうちで震源断層ごく近傍の特異点を除き、各ゾーン内で最大となるものを採用している。つまり、各ゾーンでは、そのゾーンに最も影響する地震断層に起因する、そのゾーン内で最大の地震動が「想定標準地震動」として与えていることになる<sup>20)</sup>。ただし、最大地震動の抽出には、線形地盤応答を仮定した地表面地震波形に対して、周期0.1~1.5秒の応答スペクトルの平均強度を指標として実施している。また、シミュレーションは水平2成分を対象として実施されているが、「想定標準地震動」としては大きい方の成分を用いている。

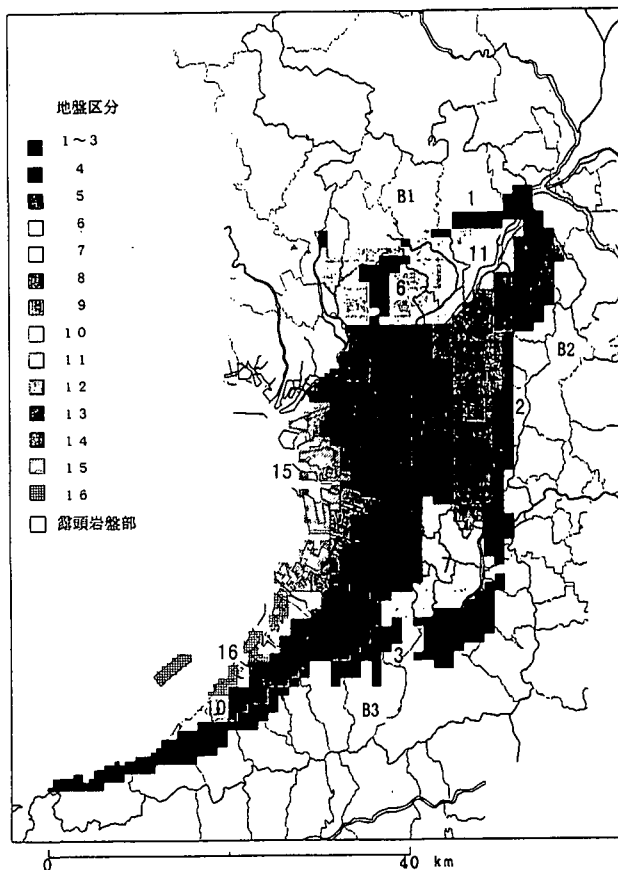


図-1.5.10 大阪府下でのゾーン分割例<sup>20)</sup>

#### 1.6 おわりに

平成7年兵庫県南部地震で生じた強震動を縦系に、そのような地震動を表現するための計算法を横系として、耐震設計に用いる地震波形を得るための強震動シミュレーションの現状について解説をおこなった。

本文の解説にあたっては数式を極力廃し、物理的なイメージが理解し易いように努めた。しかしながら、限られた紙面では十分に解説し得たとは言い難い。特に、地震発生の原因となる地球の活動などの地震学的な側面については解説が及ばなかった。そこで、後に示す参考文献以外に、一般書店で容易に購入でき、本章の内容を補足する入門書として、以下の書籍をとりあげて結びとしたい。

安藤雅孝・吉井敏尅 著：地震，理科年表読本，丸善株式会社，1993。

ブルース・A・ポルト 著，松田時彦・渡邊トキエ 訳：地震，古今書院，1995。

土木学会 編：地震動・動的物性：動的解析と耐震設計，第1巻，技報堂出版，1989。

土木学会関西支部 編：地盤の科学，ブルーバックス，講談社，1995。

金折裕司 著：足元に活断層，ASAHI NEWS SHOP，朝日新聞社，1995。

鹿島 都市防災研究会 編著：大地震と都市災害，都市・建築防災シリーズ，1，鹿島出版会，1996。

- 気象庁 監修：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，1996.  
 京都大学防災研究所 編：巨大地震の予知と防災，創元社，1996.  
 永井達也 編著：耐震技術のはなし，日本実業出版社，1995.  
 尾池和夫 著：地震発生のしくみと予知，古今書院，1989.  
 大崎順彦 著：地震と建築，岩波新書，1983.  
 寒川旭 著：地震考古学，中公新書，中央公論社，1992.  
 島村英紀 著：地震はどこに起こるのか，ブルーバックス，講談社，1993.

