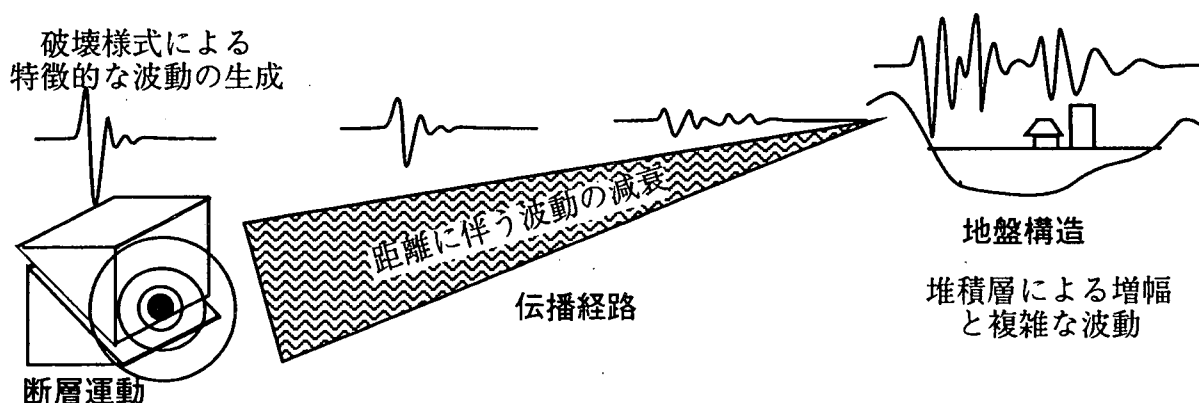


断層と地震動

(財)大阪土質試験所 香川敬生

1. はじめに

地震現象を簡単に述べれば、地殻で生じた岩盤の破壊（断層運動）に伴う波動が地表へ伝播したものであると言える。しかしながら図—1に示す様に、断層においてどのような破壊が起こったか、生じた波動がどのように伝播したか、地盤構造で地震波動がどのような影響を受けたかによって、地震現象は複雑な挙動を示す。本論ではまず、地震動を予測する場合に広く用いられる、地震動の距離減衰式と利用にあたっての注意点について述べる。次に地震動を左右する要因を断層運動、伝播経路、地盤構造に分け、それぞれが地震動に及ぼす影響について平成7年兵庫県南部地震を例に解説する。更に、得られた知識を動員して特定地点の地震動を理論的に予測する方法について言及する。また、地震現象の把握に最も有効な地震観測の基礎にも触れる。解説にあたっては、数式を用いずに分かり易く表現することを心掛ける。

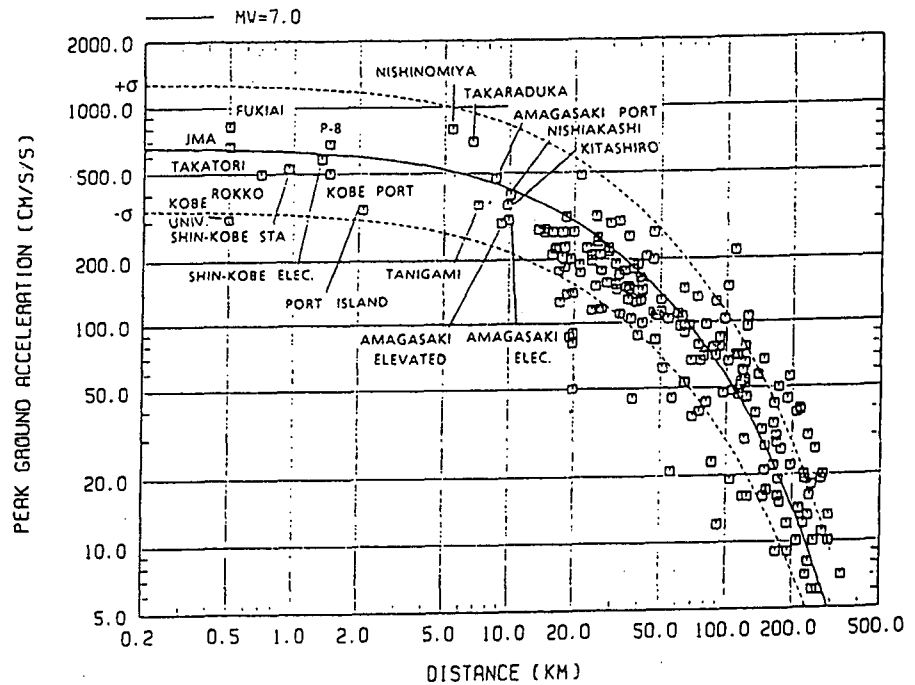


図—1 地震現象の模式図

2. 地震動の距離減衰式

一般には、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）に近いほど地震動が大きくなる。もともとマグニチュードは「震央から100km離れた地点で観測された地震波の最大変位振幅をミクロン単位で読んだ場合の対数值」としてアメリカ、カリフォルニア南部の地震において経験量として用いられたことに始まる。つまり、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決めることを目的としている。これを別の側面から解釈すると、マグニチュードと震源からの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が地震動の距離減衰式であり、地震動の尺度として加速度最大振幅、速度最大振幅、応答スペクトルを対象とした種々の距離減衰式がいろいろな地域を対象として提案されている。このように、距離減衰式は地震動を表現する最も基本的なもののひとつと考えられ、耐震設計にも広く用いられている。距離減衰式を作成するためには、いろいろなマグニチュードと距離で観測された多数のデータが用いられている。しかし、対象とする地震のマグニチュードと距離が、利用しようとする式の基となったデータの範囲を大きく逸脱していないかに注意をはらう必要がある。

図一2にこのような距離減衰式の一例を示す。図はモーメント・マグニチュード7.0（気象庁マグニチュードではほぼ7.2に相当）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。この例では、観測された地震動の平均的な特徴が距離減衰式で良く表現されていると考えられる。 図一2 最大加速度距離減衰式の例 [Irikura and Fukushima(1995)]



しかしながら、距離減衰式はいろいろな条件で得られた値を平均したものであることに注意すべきである。地盤条件や断層運動の形態によっては、必ずしも震源（地震断層）からの距離に伴って地震動が減衰しないことは、平成7年兵庫県南部地震で観察された気象庁震度階7の領域の分布からも明らかである。これら地震動に影響を及ぼす要因が、図一2に示された地震動の距離減衰式のばらつきとなっていると考えられている。次にこのようなばらつきの要因について、先に述べた地震現象の要因毎に考察する。

3. 地盤構造の影響

地盤構造が地震動に及ぼす影響については早くから着目されている。一般に硬い岩盤に比べて軟弱な堆積層上で揺れやすいことは周知であろう。地震は地殻岩盤の破壊に起因するため、震源の近傍に限定すれば、地震が発生した場所と同じ岩盤（S波速度が3km/s程度）では放射された地震波の特徴がほぼそのまま観測される。この地震波が堆積層に入射することによって、堆積層の震動特性に応じた影響を受けて変質する。堆積層の地震波速度が遅い（地層が軟らかい）ほど、またその堆積層が厚いほど地盤はゆっくりした長周期で揺れ、逆に地震波速度が速く（地層が硬い）、層が薄いほど短周期で揺れることになる。図一3には、一般に「4分の1波長則」と呼ばれる、堆積地盤の卓越周期の概念を示す。実際の地盤は種々の堆積層の組み合わせで構成されているため、その震動特性は複雑なものとなる。

この現象を実際の地盤に適用してみると、堆積層の厚い湾岸部等では長周期の地震波を、堆積層の薄い台地やその周辺部等では短周期の地震波を増幅し易いことになる。つまり、岩盤に入射する地震波が短周期成分を多く含んだもの（近地の地震動など）では一般に台地やその周辺部が、長周期成分の多い場合（遠地の地震動など）では湾岸部がより揺れ易いことになる。したがって、地表面での地震動の大きさは単純に地盤種別や堆積層厚だけで決まるものではなく、そこに入射する基盤地震波の持つ特徴によっても異なることに注意しなければならない。特に、軟弱な堆積層が強い地震動にさらされた場合には地盤の非線形特性および液状化が問題となるが、これについては他のテーマで詳しく解説されるであろう。

