

東京周辺の軟弱地盤における地中地震観測

横田 治彦
渡辺 弘之
塩谷 清人
石井 清

§ 1. はじめに

構造物の耐震設計を考える上で、建設地点の地盤の振動性状を何らかの形で考慮する必要があることは、地震工学上の常識となっている。建物への地震入力を地表面で考える場合には、周期1秒以下の短周期地動は、地表から100m以浅の表層地盤の影響を大きく受け、その振動性状は東京都内でも地域によって大きく異なっている。しかし、周期1秒から10秒程度の、いわゆるやや長周期の領域における振動性状は、かなり広い地域の深い地盤構造を反映しており、東京の場合では深さ2.3kmから2.5kmに基盤を想定することによって説明されている。工学の分野で現在行なわれている地表および地中地震観測は、表層地盤中の地震動の性質を明らかにする目的で行なわれる場合が多く、ほとんどの場合が加速度波形を記録している。本報告では、東京の周辺3地点の軟弱地盤における地震観測結果について、表層地盤の増幅特性、解析モデルとの対応、等価な減衰の評価、東京の基盤構

造を考慮した解析モデルとの比較等を中心にとりまとめた。3地点のうち、芝浦における地震観測では、地表に周期40秒までの地震動を測定可能な速度計を3成分設置しており、6例の地震を記録している。これらの地震には、1978年伊豆大島近海地震(M7.0)と翌日の余震(M5.8)が含まれており、やや長周期成分が大きく卓越している。本報告ではこれらの記録を用いて、やや長周期成分の地動についても検討を行なった。

§ 2. 地震観測の概要

本報告で述べる観測は東京都江東区豊洲と港区芝浦、千葉県袖ヶ浦の3カ所で、それぞれの観測点の地盤柱状図と地震計の設置位置を図-1に示す。地中地震計は水平2成分、または水平2成分上下1成分のサーボ型加速度計で、固有振動数は5Hz、測定周波数範囲は0.5Hzから35Hzである。芝浦の地表には、3成分の加速度計

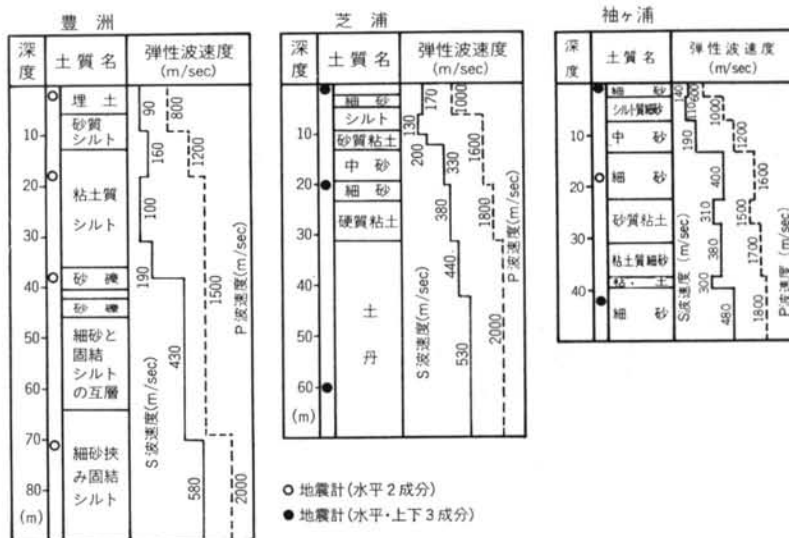


図-1 豊洲・芝浦・袖ヶ浦の土質柱状図と地震計埋設位置

	豊洲	芝浦	袖ヶ浦
観測地	東京都江東区豊洲	東京都港区芝浦	千葉県君津郡袖ヶ浦町
軟弱地盤の層厚	約40m	約20m	約15m
地中地震計の埋設位置	GL-2m, -18m, -38m, -71m	GL-20m, -60m	GL-18m, -42m
地中地震計の成分	水平2成分(加速度)	水平2成分と上下成分 (地表のみ加速度と速度, 他は加速度のみ)	GL-18mは水平2成分 地表とGL-42mは3成分 (加速度)
換振器の特性	サーボ型加速度計 固有振動数5Hz	サーボ型加速度計(5Hz) 速度型強震計(村松式)	サーボ型加速度計 固有振動数(3Hz, 5Hz)
記録装置	電磁オシログラフ	データレコーダ 遅延装置(3秒)	同左
観測開始年月	昭和48年8月	昭和51年7月	昭和51年11月

表-1 3観測点の地震観測システムの概要

のほかに3成分の速度計が設置してあり, 0.025Hzから20Hzまでの速度記録が得られる。3カ所の観測点の地震観測システムの概要を, 表-1に比較して示す。

現在までに豊洲では43の地震, 芝浦では20の地震, 袖ヶ浦では18の地震を記録しているが, 最も大きな地震でも震度Ⅳまでで, 地表での最大加速度は46galが最大であった。芝浦と袖ヶ浦では1978年伊豆大島近海地震を記録しており, やや長周期成分の卓越した地震記録として興味深い。

