

### (13) 厚岸大橋近傍地盤において観測された強震記録の特性について

北大工学部 正員 芳村 仁, 苫高専 正員 中 辻 隆

1. まえがき 北海道東部厚岸町(図-2)に架設されている厚岸大橋の近傍地盤に強震計が設置され、強震観測が道土木部、北大によって行なわれている。この地方が従来より地震の多発地帯であり、また架橋地点が深さ60m以下に支持層をもつ軟弱地盤であることから、その地震時の挙動記録は耐震工学上貴重な資料となるとされる。

本報告においては、これまでに得られている記録をもとに、(1)地表および地中におけるフリーエ、増幅度スペクトル特性、(2)当該地盤における実体波(S波)および表面波(Love波、Rayleigh波)の挙動などについて述べたい。なお、地震計は地表にSMAC-E<sub>2</sub>型の、地中-25m、-47m、-68mに動電型の各地震計が設置されて、水平2方向(橋軸、橋軸直角、地表ではさらに上下方向)の観測を行なっている。

2. 観測記録 S46年以来観測された波形のうち既に数字化された記録(総数75)について、マグニチュード、震央距離として最大加速度に関する頻度分布を図-1に示した。地震の大きさでは、全体の約65%がMag.5~7の中地震であり、最大のものはエトロフ地震(S53.12)の7.7である。震央距離では、50km以下、50~100km、100km以上の各頻度が30、40、30%となっている。最大加速度では、全体の80%が20gal以下であり、最大のものは根室半島沖地震(S48.6.17)時に地表において記録した136galである。50gal以上の記録は全て地表において得られ、地中では、釧路沖地震(S47.5.11)時に-25m地点で得られた42galが最大である。表-1と図-2はそれぞれ本解析で用いた地震記録の各諸元とその震央分布である。

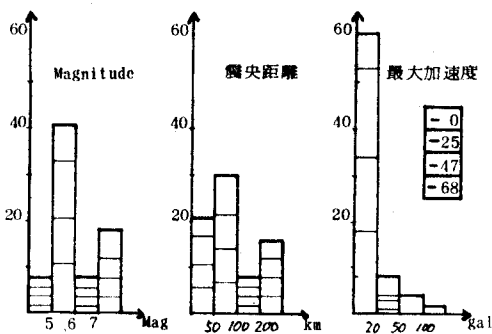


図-1 強震記録の頻度分布

3. 地盤構成 強震計の設置されている橋脚近傍の地盤は、図-3の地質柱状図に見る通り、N値0~10の粘土層と、N値10~25の砂質土層との互層から成り立っている。一応の支持基盤と見られる層は-60m地点にある泥岩層である。表-2は本解析で用いた各地盤層の弾性定数である。本地盤においては、S波速度 $V_s$ の測定は行なっていないので $V_s$ の値は、せん断定数GとN値の関係あるいは、代表的な記録波を用いたSHAKEプログラム解析結果等を参考にして推定したものである。同については、基礎とその上の軟弱層全体についての測定値が得られているのでその値を参考にして決定した。なお、ポアソン比の値は基礎を除き0.47~0.49となっている。

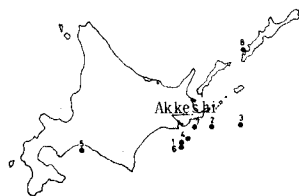


図-2 震央分布

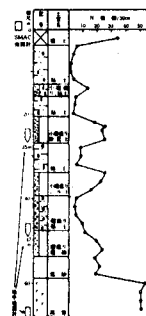


図-3 柱状図

番号	年月日	M	震源地	深さ	震央距離
				km	km
1	S47.5.11	5.8	釧路沖	60	97
2	S48.6.17	7.4	根室半島沖	40	90
3	S48.6.24	7.1	"	30	150
4	S49.9.20	5.5	釧路沖	50	82
5	S49.11.9	6.5	苫小牧沖	130	260
6	S53.5.24	5.5	釧路沖	50	66
7	S53.6.14	5.0	根室半島南東沖	40	44
8	S53.12.7	7.7	エトロフ沖	100	250