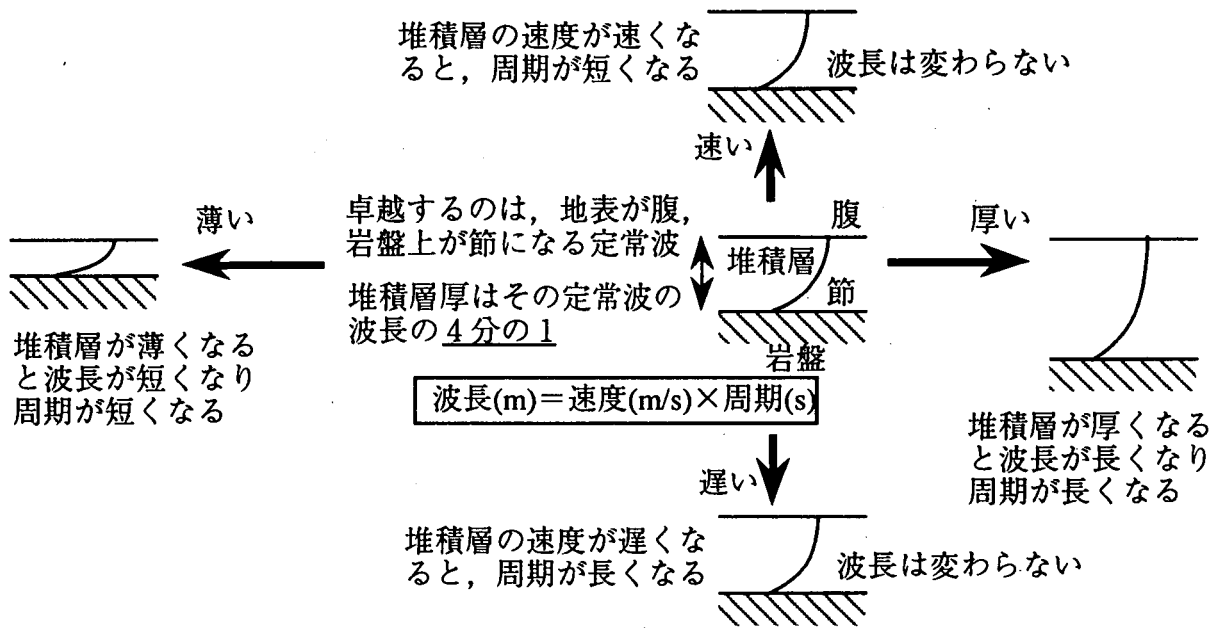


図-3 地盤の卓越周期の概念

ここまでは地盤構造が局所的に見れば水平で、地震波動が上下方向にしか伝播しない場合を仮定していた。一般の地盤は山地から湾岸部へと傾いた不整形構造であり、地震波動も様々な方向に複雑に伝播している。図-4は、不整形な大阪堆積盆地の推定構造で地表面地震動がどのような挙動を示すかを数値計算で示した例である。図中の波形は、一番左に示される単純な波形を入射波とした場合の、不整形地盤上各地点での計算波形を表している。両端は岩盤としているので、入射波形と同じ形状で振幅が2倍の波動（上向きに入射した波と、同じ振幅で反射して下向きに伝播する反射波が地表面では重なる）となっている。堆積層内部では直達波の振幅が岩盤よりも大きく、基盤岩との間で何度も反射した波動（岩盤で反射する度に波の向きが逆転する）が見られる。岩盤と堆積層との境界付近から破線で示す波動が堆積層内を往来している。この波動は堆積層端部の不整形構造から2次的に生じたもので、地表面を水平に伝播してゆくことから表面波（盆地生成表面波）と呼ばれる。大阪堆積盆地では周期約1秒から長

周期の帯域でこの波が顕著に観測されている。これらの周期帯域では直下の堆積層構造だけではなく、図-4の様に大阪堆積盆地全体を考慮する必要がある。また堆積層の端部では、岩盤の形状がレンズの役目を果たして波動が集中することと表面波の

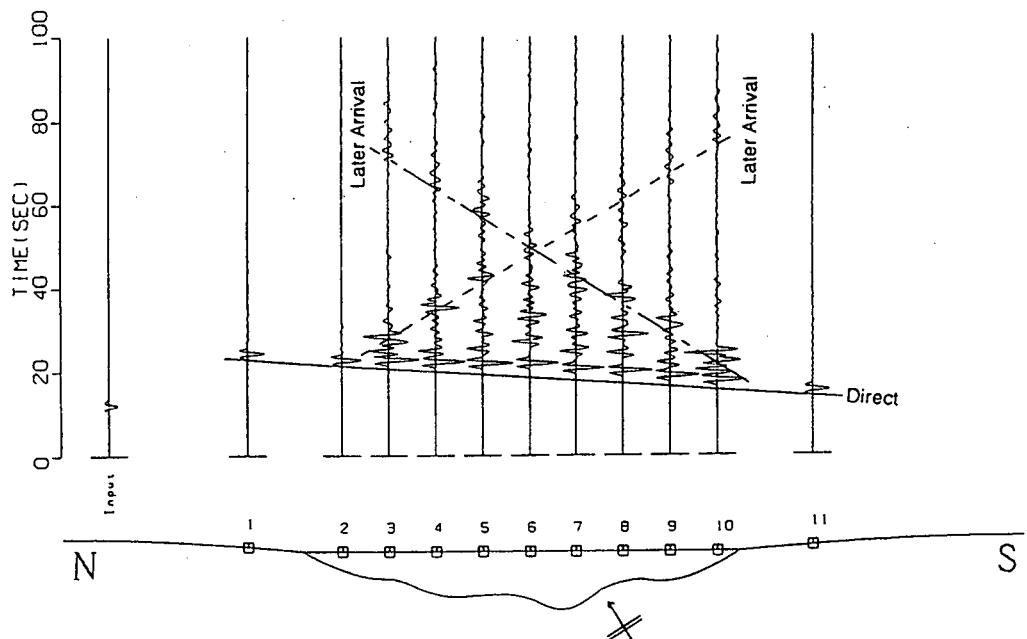
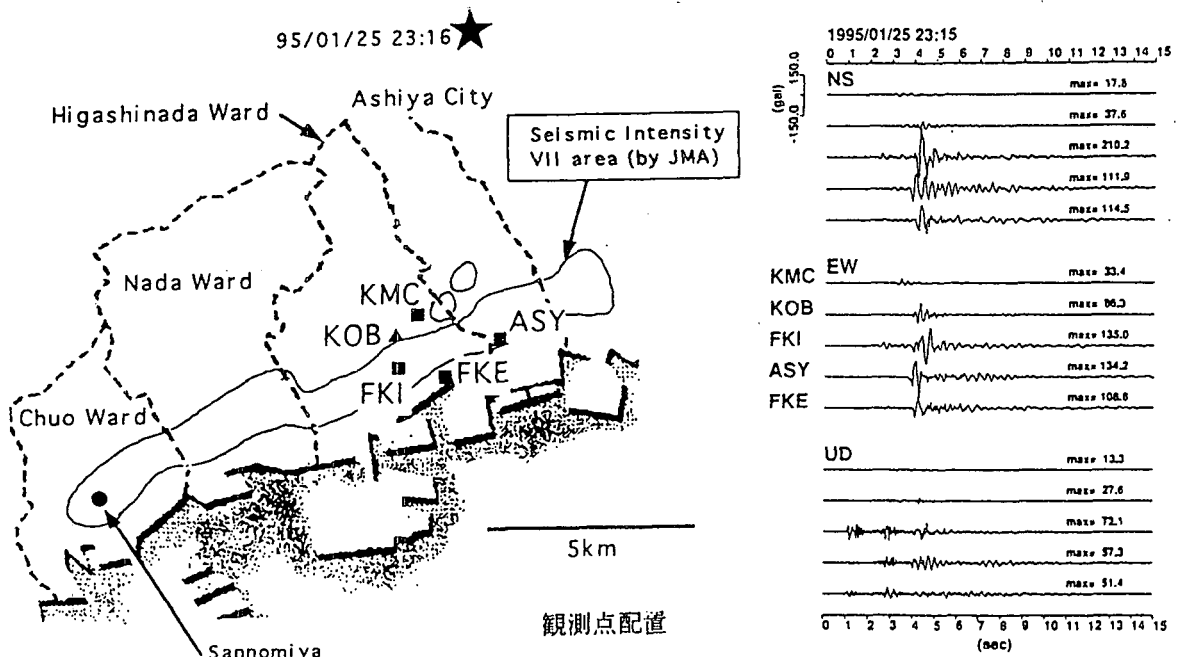


