

(28) 減衰の周波数依存性を考慮した1次元波動理論による地盤の増幅特性の解析方法

東京電力(株) 野沢是幸

東電設計(株) 大木晴雄、安中 正

1. まえがき 地盤の増幅特性を解析する方法としてS波の鉛直入射を仮定した1次元波動理論が用いられている。その際、減衰に関しては周波数によらず一定と仮定している場合が多いが、近年の研究によると高周波数領域では周波数が高くなるほど減衰が小さくなる傾向があることが示されている。^{1)~3)} 本研究では、東京電力(株)が実施している地表と地中の同時観測の記録を用いて、減衰の周波数依存性を考慮した方が観測結果との一致がよいことを、最大加速度が比較的小さい場合と最大加速度が大きく物性の歪み依存性の影響がみられる場合について示す。

2. データ及び地震計の埋設方位のチェック 東京電力(株)の各部門では合理的な耐震設計や地震時における既設構造物への迅速な対応などを目的として地震観測を実施しており、現在までに1971年から1986年の間に発生した48地震に対して45地点で得られた約5000成分のデジタル記録をデータバンク化している。地盤の記録が約60%、構造物の記録が約40%であり、大部分は加速度記録である。地表と地中の同時観測が行われているのは45地点の内の25地点であり、地表のS波速度が300m/s未満、地震計が埋設されている深さの地中のS波速度が300~600m/sの範囲にある地点が大部分である。

地表と地中の記録を比較する場合、地震計の埋設がかなり以前に行われた地点があるため、地表と地中の地震計の方位が一致しているかどうかを確認しておく必要がある。地表と地中の観測記録から低周波数成分のみをとりだした場合には両者の波形はほぼ一致していることを利用すると、ローパスフィルターを通した記録の水平面内の軌跡を用いて地表地震計に対する地中地震計の埋設方位のずれを推定することができる。⁴⁾ ローパスフィルター(等リップル通過帯域型チェビシェフフィルター)⁵⁾を通した地表と地中の波形の水平面内の軌跡の重ねあわせの例を図-1に示す。軌跡の形はほぼ同じであるが方向がずれており、この方向のずれが地震計の方位のずれと考えられる。ずれの角度は、地中の軌跡を 1° 間隔で回転させた時に、地表と地中の軌跡の同時刻の点の距離の和が最小となる角度とした。図-1に示した場合は時計回りに 30° である。このようにして推定した各地点の地震計の方位のずれは地震によらずほぼ一致しており、 $\pm 2^\circ$ 程度の範囲におさまっている。なお、ローパスフィルターで通過させる周波数の範囲は地中地震計が埋設してある深さとそこまでの平均的なS波速度に応じて1Hz以下から0.25Hz以下の範囲で変えている。

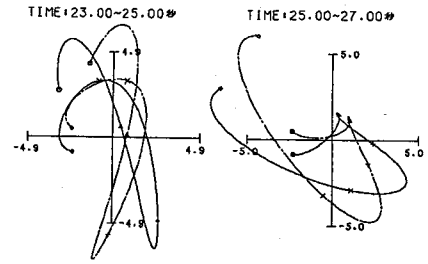


図-1 軌跡の重ね書きの例(実線が地表、鎖線が地中)

3. スペクトル比の比較 地表地震計に対する地中地震計の埋設方位のずれを補正することにより地中の記録の方向を地表の記録の方向にそろえ、対応する成分毎に地表波形と地中波形のスペクトル比を計算した。各波形のスペクトルの計算は、S波を中心とした主要動の範囲のデータを用い、最大エントロピー法により行っている。スペクトル比を重ねあわせの例を図-2に示す。この例のように10Hz程度以下の範囲では各地点のスペクトル比の傾向は地震によらずほぼ一致している。ただし、10Hz程度以上の範囲ではピークの位置が地震により違っている場合が多い。次に観測から得られた平均的なスペクトル比を1次元波動理論により各地点の地盤モデルから求めたスペクトル比と比較した。そして、スペクトル比のピーク周波