## 付 録

実際にプログラミングをおこなう場合の参考として，本文では取り上げなかった，数式を用いた表現についてまとめて示しておく。

### (1) 経験的グリーン関数合成法

図-1.4.3 に概念を示した経験的グリーン関数合成法を数式で表現する。

$u(t)$  を小断層に起因する小地震記録， $U(t)$  を想定大地震記録とする。小地震の震源と対象地点との震源距離を  $r_0$ ，断層を  $NL \times NW$  に分割し，すべりの足し合わせ数を  $ND$  とすると，経験的グリーン関数の合成を表す式は以下のようなになる<sup>6)</sup>。

$$U(t) = \sum_{m=1}^{NL} \sum_{n=1}^{NW} \frac{r_0}{r_{mn}} \cdot u(t - t_{mn}) + \sum_{m=1}^{NL} \sum_{n=1}^{NW} \sum_{k=1}^{(ND-1)n'} \frac{r_0}{r_{mn}} \cdot \frac{1}{n'} \cdot u\left(t - t_{mn} - k \cdot \frac{\tau}{(ND-1)n'}\right) \quad (1.A.1)$$

$$t_{mn} = \frac{(r_{mn} - r_0)}{V_s} + \frac{\xi_{mn}}{V_R} \quad (1.A.2)$$

ここで， $\tau$  はすべりの立ち上がり時間で，小断層上がすべり始めてからすべり終わるまでの継続する時間である。 $n'$  はすべりの足し合わせの時間間隔を更に細かくするためのパラメータで，これによって図-1.4.7, 8 の相似則を満たした合成が可能となっている<sup>6)</sup>。 $r_{mn}$  は小断層の重心から対象地点との震源距離で， $V_s$  は媒質（地殻）の S 波速度である。 $\xi_{mn}$  は小断層と破壊開始点（震源）との距離であり， $V_R$  は断層面上における破壊の伝播速度である。したがって， $t_{mn}$  は小断層で生じた破壊が対象地点で観測される際の時間遅れを表していることになる。

### (2) $\omega^{-2}$ 則を満たす地震波形の振幅スペクトル

$\omega^{-2}$  則を満たす震源波形の加速度フーリエ・スペクトル  $S_A(f)$  は，

$$S_A(f) = R_{\theta\phi} \cdot PRTITN \cdot \frac{\pi M_0}{\rho V_s^3} \frac{f^2}{1 + (f/f_c)^2} \frac{1}{1 + f/f_{\max}} \quad (1.A.3)$$

と表すことができる<sup>8)</sup>。ここで、 $M_0$ は地震モーメント、 $\rho$ 、 $V_s$ は地震が発生する媒質の密度、S波速度である。また、 $R_{\theta\phi}$ は図-1.2.3に示した放射特性を表す係数である。 $PRTITN$ は、水平方向の2成分にエネルギーを分配する係数で、0.71が用いられる。一般には、 $f_{max}$ と呼ばれるある周波数より高周波数で観測スペクトルの振幅が更に小さくなることが知られており、ここでは経験的に震源スペクトルにその効果を導入している。 $f_c^{24)}$ 、 $f_{max}^{25)}$ は、例えば、

$$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (1.A.4)$$

$$f_{max} = 7.31 \times 10^3 M_0^{-0.12} \quad (1.A.5)$$

のように経験的な関係が得られている。ここで、図-1.4.7, 8で示したように、 $f_c$ と地震モーメントが3乗の関係にあることがわかる。 $\Delta\sigma$ はストレス・ドロップ(応力降下量)と呼ばれる量であり、50~100bar (5~10MPa)程度が一般的である。ストレス・ドロップが大きいと「硬く」壊れて短周期の波を多く放射する( $f_c$ がより高周波数になる)地震、小さいと「軟らかく」壊れて短周期成分の少ない( $f_c$ が低周波に移動)地震になる。

ここで注意を要するのは、(3)式は理論式であるために用いられるパラメーターの単位系がCGSあるいはMKSで統一されているのに対して、(4)、(5)式は経験式であるために、使い易い単位系が用いられていることである。(4)、(5)式では、地震モーメントがdyne·cm、S波速度がkm/s、ストレス・ドロップはbar (0.1MPa)を前提としている。

### (3) 伝播経路の影響と地盤増幅特性

次に、震源からある距離 $r$ までの伝播経路の特徴を上記の震源スペクトル $S_A(f)$ に加味すると、

$$R_A(f) = S_A(f) \cdot \frac{1}{r} \cdot \exp\left(\frac{-\pi f \cdot x}{Q(f) \cdot V_s}\right) \quad (1.A.6)$$