豊洲		芝浦			袖ヶ浦		
深さ	水平動	深さ	水平動	上下動	深さ	水平動	上下動
GL	4.04 $\sigma=0.91$ $n=20$	GL	3.14 $\sigma=0.73$ $n=40$	2.56 $\sigma=0.88$ $n=17$	GL	3.16 $\sigma=0.68$ $n=17$	2.99 $\sigma=1.21$ $n=10$
-18m	3.28 $\sigma=0.78$ $n=20$	-20m	1.93 $\sigma=0.22$ $n=40$	1.97 $\sigma=0.28$ $n=17$	-18m	1.31 $\sigma=0.19$ $n=20$	/
-38m	1.75 $\sigma=0.49$ $n=20$	-60m	1.00 $n=40$	1.00 $n=17$	-42m	1.00 $n=20$	1.00 $n=10$
-71m	1.00 $n=20$	/	/	/	/	/	/

σ : 標準偏差 n : データの個数

§ 3. 観測結果

3カ所の観測点における観測結果についてとりまとめて, 以下に述べる。

3.1 地中振幅分布

地中の各深さにおける振幅の分布を表わす方法には, 加速度振幅の最大値の比を最深部の値で基準化して示す方法, 振幅の自乗平均平方根(R.M.S.)の比で示す方法等, いくつかの方法があるが, ここでは加速度振幅の最大値の比で示す。表-2に最も深い観測点の加速度最大値を1として基準化した場合の, 各深さにおける加速度増幅比の平均値と標準偏差を示す。水平動加速度振幅の増幅率は, 豊洲のGL-71mと地表の間で4.04倍, 芝浦のGL-60mと地表の間で3.14倍, 袖ヶ浦のGL-42mと地表の間で3.16倍となっており, 表層地盤によって大きく増幅される様子がわかる。上下動の最大加速度も表層地盤によって増幅されており, 芝浦ではGL-60mから地表までに2.56倍, 袖ヶ浦ではGL-42mから地表までに2.99倍に増幅されている。上下動の最大値は, 地

表-2 3観測点における加速度増幅率

震の初期微動の中に現われる場合も多く, 水平動の最大振幅を生ずる時間と一致しない場合が多い。また, 各深さにおいて地震ごとの増幅率のばらつきは, 水平動の場合に比較して大きい。

3.2 震源位置およびマグニチュードと土丹層中の最大加速度

東京の地下構造の中に広く分布している, 土丹層(S波速度550m/sec程度)中で観測される地震波の最大加速度と, 震源距離, 地震のマグニチュードなどの関係を調べてみる。豊洲のGL-71mの土丹層中で観測された地震について, 上記の関係を調べた結果, 式(1)に示す金井式を用いて, さらに式中のTの値を, 式(2)のように仮定することにより, 土丹層中の水平動の最大加速度を比較的良く推定できることがわかった。

$$a = \frac{1}{T} 10^{0.61M - A \cdot \log_{10} x + B} \quad \dots(1)$$

$$A = 1.66 + 3.60/x$$

$$B = 0.167 - 1.83/x$$

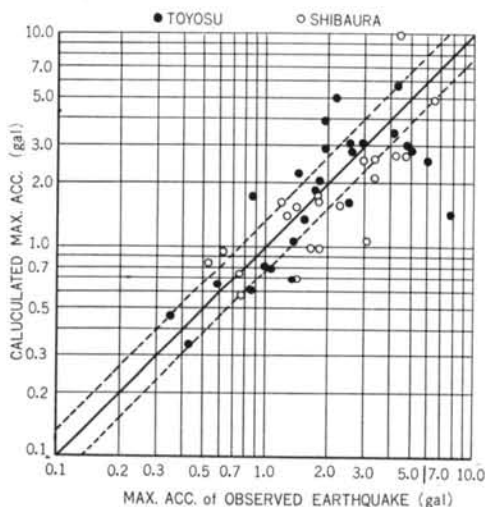


図-2 東京の土丹層における地動の最大加速度（観測結果と計算結果の比較）

$$T = \frac{1}{2 \tan \theta + 1} \quad (\tan \theta \leq 2) \quad \dots\dots(2)$$

$$T = 0.2 \quad (\tan \theta > 2)$$

- ただし、 a : 基盤における最大加速度 (gal)
 M : 地震のマグニチュード
 x : 震源距離 (km)
 T : 地震波の周期 (秒)
 $\tan \theta$: (震源深さ)/(震央距離)

豊洲のGL-71mと芝浦のGL-60mは、土質、深さ、S波速度の値などからみて、同一の地盤と見なせる。そこで豊洲のGL-71mで記録された最大加速度と、式(1)および式(2)を用いて推定した最大加速度を比較すると、図-2の黒丸ようになる。この図中に、同様に芝浦のGL-60mで観測された結果を白丸で示す、これらの観測値と推定値の関係は比較的良く一致しており、式(1)および式(2)を用いて、東京の土丹層中での最大加速度をある程度推定できることがわかる。気象庁の発表するマグニチュードの値には±0.2程度の誤差があるといわれており、図中の破線は0.2の幅を考慮したものである。

