

埋設管路の地震時ひずみ発生機構に関する二、三の考察

CONSIDERATIONS ON STRAIN-OCCURANCE MECHANISM OF UNDERGROUND PIPELINES DURING EARTHQUAKES

大石 博*・関口宏二**

By Hiroshi OISHI and Koji SEKIGUCHI

In order to study the dynamic behaviour of underground pipelines, the earthquake observation has been continued on an underground pipeline since 1977. Out of over twenty earthquakes observed since the installation of instruments, the Miyagiken-Oki earthquake, the Izuhanto-Tohooki earthquake, and the Chibaken-Chubu earthquake were taken up as examples. A closer investigation by evolutionary spectra analysis and phase velocity analysis was made to make clear the relation between the strain measured on the underground pipeline and the ground motion.

The method of the seismic response analysis of underground pipelines was proposed taking account of the results of above-mentioned earthquake observation. To prove its effectiveness, the strains obtained by using this method were compared with observed ones. In result was proved the effectiveness of this seismic response analysis method.

1. ま え が き

埋設管路の地震時挙動については、模型実験・地震観測^{1),2)}などを通じ、多くの知見が得られてきている。しかし、実地震時の地盤の波動伝播特性と管体発生ひずみとの関係については、明確になっているとはいえない。一方、埋設管路の地震応答解析法としては、沈埋トンネルを対象に開発された質点系モデルの地震応答解析法(田村・浜田モデル)³⁾が、よく用いられている。この方法においては、地震入力として、地震基盤に位相差のない実体波を用いている。

地震時に埋設管路に発生するひずみは、①地盤の振動性状の差異(地盤の不規則性)により発生するひずみと②地盤水平方向への波動伝播によるひずみ、に大別される。上記モデルは、①に関する項目のみを扱ったものである。成層地盤中の埋設管路に対しては、地震時ひずみが発生しなくなり、埋設管路の耐震性を論ずる場合に、多くの問題を含んでいる。

最近の強震時における波動伝播特性に関する研究^{4),5)}によると、強震時波動に関しては、実体波のみならず、

Love波・Rayleigh波のような表面波も、卓越することが、指摘されている⁶⁾。

そこで、われわれは、埋設管路の地震時挙動、特に、管体のひずみ発生機構の把握のため、1977年より、埋設管路の地震観測を実施している。また、地震観測結果をもとにして、表面波の影響を考慮した埋設管路の地震応答解析法の開発を実施した^{7),8)}。

ここでは、地震観測波形の考察により、地盤の波動伝播特性と管体ひずみの発生機構との関係、つまり、表面波的波動または実体波的波動と管体発生ひずみの関係について検討を加える。さらに、表面波を考慮した埋設管路の地震応答解析法の有効性について、各種検討を加える。

2. 埋設管路の地震観測体制

(1) 埋設管路と周辺地盤

地震観測を実施している埋設管路は、川崎市川崎区に位置し、内径1800mm、肉厚19mmの水道用鋼管である。Fig.1に示すように、管路一般部は、G.L.-3mに埋設され、一部は、立坑を介して、G.L.-17mに埋設されている。また、立坑より1mの位置に、ペローズ型の伸縮可とう管が、設置されている。

地盤柱状図と弾性波探査結果を、Fig.1に示す。表層

* 正会員 工修 日本鋼管(株)中央研究所主任部員
(〒210 川崎市川崎区南渡田町1-1)

** 正会員 工修 日本鋼管(株)中央研究所(同上)

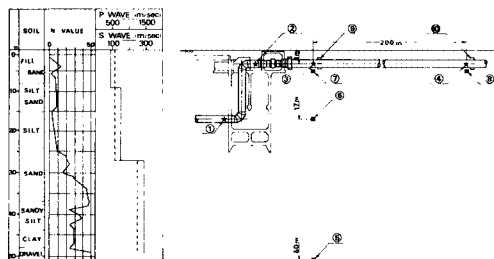


Fig.1 Soil Profile and Measurement Instrumentation.

は、シルト・細砂の互層であり、G.L. -24 mまでは、 N 値10以下の軟弱な地盤である。その下に、 N 値20~40の細砂層が続き、G.L. -44 m付近より硬質粘土が、G.L. -49 mより砂礫が現われる。G.L. -49 m以深は、 N 値50以上になる。

(2) 地震観測体制

地震観測に用いている観測計器配置図を、Fig.1に示す。管体には、①から④に、地盤には、⑤から⑧に、おのおの4台、計8台の加速度計が設置されている。なお、③と⑦、④と⑧は、同一深度で、近接して設置されている。また、管体加速度計③に対して、ひずみ計⑨が、管体加速度計④に対して、ひずみ計⑩が、設置されており、両地点は、200 m 離れている。加速度計は、管軸方向 (x)、管軸直角方向 (y)、鉛直方向 (z) の三成分の測定を、ひずみ計は、管体の天地左右の四成分の軸方向ひずみを、測定している。なお、管軸方向は、NE 66°である。

3. 埋設管路の地震時挙動

(1) 観測地震波

観測開始以来、20 数個の地震波が観測され、その中には、東京・横浜で震度Ⅳ以上の地震波も、6 個含まれている。ここでは、宮城県沖地震 (1978. 6. 12)、伊豆半島東方沖地震 (1980. 6. 29)、千葉県中部地震 (1980. 9. 25) の3つの地震に関し、波動論的立場より、地盤の波動伝播特性と管体のひずみ発生機構について、考察を加える。Table 1 に、三地震の諸元を示す。

(2) 地盤の波動伝播特性

a) 宮城県沖地震

Fig.2に、地盤の x 方向の加速度波形を示す。10 秒前後に現われている短周期波形は、深さ方向において、2~3 倍に増幅されている。しかし、15 秒以降の周期

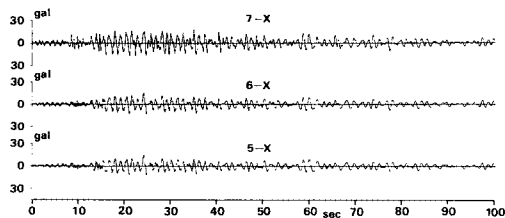


Fig.2 Observed Accelerograms (x direction).