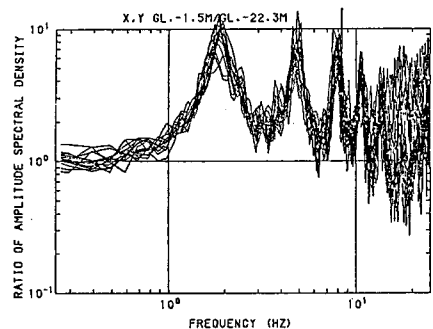


図-2 スペクトル比の重ねあわせの例

数の位置がずれている場合には地盤モデルを調整してピーク周波数の位置が一致するようにした。多くの地点で若干の調整により10Hz程度以下の範囲のピーク周波数の位置を一致させることができた。

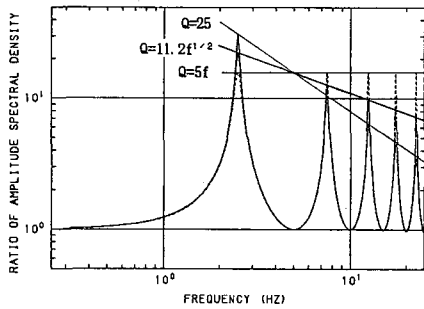


図-3 スペクトル比に及ぼす減衰の周波数依存性の影響

地表波形と地中波形のスペクトル比に対する減衰の影響は主にスペクトル比のピークの高さにあられ、減衰が小さいほどピークが高くなる。減衰を示すQと周波数fの間に $Q \propto f^p$ の関係がある場合、1次元波動理論による地表波形と地中波形のスペクトル比はpの値により図-3に示した例のように変化し、pの影響はピークをつないだ線の傾きの違いとしてあらわれる。観測から得られた平均的なスペクトル比をみると、10Hz程度以下の範囲ではピークの高さが周波数によりあまり変化していない場合が多く、pが1.0かそれよりやや小さい程度の場合の傾向に近い。 $Q \propto f$ とした方が観測によるスペクトル比との一致がよくなる例を図-4に示す。Q=25の場合には1.5Hz付近のピークが高くなりすぎているのに対し、Q=4f（ただしfが1Hz以下ではQ=4で一定）の場合には1.5Hz付近の高さもよく一致している。10Hz程度以下の範囲では、大部分の地点のスペクトル比のピークの高さはQ=4fと調和している。10Hz程度以上の範囲では、ピークの高さがQ=4fと調和している点もかなりあるが、Q=4fの場合よりも低くQ=25の方に近い地点もある。10Hz程度以上の範囲についてはさらに検討する必要があるが、全体としては、微小歪み領域における表層地盤（主としてS波速度が300m/s未満）の減衰はQ=4f程度が適当と考えられる。

4. 波形の比較

減衰をQ=25とQ=4fとした2つの場合について、地表波形及び地中波形を入力として1次元波動理論により計算した波形を実測波形と比較した。地表波形を入力とした場合の比較例を図-5に、地中波形を入力とした場合の比較例を図-6に示す。図中のC1とC2は波形の一致の程度を評価するパラメータであり、C1が実測波形と計算波形のRMS加速度の比、C2が相互相関係数である。図-5ではQ=25とQ=4fの場合に大きな違いはみられないが、図-6ではQ=4fとした方が一

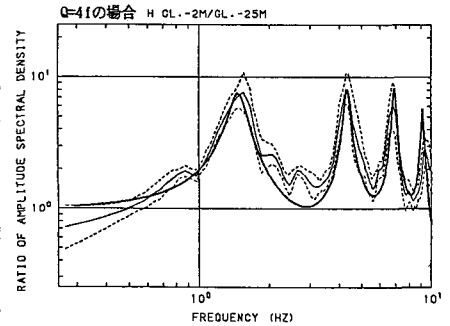
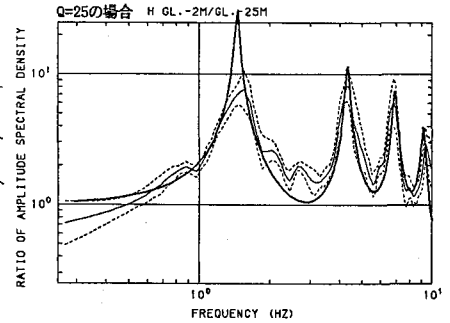


