

松代地震観測に基づく地盤震動特性の検討

MODIFICATION OF EARTHQUAKE GROUND MOTION IN SURFACE
GROUND LAYERS OBSERVED DURING THE
MATSUSHIRO EARTHQUAKES

桜井 彰雄*・高橋 忠**

By Akio Sakurai and Tadashi Takahashi

要 旨 地震動は地表層の影響を受けて大きく変形・増幅され、特に軟弱地盤ではこの作用が大きいことは従来より知られており、地表層の地震増幅作用は地下より地上へ垂直に入射するせん断波の重複反射により説明されている。

本報告は、松代地震による地下深度別観測値と種々の地盤構造調査結果を基に、せん断波の重複反射理論の適用性を調べ、地盤の局所性を考慮した地震力の推定について従来の理論をたどり、考察を加えたものである。

1. ま え が き

地震動と地盤の間には密接な関係があり、いわゆる軟弱地盤では地震動が大きく、このような地盤では災害も大きいことは過去の例の示すところである。このような地表軟弱層における地震波動の変形・増幅は、せん断波(S 波)の波動伝播によってよく説明できるものとされている。

地震工学上、地震動を数理的に取扱う場合、 P 波(疎密波)、 S 波(せん断波)の実体波が地下より地表面に鉛直に入射して来るとして取扱われる場合が多い。これは、実体波の波動伝播特性および地震観測結果ともあまり矛盾がないということのほかに、そのように仮定することによって、工学的な取扱いが非常に容易になるという理由も大きいことは否めない¹⁾。

このような実体波の波動伝播特性によって、すべての構造物の安全性を検討してよいかについては、疑問のあるところであるが、地震工学はまず観測より出発すべきである。幸い北信地方で松代地震を利用した地盤震動観測を行ない多くの記録を得たので、これらに基づき従来の理論をたどり、地盤構造調査結果との関連において、その工学的な適用性を調べ、この結果を用いて地盤の局

所性を考慮した地震力推定の方法について考察を加えてみた²⁾。

2. 観測地点の地盤

(1) 地 質・土 質

地震観測を行なった中部電力・北信変電所構内(長野市篠之井区大字塩崎字長丁)の地盤は、千曲川堆積層の西端に当り、北および西に約1.5kmで山に達するが、東方および南方はひらけた平坦地になっている。

構内はもとの田圃を平らにしたもので、北側は耕土を0.5mほどはぎ、南側はこれら耕土および山土で1.0~1.5mほど埋立てて造成されている。図-1は同構内の土質柱状図であって、4本行なわれたボーリング資料からすると、表層は粘土、砂質シルト、礫または砂の互層で10~14m付近でこの地点の支持層とされる砂礫層に、40mで泥岩層に達する。 N 値分布も表層より10m付近までは $N=4$ 程度、10m付近より $N=30$ 以上となっている。構内全般についてはスウェーデン貫入試験を行なったが、構内全般についてはほぼ似たような地盤構造と考えられる。しかし、土質柱状図にも見られるように、表層の構成に多少の差異がみられ、後に示すように同一地震においても地表における地震動の様相は変わっている。

(2) 弾性波速度試験³⁾

地震動は地盤内を伝播する弾性波動であるから、地盤震動を考察するためには、弾性波速度試験結果は不可欠のことと考えられる。

本実験では、板叩き法による S 波(せん断波)速度試験を主に、 P 波(疎密波)速度試験およびマンホールの起振実験を利用した表面波(Love波と考えられる)の速度試験を行なった。

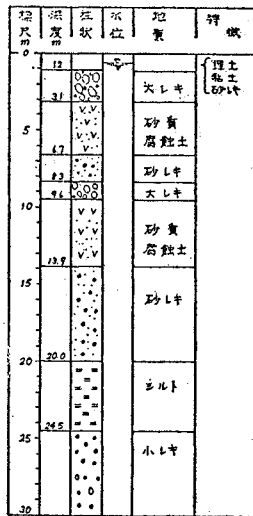
* 正会員 電力中央研究所技術第二研究所

** 正会員 工博 電力中央研究所技術第二研究所

A 測点土質柱状図

B 測点土質柱状図

d) 土質柱状図



b) 本館付近土質柱状図

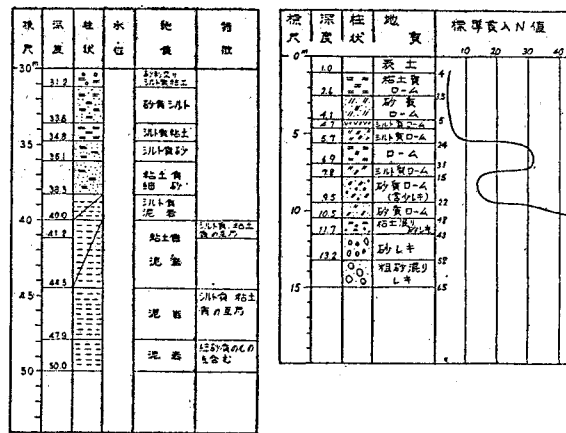


図-1 構内土質柱状図

結果を図-2 に示したが、表層における S 波速度は場所多少異なり、110 m/sec~150 m/sec で、下層約 6 m 以下における 270 m/sec~300 m/sec 程度の二層構造になっている。それ以下の層は検出できなかったが、大略は二層構造で説明できるようである。P 波は構内西側(深度別観測 B 点)のみで行なったが、表層で 300 m/sec、下層で 1440 m/sec であり、P 波による境界面は地下水面と一致し、S 波による境界面とは一致しない。なお、この地点では S 波の境界は N 値に対応している。

B 点でポアソン比を P 波・S 波より求めると、0.42 が得られた。

3. 地盤震動の深さ分布

(1) 観測方法

地震時における地中の加速度分布を観測するため、構内に 2 か所の測点を設けた。深度別観測点 A 点は構内北東部にあり、地下 50 m までのボーリング孔を利用し、地表 (3 成分)、地下 3.0 m (1 成分)、10 m (1 成分)、30 m (1 成分) に埋設型換振器 (加速度計) を設置し観測した。その方向は N-30°-E である。A 測点では長期計測の安定性のため電磁直結型の換振器を用い、増幅

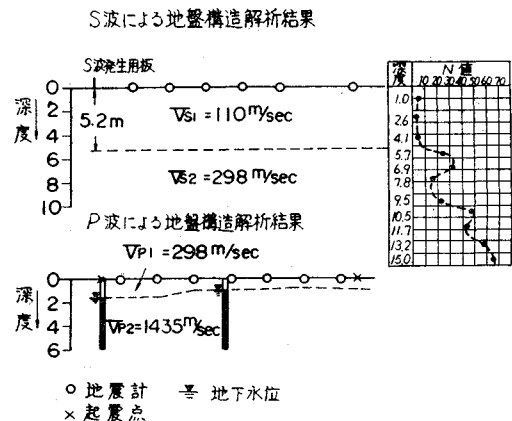
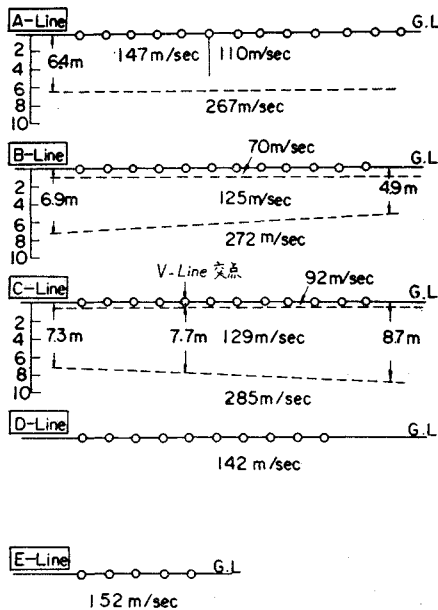


図-2 弾性波速度試験結果

器を用いず、直接電磁オッシロで記録している。

深度別観測点 B 点は構内北西部にあり、A 測点より約 70 m 離れている。B 測点では、地表（3成分）、地下 5 m（2成分）、10.7 m（2成分）、方向 NS および EW である。B 測点では短期計測のため、電気抵抗線型の換振器を用いた。