1 秒程度より長い波形の深さ方向の増幅度は、小さい。特に、50 秒以降の波形は、ほとんど増幅されていない。

Fig.3に、地盤の y 方向の加速度波形を示す。波形前半において、 x 方向の加速度波形に比べ、短周期波形が多く含まれており、深さ方向の増幅度が大きい。しかし、周期1 秒程度より長い波形に関しては、 x 方向の場合と同様に、波形全体を通じ、深さ方向に関する増幅度は、小さい。

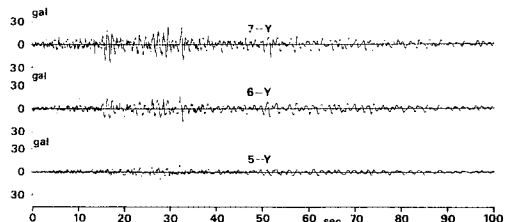


Fig.3 Observed Accelerograms (y direction).

以上述べたように、観測波形は、方向・時間帯域において、その特性が変化している。そこで、波動特性をより明確にするため、非定常パワースペクトル⁹⁾、位相速度について考察を加える。Fig.4, 5に、震央方向・震央直角方向に変換した加速度波形の非定常パワースペクトルを示す。図より明らかなように、スペクトル形状は、両方向とも明確な非定常性を示している。そこで、スペクトル形状より、震央方向に関しては、0~40 秒 (波群A)、40 秒以降 (波群B)、震央直角方向に関しては、0~23 秒 (波群C)、23~40 秒 (波群D)、40~75 秒 (波群E)、75 秒以降 (波群F) に分けて、検討を進める。また、これらの波群に関して、相互相関関数より求めた水平方向および鉛直方向の位相速度を、Table 2 に示す。

震央方向の波群Aは、0.9 Hzを境にして、より長周

Table 1 List of Observed Earthquakes.

	name	date	time	epicenter	focal depth (km)	magnitude
1	Miyagiken Oki	1978.6.12	17:14	142.4°E 38.1°N	40	7.4
2	Izuhanto Tohooki	1980.6.29	16:20	139.2°E 34.9°N	10	6.7
3	Chibaken Chubu	1980.9.25	2:54	140.2°E 35.5°N	80	6.1

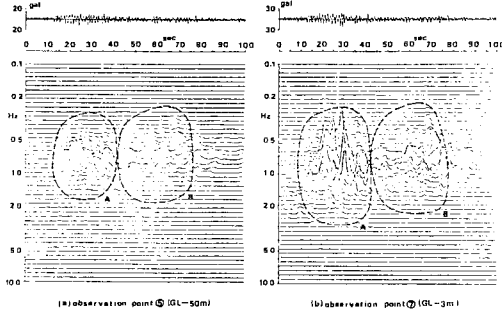


Fig. 4 Evolutionary Spectra (radial component).

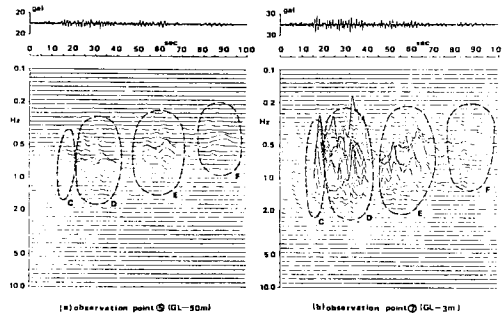


Fig. 5 Evolutionary Spectra (transverse component).

Table 2 Phase Velocity of Seismic Waves.

	direction	time range (sec)	coeffl. of correlation	phase veloc. (m/sec)
radial component	horizontal	0-40	0.84	1106
		40-75	0.63	2950
		75-110	0.72	2213
	vertical	0-40	0.76	588
		40-75	0.88	-
		75-110	0.93	-
transverse component	horizontal	0-23	0.84	1264
		23-40	0.75	1475
		40-75	0.72	2950
		75-110	(0.57)	(8650)
	vertical	0-23	0.46	214
		23-40	0.55	-
		40-75	0.68	-
		75-110	0.78	2350

期の波は、深さ方向の増幅が小さく、スペクトル形状もよく類似しているが、より短周期の波は、深さ方向の増幅が大きい。鉛直方向の位相速度は、約 600 m/s で、地盤表層の平均的な S 波速度 (204 m/s, PS 検層より) に比べ、非常に速い。また、水平方向の位相速度が、約 1100 m/s であり、Fig. 6 に示す観測地点の Rayleigh 波の分散曲線の三次モードの位相速度によく一致する。つまり波群 A は、S 波と Rayleigh 波の混在した波形であることが推定される。波群 B は、波群 A に比べより長周期の波形が卓越しており、深さ方向のスペクトル形状は、よく類似している。鉛直方向の位相速度は、無限大であり、水平方向の位相速度は、約 3000 m/s であり、Rayleigh 波の三次モードの位相速度に近い。つまり、波群 B においては、Rayleigh 波が卓越していることが、

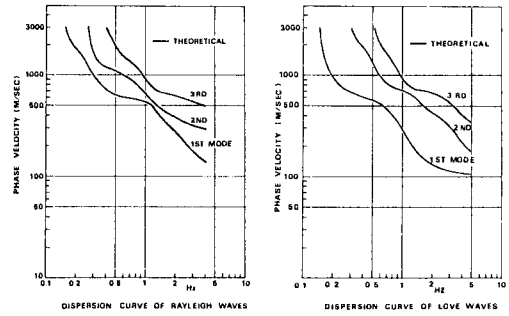


Fig. 6 Theoretical Dispersion Curve.