図-4 地盤の不整形性の影響 [Kagawa et al.(1992)]

生成が相乗して、振幅の特に大きくなる地点が見られることも興味深い。

次に、平成7年兵庫県南部地震で見られた地盤構造が地震動に及ぼす影響について考察する。兵庫県南部地震では六甲山系に平行する狭い帯状の領域で大きな地震被害を生じたことが広く知られているが、残念ながら本震観測記録が得られていないため、この領域での地震動の特徴を直接知ることはできない。しかしながら、この狭い領域で実施された余震観測から、地盤構造が地震動に及ぼす影響について興味深い観測結果が得られている。神戸市東灘区における気象庁震度階7の領域を含んだ地点での余震観測例を図一5に示す。この余震のマグニチュードは4.7、震源深さは約15kmであった。各観測点で震源距離の差は小さいと考えられるので、ほぼ全点の基盤岩に同様の地震波が入射したものと仮定することができる。しかしながら、六甲山麓に比べて堆積層の厚い観測点での地表面地震動が著しく大きく、気象庁震度階7の領域では山麓の10倍程度の振幅を示している。最も湾岸に近い観測点では、震度7の領域に比べれば地震動がやや小さくなっている。これらの現象は、局所的な地盤構造による卓越周期の違いと、堆積層端部が地震波動に及ぼす複雑な影響が、基盤入射地震波の特性と相互に関連して生じた現象であると考えられる。



図一5 平成7年兵庫県南部地震の余震観測例 [Iwata et al.(1995)]

地盤構造が地震動に及ぼすこのような影響は、一般には距離減衰式から算出した地震動強さに地盤条件による補正係数として掛け合わされることが多い。しかし、これらの係数も現実の複雑な地震動現象を平均したものであり、特定の地盤構造による影響を表したものではないことに注意して利用すべきである。

4. 伝播経路の影響

断層運動により生じた地震波は、伝播の途中で減衰して観測点に達する(図一1)。このような伝播経路による地震動の減衰が、最初に取り上げた地震動距離減衰式の最も基本となる部分である。地震波のうち震源から直接放射されるP波やS波の実体波は、図一6の左に示す様に球面状に放射されてゆく。このため震源にあった一定量の実体波エネルギー(振幅の2乗に比例)は進んだ距離を半径とする球の表面に配分される。したがって、球面の単位面積を通過して行く実体波のエネルギーは距離の2乗に反比例して小さくなり、実体波の振幅は距離に反比

例することになる。一方、地表に達したエネルギーの一部は表面波として地表を伝播して行く。この表面波のエネルギーは進んだ距離を半径とする円周に配分されるので、円周の単位長さを通して行く表面波のエネルギーは距離に反比例して小さくなり、表面波の振幅は距離の平方根に反比例する。このため、震源からの距離が離れるほど表面波に比べて実体波がより減衰し、表面波の卓越した地震動となる。このような幾何学的な減衰を、地震波の幾何減衰と言う。

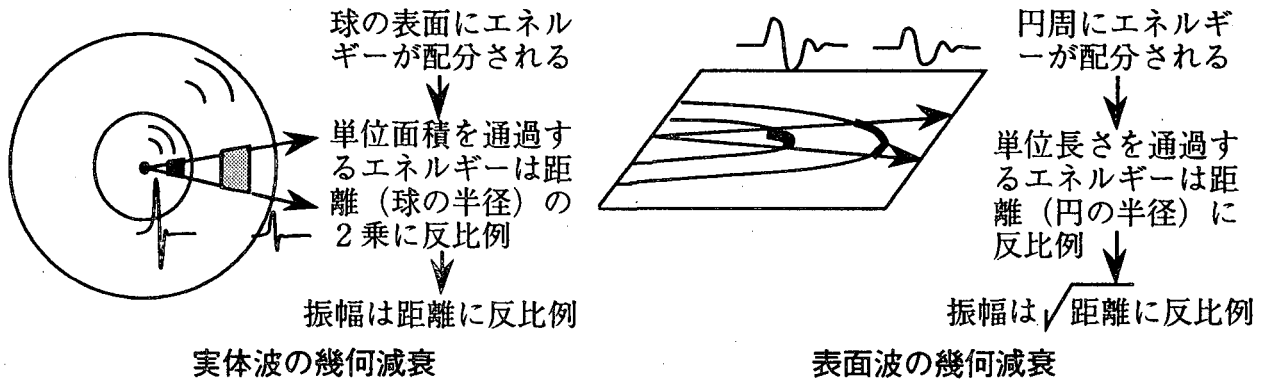


図-6 実体波(左)と表面波(右)の幾何減衰の概念

図-7は平成7年兵庫県南部地震で観測された神戸市域から東大阪市域までの速度観測記録の南北成分を、同じ時間軸と振幅軸で震源域からの距離の順に示したものである。実体波(直達S波)部分の振幅は、震源域からの距離に応じて小さくなっている。また、堆積層内には盆地生成表面波が顕著に見られ、その振幅は距離には大きく依存していないことが分かる。

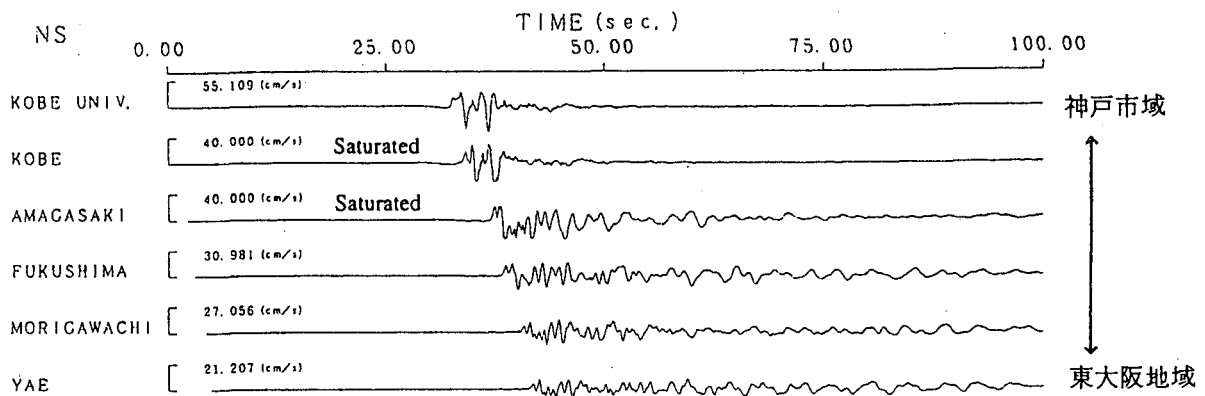


図-7 平成7年兵庫県南部地震の本震観測記録例 [Toki et al.(1995)]

地震波の減衰には先に述べた幾何減衰だけではなく、震動のエネルギーが伝播途中で媒質に吸収されたり(内部摩擦等によるエネルギーの消費)、断層等の散乱体によつて跳ね返されたり(地震波の散乱)することにより、すべてのエネルギーが観測点に到達しないことによる減衰が生じる。

この時、前者を内部減衰、後者を散乱減衰と言う。その概念を図-8に示す。幾何減衰は媒質の性質に因らな

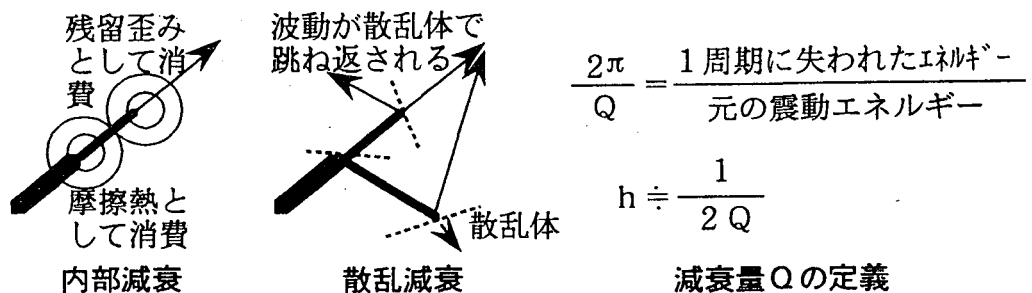


図-8 内部減衰と散乱減衰の概念

いが、内部減衰、散乱減衰が地震波の伝播する媒質に依存することはその概念から容易に理解できよう。これらの減衰を定量的に表現するために、 Q (Quality factor) という量が地震学では良く用いられる。 Q の2倍の逆数をとれば、地震工学で一般に用いられる減衰係数 h にほぼ対応する。 Q の値は、図-8にも示す様に波動エネルギーが1周期の間にどれだけ失われるかによって定義される。つまり、 Q 値は周期毎に定義される量である。このように、伝播経路による地震波の減衰は、媒質の違い、すなわち地域によって異なり、また周期毎に異なった性質を持っている。最大振幅のみを対象とした距離減衰式では、これらが平均的に取り扱われていることになる。