得られた記録は A 測点、B 測点合わせると数十例にのぼるが、本報告で用いた記録は地表加速度値がほぼ似ている地震（30 gal~40 gal）6 例を主な解析対象とした（これらの地震は主に 1967 年 1 月から 2 月における第四活動期の地震である）。また震源は南方約 11 km の冠着山、約 16 km の四阿屋山付近が多い。

(2) 周期特性

図-3 に A 測点におけるパワースペクトル密度曲線の例を、図-4 に B 測点のそれを示した。

a) A 測点

パワースペクトルおよび周期一頻度曲線よりすると、地表では 0.30~0.36 秒 (3.3~2.8 Hz) の周期が一番卓越しているが、0.13~0.17 秒 (8~6 Hz) などの高周波成分もみられる。0.66 秒 (1.6 Hz) にピークを持つ地震 (1967 年 1 月 16 日 12 時 31 分、震源：冠着山) は引続いて生じた 2 度目の地震であり、前回の After Phase の波の成分を含むものである。また、0.13 秒 (8 Hz) にピークを持つ地震 (1967.1.4) の記録は EW 方向で他と 30° 方向が異なるが、高周波成分の多い例としてあげた。点線で示した地震 (1966.10.26—03:04、震源：東村東部、東方約 22 km) は 0.25 秒 (4 Hz) にピークを持つ。この時期の記録には、この周期が卓越している場合が多いので参考に示した。

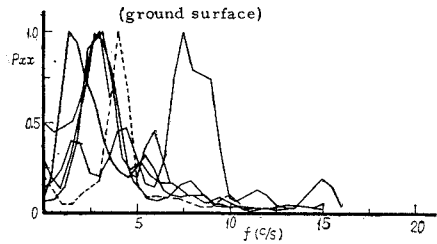
地下 3 m では、0.30~0.36 秒 (3.3~2.8 Hz) に集中してピークが現われているのが特徴である。この場合でも、1.6 Hz、6 Hz に山がみられる。

地下 10 m では、すでに述べた周期に山が現われるが、高周波成分の比率が増して来る。これが、地下 30 m ではさらに顕著である。このように、地中深くなると高周波成分が増大しており、地表においてはこれらのうちあるものを選択していることがわかる。

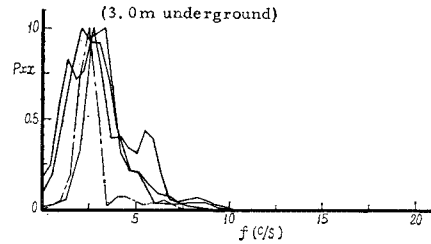
b) B 測点

B 測点では、地表で一番卓越している周期は 0.2 秒 (5 Hz) であるが、0.11~0.13 秒 (9.1~7.7 Hz) にも山がみられる。周期一頻度曲線によれば 0.33 秒 (3 Hz) に山がみられることもある。地下 5 m では 0.33 秒 (3 Hz)、0.25 秒 (4 Hz)、および 0.12~0.13 秒 (8.3~7.7 Hz) に山がある。地下 10.7 m では 0.33 秒 (3 Hz)、0.16 秒 (6.3 Hz)、0.08 秒 (12.5 Hz) などに山があり、B 地点でも一般に地下深くなるにしたがい高周波成分

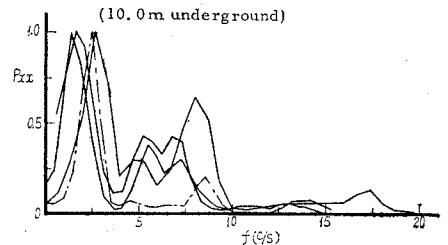
Power Spectrum of MATSUSHIRO Earthquakes



Power Spectrum of MATSUSHIRO Earthquakes



Power Spectrum of MATSUSHIRO Earthquakes



Power Spectrum of MATSUSHIRO Earthquakes

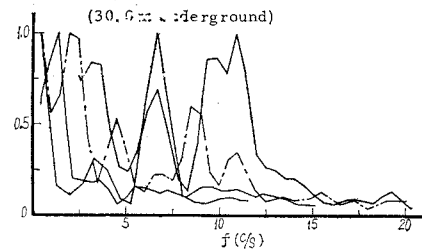


図-3 パワースペクトル密度曲線 (A 測点)

が増大している。

なお、A 測点と B 測点とは約 70 m 離れているのみであるが、同一地震でも地表層の構成の差によって卓越周期が異なっている。

c) 常時微動測定結果との比較

表-1 常時微動測定による卓越周期 (A 測点)

周期	地 表	3.0m	10.0m	30.0m
	0.1 (0.13)		0.1 (0.13)	0.14(0.13)
	0.25(0.20) (0.25)	-(0.20) (0.25)	0.2 (0.17)	
	0.36(0.36)	0.36(0.36)	0.36(0.36)	
	-(0.66)	-(0.66)	-(0.66)	

() 地震動の卓越周期

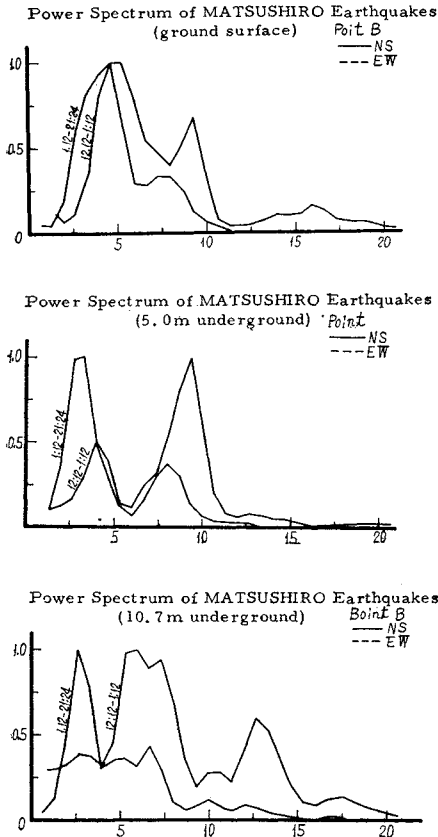


図-4 パワースペクトル密度曲線 (B 測点)

A 測点では各深度別に常時微動測定を行なった。結果を表-1 に示した。それぞれの周期に対応する地震動の周期をかつこ内に示したが、非常によい一致を見ている(周期-頻度曲線によった)。A 測点の常時微動では、0.66 秒の周期は観測されなかったが、構内南側 A 点より約 100 m 離れた測点では観測されている。

B 測点では、0.09 (0.09~0.14) 秒, 0.23 (0.2) 秒であって、ここでもよい一致を見ている。

なお、北信地方一帯の卓越周期は 0.4 秒である⁵⁾。

(3) 波動計算値と観測値の比較

a) 波動計算方法について

地盤震動を数理的に扱う場合、地震波は地下より地上へ鉛直に入射するせん断波の波動として扱われる場合が多い。この場合、地上での地震波形より地下の波形を求める場合と、地下の波形を与えて上層の波形を求める場合とがある^{6), 7), 8), 9)}。

地上波形より地下の波形を算出するには文献 6), 7) によればよいが、電子計算機の利用が便利なように変形し直すと次のようになる¹⁰⁾。

$$\left. \begin{aligned}
 g_1(t, x_1) &= V_s(t - x_1/V_1) \\
 f_1(t, x_1) &= V_s(t + x_1/V_1) \\
 g_n(t) &= \frac{1}{2} \{ (1 - \alpha_n) g_{n-1}(t - \tau_{n-1}) \\
 &\quad + (1 + \alpha_n) f_{n-1}(t + \tau_{n-1}) \} \\
 f_n(t) &= \frac{1}{2} \{ (1 + \alpha_n) g_{n-1}(t - \tau_{n-1}) \\
 &\quad + (1 - \alpha_n) f_{n-1}(t + \tau_{n-1}) \} \\
 v_n(t, x_n) &= \frac{1}{2} \{ g_n(t - x/V_n) + f_n(t + x/V_n) \}
 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $V_s(t)$ は地上波形、 $v_n(t, x)$ は第 n 層内の求める波形、 $\alpha_n = (\rho V)_{n-1} / (\rho V)_n$ 、 x_n = 深さ (n 層の上境界面より測る)、 $\tau_n = H_n/V_n$ 、 $H = n$ 層の厚さ、 $V_n = n$ 層でのせん断波の速度、 $\rho_n = n$ 層の密度、である。