推定される。

震央直角方向の波群 C は、0.7~1.5 Hz において、深さ方向に非常に増幅されている。鉛直方向の位相速度は、214 m/s で、地表の平均的な S 波速度より若干大きい。また、200 m 離れた二地点の波形の相関が高く、水平方向の位相速度が、約 1300 m/s であり、Fig. 6 に示す観測地点の Love 波の分散曲線の三次モードの位相速度によく一致する。つまり、波群 C は、S 波が卓越しているが、Love 波も存在すると思われる。波群 D は、特に、G. L. -50 m の非定常パワースペクトルにおいて、分散性を示している。また、深さ方向における増幅度が大きい。水平方向の位相速度が、約 1500 m/s で、Fig. 6 に示す Love 波の分散曲線の三次モードの位相速度に近い。つまり、波群 D は、S 波と Love 波の混在した波形と考えられる。波群 E は、波群 C、D に比べより長周期波形の卓越がめだつ。また、深さ方向の増幅は大きくなく、スペクトル形状も、よく類似している。鉛直方向の位相速度は、無限大であり、水平方向の位相速度は、約 3000 m/s であり、Love 波の三次モードの位相速度に近い。つまり、波群 E においては、Love 波が卓越していることが、推定される。波群 F は、分散性が明確であり、深さ方向の増幅も小さいので、Love 波が卓越していると推定される。つまり、本地震においては、波形前半は、表面波と実体波との混在した波形であり、波形後半は、表面波が卓越した波形であると推定される。

b) 伊豆半島東方沖地震

Fig. 7 に、地盤の y 方向の加速度波形を示す。波形前半において、短周期波形が卓越し、地表に近づくに伴い、2~3 倍に増幅されている。一方、40 秒以降の波形後半において、数秒程度の長周期波形が卓越し、深さ方向の振幅の変化は、非常に少ない。

Fig. 8 に、地盤の深さ方向の変位軌跡を示す。図中の矢印は、震央方向を示すが、深さ方向に関係なく震央直角方向の波形が卓越しており、Love 波の存在が推定される。

次に、震央直角方向の加速度波形の非定常パワースペ

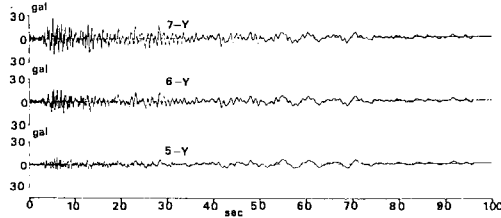


Fig. 7 Observed Accelerograms (y direction).

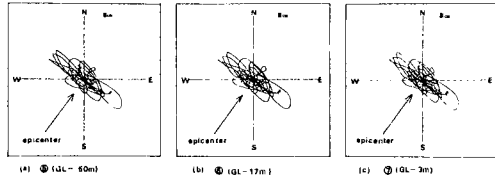


Fig. 8 Particle Orbits.

クトルを、Fig. 9 に示す。図より明らかなように、スペクトル形状は、非正常性を示している。そこで、震央直角方向に関して、0~10秒(波群A)、10~40秒かつ0.5 Hzより高振動数(波群B)、10~40秒かつ0.5 Hzより低振動数(波群C)、40秒以降(波群D)に分けて、検討を進める。また、これらの波群に関して、相互相関関数より求めた水平方向および鉛直方向の位相速度を、Table 3 に示す。

波群Aは、深さ方向に著しい増幅を示し、鉛直方向の位相速度が、約170 m/sと地表の平均的なS波速度に近いことから、鉛直方向に伝播するS波が卓越していると推定される。また、水平方向の位相速度が、約3500 m/sであり、200 m離れた二地点の波形の相関が高いことから、みかけ上水平方向に伝播する波形と考えられる。波群Bは、波群Aと同様、深さ方向に著しい増幅を示し、鉛直方向の位相速度が、約180 m/sであることから、鉛直方向に伝播するS波が卓越していると推定される。しかし、200 m離れた二地点の波形の相関が低いことから、みかけ上の水平方向の伝播は、明確ではない。波群Cは、波群Bと時間領域において重なっており、パワーが波群Bに比べ小さいので、相互相関関数による位相速度は、求められていない。しかし、深さ方向の増幅は、ほとんどなく、分散性を示し、波群Dより早く現われていることから、Love波の高次モードと推定される。波群Dは、深さ方向に増幅はほとんどなく、0.1~0.3 Hzにかけて、非正常パワースペクトルのピークを連ねた線が、右に凸な形状になり、表面波の群速度の分散性を、明確に表わしている。また、水平方向の位相速度が、約1700 m/sであるので、Fig. 6より、Love波の一次モードであると推定される。つまり、本地震においては、波形前半は、実体波が、波形後半は、

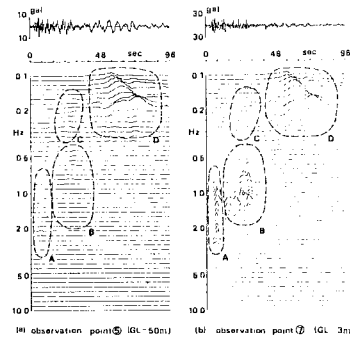


Fig. 9 Evolutionary Spectra (transverse component).