図-9には大阪平野で観測された平成6年北海道東方沖地震の速度記録を示す。これだけ遠い地震では周期20秒程度の長周期表面波だけが残り、短周期の波動が伝播途中の幾何減衰、内部減衰、散乱減衰によって欠落している。周期は非常に長いもののこのときの変位振幅は数cmにも及んでいる。

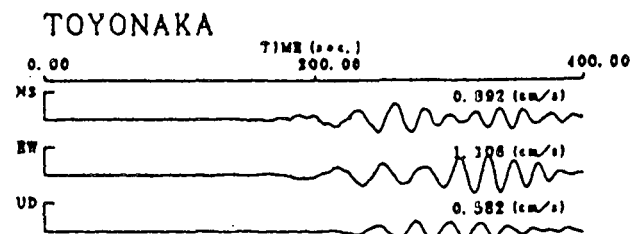


図-9 平成6年北海道東方沖地震の観測記録
このような事実を見ると、固有周期の長い長大構造物やタンクのスロッシングについては、遠地の巨大地震の影響をも考慮しておく必要がある。

5. 断層運動の影響

次に、地震波放射の源となる地震断層の運動について述べる。地震波は、地殻で生じた岩盤の破壊(断層運動)に伴う波動が伝播したものである。このような岩盤の破壊は、全地球規模のプレート運動によって蓄積された歪みに地殻を構成する岩盤が耐えられなくなったことにより生じる。日本列島は太平洋プレートやフィリピン海プレート等の運動の終端部に当たり、これらのプレートに常に押されている(図-10)。近畿地方を例にすると、フィリピン海プレートと太平洋プレートに押されることによる歪みが、約百年の周期で発生する南海トラフの巨大地震(南海地震)と、ひとつの地震としては数千年に一度だが、複数の地震断層で発生する内陸地震として解放されている。



図-10 日本列島を取り巻くプレート

地震を起こす断層の種類として、図-11に示す横ずれ断層と、逆断層、正断層の縦ずれ断層がある。横ずれ断層は、相手側のブロックが右に動くか左に動くかで、右横ずれ断層と左横ずれ断層に分類される。日本列島の様な圧縮場では、横ずれ断層と逆断層型の地震が多く発生する。また、実際には横ずれ断層と縦ずれ断層の成分を両方持っている場合もある。このような断層破壊が生じるためには硬い岩盤に応力が加わることが必要で、軟弱な地盤では破壊的な地震波を生じる断層運動は起こらない。堆積層を切って地表に現われる断層は、地殻で起こった断層破壊に引きずられて堆積層が動いた結果であり、地震波を放射するような破壊が地表にまで及んだわけではない。このことは、平成7年兵庫県南部地震において野島断層の変位が地表に現われた場所で地震動による被害が小さいことから理解されよう。

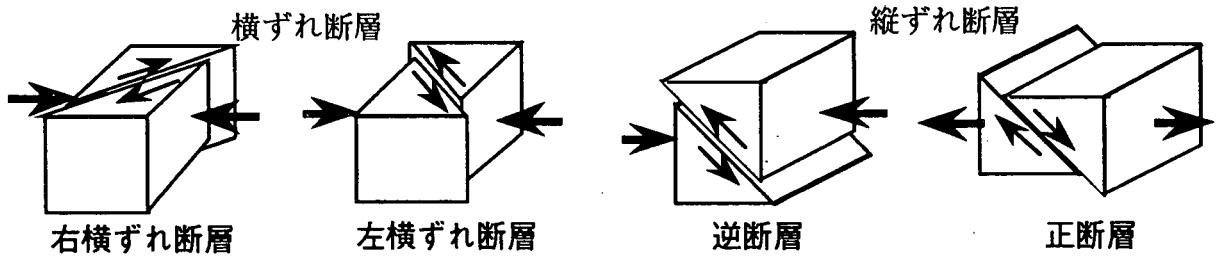


図-11 地震断層の種類

次に、断層から放射される地震波の特徴について述べる。物質に圧縮力が作用した場合、図-12に示す様に、物質にはその直交方向に膨らもうとして引張力が生じている。これが一般的な地殻の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（P軸）、主張力軸（T軸）と言う。このとき物質が受ける応力は、二対の偶力（Double couple）が作用していることと等価であり、このことによって応力場は回転することがない。この様な応力場でセン断破壊が生じることは、土質力学の室内試験やコンクリートの破壊実験からも明かであろう。このとき破壊を生じたセン断面が地震断層であり、ふたつのセン断面のどちらが破壊するかとセン断面と重力方向との位置関係によって、右横ずれ断層、左横ずれ断層、逆断層、正断層と呼ばれる。

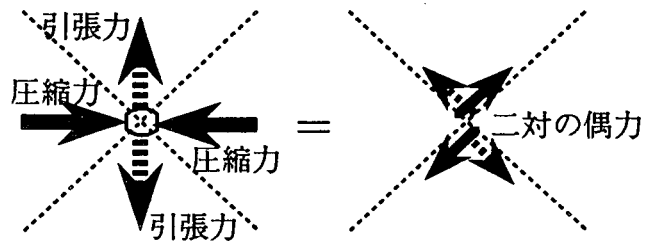


図-12 応力の方向と断層の破壊面

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（放射特性）について考察する。主圧力軸と主張力軸の方向には、図-12からも理解される様に、圧縮伸張の体積変化を伝える粗密波（P波）が放射される。圧力軸方向の地表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。初動方向が逆転する面では、P波の放射が生じない。図-13にこの様子を示す。震源が図-12のような機構を持つことは、このようなP波初動方向の分布から発見されており、現在でも震源メカニズムはこの原理で決定されている（図-14）。主圧力軸と主張力軸の方向から離れると、体積変化を伴わないねじれによるセン断波（S波）が放射される。このとき、S波の放射パターンはP波のそれを相補う形になり、図-12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-13）。P波の場合と同様に、震動方向が逆転する面では波動の放射がない。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が放射されない。地震動の距離減衰式では、このような震源での放射特性は平均化して扱われている。

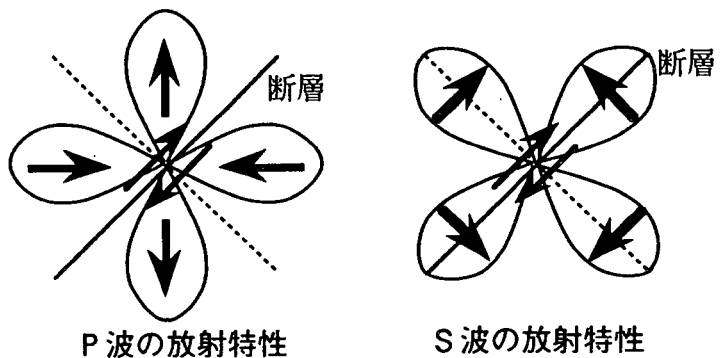


図-13 横ずれ断層から放射される地震波

ここまでの説明では、微小な一点から地震波が放射される場合を想定していた（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は点震源の仮定でも問題は生じない。しかしながら、広い破壊面積を持つ、規模の大きな地震を震源近傍で観測する場合には、広がりを持った断層面を考えなければならない。