地下の入射波を与えて上層の波形を求めるには、文献 9) によればよい。なお文献 9) の式中 $F_0(t)$ は入射波であるから、地下における地震観測値より地上波形を求める場合観測値を $F_0(t)$ とするわけにはいかない。観測値には上層よりの透過波、下層よりの反射波を含むからである。この場合、入射波 $F_0(t)$ を次式におきかえればよい。

$$F_0'(t) = \frac{1}{1 + \beta_n} [v_0(t) - \tau_n' \cdot G_n(t - t_n)] \dots (2)$$

ここに、 $v_0(t)$ は地下観測波形である。

地上波形より地下波形を求める場合、文献 9) のような取扱いがよいが、基盤層に上層より入射した波が反射して来ない保障はない。式 (1) では、上層の波形にはすべての影響が含まれていると仮定されている。これを Fortran 表現で示せば次のようになる。

```

(地上より地下へ)      (地下より地上へ)
.....
DO 100 N=1, NMAX      DO 100 I=1, I MAX
DO 100 I=1, I MAX      DO 100 N=1, NMAX
(波形の計算)          (波形の計算)
.....
100 CONTINUE          100 CONTINUE
.....
.....(3)
    
```

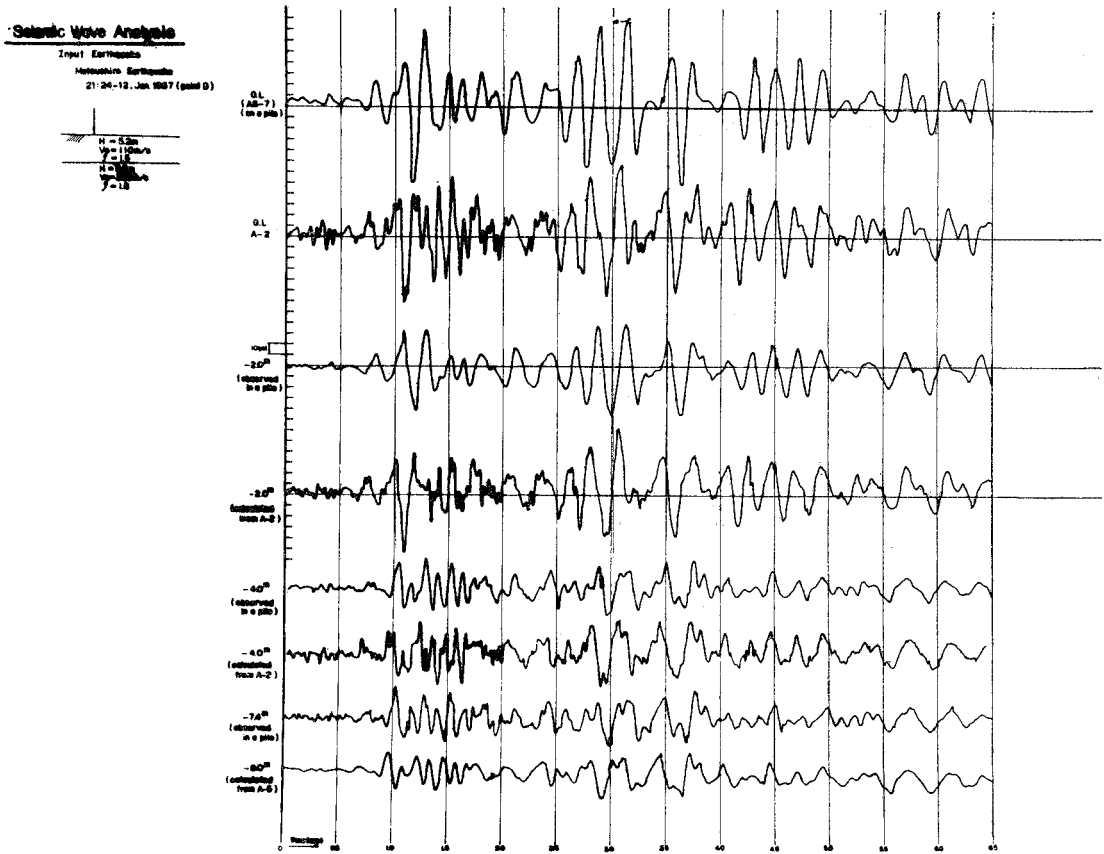
ここに、 N は層の数、 I は $v\{(I-1)\Delta t\}$ における離散値の数、である。

次にこのような方法によって計算した波形と観測値の比較を行なってみよう。なお、地盤モデルは弾性波速度試験結果を用い、密度は上層を除き、仮定した値を用いた。

b) 波形の比較

図-5 は地上観測値より地下波形を求めた例である。図-6 は地下観測値より上層の波形を求めた例である。

地上観測値より地下波形を求めた場合、計算値と対応



図—5 波形の比較（鋼管杭の地震応答例）

する深さの観測値はほぼ似た波形を与えているが、地下観測値より上層の波形を求めた場合の近似は、地上観測値より求めた場合より悪い。これは、地上波形は振幅も大きく観測され、計算波形は誤差が縮小されるのに対し、地下波形は記録振幅も小さくてサンプリング誤差が相対的に大きく、計算波形は誤差が拡大されることになることも原因としている。なお、図—6 は式（2）により計算を行なった場合の例であるが、観測値そのものを入射波とした場合のほうが、北信変電所構内での記録の場合、近似がよいように思われるので、本報告では主に観測値そのものを入射波にした場合の例を示した。

地上観測値より計算された波形は、地下 30m での記録と比べると、高周波成分が減少しており、地下観測値より計算した地上波形は、高周波成分が多い。これらは計算成層モデルが実際より単純であるためと考えられ、ボーリング図よりさらに複雑なモデルを作り試算してみたが、結果は弾性波試験によるモデルによる結果よりかえって良好でなかった。

後に示すように、この地点で地震増幅が一番関与する層は、加速度波形に対し、地表 5~7m の表層である。

図—7 は前述波動計算値と地震増幅が一番顕著な層内で数回の反射で止まったとした場合の波形とを比べたものである。計算は B 測点における地盤モデルを用い、入射波は地下 10.7m での観測値を用いている。表層 5.2m と下層との波動インピーダンス比は 0.316 であるが、ランダム波でも正弦波入射と同じく、3 回程度の反射で無限回反射と似ており¹⁾、7 回の反射ではほとんど一致している。これらの計算結果を観測値と比べると、かえって反射回数が多いものよりは 1~3 回の反射によるものの方が振幅値などよく近似している。

波動計算値と波形観測値の比較では、地上より地下波形を求める場合の方が近似がよいが、地下より地上波形を求める場合は操作：（図—7）のように大きな差がある。標準強地震動の考えによれば¹¹⁾、地表観測波形よりその地域に共通な地盤の地下波形を求め、これよりある点の地盤の震動特性を考慮した地表波形を求めることになる。この場合、前述の 2 種の計算を行なわなければならないが、2 回の操作による誤差を見るため計算を行なってみた（図—8）。図の計算では、標準強地震動における操作とは逆に、地下より地上波形を求め、これよりま