Table 3 Phase Velocity of Seismic Waves.

	direction	time range (sec)	coeff. of correlation	phase veloc. (m/sec)
radial component	horizontal	0-10	0.85	4325
		10-40	(0.57)	(5767)
	vertical	40-80	0.76	1573
		0-10	0.69	168
transverse component	horizontal	10-40	0.50	174
		40-80	0.79	2350
	vertical	0-10	0.72	3460
		10-40	(0.54)	(3460)
	horizontal	40-80	0.84	1730
		0-10	0.61	168
vertical	10-40	0.51	181	
	40-80	0.86	4700	

表面波が卓越した波形であるといえる。

c) 千葉県中部地震

Fig. 10 に、地盤の x, y 方向の加速度波形を示す。水平二方向の加速度波形は、5秒前後に、衝撃的な波形を示し、その後、急激に減衰している。

次に、震央方向・震央直角方向に変換した加速度波形の非正常パワースペクトルを示す。スペクトル形状に現われている非正常性を明確にするために、震央方向に関しては、0~7秒(波群A)、7~30秒(波群B)に、震央直角方向に関しても、0~7秒(波群C)、7~30秒(波群D)に分けて、検討を進める。また、これらの波群に関して、相互相関関数より求めた水平方向および鉛直方向の位相速度を、Table 4 に示す。

波群A・Cは、深さ方向に著しい増幅を示し、鉛直方向の位相速度が、約160 m/sと地表の平均的なS波速

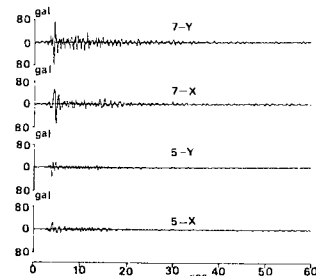


Fig. 10 Observed Accelerograms (x, y direction).

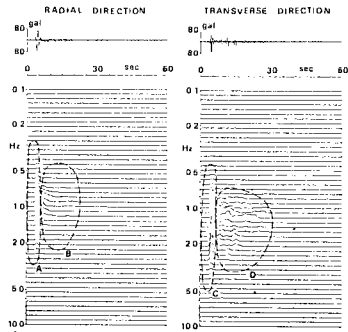


Fig. 11 Evolutionary Spectra (point ⑦).

Table 4 Phase Velocity of Seismic Waves.

	direction	time range (sec)	coeff. of correlation	phase veloc. (m/sec)
radial component	horizontal	0 - 7	0.95	5767
		7 - 30	(0.27)	(8650)
	vertical	0 - 7	0.53	162
		7 - 30	0.55	174
transverse component	horizontal	0 - 7	0.90	4325
		7 - 30	(0.48)	(4325)
	vertical	0 - 7	0.70	157
		7 - 30	0.56	168

度に近いことから、鉛直方向に伝播するS波が卓越していることが推定される。また、200 m離れた二地点の波形の相関が高いので、みかけ上、約5000 m/sの速度で、水平方向に伝播している波形と考えられる。波群B・Dは、波群A・Cと同様、深さ方向に増幅を示し、鉛直方向の位相速度が、約170 m/sであることから、鉛直方向に伝播するS波が卓越していることが推定される。しかし、200 m離れた二地点の波形の相関が、低いいため、みかけ上の水平方向の伝播は、明確でない。つまり、本地震においては、鉛直下方からS波が入射し、重複反射により、地盤の一次固有周期に相当する1秒前後の波形が、増幅されたものと思われる。

(3) 管体ひずみ発生機構

一般に、水平方向に波動が伝播し、分散性を示さない場合、管体に発生する軸ひずみは、管軸方向の地盤速度に、曲げひずみは、管軸直角方向の地盤加速度に、比例するといわれている。ここでは、前節において明確になった地盤の波動伝播特性と管体発生ひずみとの関係について、考察する。

a) 宮城県沖地震

Fig. 12に、⑩の軸ひずみ波形と、④・⑤の管軸方向の速度波形とを、比較した図を示す。波形後半においては、波形形状および位相特性とも、⑩の軸ひずみ波形と④の速度波形は、よく類似しているが、波形前半において、両者は、あまり類似していない。特に、15~30秒において、速度波形は大きなパワーをもっているにもかかわらず、軸ひずみ波形は、波形後半に比べ、あまり大

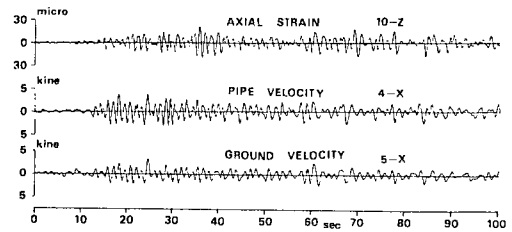


Fig. 12 Relation between Pipe Strain and Ground Motion.

きな絶対値を示していない。前節において述べたように、波形前半は、表面波と実体波とが混在している。軸ひずみ波形が、④の速度波形より、G. L. -50 mの⑤の速度波形の方に、よく類似していることから考えると、波形前半に含まれている実体波成分は、軸ひずみ発生に、あまり寄与していないと考えられる。

b) 伊豆半島東方沖地震

Fig. 13に、⑩の軸ひずみ波形と、④・⑧の管軸方向の速度波形を比較した図を示す。軸ひずみ波形と速度波形は、S波がみかけ上伝播している0~10秒と、Love波の一次モードが卓越している40秒以降において、よく類似している。また、40秒以降において、軸ひずみ波形の絶対値の減少傾向が、速度波形に比べて小さいのは、表面波の分散性により、周期の短い波形ほど、位相速度が遅いためであろう。

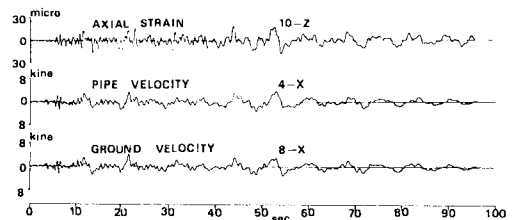


Fig. 13 Relation between Pipe Strain and Ground Motion.