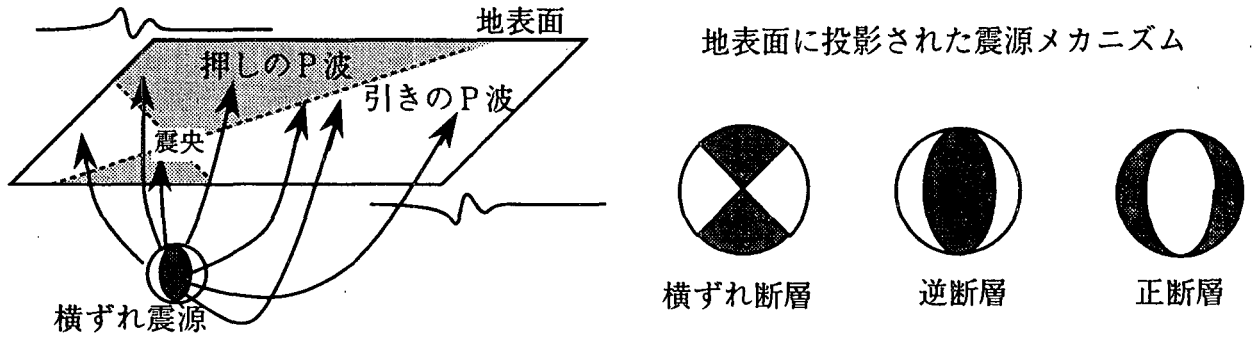


図-14 P波の初動方向と震源メカニズム

大きな地震は、図-15に示す様に破壊開始点（一般に言われる震源）から破壊が進行し、断層面上の破壊が到達した部分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。このため、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、断層破壊の進行方向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）と言う。

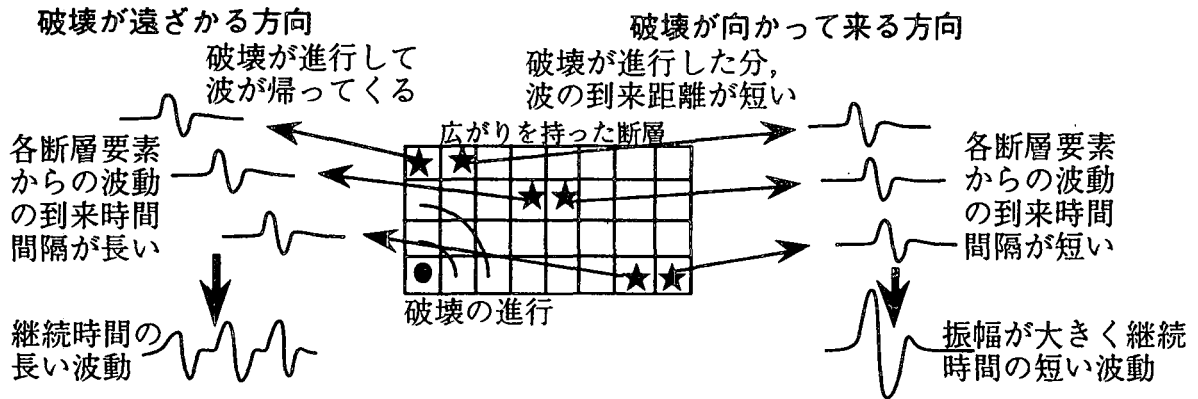


図-15 断層面を進行する破壊と観測される地震波

図-16に、平成7年兵庫県南部地震による最大加速度の分布を示す。先に述べたS波の放射が断層の走行方向に大きいことと今述べたディレクティビティの影響から、神戸から京都に向かう線上に大きな震動が観測されている。それに比べてS波の放射が小さい方向にあった大阪市中心部では、震源域からの距離が近いにもかかわらず、京都に向かう線上ほどは大きな震動は観測されていない。また大阪府南部域では、再びS波の放射が大きい方向にかかるため震動が大きいですが、ディレクティビティの影響が無いから、京都に向かう線上の震動ほどではない。このように、断層がどのように破壊するかが地震動に大きく影響することが理解されたと思う。一般に用いられている地震動の距離減衰式では震源の

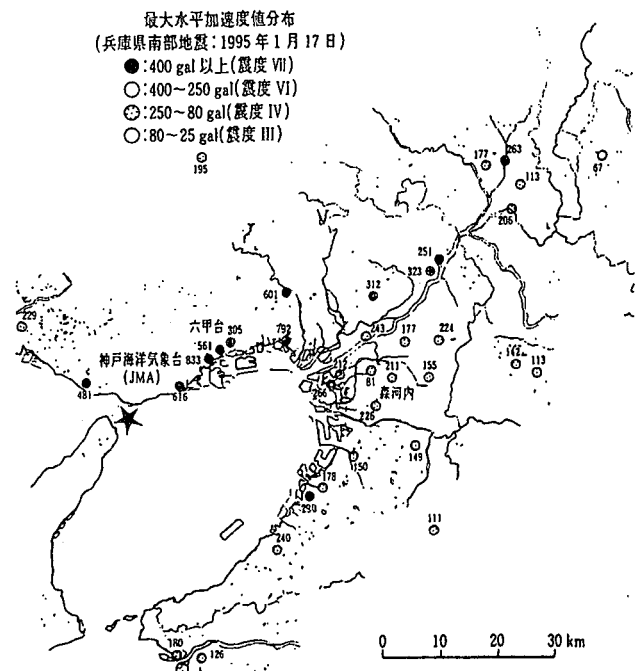


図-16 兵庫県南部地震加速度分布[岩崎(1995)]

特性はマグニチュードだけで表現され、ここで述べた震源の特性は平均化されて個別には考慮されていない。

地震学での地震の規模は地震モーメントという量で定義される。マグニチュードは先に述べた様に地震動の振幅と距離の一種の経験量であるが、地震モーメントは物理量として定義される。面積 S の断層面で変位 D の断層すべりが生じた場合に、地震が生じた場所の剛性率 μ を用いて、地震モーメント M_0 は $\mu \times S \times D$ と計算される。ここでのすべり量は断層破壊後も残留する永久変位量である。つまり地震モーメントは、非常に長周期の断層運動を反映した量であると言える。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の時間が長くなることも容易に理解されよう。したがって、大きい地震から放射される地震波ほど長周期の成分を多く含むことになる。このような特徴を、変位振幅の周期特性として図-17に示す。長周期（低周波数）での変位振幅は一定値となり（地震モーメントに対応）、地震の規模に関連する特徴的な周期（図中の破線）よりも短周期（高周波数）で振幅が小さくなる[Aki(1967)]。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、以下の非一様すべりを考えない）な周期特性である。

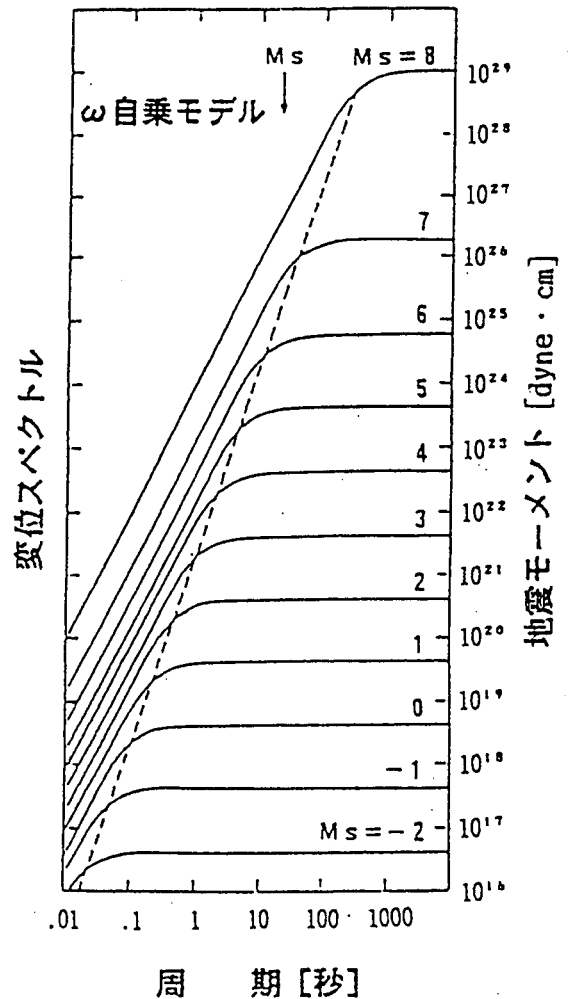


図-17 震源スペクトル

ここまではすべり量が断層面全体で一様であると仮定していたが、実際のすべり量は断層面上で一様ではない。図-18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方向の分布を示す。すべり量の大きい所からは大きい震動エネルギーが放射されたと考え、破壊開始点（震源）から野鳥断層の浅部付近に大きなすべりの分布が見られる。図-18のすべり量分布と同時にすべりの継続時間が決められているが、それによると野鳥断層付近のすべりはゆっくりしたものであって破壊的な短周期地震動には大きく寄与していないことが示唆されている。これに反して神戸市の直下にある大きなすべりは短時間に生じており、破壊的な短周期地震