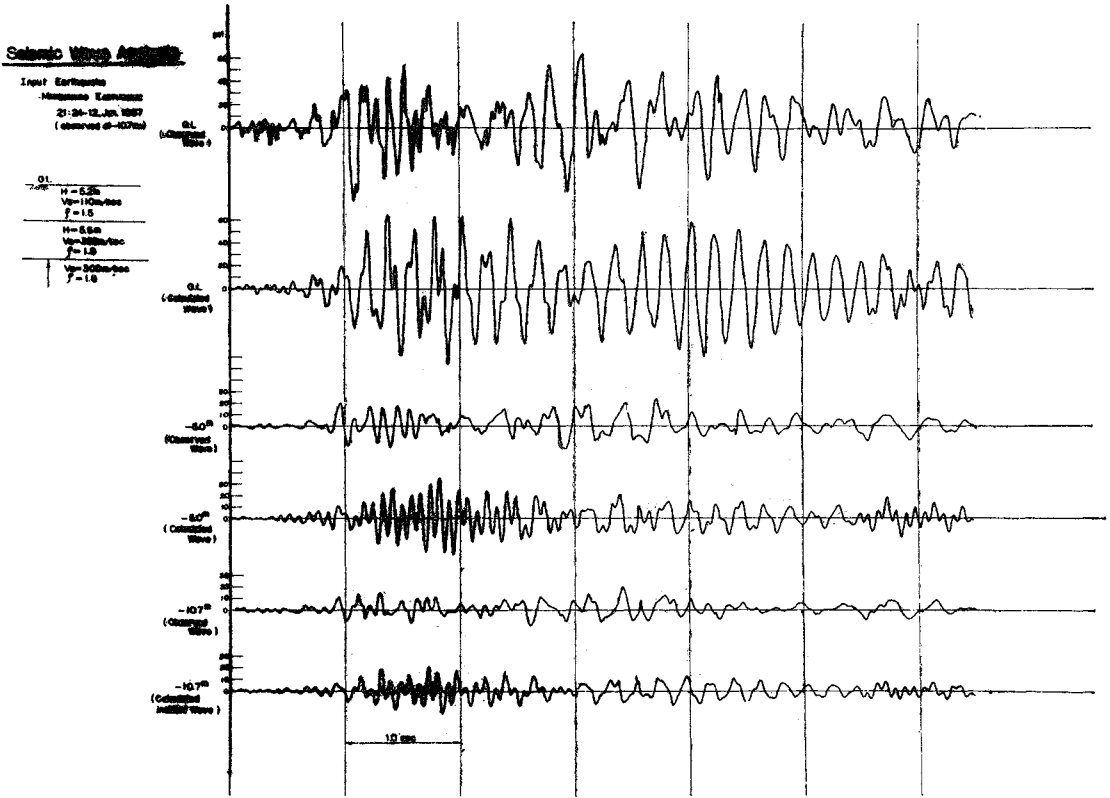


図-6 波形の比較

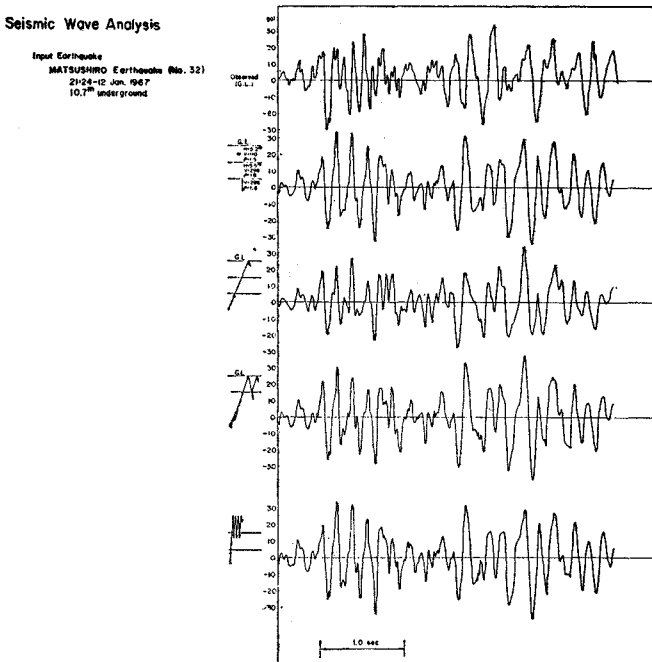


図-7 層内反射回数の差による波形の差異

た地下波形を求めてある。この例の場合は高周波成分において多少誤差が大きくなっているほかは、大略似た波形を与えているが、かなり差のある場合もあるので注意する必要がある。なお、図の計算ではサンプル間隔は 0.01 秒にしてあるが、成層モデルとの関連で 7~8 Hz 以上でも精度を必要とする場合はさらに小さい時刻刻みが必要である。

c) パワースペクトル密度の比較

波動計算を行なった各深度の波形につき、パワースペクトル密度を計算し観測値と比べた結果の一例を図-9 に示した。波形計算の比較で述べたように、地表観測値より求めた場合は地下での高周波成分の減少、地下観測値より求めた場合は高周波成分の強調がみられる。しかし、主要な周期の対応はかなり良好である。計算方法は赤池の方法¹²⁾に従ったが、スペクトル密度の大きさは window、計算方法(たとえば、高速フーリエ変換)、計算に使用するサンプルの長さなどで異なり、比較値どう

Seismic Wave Analysis

Input Earthquake
Mitsubishi Earthquake (No.155)
12.13 - 4.20 1967
epicentre at 10.0m underground

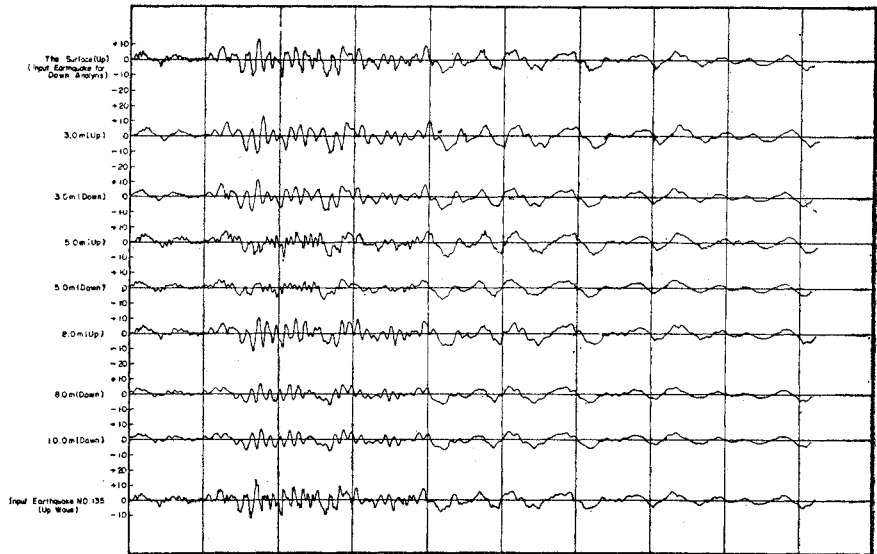
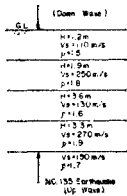


図-8 波動計算上の誤差比較

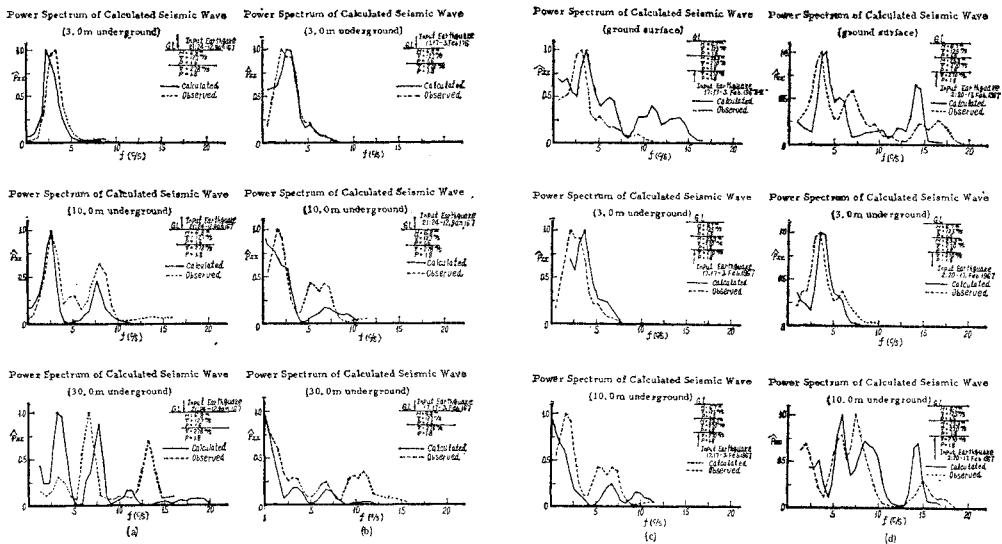


図-9 パワースペクトル密度での比較

し必ずしも共通でないので正規化して図示したが、大きく異なる場合がある。

d) 応答スペクトル曲線の比較

応答スペクトル曲線を比較の尺度とした場合の例を、図-10に示した。図-10(a)はB測点、地下10.7mでの記録より算出した場合であり(図-7参照)、加速度応答値で比べると、周期0.14秒で両者最大値を示すが振幅値は計算値が観測値の1.37倍(減衰定数 $h=0$)を示している。周期的には両者ほぼ近似した値を示す。しかしB測点における主要な周期(0.2秒)は、観測値では0.24秒として現われているが、計算値では表現されていない。同様に、図-10(b)は地下30mの記録