3.3 表層地盤の伝達関数

3.3.1 水平動の増幅特性

地中地震観測の観測波形を用いて地盤の伝達関数を求める方法には、幾つかの方法があるが、振幅特性にだけ着目するならば、地中の各深さの観測波のフーリエスペクトル比を求め、幾例かの地震についての平均を求めるのが経済的な方法である。このようにして平滑化された伝達関数は、ある深さから上の地盤を下端固定のせん断

棒とした時の伝達関数に相当する。地震観測から得られた伝達関数と解析モデルの伝達関数を一致させることによって、適切な解析モデルを決定することができる。

豊洲、芝浦、袖ヶ浦の3観測点で得られた地震のうちからそれぞれ6から8例の地震を選び出し、表層地盤の伝達関数を求めた。豊洲ではGL/-38mとGL/-71m、芝浦ではGL/-20mとGL/-60m、袖ヶ浦ではGL/-18mとGL/-42mの伝達関数の平均を計算した。図-3から図-8に、これらの計算結果を示す。実地震記録を用いた計算であるから、計算結果は地震ごとにばらつきを示すが、卓越する振動数はどの地震記録を用いても共通しており、幾つかの地震の平均をとることによって、きれいな伝達関数を得られている。

豊洲の表層地盤の伝達関数をみると、GL/-38mとGL/-71mの計算結果の1次および2次の固有振動数は、深さが異なるにもかかわらず大差なく、GL/-38mより浅い地盤の影響が大きいがわかる。増幅比の値は、SN方向とEW方向で異なっており、地盤の方向性によるものと思われる。芝浦の計算結果をみると、GL/-20mではピークが2つ現われているが、その振動数および増幅比は方向によって多少異なっている。GL/-60mのN35E方向は10Hzまでに4つの卓越振動数がきれいに現われているが、S55E方向ではそれ以外に2.7Hzにピークがある。

袖ヶ浦の地盤の伝達関数は、芝浦の計算結果と非常に良く似ており、卓越する振動数もほぼ同じである。EW方向よりSN方向の方が増幅比が大きい。

3観測点の地盤を、せん断型の多質点系に置換し、その固有値解析結果と地震観測の波形から計算した伝達関数と比較した。地盤のモデル化に当って、土質試験の結果とPS波速度検層の結果を用いて質量と剛性を算定し、8質点から12質点のモデルを仮定した。3観測点の地盤に関して、地震観測結果から求めた伝達関数の固有振動数と多質点系解析モデルの固有振動数を比較して表-3に示す。各地盤とも、観測から求めた伝達関数の固有振動数と多質点系解析モデルの固有振動数は良く一致している。そこで多質点系モデルと観測結果の増幅比が一致するように、等価な各次の減衰定数を求めると表-3に示すような値となる。水平2方向の減衰定数の平均と振動数の関係を観測点ごとに整理し、図-9に示す。

芝浦と袖ヶ浦の減衰定数の傾向は、非常に良く似ており、振動数が増加すると減衰定数は小さくなる傾向を示している。減衰定数は2Hzで8%から9%、8Hzで1%から2%程度の値となっている。豊洲の観測結果のGL/-38mでは、減衰定数の高次減少の傾向が見られる