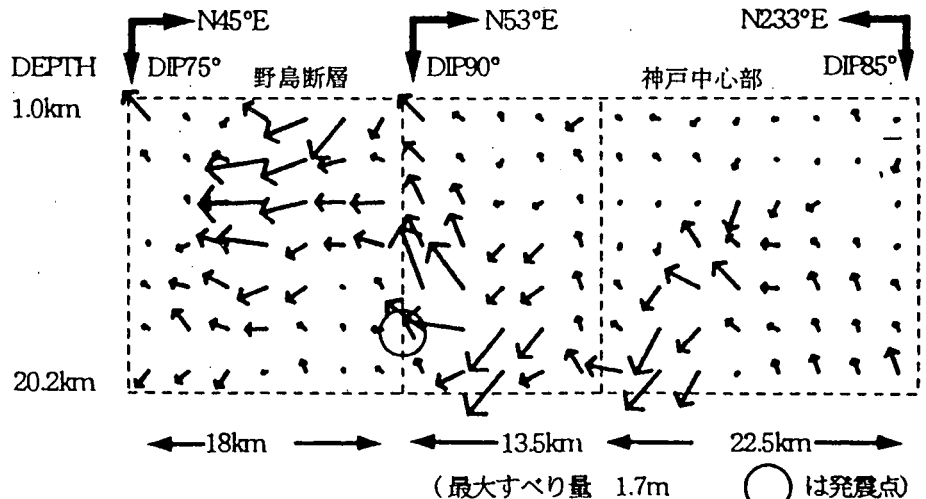


図-18 兵庫県南部地震の断層すべり量分布 [関口他(1995)]

波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びつくような地震波を放射する面積は小さく、その分そこから放射される地震波は集約されて大きくなる。マグニチュードから断層長さを求める際に通常用いられる経験式ではこのような現象は考慮されておらず、断層面全体が一様にすべることを前提として地震モーメントに見合う断層の大きさが与えられている。したがって、そのような経験式を安易に用いた場合、条件によっては地震動を過小評価してしまう危険性がある点に注意すべきである。

6. 地震動を予測するために

地震動を予測する最も簡単な手法は最初に述べた地震動の距離減衰式である。しかし、距離減衰式から導かれる地震動は平均的な地震断層による震動を平均的な地点で受けた場合のものであり、特定の想定地震断層が活動した場合の特定の地点の地震動特性を厳密に表現することはできない。また、過去に観測された中小の地震波形を距離減衰式から導かれる最大値になるように何倍かすることで想定大地震波形とする場合があるが、図-17に示した様に地震の規模によって震源から放射される地震波の周期特性が変化するため、適切な方法とは言い難い。ここでは、これまでに解説した断層と地震動の知識を用いて、特定地点の地震動を合理的に予測する方法について言及する。

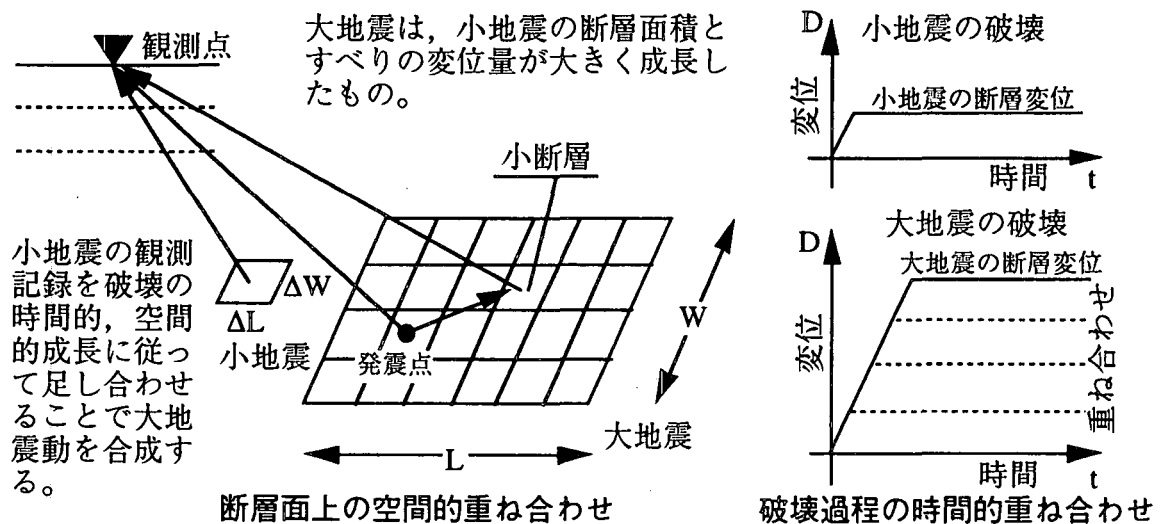


図-19 「重ね合わせ手法」の概念

地震の規模が小さければ地震断層も小さく、先に述べた方位特性や非一様すべり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震源メカニズムを持つ大地震が発生する場合を想定する。このとき、想定大地震と小地震では震源の放射特性は同じであり、特定観測点に至る伝播経路の特性も同じ、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、地震動に及ぼされる影響の違いは断層面上での破壊の広がりだけとなる。この性質を利用して小地震観測記録から大地震動を合成する方法が提案されている [Irikura(1986)]。図-19にこの方法の概念を示す。一般に、小地震と大地震の震源断層上での違いは、破壊面の大きさと破壊によるすべり量の大きさである。破壊面の大きさとすべり量の積は先に述べた地震モーメントに比例した量であり、大地震の地震モーメントと同じモーメントになる様に、小地震の観測記録を断層破壊の伝播と断層変位の蓄積による時間遅れに従って足し合わせてゆくことにより、大地震の断層破壊過程、伝播経路の影響、地盤構造の影響を全て反映した大地震動を合成することができる。足し合わせにあたって、図

—18に示した断層面上の非一様すべりを導入することも比較的容易である。このような地震動予測手法を小地震観測記録を用いた「重ね合わせ手法」（経験的グリーン関数重ね合わせ手法）という。

図-20には、平成7年兵庫県南部地震の余震観測記録に「重ね合わせ手法」を適用し、本震観測記録の再現を試みた例を示す。適切な断層すべりの非一様性を導入することにより、観測記録のかなり細部まで再現されている。応答スペクトル（別のテーマで解説される）による比較でも観測記録の特徴が良く表現されている。このことから、対象とする断層がどのような破壊を起こすかが想定でき、その想定断層と同じ震源メカニズムを持った小地震観測記録が得られていれば、「重ね合わせ手法」を用いて将来の大地震動を予測することが十分に可能であると期待される。このうち、どの断層が活動するかを想定することは、地震断層の履歴、歴史地震の有無、最近の地震活動から予測することにより、ある程度可能となっている（長期的地震予知）。次に、想定地震断層と同じメカニズムを持った小地震の観測記録を得ることであるが、これについては日常の地震観測体制を整備しておくことが重要となろう。

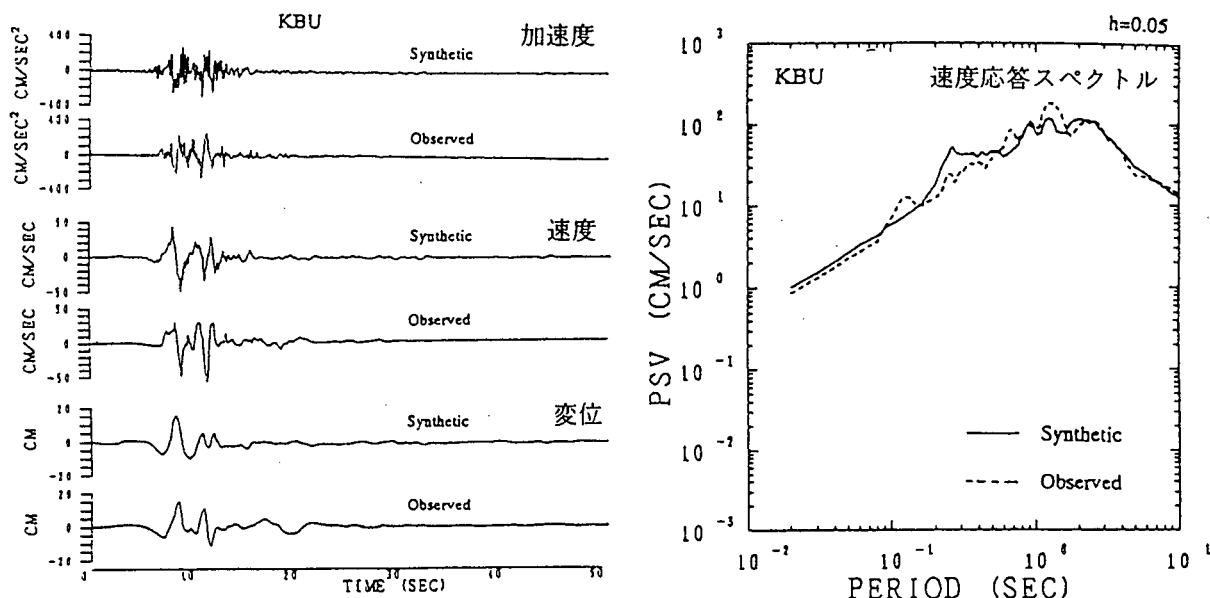


図-20 「重ね合わせ手法」による兵庫県南部地震本震記録の再現[Kamae and Irikura(1995)]