10~40秒にかけて、軸ひずみ波形に現われている周期1秒程度の波形は、地盤の不規則性により発生している波形であるが、速度波形との対応は、あまりよくない。また、10~40秒に速度波形にみられる長周期波形は、40秒以降にみられる長周期波形に比べ、ひずみ発生に、寄与していない。

c) 千葉県中部地震

Fig. 14に、⑩の軸ひずみ波形と、④・⑧の管軸方向の速度波形、⑩の曲げひずみ波形と、④・⑧の管軸直角方向の加速度波形とを比較した図を示す。軸ひずみ波形と速度波形に関しては、S波がみかけ上伝播している0~7秒において、両者はよく類似している。また、みかけ上約5000 m/sで水平方向に伝播しているの、速度

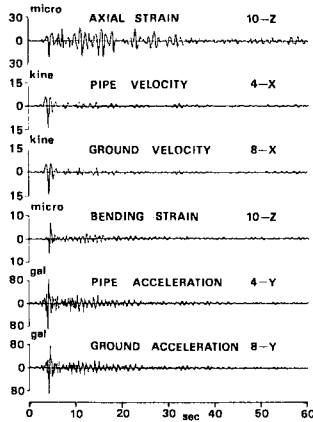


Fig. 14 Relation between Pipe Strain and Ground Motion.

波形に比べ、ひずみ波形の絶対値は、あまり大きくない。地盤の不規則性により発生していると思われる7秒以降の波形に関しては、両者は、あまり類似していない。軸ひずみ波形は、速度波形が減衰した10秒以降においても、0~7秒と同程度の値を示している。

曲げひずみ波形と加速度波形との形状は、非常によく一致している。曲げひずみ波形と加速度波形の最大値より求めた位相速度は、約350 m/sになり、200 m離れた二地点の加速度波形より求めた位相速度に比べ、非常に小さい。つまり、曲げひずみは、地盤の局所的な不規則性により発生しているものと考えられる。

4. 表面波を考慮した埋設管路の地震応答解析法

(1) 解析手法の概要^{7),8)}

表面波を考慮した埋設管路の地震応答解析法においては、次の事項を仮定している。

- ① 地震動としては、表面波の伝播のみを考える。
- ② 地盤振動は、埋設管路の存在により影響されない。
- ③ 埋設管路は、弾塑性床土上のはりとして解析する。

本解析法における解析手順は、次のとおりである。また解析モデル図を、Fig. 15 に示す。

①' 表面波が進行した場合の埋設管路地点の地盤の変位分布を求める。

②' ①'において、任意時刻における地盤の変位分布が得られているので、埋設管路の地震時応答は、弾塑性床土上のはりの問題として求める。

また、①'の地盤の変位分布は、次の手順で求められる。

①'' 表面波としての地盤変位分布を、定常問題として求める。

②'' ①''で求めた定常状態の変位分布を、フーリエ

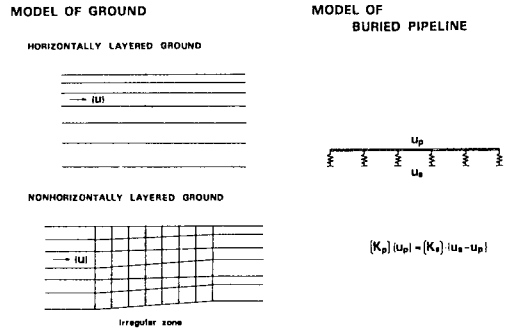


Fig. 15 Analytical Model.

逆変換して、過渡変位応答を求める。

(2) 観測波形と解析波形との対比

表面波を考慮した埋設管路の地震応答解析法（以下、解析法Ⅰと呼ぶ）の有効性を調べるため、本解析法より得られた軸ひずみ波形と、地震観測より得られた軸ひずみ波形との比較を行う。

a) 解析条件

本解析においては、長周期波形を考慮するために、G.L. -4 km を固定とした。解析に使用した地盤定数は、Fig. 16 に示す。G.L. -150 m までは、PS 検層実測値とし、それ以深は、文献10)を参照し決定した。なお、地盤と管路とを結ぶばね定数としては、管軸方向と管軸直角方向の地盤反力係数 $k_x \cdot k_y$ を、それぞれ 1.0 kg/cm³, 3.14 kg/cm³ として求めた。また、入力地震動に関しては、Fig. 1の⑦の x, y 方向の加速度波形を、震央方向と震央直角方向に変換して、Rayleigh 波・Love 波として入力した。

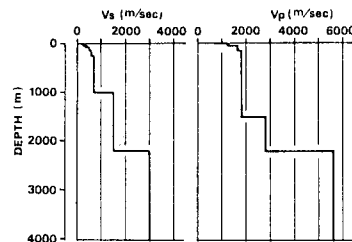


Fig. 16 Subsurface Model.

b) 宮城県沖地震

Fig. 17 に、軸ひずみに関して、観測波形と解析波形とを比較した図を示す。解析波形(1)は、Rayleigh 波・Love 波を一次モードで伝播させて求めた波形であり、解析波形(2)は、二次モードとして求めた波形である。解析波形(1)、解析波形(2)とも、観測波形に比べ、大きな値を示している。特に、波形前半は、観測波形に比べ、2~3 倍の値を示している。これは、観測波形より求め

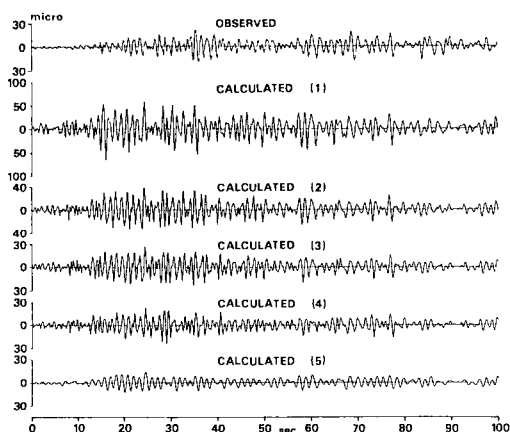


Fig. 17 Observed and Calculated Axial Strain.