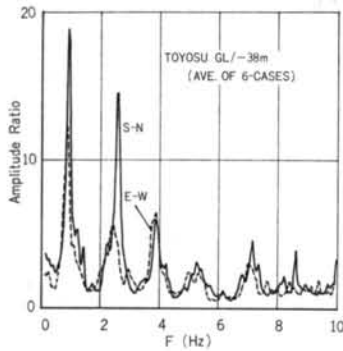


図-3 観測から求めた豊洲の地盤の伝達関数

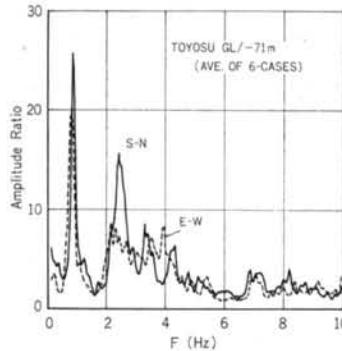


図-4 観測から求めた豊洲の地盤の伝達関数

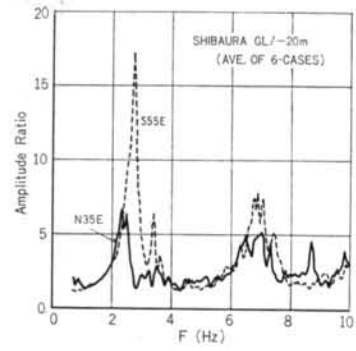


図-5 観測から求めた芝浦の地盤の伝達関数

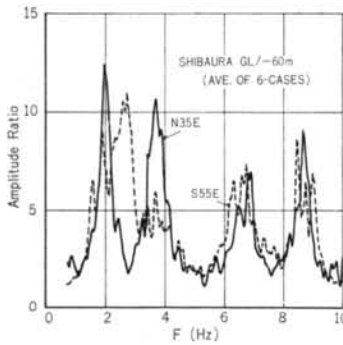


図-6 観測から求めた芝浦の地盤の伝達関数

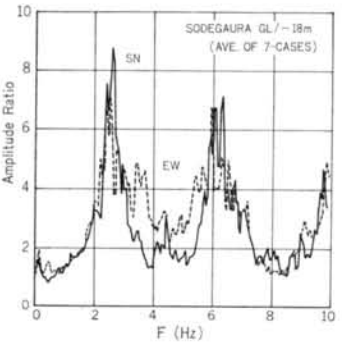


図-7 観測から求めた袖ヶ浦の地盤の伝達関数

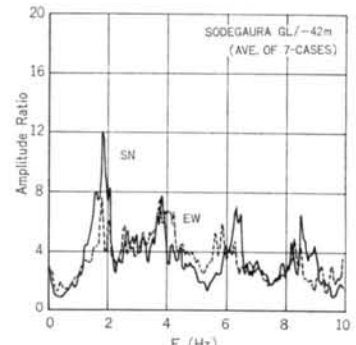


図-8 観測から求めた袖ヶ浦の地盤の伝達関数

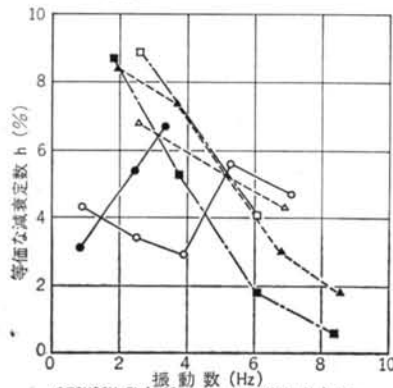


図-9 等価減衰定数と振動数の関係

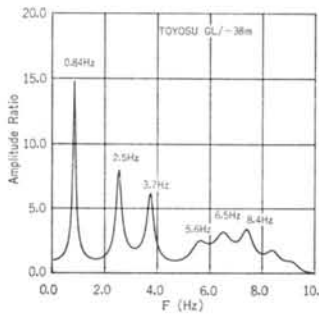


図-10 豊洲の地盤の伝達関数(理論)

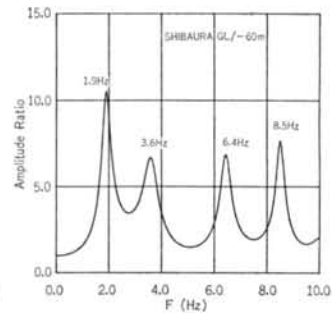


図-11 芝浦の地盤の伝達関数(理論)

が、GL/-71mでは逆に高次の減衰が大きくなっている。また、約1Hzに対する減衰定数は3%から4%で、芝浦・袖ヶ浦の場合に比較して小さな値となっている。地盤の等価減衰定数が、高次減少型の傾向を示す原因については、明確な解答が得られていないが、现阶段で他の研究成果^{1),2)}をも考慮するならば、軟弱地盤を多質点系モデルに置換し、中小地震に対する応答のシミュレ

ーションを行なう場合には、1Hzの固有振動数に対して3%から10%の減衰を与え、8Hzに対して1%から3%程度の減衰を与えれば現象を大きく誤ることはないと考えられる。

以上のような手順で求めた地盤のモデルと減衰定数を用いて、表層地盤の理論的な伝達関数を計算すると、豊洲のGL/-38mは図-10、芝浦のGL/-60mは図-11のようになり、地震観測の結果と良く一致していることがわかる。

	振動次数	6地震の伝達関数から求めた固有振動数 (Hz)	多質点系モデルの固有振動数 (Hz)	等価な減衰定数 h (%)		
				S-N方向	E-W方向	両方向の平均
豊洲 GL -38m	1	0.87	0.84	3.4	5.2	4.3
	2	2.50	2.53	1.9	4.9	3.4
	3	3.86	3.74	3.0	2.8	2.9
	4	5.28	5.57	5.1	6.1	5.6
	5	7.08	6.51	3.7	5.7	4.7
豊洲 GL -71m	1	0.84	0.80	2.7	3.4	3.1
	2	2.44	2.29	3.7	7.1	5.4
	3	3.32	2.90	6.1	7.2	6.7
	4	4.25	3.74	2.7		
	振動次数	6地震の伝達関数から求めた固有振動数 (Hz)	多質点系モデルの固有振動数 (Hz)	等価な減衰定数 h (%)		
				N35E方向	S55E方向	両方向の平均
芝浦 GL -20m	1	2.56	2.81	9.7	3.8	6.8
	2	6.89	7.87	5.1	3.4	4.3
芝浦 GL -60m	1	1.93	1.90	7.1	9.7	8.4
	2	3.69	3.62	4.7	10.1	7.4
	3	6.79	6.43	3.0	3.0	3.0
	4	8.55	8.51	1.5	2.1	1.8
	振動次数	7又は8地震の伝達関数から求めた固有振動数 (Hz)	多質点系モデルの固有振動数 (Hz)	等価な減衰定数 h (%)		
				S-N方向	E-W方向	両方向の平均
袖ヶ浦 GL -18m	1	2.59	2.78	8.0	9.7	8.9
	2	6.11	6.83	4.0	4.2	4.1
袖ヶ浦 GL -42m	1	1.81	1.88	6.7	10.6	8.7
	2	3.76	3.75	5.2	5.3	5.3
	3	6.08	6.47	1.6	2.0	1.8
	4	8.38	8.73	0.52	0.68	0.60