想定する地震断層に「重ね合わせ手法」を適用して地震動を予測しようとする際、実際には適当な小地震の観測記録が得られていることは稀である。このような場合には、小地震記録を数値計算により作成する試みがおこなわれている。そのような一例として、図-5に示した余震観測記録の数値計算例を図-21に示す。この例では、不整形な地盤構造と地震波が伝播する媒質の構造を仮定し、震源メカニズムによる放射特性をも考慮に入れて地震動観測波形をシミュレーションしている。計算機の能力の限界から短周期まで精度のある細かい波形計算は不可能であるが、図-21に示した周期帯域では観測波形を十分に満足する小地震波形が計算されている。

これよりも短周期の地震動を再現する手法として、図-17に示した平均的な震源特性を持ち、対象地点での平均的な伝播経路と地盤構造の影響を考慮した小地震記録を作成することも試みられている（統計的小地震波形）。このような統計的小地震波形を図-19に示した「重ね合わせ手法」に適用することにより、想定地震と同じ震源メカニズムを持った中小地震による観測記録が得られていない場合でも想定大地震動の予測を可能とする手法が開発されつつある。

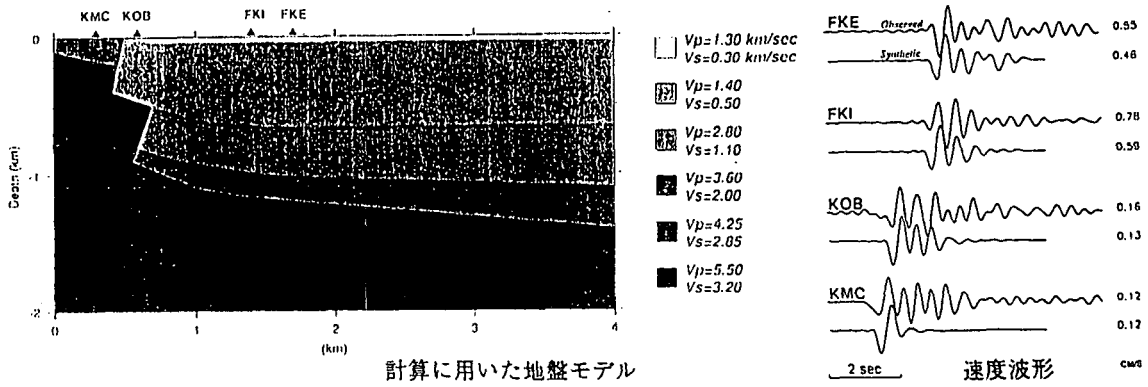


図-21 数値計算による小地震波形と観測波形の比較例 [Pitarka et al.(1995)]

ここで概説した手法は現在の地震学の最新の知見を地震動予測に活かしたものであり、観測記録、地盤構造、想定断層の情報が豊富に蓄積されている場合には、最も精度良く強震動を予測し得る手法として期待されている。これらの手法を有効に用いてゆくためにも、地震動予測を念頭に置いた情報収集、調査、地震観測を計画的に実施しておくことが重要である。

7. 地震観測の基礎

地震現象の本質を研究し、将来の地震に備えるための情報を得るには地震観測が最も基本的で有効なものとなる。平成7年兵庫県南部地震がどのような地震現象であったかが把握されつつあるのも、本論で例として取り上げた様に多くの観測記録が得られたことに負うところが大きい。そこで、ここでは地震観測の基礎について述べておきたいと思う。

地震計は、地震時に地面とは異なった動きをすることが大前提であり、地面と一体となって同じ運動をしていたのでは地震計とはなり得ない。その意味で、天井に吊るされた電灯などは地震計となり得る可能性がある。しかし、吊り下げ電灯の様に減衰が小さくいつまでも固有周期で振動してしまう様では、その自由振動に妨げられて地面の動きそのものを捉えることが困難である。そこで、一般的な地震計では図-22に示す様に適当な減衰装置が取り付けられ、バネ-おもり振動系の自由振動を抑制している。系の固有周期よりも長周期になると、おもりは地面と同様にゆっくり動いてしまい、地面とおもりの相対変位は小さくなる。固有周期よりも短周期ではおもりは慣性的に静止し、カタカタと振動する地動の変位がそのままおもりと地面の相対変位となって計測される。つまり図-22に示す地震計（機械式地震計）は系の固有周期よりも短周期の範囲に限り地面の変位を計測することができる。

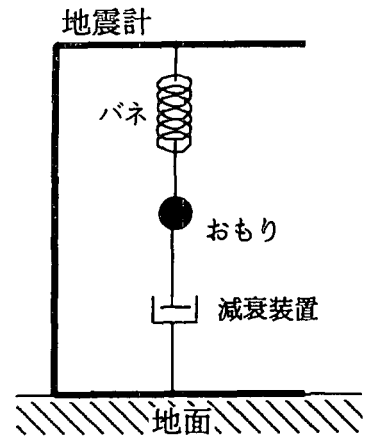


図-22 機械式地震計

現在最も一般的に用いられている地震計は、図-23に示す様にコイルを巻いたおもりを永久磁石の磁場の中で運動させる電磁式地震計であろう。磁場の中でコイルが運動すると、その速度に比例した電流が発生することは周知である。したがって機械的に変位計として用いられる地震計は、電磁式としては速度計として機能することになる。電磁式地震計の出力端を解放した状態（抵抗無限大）では、バネ-おもり系は機械式地震計と同じ運動をおこなう。一方、出力端をショートした状態（抵抗ゼロ）では、発生した電流がコイルに流れ込んでコ

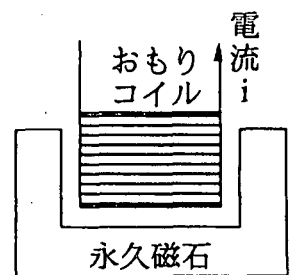


図-23 電磁式地震計

イルを止める力として作用するため、電気的な制動により大きな減衰力が生じる。このように、電磁式地震計の特徴のひとつとして、減衰を電気的な抵抗をとして与えることができることが挙げられる。また、おもりの動きによって生じた電流を電気的に記録することも電磁式地震計の大きな利点となる。

これまでに述べた2種類の地震計ではおもりが運動するため、計測し得る最大値がおもりの可動範囲に依存する。これらは小さな地動を精度良く測定するのに適しており、一般的には微小地震観測や微動観測に広く用いられている。しかしながら、強震計として大きな地震動を計測することは原理的に困難である。そこで、動こうとするおもりを電磁的に留めておくことにより大震動を計測しようとしたサーボ型地震計が工夫されている。サーボ型加速度計の構造の一例を図-24に示す。バネ-おもり系は機械的には変位計として調整されているものとする。おもりが動くことにより、検出コイルにはおもりの速度に比例した電流が発生する。この電流を帰還増幅器で適当に変換して駆動コイルに流し、おもりの動きを抑制する。駆動コイルに流す電流はおもりの動きを止めようとする力（おもりの質量と加速度の積）に比例しているため、この電流を取り出せばおもりの加速度、つまりは地動加速度に比例した量を測定することができる。この場合おもりはほとんど動かないので、大きな震動でも振り切れてしまうことはない。