より算出した場合であるが、高周波成分が強調され近似はさらに悪くなっている。速度応答・変位応答スペクトルでも同様であり、長周期での近似はよくない。なお、本報告の例では、地下観測値より算出した地上計算値は、地上観測値より大きな値を示している。

e) 地盤モデルについて

以上の波動計算では、地表より板叩き法で行なったS波試験結果より求めた地盤モデルを用いたが、このモデルでは観測値の周期に対し、相対的なずれが生じている。図-11(a)はこの地盤モデルの周波数伝達関数を示したものであり、主要な卓越周波数は4.5 Hzである。この周波数は、他の時期の地震では卓越周波数であった

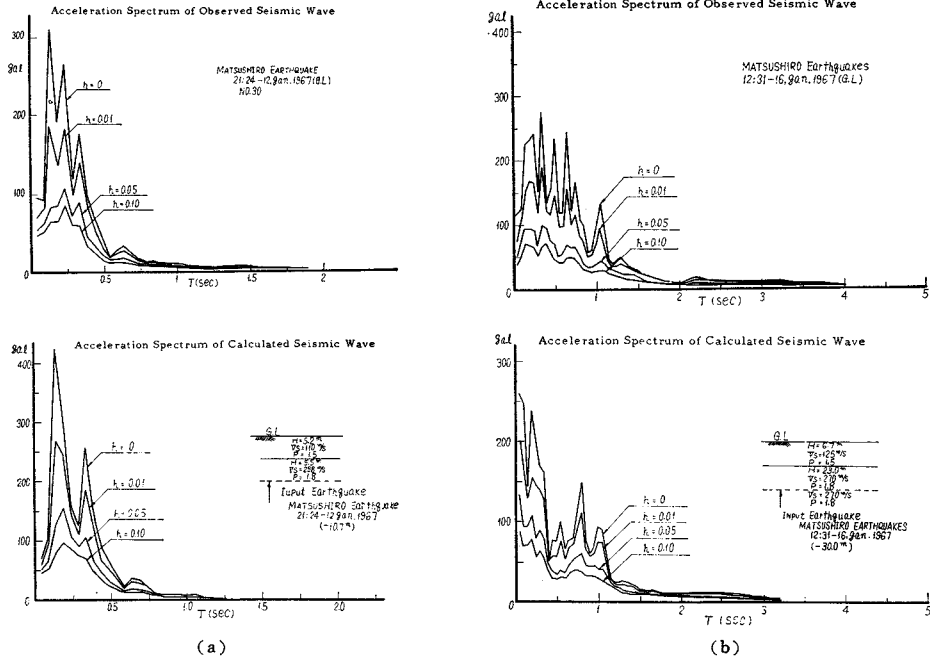


図-10 応答スペクトルでの比較

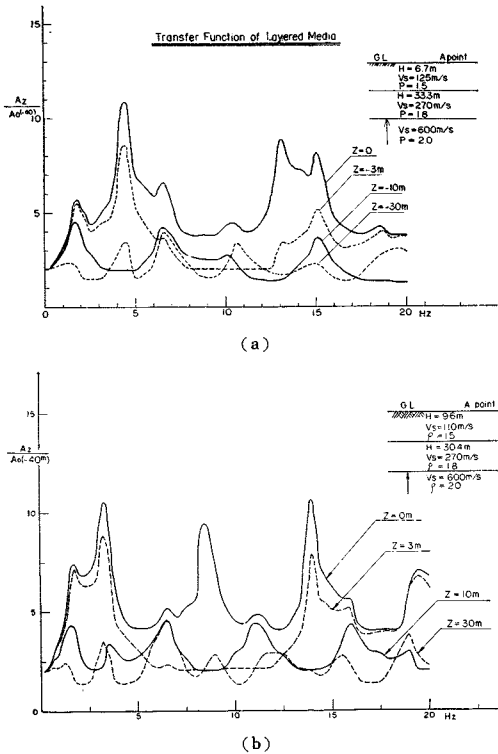


図-11 多層地盤の周波数伝達関数

が、本報告で解析した地震での卓越周波数 3.0 Hz とは異なっており、その他の主要な周波数とも相対的な差が生じている。ボーリング図、常時微動測定値を勘案して

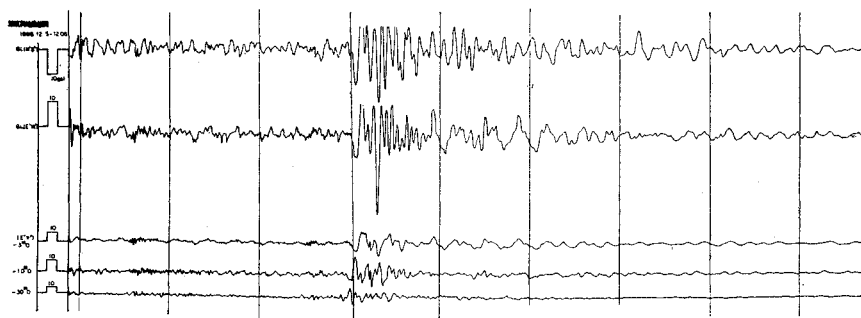
種々の地盤モデルを作製し、周波数伝達関数を求めても、すべての主要な周期までを覆うモデルは求め難い。以上の地盤モデルは、地表 6.7m の層が地震増幅にかかわる主要な層である。図-11 (b) は、B 測点のモデルとして考えられたものであるが、このモデルは A 測点における各深度ごとの主要な周期をよく説明できる。

表層 9.6 m はこの地点の支持層までの深さであり、地表よりする弾性波試験ではかえって鋭敏な検層を行なうため、さらに下層の層を見出し難くしている。このためボーリング孔を利用した S 波 (せん断波) 試験方法が技術的に確立される必要があるが、すでに観察したように同一観測点でも地震動の現われ方に差異があり、これを説明するためには地盤モデルを変える必要がある。これは、地震時の土のひずみの大きさにより地震によってある層が無視されるためと考えられるが、大地震を問題にする場合あまり複雑なモデルは必要ないかも知れない¹³⁾。

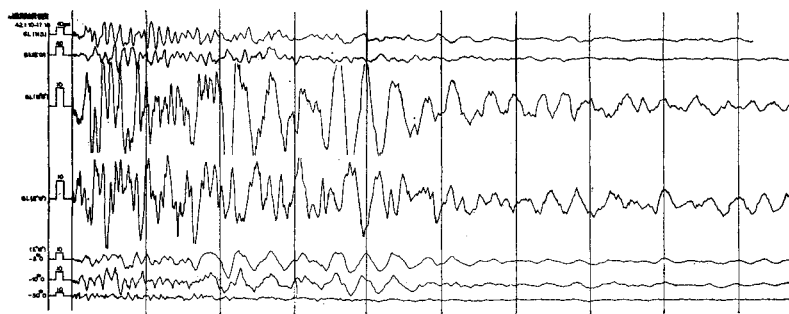
なお、地下 40 m の泥岩層の S 波速度 600 m/sec は仮定値であるが、これを 1.0 km/sec 程度に仮定すると地震増幅度が大きくなり、かえって近似が悪いように思われる。

f) その他

以上報告したように、多層地盤の震動特性を、このような波動計算によってかなりの近似をもって求められることがわかった。したがって、このような波動伝播による地盤のひずみなどは、変位波形を用いれば、ただちに



(a)



(b)