表-3 地震観測結果と多質点系モデルの固有振動数の比較・減衰定数

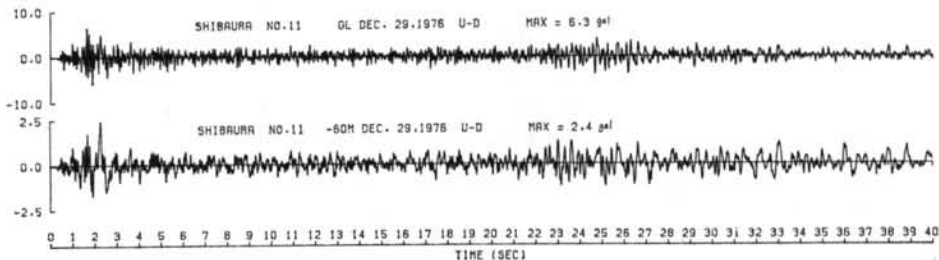


図-12 上下動の観測波形例 (昭和51年12月29日, 群馬県北部, 東京震度Ⅳ)

3.3.2 上下動の増幅特性

地震の上下動は水平動と異なり, 最大振幅が初期微動の部分にある場合も多く, 従来完全な記録を得ることが難しかったが, 芝浦の地震計では3秒間の遅延装置を用い, さらにスタータをGL-60mの上下動で始動させることによって, 初期微動を完全に記録できる. 図-12に観測された上下動波形の一例を示す. これらの上下動のスペクトルを見ると, 振動数の高い成分が地表の記録により多く見られる. そこで, 地震の初期微動部分について, 3例の地震記録を用い, 水平動の場合と同様の方法で地盤の上下動の伝達関数を求めた. その結果は図-13の実線で示すように, GL/-60mの伝達関数には8 Hz付近に顕著なピークが見られる. 上下動をP波によるものと仮定し, 地盤を多質点系モデルに置換して, 1次振動に対する減衰定数に5.8%を与えて, 伝達関数を計算すると, 図-13の破線となる. 解析結果では, 上下動の1次固有振動数が8.5Hz, 2次が22Hzであった. 観測結果と計算結果を比較すると, 8.5Hzのピークが良く対応しており, P波の増幅特性として観測結果の説明がつかうことがわかった.

3.4 東京の基盤構造を考慮した地盤の増幅特性

前章では, 極く表層の地盤の増幅特性について述べたが, 一般に地表または地表近傍で観測される地震波は, もっと深い所までの地盤構造の影響を受けている. 特にやや長周期といわれる領域, すなわち周期1秒から10秒位の周期範囲に出現する卓越周期は, 深い構造を反映し

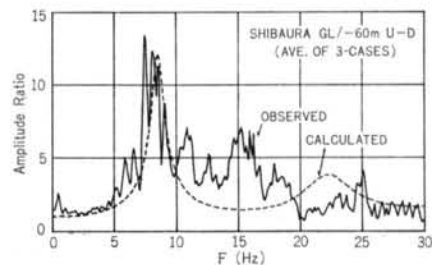
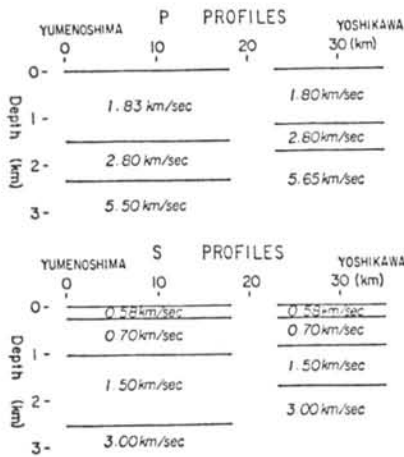


図-13 芝浦の上下動の伝達関数 (観測と理論)



P- and S-profiles deduced from the intercept times.

図-14 東京の基盤構造(首都圏基盤構造研究グループによる)

ており、かなり広い地域にわたってほぼ同じ卓越周期が観測される。東京の地盤構造は、首都圏基盤構造研究グループによって明らかにされつつあり、図-14のような地下構造が提案されている。この研究によれば、東京の基盤として深さ2.3kmから2.5kmにS波速度3.0km/sec、P波速度5.6km/secの岩盤を想定している。そこで、豊洲と芝浦の地盤の深さ2500mまでの構造を図-14と同じと仮定し、表-4のようにモデル化した。このような地盤の増幅特性を、重複反射理論を用いて解析した結果のうち観測点の深さに対応する伝達関数を図-15、図-16の左側の列に示す。これらの図は、GL-2500mの岩盤に直下から単位振幅の正弦波が入射した時の、地中各深さの地点での増幅比を示している。これらの計算結果では、やや長周期領域で卓越する周期7.3秒、3.6秒、2.0秒のピークは豊洲も芝浦も全く共通しており、これらの卓越周期は深い地盤構造を反映していることがわかる。すなわち、東京の地下構造を図-4のように考えれば、やや長周期の領域での卓越周期は、表層地盤の構造によって影響を受けることはない。以上の計算結果と観測結果を比較してみよう。観測される地震は、震源の位置、震源距離、震源の深さ、マグニチュード、発震機構、伝播経路などが異なるために、波形、スペクトル特性、継続時間、振幅の最大値などが地震ごとに異なっている。しかし、どの地震も観測地周辺とその直下の地盤構造による増幅特性の影響を大きく受けている。したがって数多くの地震の周期特性を比較すれば、必ず共通の周期成分が卓越しているはずであり、その卓越する割合が地震によって異なっていると考えられる。豊洲の地表で観測された地震波のスペクトルから、卓越周期を求め