表-1 地震諸元

	d	$f$	$V_s$	$V_p$
	(m)	(t/秒)	(m/秒)	(m/秒)
1	3	1.8	140	1000
2	10	1.8	65	1000
3	3	1.8	155	1000
4	5	1.8	105	1000
5	4	1.8	275	1500
6	2	1.8	290	1500
7	7	1.8	215	1500
8	5	1.8	340	1500
9	8	1.8	255	1500
10	12	1.8	360	1500
11	∞	2.6	1500	3000

表-2 地盤の弾性定数

の弾性定数である。本地盤においては、S波速度 $V_s$ の測定は行なっていないので $V_s$ の値は、せん断定数GとN値の関係あるいは、代表的な記録波を用いたSHAKEプログラム解析結果等を参考にして推定したものである。同については、基礎とその上の軟弱層全体についての測定値が得られているのでその値を参考にして決定した。なお、ポアソン比の値は基礎を除き0.47~0.49となっている。

#### 4. スペクトル特性

(1) フーリエスペクトル 表-1にある記録波形から求めた各深さ位置でのフーリエスペクトルを図-4に示した。ここで、各スペクトル曲線は比較を容易にするために平滑化され、またその最大値が1となるよう正規化されている。図4の各図には、各地震記録のもつMag.や震央距離の影響があらわれている。例えば、No.2, 3, 8はMag.が7を越える大地震であるのに対して、中地震であるNo.1, あるいはNo.4では2.0~2.5Hz(0.4~0.5秒)付近で卓越している。また、震央距離の小さいNo.4では、短周期成分が減衰する事なく残存しているのに対して、200kmを越えるNo.8では短周期成分の減衰が見られる。

深さ方向のスペクトルの変化を見ると、各深さ位置におけるスペクトル図が比較的類似していると言えるが、更に各図を検討してみると、(1)地表においては、地中より長周期成分側に卓越があり、(2)同じ地中においても基盤(-68m)よりも軟弱層内の-25m, -47m地点の方が地震波によるばらつきが小さいなどの特徴を認める事が出来る。特に後者の特徴については各地震波が基盤に達した時には、それらの持つ発震機構あるいは伝播経路の違いのためにそれらのスペクトルにばらつきを有しているが、軟弱層内を伝播する間に各地盤層による一種のフィルター作用を受けたものと推察出来る。また、-25m地点では、おおよそ3.5Hz付近に共通した卓越が見られるが、-47m地点では、それに対応するものが約3.0Hzと若干長周期寄りとなり、しかも0.7~0.9Hzにおいても-25m地点より強い卓越性を示しているのは、各地点での土質種別(-25m-砂質土、-47m-粘性土)の差異によるものと思われる。

(2) 増幅度スペクトル 図-5は当該地盤における地震波の伝播特性を検討するために示した増幅度スペクトルである。ここで、増幅度スペクトルは基盤(-68m)に対する各深さ地点(地表, -25, -47m)のフーリエスペクトル比として求められているが、スペクトルの急変を避けるために平滑化を行っている。また、理論計算と比較するために、S波の重複反射理論を用いて計算された増幅度スペクトルを図中に点線で示した。

地表/基盤の増幅度スペクトルを見ると、各地震波の特徴がここでも現われている。No.8では長周期領域での増幅が大きくなっているが、No.4では、短周期領域においても増幅されている。図を見ると、おおよそ1.0Hz, 1.8Hz, 3.2Hz付近において理論計算との良い対応を認める事が出来るが、1.3Hz, 2.5Hz付近においては合っていない。