図-12 地下深度別観測記録の例

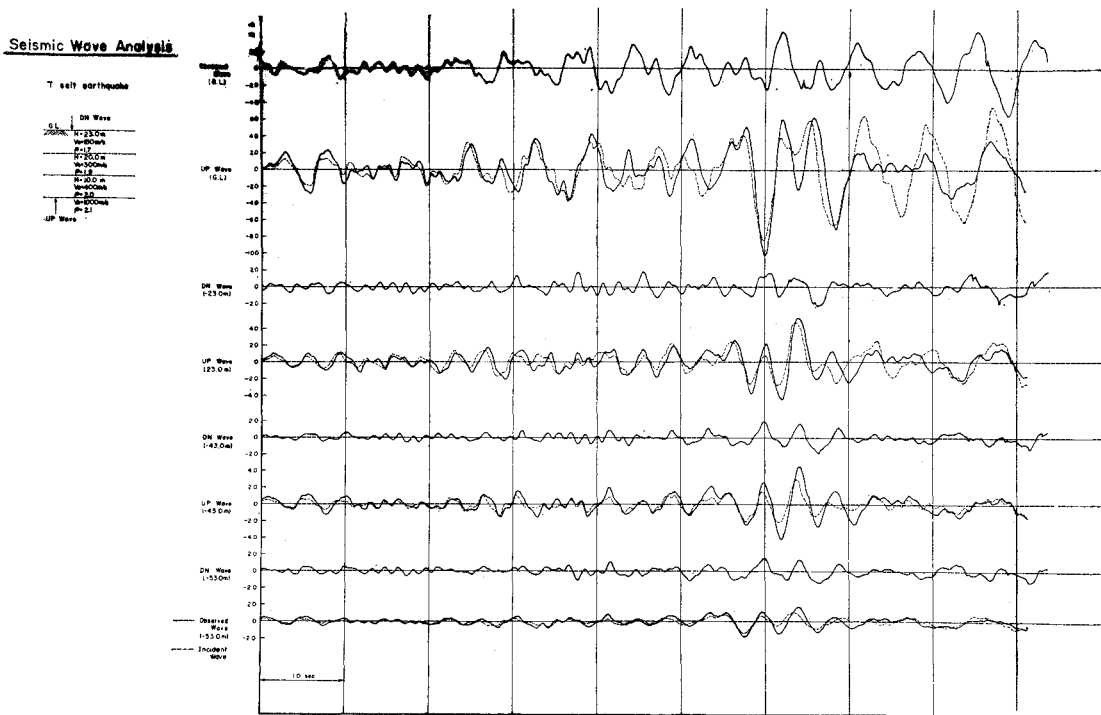


図-13 波形の比較 (松代地震と異なる例)

求めることができる。しかし、一般には地震記録は加速度記録が多く、これより変位を求める際には、かなりの誤差の混入をまぬがれない¹⁴⁾。図-5 は実は地上観測波形より地下の地震波形を求め、これを鋼管杭(φ400 mm, スパイラル鋼管, B 測点)内の観測値と対比した例である。図の波形は加速度波形であるが、両者の近似は非常によい。これは杭頭に上載荷重がない場合であるが、杭頭にコンクリートブロックを載荷し、観測した場合でも上載荷重の影響は高々深さ4 m 程度までであった⁵⁾。

図-12 は松代地震観測の例である。図-12 (a) はこの地震の一つの特徴である衝撃的な地震の例であるが、地下より地表に地震波が到来する状態がよくわかる。図-12 (b) は、記録の始めについてはこのような伝播性の波が観測されるが、2秒程度後に振幅も大きく周期も長い波が見られる。この波は深さによって位相の遅れが見られないことが特徴である。この位相の波は地表に地震計を配置して地震波の平面分布を観測したとき伝播性の波の現われる位相に相当し、表面波と考えられる。

図-5 または 図-6 波形計算結果によると、この位相の波に対しても、せん断波が地下より地上に伝播するとした計算でよく近似するように思われる。松代地震は高周波成分が多く、また観測点は軟弱な表層が薄くて位相差が大きくないので、このような比較には不向きである。図-13 は異なる地点で、震源距離約300 km, マグニチュード7.6の地震を観測・解析した例である。図下の2波形は地上波形より計算した地下53 mの岩盤内の波形と、相当する深さでの観測値である。両者の近似は非常によいが、実は計算波形は全体を約0.25秒だけずらせて(遅らせて)図示したものである。0.25秒は、この地層を伝播するせん断波の伝達時間に相当する。ここでの例は一例しか得られていないが、現時点では大胆な仮説「深さ方向の位相遅れを問題にしないならば、表面波に対してもその周期特性と同じく¹⁶⁾、せん断波の波動伝播特性を用いて近似的に多層地盤の振幅特性を求めることができる」を樹てて研究する必要があるものと考えられる。

(4) 地表層の地震増幅度

A 測点の観測値について、地下30 mでの値と各深さの振幅値の比をとると、表-2 のようになる。ここで、振幅比は地表における最大値と、その波の主因をなした各深度での波の振幅について比をとってあるが、S波部分(せん断波伝播部分)では、大約、最大値どうしの比と考えてよい。表によれば、地下30 mと10 mとではあまり増幅はみられないが、3 mでは最大2.4倍、地表では最大4.8倍の地震増幅がみられる。

観測では加速度最大の波の周期は、地震によって必ず

表-2

Earthquake	Ratio			Note
	GL/30m	3m/30m	10m/30m	
5, Dec. 1966	2.86	1.49	1.02	[Acc] ₃₀ =11.4 gal
21 h 24 min.-12, Jan. 1967	4.38	2.38	1.13	9.5 gal
12:30-16, Jan. 1967	4.83	1.79	1.18	7.6 gal
12:31-16, Jan. 1967	2.86	(0.77)	1.68	13.3 gal
17:17-3, Feb. 1967	1.81	(0.75)	(0.50)	15.2 gal
18:49-8, Feb. 1967	2.26	1.86	1.06	15.2 gal

しも一致しないが、大約0.2秒か0.3秒のいずれかの場合が多い。そこで、0.2秒の周期を与えるA測点で地震増幅に一番関与する地表層(地下6.7 m)に、一番近い10 mにおける記録と地表記録とで振幅比をとると表-3 のようになる。これによれば、地震増幅度は1.7~4.1で、平均3倍となる。ここでの境界層における波動インピーダンス比 α は $\alpha=1/2.45$ であり、共振状態での増幅度は5.7となるが¹³⁾、波の重ね合わせがないとすると2.8となり、A測点の地表と地下10 mでは、多くの場合、波の重ね合わせのない場合にほぼ等しい。これはまたB測点でも同様である(図-7参照)。

北信変電所構内での工学的な地震基盤面は、地下40 m付近にある顕著な層(泥岩層)と考えてもよいようである。この層と地表との地震増幅度は、平均4.7倍程度と推定される。

表-3

Earthquake	Ratio		Note
	GL/10 m	3 m/10 m	
5, Dec. 1966	2.80	1.46	
21 h 24 min.-12, Jan. 1967	3.88	2.10	
12:30-16, Jan. 1967	4.10	1.52	
12:31-16, Jan. 1967	1.70	0.46	
17:17-3, Feb. 1967	3.61	1.71	
18:49-8, Feb. 1967	2.13	1.86	

4. 地盤の局所性を考慮した地震力の推定

地震動は軟弱な地表層によって大きく変形・増幅され、すでに見たように少なくともS波部分(せん断波の伝播部分)では、せん断波の波動計算により、かなりの近似をもってこのような地表層の変形・増幅作用を評価できることがわかった。現今のように、構造物の地震応答解析が精密化するにつれ、地震入力についても同程度の精度で取扱わなければ調和のとれた設計とはいえない。

地震動における軟弱地表層の影響については、地下地震波形を貯えておく方法¹¹⁾や地震波のランダム性に注目したシミュレーションの方法などがある。後者には、常時微動の卓越周期を基にした表現¹⁷⁾、パワースペクトル密度での表現¹⁸⁾などがある。これらは、いずれも地震増幅に関与する顕著な地表層に注目するか、または強震記

録と同じスペクトル密度を与えようとするものである。しかし、多層地盤で特に顕著な地表層が決め難い場合とか、次に示すように加速度と変位とでは、地震増幅に関与する顕著な地表層が異なる場合では用い難い。以下では、基盤層において速度スペクトル一定なる性質を用いた地震波シミュレーションによる結果を観測値と比較し、多層地盤の震動特性を考慮した地震力推定についての適用性を調べてみた。