層番号	豊洲				芝浦			
	層厚(m)	S波速度(m/sec)	単位体積重量(t/m ³)	減衰率(%)	層厚(m)	S波速度(m/sec)	単位体積重量(t/m ³)	減衰率(%)
1	9	90	1.4	5	6	170	1.5	5
2	9	160	1.5	5	4	130	1.5	5
3	13	100	1.6	5	2	200	1.6	5
4	7	190	1.9	5	8	330	1.9	3
5	32	430	2.0	3	11	380	2.0	3
6	180	580	2.0	1	11	440	2.0	3
7	750	700	2.0	0.3	18	530	2.0	1
8	1500	1500	2.3	0.1	190	580	2.0	1
9	∞	3000	2.5	0.1	750	700	2.0	0.3
10					1500	1500	2.3	0.1
11					∞	3000	2.5	0.1

表-4 豊洲と芝浦の地盤の解析モデル

ると、1.2秒から1.5秒に顕著なピークがある場合が最も多く、続いて0.4秒、0.8秒から0.9秒にピークがあらわれる。またマグニチュード6以上で震源の深さが-40kmより浅い地震では、2秒から2.5秒、3.5秒、8秒などに卓越周期があらわれている。図-15に1974年伊豆半島沖地震(M6.9、震央距離…150km、深さ…10km、東京震度Ⅲ)と、1974年7月8日の茨城県沖の地震(M6.3、震央距離…150km、深さ…40km、東京震度Ⅲ)、1976年12月29日の群馬県北部の地震(M5.8、震央距離…100km、深さ…130km、東京震度Ⅳ)のフーリエスペクトルを示す。紙面の関係から多くの地震に対するフーリエスペクトルの計算例を示すことはできないが、ここに示した3例の地震はマグニチュードが比較的大きく、やや長周期成分を含んだ地震といえる。これらの地震の各深さのフーリエスペクトルと、理論計算によって得られた豊洲の地盤の増幅特性の卓越周期は、各深さともに良く対応していることがわかる。

芝浦の地盤の地表で観測された地震波では、0.3秒から0.6秒の周期成分が卓越する場合が最も多く、やや長周期領域では、1.2秒から1.3秒、2秒、3.5秒、5秒、7秒から9秒にピークがあらわれている。やや長周期の卓越周期は、豊洲も芝浦もほとんど一致しており、これらの周期が深い地盤構造を反映していることがわかる。図-16に芝浦の観測波例として、1976年12月29日の群馬県北部の地震(前掲)、1978年伊豆大島近海地震(M7.0、震央距離…110km、深さ…0km、東京震度Ⅳ)とその余震中最大であった1978年1月15日の伊豆半島中部の地震(M5.8、震央距離…120km、深さ…20km、東京震度Ⅲ)