地中/基盤の増幅度では、各地震波によるばらつきが小さくなるとともに、理論計算の結果とも比較的良い対応を示している。

以上、フーリエスペクトル、増幅度スペクトルにおいては、橋軸直角方向の記録を用いて図-4、図-5を示したが、橋軸方向の記録においても同様の結果が得られている。

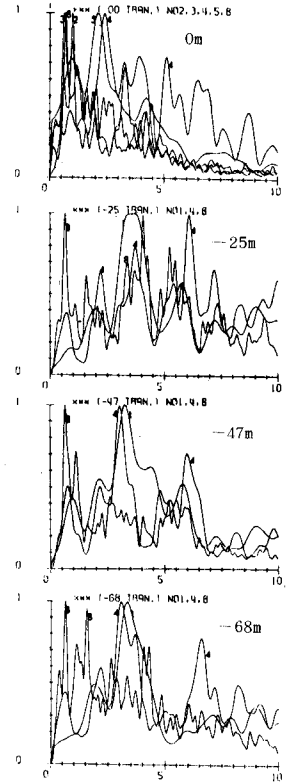


図-4 フーリエスペクトル

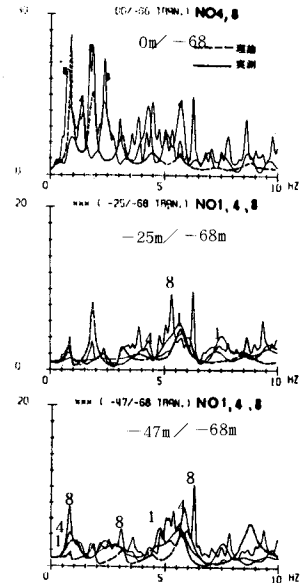


図-5 増幅度スペクトル

### 5. S波, Love波, Rayleigh波の挙動

当該地盤におけるS波, Love波, Rayleigh波の挙動をNO.2の記録 (Mag 7.4, 震央距離90kmと大きくその震央が橋軸に対して真横方向に位置している。)を用いて解析したのが図-6である。(1)はNO.2の記録の地表における橋軸及び橋軸直角方向のフーリエスペクトル図であり、(2)はS波の重複反射理論から求められる地表/基盤の増幅度スペクトル、(3)(4)はそれぞれLove波, Rayleigh波の分散曲線である。

フーリエスペクトルにおいて、おおよそ、1Hz, 1.8~2Hz, そして3.2Hz付近に卓越が見られるが、これらは(2)において増幅度を極大にし、あるいは(3)(4)において群速度を極小にしている周波数にほぼ対応している。

この事は、当該地盤においては、S波, Love波そしてRayleigh波がともに同じような周波数成分の波で卓越し得ることを意味している。

図-7は、Love波そしてRayleigh波の基本モードにおいて群速度を極小にしている0.9Hz成分に対し、この成分波がS波, Love波あるいはRayleigh波と仮定した時の地盤内に生じる変位、応力の深さ方向分布を示したものである。(1)(2)は地盤の各深さ位置における変位 $w(z)$ ,  $v(z)$ を地表変位 $w(0)$ ,  $v(0)$ との比で表わしたものであり、(4)は地表変位 $v(0)$ を1とした場合の $T_{yz}$  (全層厚 $H = \sum d_i$ とせん断定数 $G$ で無次元化)の分布である。(1)から、当該地盤においては0.9Hz成分のSH波とLove波, SV波とRayleigh波では、その変位分布にはほとんど差異を生じていない事がわかる。これは、0.9Hzに対するLove波, Rayleigh波の位相速度 $C$ が基盤層を除いて各層のS波速度 $V_s$ より大きいために(図-7(1)(2))変位振幅が指数関数的に減少するのは基盤層のみである事によると思われる。Love波の位相速度が小さくなる1.3Hz成分に対する $v(z)/v(0)$ の分布を(3)に示した。この時の位相速度では多くの地盤層において変位振幅が指数関数的に減少するが、この周波数