(1) 基盤地震波シミュレーションによる多層地盤のスペクトル

a) 加速度シミュレーション

基盤における地震波の速度スペクトル一定なる観測例¹³⁾にしたがえば、このような性質を持つシミュレーション波の素朴な表現は次式のようになる¹⁹⁾。

$$\ddot{y}_0(t) = \sum_{n=N_0}^N \alpha_0' \cdot f_n \cdot \cos\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} \quad \dots(4)$$

ここに、 $\ddot{y}_0(t)$: 基盤加速度、 f_n : 振動数、 ψ_n : 乱数で与えられる位相、 α_0' : 地震の大きさに関係する係数である。実際には、式(4)によると周波数範囲によって地震増幅度、スペクトルなど観測値と大きく異なる結果になる。これは、基盤における速度スペクトルは0.2~0.4秒以下の周期成分は減少しているからである。このため、式(4)を少し改めて次式のように表わす。

$$\ddot{y}_0(t) = \frac{\alpha_0}{|V_0|_{\max}} \left[\sum_{n=N_0}^{N_1} f_n \cdot \cos\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} + \sum_{N_1+1}^N f_{N_1} \cdot \cos\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} \right] \quad \dots\dots\dots(5)$$

ここに、

$$V_0 = \sum_{n=N_0}^{N_1} \sin\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} + \sum_{N_1+1}^N \frac{f_{N_1}}{f_n} \cdot \sin\{2\pi(f_n t + \psi_n)\}$$

式(5)によるシミュレーション波をA測点、地下40mの泥炭層に入射させたとき、地上波形のスペクトルを求めてみた。計算では、 $f_n = n/C$ 、周波数範囲を1~10 Hz とし、5 Hz 以上を減衰させてある。

シミュレーション波によるパワースペクトル密度を計算すると、図-3の観測値、図-9の地下観測値に基づく波形計算結果の場合とよく近似している。各3例ずつ求めてみたが、その差はほとんどみられない。また、スペクトルの間隔を case 1 では0.2 Hz、case 2 では0.1 Hz としてあるが、これによる差もほとんどない。

図-14は応答スペクトルの例であるが、観測値(図-10)との近似もよい。なお、case 1 と case 2 とでは応答値に多少の差があり、スペクトル間隔が粗い方が応答値が大きい、ここでの地盤モデルでは0.2 Hz 程度

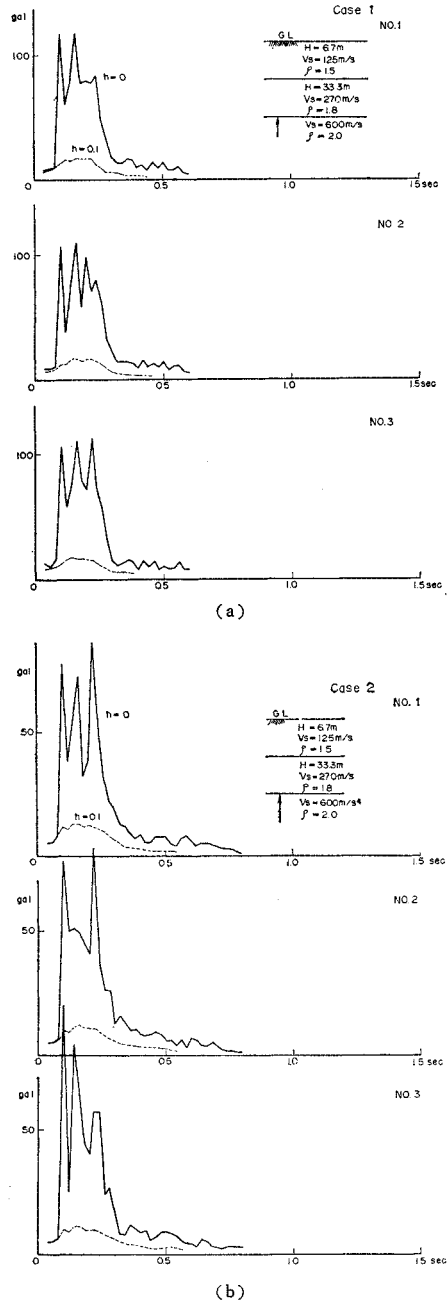


図-14 加速度シミュレーション波による応答スペクトル

のスペクトル間隔で十分であろう。

b) 変位シミュレーション

変位シミュレーションは、式(5)を2回積分して

$$y_0(t) = \frac{-\alpha_0}{|V_0|_{\max}} \left[\sum_{n=N_0}^{N_1} \frac{1}{4\pi^2 f_n} \cdot \cos\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} + \sum_{N_1+1}^N \frac{f_{N_1}}{4\pi^2 f_n^2} \cdot \cos\{2\pi(f_n t + \psi_n)\} \right] \quad \dots\dots\dots(6)$$

case 1 について、変位シミュレーション波のパワース

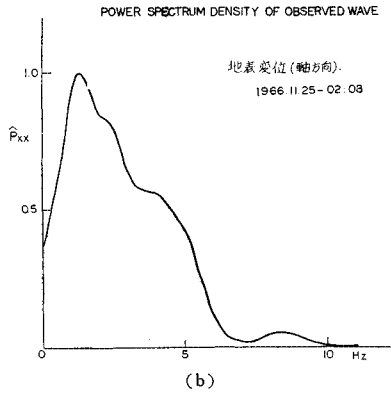
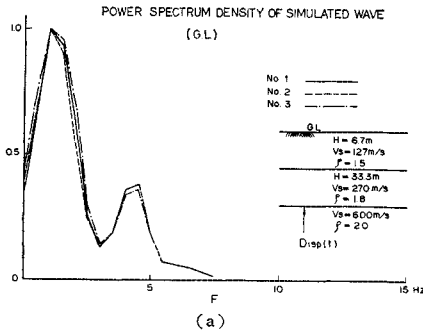


図-15 変位シミュレーション波のパワースペクトルと観測値の比較

ペクトル密度を求めると図-15 のようになる。おのおのの地層に応じ、1.2 Hz, 4.3 Hz に山がみられるが、加速度シミュレーションと異なり、1.2 Hz が優越している。観測値の一部を同時に示した。観測値では 1.5 Hz, 3.0 Hz など、地盤モデルの誤差による差がみられるが、よく近似した値を示している。

A 測点における地盤モデル (図-11 (a)) に対し、地下 40 m と地上との地震増幅度は、各 3 例について case 1 では平均 4.87, case 2 では 4.34 であって、スペクトル間隔が細いほど増幅度はやや小さな値を与える。また、case 1 で 10 例についてみると、地下 40 m での入射波に対し、表-4 のようになり、観測値との対応もよく、表層での地震増幅が大きいことが表現されている。

表-4 加速度シミュレーション波による地震増幅度

Amp.	G.L.	3 m	10 m	30 m
最 小	3.67	2.22	1.72	1.54
最 大	5.20	3.51	2.76	2.49
平 均	4.50	2.92	2.23	1.96

case 1 $f_n = n/C$, $C=5$, $N_0=5$, $N_1=25$, $N=50$

(2) 地盤の震動特性を考慮した地震力の推定

以上の結果に基づけば、基盤における加速度値が与えられればその地盤の局所性を考慮した地震力を推定できる。ある地点の基盤では地震力は、震源距離 x km とマ

グニチュード M により定まり²⁰⁾,

$$\alpha_0 = \frac{1}{T} \cdot 10^B$$

$$B = 0.61M - (1.66 + 3.60/x) \cdot \log_{10} x + (0.167 - 1.83/x) \dots \dots \dots (7)$$

ここに、 α_0 : 基盤層における加速度 (gal), T : 周期 (sec) である。

式 (5) において、 $f=1/T$ であるから、 α_0 は、式 (7) の意味を考えれば、

$$\alpha_0 = 10^B \dots \dots \dots (8)$$

となる。

北信変電所構内における地震観測値で、本報告の解析に用いた 6 例での地上最大加速度は 42 gal (A 点), 63 gal (B 点) でともに、1967 年 1 月 12 日 21 時 24 分における地震である。この地震のマグニチュードは、 $M=4.3$ (松代)、震源距離は $x=12$ km (冠着山付近) である⁴⁾。これを式 (8) に代入すると、 $\alpha=3.27$ (kine) となる。