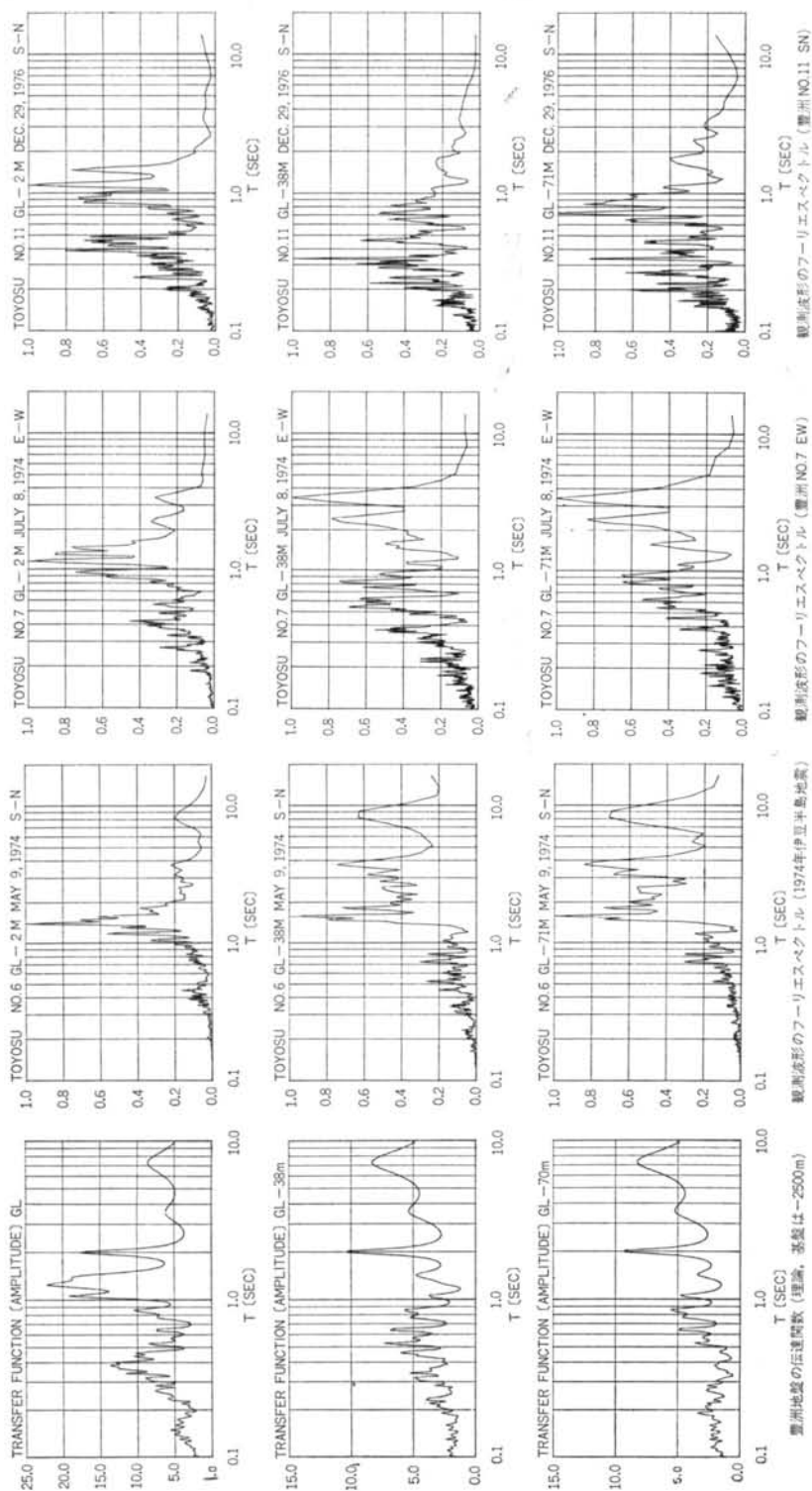


図15 深い地盤構造を考慮した豊洲の地盤の増幅特性と観測結果のフーリエスペクトル

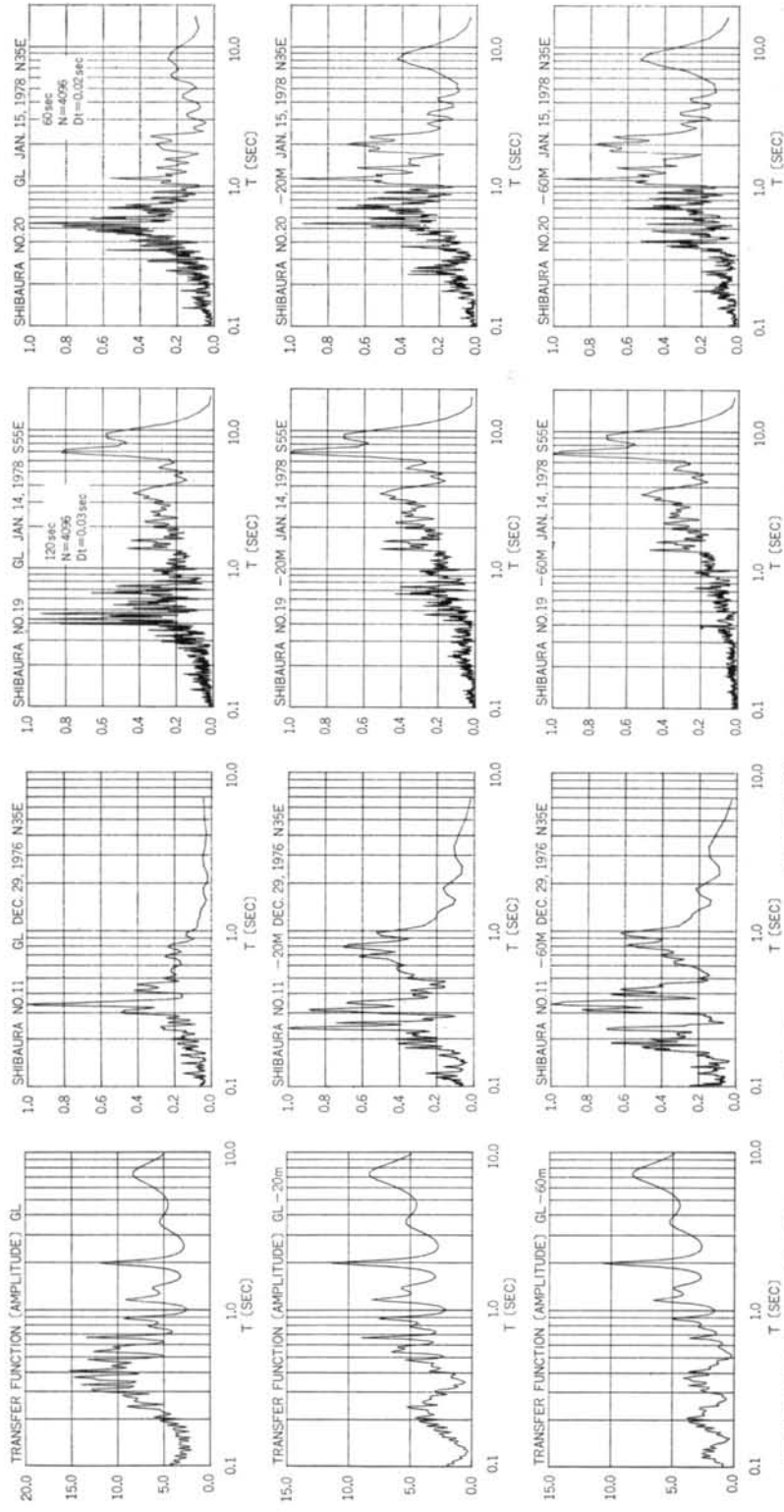


図-16 深い地盤構造を考慮した芝浦の地盤の増幅特性と観測結果のフーリエスペクトル

のフーリエスペクトルを示す。これら3地震の各深さのフーリエスペクトルの卓越周期は、理論計算によって求めた各深さの伝達関数と良く対応している。ここに示すことのできなかった、他の数多くの地震のスペクトルについても同様な傾向が見られる。

以上のような検討から、東京の深い地盤構造を考慮しS波の重複反射理論を用いて計算した地盤の増幅特性は、観測結果の地中各深さにおいて卓越する周期をうまく説明することが可能である。観測される地震によって、短周期成分が卓越したり、長周期成分が卓越したりするのは、地震の規模等の違いによる震源特性の相違および伝播経路の相違によるものと考えることができる。

表一4に示した成層地盤の重複反射モデルを用いて、地表で観測された加速度記録から逆に地中各深さの応答波形を計算し、地中における観測記録と比較した結果は、振幅位相共に良く対応しており、このような解析モデルで地盤の振動を十分に説明できることがわかった。

本論における解析では、地盤の水平動はすべてS波であると、GL-2500mを東京の基盤であると仮定して、地盤による地震動の増幅特性について述べてきた。その結果、周期0.1秒から10秒までの範囲で観測される卓越周期と、解析モデルの増幅特性が対応づけられたが、1978年伊豆大島近海地震およびその翌日の伊豆半島中部の地震にみられる周期5秒の成分に対する説明はつかない。しかし、本報告では紙面の関係から詳細な説明は省くが、周期5秒の波は東京の基盤構造を反映したレーレー波であり、周期8秒の波は同じくラブ波である可能性が強いという結果が速度計による記録の解析によって得られて

おり、表面波の特徴である分散性も確認されている。