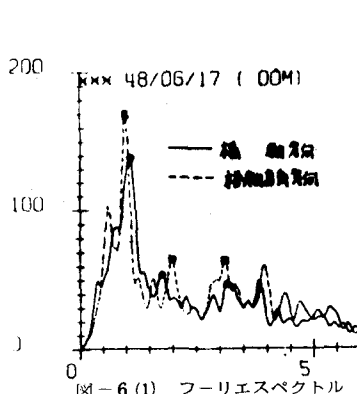


図-6(1) フーリエスペクトル

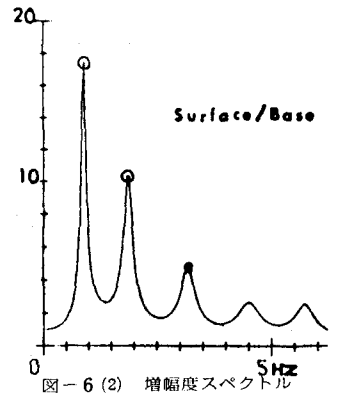


図-6(2) 増幅度スペクトル

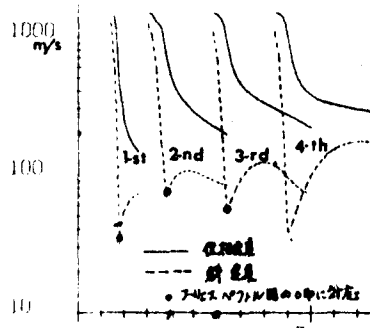


図-6(3) Love波の分散曲線

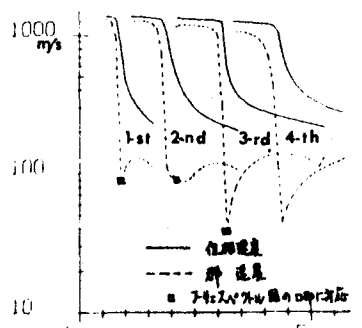


図-6(4) Rayleigh波の分散曲線

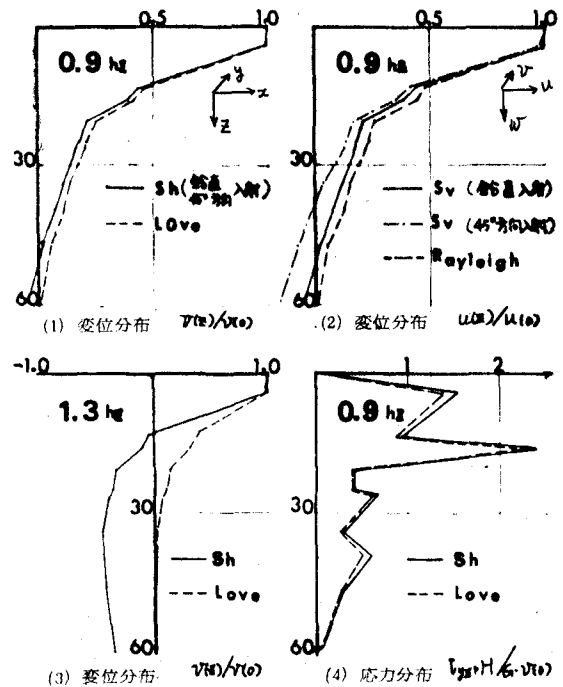


図 7 地盤内でのS波, Love波, Rayleigh波の挙動

成分は当該地盤での卓越性が小さいので地盤挙動に与える影響は小さいものと思われる。

また、SH波では入射角の変化による影響はほとんど見られない。

N0.2記録の橋軸方向(図-8(1))の全周波数成分のうち Love波の基本モードの主要部分にあたる0.7~1.3Hz成分だけを取出し、それらがSH波あるいはLove波であると仮定して地中-3m地点での変位波形を求めたのが図8の(2)(3)である。両者にほとんど差異がなく事から、地震波形に含まれているLove波成分の影響が小さいと予想される。図-9はさらに地表と地中において記録が得られているN0.8の地震波について実測と理論との比較を行なったものである。地表で観測された波形(1)を入力として、鉛直方向に伝播するSH波の理論から求まる-25,-47,-68m地点の変位波形と各深さ位置で観測された強震記録から求めた変位波形とを比較したものである。各波形は必ずしも合致しているとは言えないが、全体的な波形の動きは比較的合っている。

6. まとめ 当該地盤において卓越する利波数成分波に対して支持基礎より上の軟弱層内でS波と表面波とが同様な挙動を示す事から当該地盤が基本的には、支持基礎と軟弱層とから成る二層構造であり、しかもSH波とLove波に関して言うなら、軟弱層内の地震波は鉛直方向に伝播するSH波であると仮定してもその誤差は小さいものと思われる。