図-4 理論と観測のスペクトル比を比較した例（太線が理論、実線が観測の平均値、破線が観測の平均値±標準偏差）

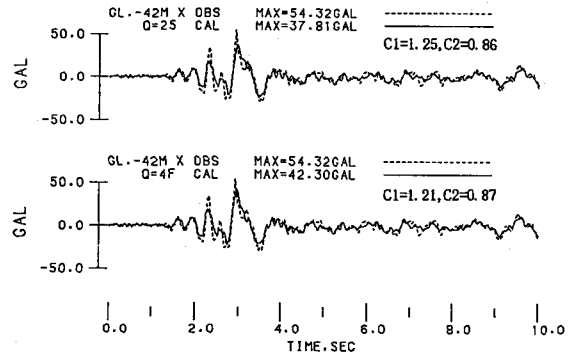


図-5 地中における計算波形と観測波形を比較した例（実線が計算、破線が観測）

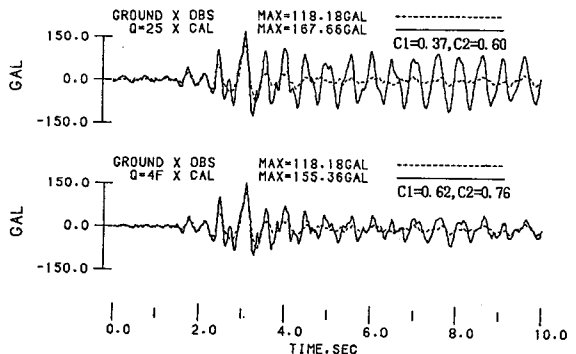


図-6 地表における計算波形と観測波形を比較した例（実線が計算、破線が観測）

がかなり良くなっている。また、地表波形を入力した場合の方が地中波形を入力した場合よりも一致度が高い。こうした傾向は波形を比較した多くの場合に共通しているものであり、スペクトル比の誤差の影響が地中波形を入力した場合により強くあらわれることを示している。

5. 最大加速度が大きな記録の検討 現在までに得られている

る地表と地中の同時観測記録の中で地表の最大加速度が最も大きな記録は1983年8月8日山梨県東部地震（マグニチュード6.0、震源深さ22km）の際に震央距離が17.6kmの静岡県駿東郡の観測点（以下S地点と呼ぶ）で得られた記録であり、地表の最大加速度は400galを超えている。ただし、残念ながらこの記録には振幅が飽和している部分がある。以下の検討で用いる波形はそれらの部分を多

項式を用いて補間し⁶⁾25Hz以上を除くハイカットフィルターを通したものである。表-1にS地点の地盤モデルと地震計の設置位置を示す。

8月8日のS地点の記録の地表波形と地中波形のスペクトル比を他の5個の地震による記録のスペクトル比と比較したのが図-7である。5個の地震の地表の最大加速度は11gal から 73galの範囲にある。8月8日のEW成分のピーク周波数は他の地震よりも明らかに低周波数側にずれており、NS成分もEW成分ほど明確でないがすこし低周波数側にずれている。このことは表層地盤の剛性率が大きくなるにより低下したためと考えられる。

表層地盤の全層で剛性率の低下の割合が一定と仮定した場合、スペクトル比のピークの位置を観測と一致させるためにはNS成分で85%まで、EW成分で55%まで剛性率を低下させる必要がある。表-1の地盤物

表-1 S地点の地盤モデルと地震計の設置位置

深さ (m)	土質名	S波速度 (m/sec)	単位体積 重量(γ/m^3)	地震計の 設置位置
0.0~	ローム混じりスコリア	135	1.46	▲GROUND
5.0~	黒ボク	145	1.48	
7.0~	スコリア混じりローム	230	1.68	
13.2~	ローム混じりスコリア	320	1.69	
24.0~	上部スコリア	700	1.95	▲G.L.-28.0m
28.0~	上部スコリア	621	1.95	