られた位相速度が、Table 2 に示すように、1.0~3.0 km/s であるのに対し、0.6 Hz より高振動数の一次・二次モードの位相速度が、Fig. 6 の表面波の理論分散曲線に示されているように、1.0 km/s より遅いからである。

解析波形(3)は、Rayleigh 波・Love 波を三次モードで伝播させて求めた波形である。Fig. 6 に示すように、Rayleigh 波・Love 波の三次モードの0.6~1.0 Hz の位相速度は、1.0~3.0 km/s であり、観測波形より求めた位相速度とよく一致する。そのため、解析波形(3)と観測波形は、大きさ・位相特性とも、特に60秒以降において、よく一致している。波形前半において、解析波形(3)が、観測波形に比べて大きいのは、入力地震動波形前半に含まれている実体波成分をも、表面波とみなして解析しているためである。解析波形(4)は、震央方向の地震波のみを、Rayleigh 波の三次モードとして求めた波形であるが、特に波形後半において、解析波形(3)とほとんど変わらない。つまり、本地震において、Love 波は、軸ひずみ波形の発生に、あまり寄与していないことがわかる。また、40~60秒においては、Rayleigh 波のみの解析波形の方が、観測波形と、よく一致している。

解析波形(5)は、0.9 Hz より低振動数の波形のみを表面波とみなし、Rayleigh 波・Love 波の三次モードで伝播させて求めた波形である。この場合、波形前半において、他の解析波形に比べ、大きさに関し、観測波形とよく一致している。つまり、3.(3), a)において得られた知見と考えあわせると、波形前半に含まれている実体波は、主として0.9 Hz より高振動数の波形であり、軸ひずみ波形の発生に、あまり寄与していないことが、結論づけられる。

c) 伊豆半島東方沖地震

Fig. 18 に、軸ひずみに関して、観測波形と解析波形

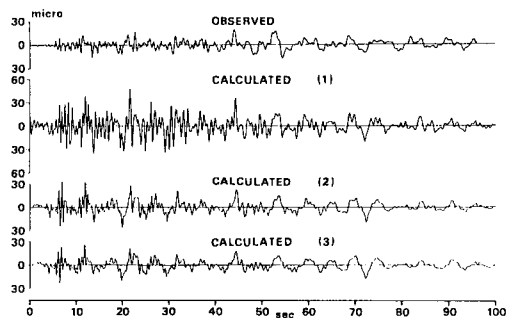


Fig. 18 Observed and Calculated Axial Strain.

とを比較した図を示す。解析波形(1)は、Love 波・Rayleigh 波を一次モードで伝播させて求めた波形である。観測波形と解析波形とを比較すると、50秒以降の波形、特に長周期波形に関して、両者は、良好な一致を示しているが、周期1秒程度の波形は解析波形において、非常に大きな値を示している。これは、実体波と思われる周期1秒前後の波形を、位相速度数百m/sの表面波として解析しているためである。

そこで、周期1秒前後の波形を、表面波の高次モードとして伝播させた場合について、考察する。解析波形(2)は、0.3 Hz より低振動数を一次モード、0.3 Hz より高振動数を二次モードで伝播させて求めた波形で、解析波形(3)は、0.3 Hz より低振動数を一次モード、0.3 Hz より高振動数を三次モードで伝播させて求めた波形である。高次モードを考慮するに従って、周期1秒前後の解析波形は、絶対値に関して、観測波形によく一致していく。

以上は、入力地震動を、すべて表面波成分であるとした解析である。しかし、3.(2), b)において述べたように、伊豆半島東方沖地震には、表面波・実体波の両成分が含まれている。そこで、Fig. 1 の G.L. -50 m の⑤の地震波を文献11)に示す方法により、表面波成分と実体波成分に分離し、表面波成分に関しては、解析法Ⅰ、実体波成分に関しては、文献3)に示す質点系地震応答解析法(以下、解析法Ⅱと呼ぶ)によりひずみ波形を算出し、それらを合成して観測波形と比較する。Fig. 9 の非定常パワースペクトルに現われている表面波の群速度の分散性より考慮して、0.3 Hz において分離し、0.3 Hz より低振動数成分を表面波成分、0.3 Hz より高振動数成分を実体波成分とする。Fig. 19 に、震央方向・震央直角方向に関し、0.3 Hz において表面波と実体波に分離した波形を示す。

Fig. 20 に、観測波形と、分離された波形を用いた解析法Ⅰ・解析法Ⅱによる解析波形を示す。解析波形(1)は、Love 波・Rayleigh 波を一次モードで伝播させて求

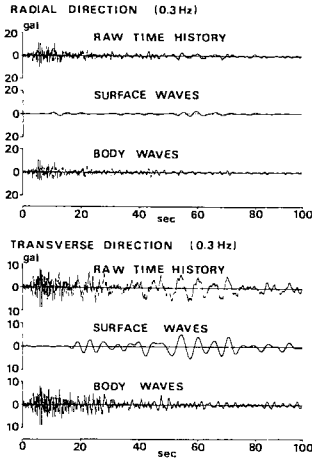


Fig. 19 Separated Surface and Body Waves.