表-4 により、 $\alpha_0=1$ に対する地表加速度を求めると最小 18.5 gal, 平均 21.4 gal, 最大 23.7 gal であるから、 $\alpha_0=3.27$ に対し、

$$(3.27) \times (18.5 \sim 21.4 \sim 23.7) = (60.4 \sim 70.0 \sim 77.8)$$

となる。

深度別観測を主に行なった期間 (1967 年 1 月 ~ 3 月) での最大マグニチュードは $M=5.0$ 、震源距離は $x=17$ km (四阿屋山付近) である (1967 年 2 月 3 日 17 時 17 分の地震)。この時、A 測点における観測値は 42 gal である (深度別観測を行なった方向と 90° 方向が異なる。この方向では 31 gal であった)。この場合 $\alpha_0=6.46$ であり、最小 119 gal, 平均 138 gal, 最大 153 gal となる。

また北信変電所構内で地震観測を行なうようになってから (1966 年 8 月上旬)、同構内で観測された最大の地表加速度は 196 gal (1966 年 8 月 28 日 13 時 9 分) であり、この地震については、 $M=5.0$ 、 $x=10$ km (更植市) である。これについては、 $\alpha_0=10.24$ 、最小 189 gal, 平均 219 gal, 最大 243 gal となる。

以上を見ると、式 (8) に基づく地上加速度推定値は観測値にくらべ大きな値を示している。この原因としては、震源距離が小さ過ぎる・マグニチュードも小さいなどのことも考えられるが、式 (7) の誘導における仮定についても一考する必要がある。金井博士は式 (7) を求める際、地表観測値より基盤での値を算出するのに地表層の影響 $G(T)$ を次式によって求めている。

$$G(T_G) = 5\sqrt{T_G} \dots \dots \dots (9)$$

ここに、 T_G はその地盤の卓越周期である。

A 測点における卓越周期は 0.30 sec であるから、

$G(T_G)=2.74$ となる。一方、波動計算による増幅度は、表—4 の場合、平均 4.80 であるから

$$(4.80) \div (2.74) = 1.75 \text{ 倍}$$

の差がある。したがって前記波動計算に基づく推定値をこれで割算すると、

地震	観測値 (gal)	修正した推定値 (gal)
1967. 1.12	$\begin{cases} 42 \text{ (A点)} \\ 63 \text{ (B点)} \end{cases}$	34.5~40.5~44.5
1967. 2. 3	42 (A点)	63.0~79.0~87.5
1966. 8.28	196	108.0~125.0~139.0

となり、やや近似した値となる。

以上のような試みは十分成功したものとはいえないが、さらに多くの地震、多くの場所で試みる必要があると考えられる。

5. 今後の問題点

以上、松代地震を利用し地盤震動特性について従来の理論をたどって見たが、観測値にみられる地表層の変形・増幅作用をよく説明できるものと考えられる。したがって、構造物の耐震性の検討に際しては、構造物の動的解析と同程度の精度をもって地震入力を扱うことができよう。

地下より地上へ垂直に入射するせん断波の波動計算によってある地点の地盤の局所性を表現する場合、適用する構造物の性質を十分考慮する必要がある。もし、構造物が一点での地震入力によって地震応答が定まるならば、本報告でたどってみた方法は十分な精度を持つということが出来る。しかし、地上に沿って拡がりをも有する構造物では、十分な情報を含むとはいえない^{21), 22)}。

地盤構造モデルの作製のためには弾性波速度試験が有用であるが、地表からする試験法では不十分であり、ボーリング孔を利用した試験法の確立が望まれる。しかし、あまり精緻な地盤モデルは、実際の地震では無視される境界面を生じ、不必要と思われる。地盤構造モデル決定には、常時微動測定結果・ボーリング柱状図・ N 値分布などを勘案して総合的に判断する必要がある。

基盤における地震波の速度スペクトル一定なる性質を用いたシミュレーション波は、観測値と同様の性質を示す。したがって、これに立脚して地盤震動を扱う際、地震増幅に顕著に関与する地表層のみを表現したい場合には加速度と変位とでは地盤モデルが異なることになる。北信変電所の例でいえば、加速度に対しては表層約 10m の層、変位に対しては地下 40m までの平均的な層である。

基盤における地震動の性質とその大きさを与える金井式とせん断波の波動計算による地表層の変形・増幅作用を結びつけて、地盤の局所性を考慮した地震力の推定を

行なう試みは十分の結果を得たとは思われないが、構造物の地震応答解析が精密化するに応じてこのような方法も確立される必要があるので、さらに多くの地点の観測値について調査する必要がある。基盤速度スペクトル一定の性質も、減衰させる周期は地震の大きさや震源距離などに関係すると考えられるので、さらに調査、研究される必要がある。

6. あとがき

本報告は、中部電力(株)北信変電所構内で観測、実験された「松代地震を利用した電力機器・施設の耐震研究プロジェクト」における地盤震動特性調査のうち、地下深度別観測結果を、従来の理論によってたどってみたものである。

本研究は中部電力(株)・東京電力(株)と共同して行われたものであり、両社関係各位のご協力を感謝する次第である。とくに、中部電力 飯沼芳郎氏・松野久吉氏・長谷川幸雄氏および東京電力 野口俊郎氏・岩片透氏の方々には多大のご尽力を得た。また、当所耐震研究グループの方々のご協力を得た。とくに堤一氏・佐藤孝雄氏には実験計画・観測・解析について作業を分担され、多くのご指導を賜った。ここに記して、深く謝意を表わす次第である。

参考文献

- 1) 大築・金井：「耐震設計」，コロナ社。
- 2) 桜井・高橋・堤・佐藤：「松代地震観測に基づく地盤震動特性の検討」，電力中央研究所技研報告，No. 69026, 1969. 9.
- 3) 佐藤孝雄：「軟質地盤を伝播する弾性波について」，電力中央研究所技研報告，No. 69045, 1969. 11.
- 4) 日本気象協会長野支部：「松代地震の記録，第 1~3 報」。
- 5) Kanai, K., T. Tanaka, T. Morishita and K. Osada : Observation of Microtremors XI (Matsushiro Earthquake Swarm Area), Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 44, 1966.
- 6) 高橋・平能：「軟弱地盤における地震動」，Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 19, 30, 1941.
- 7) Shima, E. : Modification of Seismic Wave in Superficial Soil Layers as Verified by Comparative Observations on and beneath the Surface, Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 40, 1962.
- 8) Kanai, K. : Relation between the Nature of Surface Layer and the Amplitudes of Earthquake Motions I~IV, Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 15~34.
- 9) 小林・鏡見：「波動理論を用いた成層構造の地震応答数値解析法について」，Proc. Japan Earthq. Eng. Symposium, 1966.
- 10) 田治見宏：「建築振動学」，コロナ社，p. 114.
- 11) 河角・嶋：「標準強地震動について」，Proc. Japan Earthq. Eng. Symposium, 1962.
- 12) 赤池弘次：「定常確率過程の統計的解析」，統計数理講座テキスト，数理統計研究所，昭 39.
- 13) 金井 清他：「地震・振動学」，建築学大系 11 巻，p. 93, 彰国社。

- 14) 栗原・桜井：「地震加速度波形の積分」，電力中央研究所技研報告，No. 68077，1969.6. およびその参考文献。
- 15) 江刺・高橋・堤・増子：「松代地震を利用した鋼管杭の動的挙動の解析」，電力中央研究所技研報告，No. 68020，1968.9.
- 16) 佐藤孝雄：前出の文献3) およびその参考文献。
- 17) 片山恒雄：「擬似地震動の特性に関する研究」，土木学会論文報告集，No. 162，1969.2 およびその参考文献。
- 18) 田治見宏：「耐震理論に関する基礎的研究」，東京大学生産技研報告，Vol. 8，No. 4，1959.3.
- 19) 田治見宏：前出の文献10)，p. 192.
- 20) 金井 清：「地震動の振動特性に関する実験式」，Proc. Japan Earthq. Symposium，1966.
- 21) 桜井・高橋・栗原・矢島：「地震時土の歪より見た埋設パイプラインの耐震性」，電力中央研究所技研報告，No. 69087，1970.4.
- 22) 桜井・高橋・栗原・矢島：「長大構造物の地震応答解析についての一考察」，Proc. Japan Earthq. Eng. Symposium，1970.

(1970.8.21・受付)