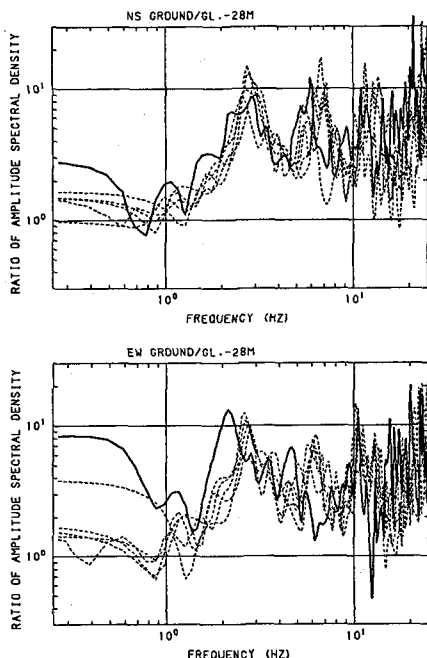


図-7 S地点のスペクトル比（太線が1983年8月8日の記録）

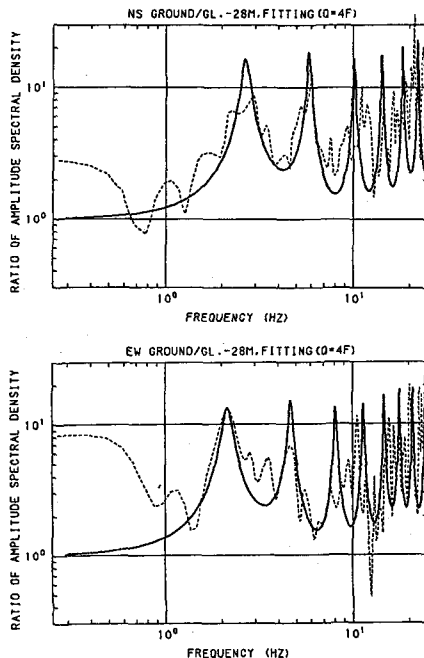


図-8 理論と観測のスペクトル比の比較（実線が理論、破線が観測）

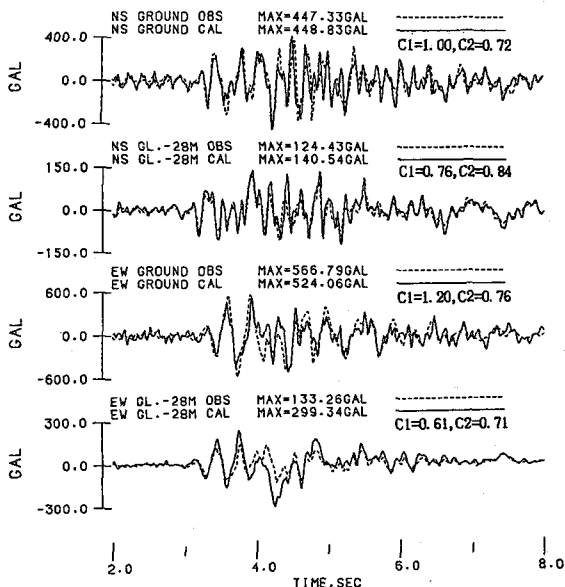


図-9 計算波形と観測波形の比較（実線が計算、破線が観測）

性をそのように変化させて計算した場合のスペクトル比の比較結果を図-8に示す。減衰は $Q=4f$ としており、1次と2次のピーク周波数の位置およびスペクトル比の全体的な傾向はかなりよくあっている。減衰に関しては微小歪みの場合と有意な違いはないと考えられる。この地盤モデルを用いた場合の計算波形と実測波形の比較結果が図-9であり、地表波形を入力した場合も地中波形を入力した場合もかなりよくあっている。ただし、地中のEW成分の計算波形が4.0秒すぎに大きく一方向へずれており、そのために計算波形と実測波形の最大加速度の違いが大きくなっている。この点については記録の補間に問題があると考えられる。