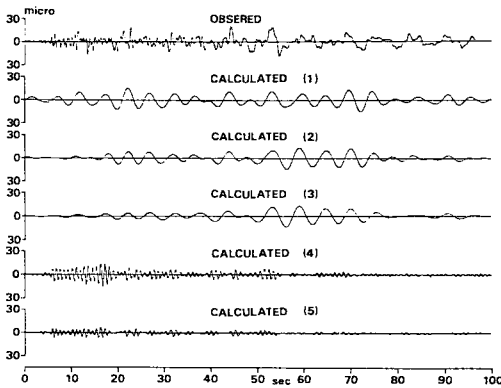


Fig. 20 Observed and Calculated Axial Strain.

めた波形である。波形後半において、両者はいい一致を示しているが、波形前半においては、観測波形に比べ非常に大きい。これは、震央直角方向成分の波形前半（10～40秒）に現われている高次モードの表面波を、一次モードとして伝播させているためと、震央方向成分の0～20秒に現われている波形の影響のためである。そこで、Love波のみを、一次モードとして伝播させて求めた波形を、解析波形(2)に、0.2 Hzより低振動数をLove波の一次モード、0.2～0.3 HzをLove波の二次モードとして伝播させて求めた波形を、解析波形(3)に示す。80秒以降の波形において若干の差異はあるが、解析波形(3)が、観測波形と最もよく一致している。また、解析波形(4)、解析波形(5)は、減衰定数5%、10%の場合の解析法Ⅱによるひずみ波形である。

Fig. 21に、Fig. 20に示した表面波成分に関する解析波形と実体波成分に関する解析波形とを合成した解析波形を示す。解析波形(1)は、Fig. 20の解析波形(3)と

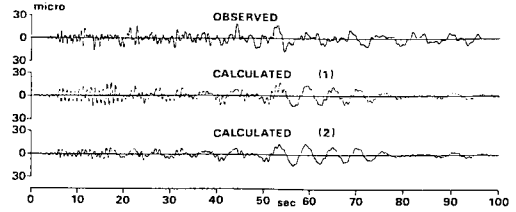


Fig. 21 Observed and Calculated Axial Strain.

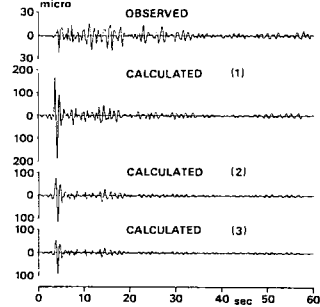


Fig. 22 Observed and Calculated Axial Strain.

解析波形(4)とを合成した波形であり、解析波形(2)は、Fig. 20の解析波形(3)と解析波形(5)とを合成した波形である。大きさや位相特性に関して若干の差異はみられるが、解析波形は、観測波形といい一致を示している。

つまり、伊豆半島東方沖地震のように、表面波・実体波の両成分を含むが、両成分の振動数領域が異なるため、比較的簡単な方法で両者を分離できる場合、解析法Ⅰと解析法Ⅱとを併用することにより、管体ひずみの発生をシミュレートすることができる。

d) 千葉県中部地震

Fig. 22に、軸ひずみに関して、観測波形と解析波形とを比較した図を示す。解析波形(1)は、Rayleigh波・Love波を一次モードで伝播させて求めた波形であり、解析波形(2)は、二次モードとして、解析波形(3)は、三次モードとして求めた波形である。観測波形は、0～30秒において、大きさがあまり変化しないのに対して、解析波形(1)、(2)、(3)は、5秒前後において、非常に大きな値を示している。これは、5秒前後の波形が、Table 4に示したように、みかけ上水平方向に約5 km/sで伝播している波動であるにもかかわらず、三次モードの場合でも、約1 km/sで伝播する波動として解析しているためである。また、10秒以降の解析波形は、高次モードを考慮するに従って、大きさはよく一致していく。

5. 非成層地盤に発生する地震時地盤ひずみ

埋設管路に発生する地震時ひずみの算定にあたり、基本になるのは、地盤に発生する地震時ひずみ（管路が存

在した場合の管軸方向ひずみ)である。特に、非成層地盤における地震時ひずみの評価手法の確立は、埋設管路の耐震設計における必須な課題である。そこで、ここでは、非成層地盤に発生する地震時地盤ひずみに関して、若干の検討を加える。なお、入力地震動に関しては、地震波の表面波と実体波との分離手法の確立がなされていないため、取得された地震波が、すべて表面波成分である、または、すべて実体波成分であるとして取り扱った。

(1) 解析手法と解析条件

解析手法としては、以下の2つの方法を用いた。

① 表面波に関する地盤振動解析手法は、4.において示したFEMモデルである。

② 実体波に関する地盤振動解析手法は、文献3)、12)に示す一質点系および二質点系モデルである。

解析対象地盤において、表面波に関するFEMモデルに関しては、G.L. -1500 mを固定とし、実体波に関する質点系モデルに関しては、G.L. -60 mを地震基盤とした。表面波モデルにおけるG.L. -60 m以深の地盤条件は、文献8)と同様である。入力地震動としては、Fig. 2に示す地震波を用い、表面波モデルでは、G.L. -0 mに最大加速度300 galで、実体波モデルでは、G.L. -60 mに最大加速度150 galで入力した。

(2) 解析結果

Fig. 23に、第一層と第二層の間に、 6° と 14° の傾斜をもつ地盤の解析結果(地表の最大ひずみ分布)を示す。実線が表面波モデルの結果であり、一点鎖線が、一質点系実体波モデル、二点鎖線が、二質点系実体波モデルの結果である。表面波モデルによる地盤ひずみは、地盤の不規則性の影響をあまり受けていない。一方、実体波モデルに関しては、一質点系モデル・二質点系モデル(減衰定数10%)とも、地盤の不規則性の大きい箇所、大きい地盤ひずみが発生している。しかし、表面波モデルと比べると、1/2程度のひずみしか発生していない。なお、実体波モデルにおいて、地表面の最大加速度は、300 gal以上を示している。