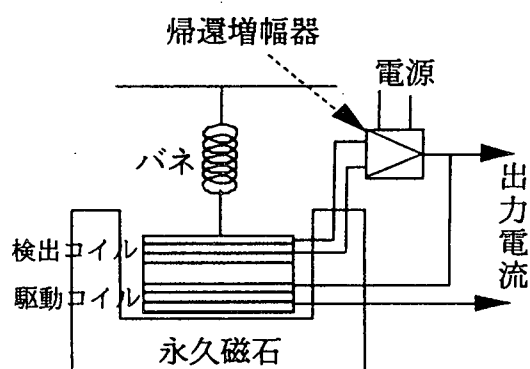


図-24 サーボ型加速度計の一例

安価で小型であることと、耐震設計に加速度（地震力）が用いられることが多いため、強震計としてはサーボ型加速度計が用いられていることが多い。近年、地動速度を検出できる様に工夫されたサーボ型速度計も開発され、強震観測の幅が広がっている。図-25には、市販されている一般的なサーボ型加速度計とサーボ型速度計の計測帯域特性を示す。図の横軸は周期あるいは周波数であり、縦軸は速度を表している。加速度が一定の場合それを積分した速度は短周期（高周波数）ほど小さくなるので、加速度一定の線は図-25では右下がりの直線になる。このため、速度を縦軸とした場合には加速度計の計測帯域の境界は右下がりの直線で規定される。同様に考えると、速度は変位を微分したものであるため変位一定の線は右上がりの直線になる。地震動の強さとして広く用いられている震度階は単純に最大加速度値で区分されるものではなく、短周期では加速度に対応するが、長周期（低周波数）になるほど速度や変位と関係づけられるとの研究が

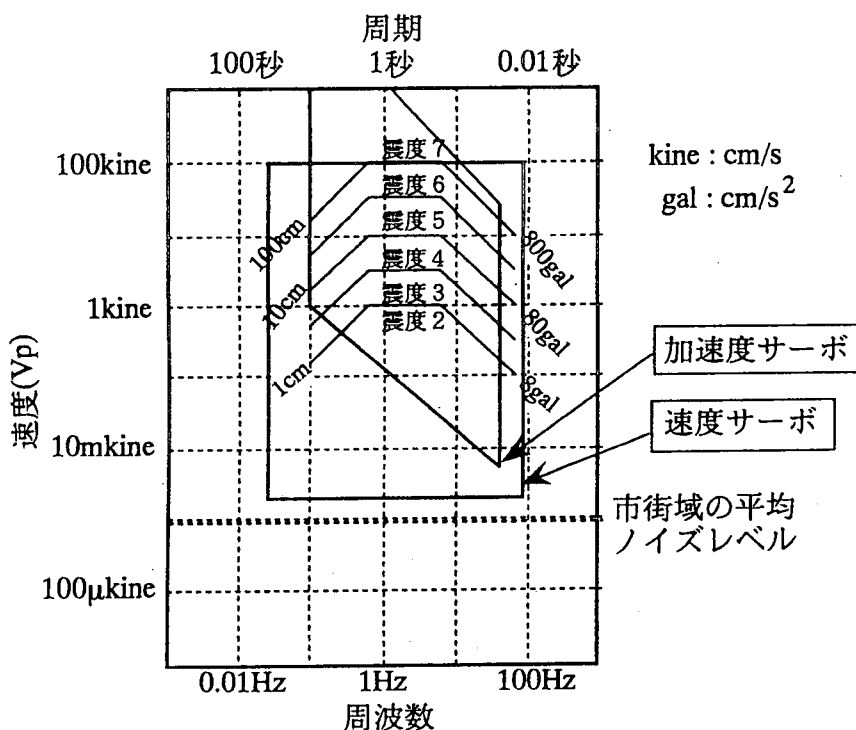


図-25 サーボ型加速度計と速度計の計測帯域特性

ある。その一例を図-25に併記している。地震被害との関連で利用されることの多い震度階を指標とした場合、加速度計は長周期の計測範囲にやや難があることがわかる。加速度計には、このように長周期の信号が含まれ難いため、それを2度積分して長周期が強調された変位波形の信頼性は一般には低いと考えられる。図-9に示した平成6年北海道東方沖地震の本震記録も速度計による観測記録であり、加速度計では計測することのできない記録の一例である。このように、小さな震動から大きな震動までを広い周波数帯域で計測するためには速度計が有利である。しかしながら、最近はよりダイナミック・レンジの広い加速度計が開発され、速度計との差が埋まる傾向にある。したがって、記録を利用しようとする目的に合った地震計を合理的に設置することが、今後の地震観測にあたって重要なことになろう。

地震計だけでは地震観測はおこなえず、計測された地震動（一般的には電気的な信号）を記録する機材が必要になる。以前は記録紙にペンで波形を記録したり、テープレコーダにアナログの信号を収録するものが主流であった。近年のデジタル技術の発展に伴って記録媒体はデジタルメモリとなり、収録装置のダイナミック・レンジも広がっている。また観測点に設置した収録装置と基地局との間をモデムで結び、観測記録を電話回線を通じて即時に転送できる様にもなっている。このような高性能の地震計と地震観測装置が多数設置されて多くの貴重な記録が得られることにより、今後の地震現象の解明がますます進展するものと期待される。

8. おわりに

断層運動によって生じた地震波動が、地表へと伝播する過程で受ける様々な影響について地震学の観点から概説した。そのことによって、地震動の考え方と一般に用いられる地震動評価法の背景が理解されたものと期待する。地震現象は複雑であり、それを実務的に評価する場合には幾つかの情報を捨てざるを得ないことが多い。しかし、そうして無視した情報が特定の地震、特定の地点においては大きく影響することもあり得る。実務的な地震動評価法のこのような限界を正しく認識するためには、地震学的な知識が不可欠である。この小文が、今後の実務で地震動評価法を利用するにあたって少しでも参考になれば幸いである。

平成7年兵庫県南部地震を例とした説明では、京都大学防災研究所地震動研究部門を中心とした研究成果を多く参照させて頂きました。平成6年北海道東方沖地震の本震波形は関西地震観測研究協議会の観測記録を使用致しました。最後になりましたが、このような文章を書く機会を与えて頂いた土木学会関西支部講習会幹事諸氏に感謝致します。

参考文献

- Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, 1217-1231.
- Kagawa, T., S. Sawada and Y. Iwasaki : On the relationship between azimuth dependency of earthquake ground motion and deep basin structure beneath the Osaka Plain, *J. Physics of the Earth*, Vol. 40, pp.73-83, 1992.
- Kamae, K. and K. Irikura : A fault rupture model of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake($M_{JMA}=7.2$) estimated by empirical Green's function method, *J. Natural Disaster Science*, Vol. 16, No. 2, 31-40, 1995.
- Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. Natural 7th Japan Earthq. Symp.*, 151-156, 1986.
- Irikura, K. and Y. Fukushima : Attenuation characteristics of peak amplitude in the Hyogoken-nambu earthquake, *J. Natural Disaster Science*, Vol. 16, No. 3, 39-46, 1995.

岩崎好規：阪神地域の地震環境と兵庫県南部地震における強震動記録, *土と基礎*, 43-3, 土質工学会2-6, 1995.

Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura and K. Matsunami : Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake at Higashinada Ward, Kobe City, *J. Natural Disaster Science*, Vol. 16, No. 2, 41-48, 1995.

Pitarka, A. T. Iwata, K. Irikura 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, *地震学会秋季大会講演予稿集*, A95, 1995.

関口春子, 入倉孝次郎, 岩田知孝, 笥楽磨, 干場充之: 強震動記録の波形インバージョンによる兵庫県南部地震の破壊域と破壊仮定, *地震学会秋季大会講演予稿集*, A75, 1995.

Toki, K., K. Irikura and T. Kagawa : Strong motion records in the source area of the Hyogoken-nambu earthquake, January 17, 1995, Japan, *J. Natural Disaster Science*, Vol. 16, No. 2, 23-30, 1995.

上に示したものは、本稿を作成するにあたって参考、引用したものである。文中、可能な限り数式を用いない表現を心掛けたので、説明の不十分なところもあると思われる。「断層と地震動」に関して更に知識を求める場合は、

「地震」, プルスAホルト著, 松田時彦・渡辺トキエ訳, 古今書院, 1995.

「地震と建築」, 大崎順彦著, 岩波新書, 1983.

「地震はどこに起こるのか」, 島村英紀著, ブルーバックス, 講談社, 1993.

「足元に活断層」, 金折裕司著, ASAHI NEWS SHOP, 朝日新聞社, 1995.

「防災工学の地震学」, 笠原慶一著, 鹿島出版会, 1988.

などが一般的な参考書（日本語）となろう。