いずれにしても、東京の深い地盤構造と密接な関係があることは明らかである。

§ 4. まとめ

本報告では、地中地震観測を通して得られる地盤の振動性状に関する情報を、東京周辺の3地点の観測結果を用いて整理した。構造物に対する入力地震動を考える場合に、どの深さの地盤までを対象とするかによって解析モデルをかえる必要があるが、その場合に地盤のモデルに与える弾性定数および減衰定数をいかにして決定するかが大きな問題となる。また、解析モデルによって、実際の現象がどの程度説明できるのかを知る必要がある。本報告中では、中小地震の範囲ではあるが、3地点の地中地震観測結果と解析モデルの対応について検討し、減衰定数の与え方についても提案を行なった。また、東京の地下2500mの基盤構造を考えた場合には、観測波形にあらわれるやや長周期の卓越周期についても、解析によって説明がつくことがわかった。

謝辞

地震観測にあたって、東京瓦斯株式会社の関係各位の方々、および当社SKPプロジェクトの方々の御協力に謹んで謝意を表します。また、実験の計画、解析にあたり山原浩主席研究員をはじめ、多くの方々の御協力から謝意を表します。

<参考文献>

- 1) 渡辺弘之、横田治彦、市之瀬紘一：“成層地盤における地震観測と解析” 清水建設研究所報 Vol.23 (1974)
- 2) 横田治彦、市之瀬紘一、渡辺弘之、塩谷清人：“軟弱地盤の地震観測と解析” 清水建設研究所報 Vol.25 (1975)
- 3) 横田治彦：“東京の軟弱地盤における地中地震観測” 第5回地盤震動シンポジウム (日本建築学会) (1977)
- 4) 嶋悦三、柳沢馬住、工藤一嘉、瀬尾和夫、山崎謙介：“東京の基盤構造 (その2)” 地震研究所報 Vol.51
- 5) 金井清、田治見宏、大沢胖、小林啓美：“地震工学 (建築構造学大系)” 彰国社
- 6) 太田外気晴：“地震動と地盤の減衰特性” 第6回地盤震動シンポジウム (日本建築学会) (1978)
- 7) 渡辺弘之、石井清、小山和夫：“袖ヶ浦における地中地震観測” 土木学会第33回年次学術講演会講演概要 第1部 (1978)