物性の歪み依存性を考慮する方法として等価線形化法⁷⁾を用い、減衰は周波数によらず一定、有効歪みは最大歪みの0.65倍とし、剛性率と減衰の歪み依存性は動的物性試験による結果⁶⁾を用いると、地中波形を入力した場合には計算波形と実測波形は比較的よく一致

しているが、地表波形を入力した場合には計算波形の振幅が大きくなりすぎてしまう。地中の計算波形の振幅が大きくなりすぎるのは、大歪みにより特に高周波数側の減衰が大きくなりすぎるためである。減衰の周波数依存性を考慮すると結果は少し改善されるが、図-8、9に比べると観測結果との一致度は悪い。減衰の周波数依存性を考慮する場合、各周波数に対する減衰は、動的物性試験による減衰-歪み曲線から決定される減衰が $f=6.25\text{Hz}$ の減衰に一致するとし、 $Q(f)=(f/6.25)Q(6.25)$ の関係を用いて決定している。ただし、1Hz以下で Q は一定としている。6.25Hzという値は、微小歪み領域において $Q=25$ と $Q=4f$ の結果がほぼ対応することから用いている。観測結果との一致をさらによくするためには、減衰を小さくし、有効歪みを小さく評価する必要がある。減衰を $Q=4f$ に固定し、有効歪みを最大歪みの0.3倍とした場合の結果を図-10に示す。全体として図-9と同じ程度に実測波形と一致している。

6. あとがき 地表と地中の同時観測記録を1次元波動理論を用いて検討し、微小歪み領域では表層地盤の減衰の周波数依存性を $Q=4f$ の形で考慮した方が観測結果との一致がよいこと、最大加速度が大きな1983年8月8日山梨県東部地震のS地点の記録の場合、大歪みによる剛性率の低下は明らかであるが、減衰は $Q=4f$ からあまり変化していないことを示した。また、等価線形化法を用いた場合、S地点の観測結果と一致させるためには、有効歪みを最大歪みの0.3倍程度にした方がよいことを示した。これは通常用いられている0.65倍よりかなり小さいものであり、主要動の継続時間が短いことによる可能性がある。この点についてはさらに検討する必要があると考えられる。

参考文献

- 1) Aki, K. (1980) J. Geophys. Res., 85, 6496-6504
- 2) Sato, T. (1985) J. Phys. Earth, 33, 525-557
- 3) 木下繁夫(1983)土木学会論文報告集, 330, 15-25
- 4) 佐藤暢彦・片山恒雄(1983)第17回地震工学研究発表会, 115-118
- 5) 斉藤正徳(1978)物理探鉱, 31, 112-135
- 6) 江川順一郎・近藤始郎・片山幾夫・小瀬木克己・吉田郁政(1985)地震学会講演予稿集, No. 2, 139
- 7) Schnabel, P. B., J. Lysmer and H. B. Seed (1972) EERC 72-12

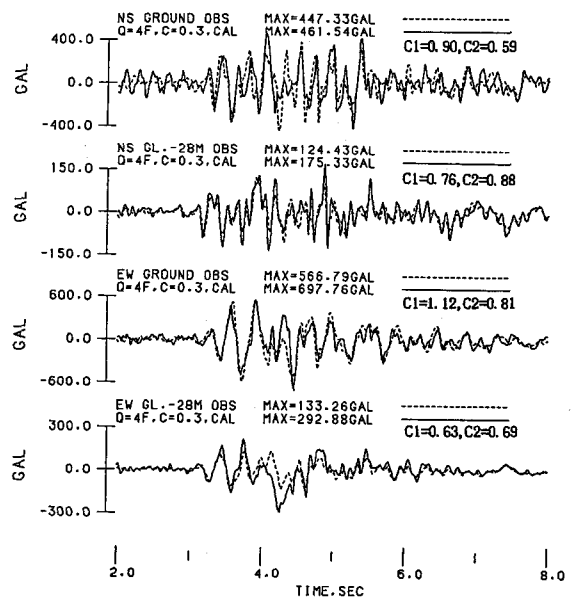


図-10 計算波形と観測波形の比較 (実線が計算、破線が観測)