Fig. 24に、Fig. 23の場合の表層のせん断波速度を、1/2にした場合の結果解析を示す。表層地盤が軟らかい場合、表層地盤が硬い場合と比較して、同一周期に関する波長が短くなるため、表面波モデルにおいても、地盤の不規則性が大きい箇所、大きなひずみが発生している。実体波モデルに関しても、地盤の不規則性が大きい箇所において、地盤ひずみが大きくなっているが、表面波モデルと比べると、1/2程度のひずみしか示していない。なお、この場合においても、実体波モデルにおける地表面最大加速度は、300 gal以上を示している。つまり、これらの結果は、埋設管路の耐震性の検討における表面波の考慮の必要性を、示唆しているものといえる。

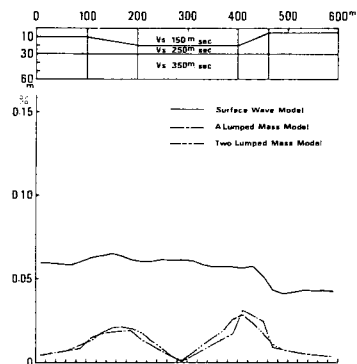


Fig. 23 Max. Value Distribution of Ground Strain.

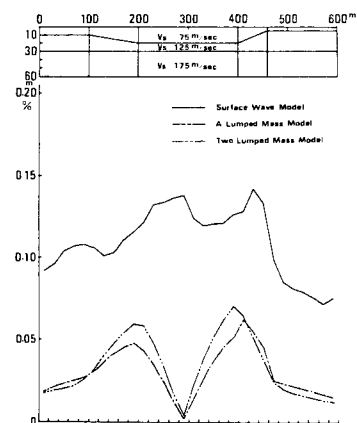


Fig. 24 Max. Value Distribution of Ground Strain.

6. 結 論

埋設管路の地震観測の観測波形解析および表面波を考慮した埋設管路の地震応答解析の実施により、次のような結論を得た。

(1) 宮城県沖地震において、波形前半は、表面波と実体波が混在した波形であり、波形後半は、表面波が卓越している。伊豆半島東方沖地震において、波形前半は実体波、波形後半は、表面波が卓越している。また、千葉県中部地震は、ほとんど実体波成分と考えられる。

(2) 表面波成分、または、みかけ上水平方向に伝播するS波が卓越する場合、埋設管路に発生する軸ひずみ波形は、地盤の速度波形によく類似する。地盤の不規則性による振動性状の差異により、軸ひずみが発生しているとき、軸ひずみ波形と地盤の速度波形は、あまりよい類似を示さない。

(3) 埋設管路に発生する地震時ひずみには、実体波に依存する成分と、表面波に依存する成分とがある。つまり、埋設管路の耐震性を検討する場合、実体波のみならず表面波に関する考慮が、必要である。

(4) 宮城県沖地震のように、表面波と実体波が混在しているが、表面波成分が卓越している場合、表面波に関する解析法Ⅰは、非常に有効な解析手法である。

(5) 伊豆半島東方沖地震のように、表面波・実体波の両成分を含み、かつ周波数領域において簡易に表面波と実体波に分離できる場合、表面波に関する解析法Ⅰと実体波に関する解析法Ⅱとを併用するとき、管体ひずみの発生を、よくシミュレートすることができる。

(6) 千葉県中部地震のように、衝撃的な実体波が卓越する場合、高次モードを考慮しても、解析法Ⅰにより観測波形を、シミュレートすることはできない。

(7) 表面波が伝播する場合においても、地盤の不規則性により、地盤ひずみが増幅される場合がある。

参 考 文 献

- 1) Sakurai, A. and Takahashi, T. : Dynamic Stress of Uuderground Pipe Line during Earthquakes, Proc. of 4th W. C. E. E. , pp. 81~95, 1969.
- 2) Nishio, N., Ukaji, T. and Tsukamoto, K. : Experimental Studies and Observation of Pipeline Behavior during Earthquakes, Recent Advances in Earthquake Engineering in Japan, ASME, pp. 61~66, 1980.
- 3) Okamoto, S., Tamura, C., Kato, K. and Hamada, M. : Behaviors of Submerged Tunnels during Earthquakes, Proc. of 5th W. C. E. E. , pp. 544~553, 1973.
- 4) Trifunac, M. D. : Response Envelope Spectrum and Interpretation of Strong Earthquake Ground Motion, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 61, No. 2, pp. 343~356, 1971.
- 5) 嶋 悦三：強震記録に見られる表面波成分，第三回日本地震工学シンポジウム講演集，pp. 277 ~ 284, 1970.
- 6) 神山 真：地震時における地盤内の応力・ひずみの評価，土木学会論文報告集，No. 250, pp. 7 ~ 24, 1976-6.
- 7) 平井康善・大石 博：扇島沈埋トンネルの地震時挙動，第15回地震工学研究発表会，pp. 45 ~ 48, 1979-7.
- 8) 大石 博：地盤および埋設管路に発生する地震時ひずみ，第16回地震工学研究発表会，pp. 77 ~ 80, 1981-7.
- 9) 亀田弘行：強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察，土木学会論文報告集，No. 235, pp. 55 ~ 62, 1975-3.
- 10) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・湖尾和夫・黒沢公明：東京の基盤構造 その3，地震研究所彙報，Vol. 53, pp. 305 ~ 318, 1978.
- 11) 後藤尚男・杉戸真太・相川文宏：強震記録における表面波・実体波の分離と地盤ひずみの推定，第20回自然災害科学総合シンポジウム，1983-9.
- 12) 清宮 理：海底パイプラインの耐震設計法の検討，港湾技研資料，No. 307, 1978-12.

(1983. 12. 8・受付)