のようになる。ここで、 $r$ は震源距離であり、 $1/r$ は実体波(P波、S波)の幾何減衰を表している。また、 $Q(f)$ は周波数毎に定義された減衰係数(Q値)である。地殻のQ値は周波数依存した形でモデル化されることが多く、日本の平均的な値としては、

$$Q(f) = 130 \times f^{0.77} \quad (1.A.7)$$

などが用いられている<sup>26)</sup>。これで、任意距離の岩盤におけるスペクトル形状を記述することができる。これに、何らかの位相特性を与えることにより、図-1.4.9に示したような、 $\omega^{-2}$ 則を満たす理論地震波形を作ることができる。

また、地盤増幅特性を何らかの形で評価でき、それを $G(f)$ すると、上記の岩盤スペクトル $R_A(f)$ を入射波として、

$$F_A(f) = R_A(f) \cdot G(f) \quad (1.A.8)$$

のように地表面地震動 $F_A(f)$ をシミュレーションすることが可能である。



## 参考文献

- 1) 額瀨一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，阪神・淡路大震災と地震の予測，岩波書店，pp. 43-47, 1996.
- 2) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Takehi, and M. Hoshiya : Minute Locating of Fault Planes and Source Process of the 1995 Hyogo-ken Nambu(Kobe), Japan Earthquake from the Waveform Inversion of Strong Ground Motion, *J. Physics of the Earth*, 44, pp. 473-488, 1996.
- 3) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa : Basin Structure Effects in the Kobe Area Inferred from the Modeling of Ground Motions from Two Aftershocks of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu Earthquake, *J. Physics of the Earth*, 44, pp. 563-576, 1996.
- 4) 川瀬博，林康裕：兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，480，pp. 67-76, 1996.
- 5) Fukushima, Y. and K. Irikura : Attenuation Characteristics of Peak Ground Motions in the 1995 Hyogo-ken Nambu Earthquake, *J. Physics of the Earth*, 45, pp.135-146, 1997.
- 6) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *7th Jpn. Earthq. Eng. Symp.*, pp. 151-156, 1986.
- 7) Aki, K. : Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, pp. 1217-1231, 1967.
- 8) Boore, D. M. : Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiation Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, pp. 1865-1894, 1983.
- 9) 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震（M7級）のための設計用地震動予測，日本建築学会構造系論文集，416，pp. 57-70, 1990.
- 10) Graves, R. W. : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, pp. 1091-1106, 1996.
- 11) 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，500，pp. 29-36, 1997.
- 12) 活断層研究会：新編日本の活断層，東京大学出版会，1991.
- 13) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，1989.
- 14) Somerville, P. G., 入倉孝次郎，澤田純男，岩崎好規，田居優，伏見実：地震断層のすべり変位量の空間分布の検討，第22回地震工学研究発表会，pp. 291-294, 1993.
- 15) 井上直人，中川康一，領木邦浩：大阪平野の重力異常と基盤構造，*物理探査*, 51, pp. 1-16, 1998.
- 16) 香川敬生，澤田純男，岩崎好規，江見晋：発破実験より推定される大阪堆積盆地構造，*地震*, 43, pp. 527-537, 1990.
- 17) 兵庫県立人と自然の博物館：阪神・淡路大震災と六甲変動，兵庫県南部地震域の活構

造調査報告, 1997.

- 18) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南莊淳 : 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化, *地震*, 51, 1998, 印刷中.
- 19) 木下繁夫, 上原正義, 斗沢敏雄, 和田安司, 小久江洋輔 : K-NET95 型強震計の記録特性, *地震*, 49, pp. 467-481, 1997.
- 20) 大阪府土木部 : 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書, 1997.
- 21) Bouchon, M. : A simple method to calculate Green's function for elastic layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, pp. 959-971, 1981.
- 22) 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会 : 阪神・淡路大震災調査報告, 共通編2, 1編 地震・地震動, pp. 187-191, 1998.
- 23) 宮腰研, 香川敬生, 越後智雄, 澤田純男, 南莊淳 : 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2), 第24回地震工学研究発表会, pp. 33-36, 1997.
- 24) Brune, J. N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009, 1970.
- 25) Faccioli, E. : A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties, *Geophys. Monograph*, 37, Maurice Ewing, AGU, 6, pp. 297-309, 1986.
- 26) 福島美光 : 地震動強さの距離減衰式(経験式)に関する最近の研究動向, *地震*, 46, pp. 315-328, 1993.