参考文献

- (1) Haskell: Bull. Seism. Soc. Amer. Vol.43, 1953
- (2) 佐藤: 弾性波動論, 岩波書店
- (3) Gazetas et al: ASCE, Vol.105, GT12, 1979
- (4) Schnabel et al: SHAKE, Univ. Calif. EERC-72-12
- (5) 石原: 土質動力学の基礎, 鹿島出版会
- (6) 神山: 土木学会論文報告集, 第250号, 1976
- (7) Kanai: Bull. Earth. Res. Inst. Vol.30, 31, 34, 37, 44
- (8) 中野, 野村, 早川: 土木学会北海道支部論文報告集, Vol.37, S56.2

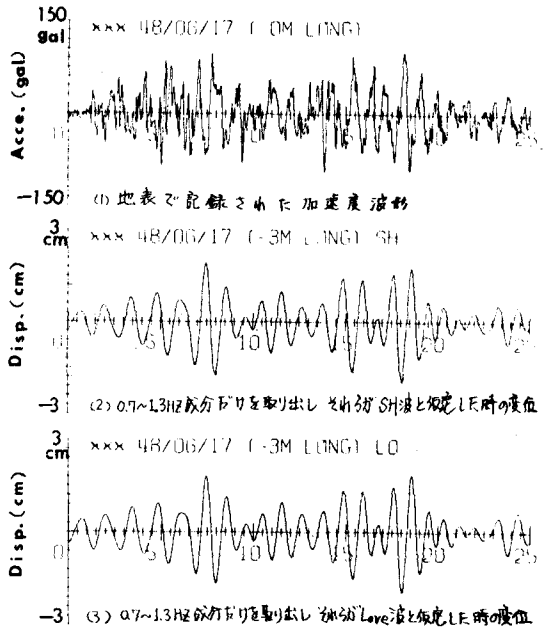


図-8 観測記録によるS波とLove波の挙動比較 (48. 6. 17)

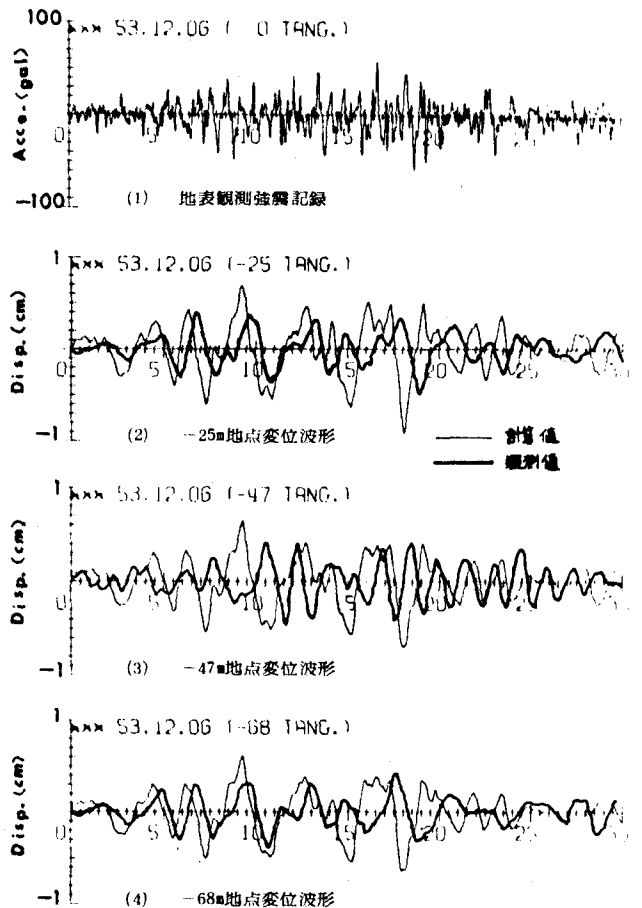


図-9 S波の理論による計算と実測との比較 (53. 12)