

## (40) 仙台平野における地震動の伝播特性

佐藤工業(株) ○中村晋, 末富岩雄

1. はじめに 近年, 固有周期が数秒以上となる大型構造物の建設が増加している。その様な構造物への設計用入力地震動を適切に評価するためには, 対象地点周辺で観測された地震記録に基づき対象となる周期帯域での波動特性やそれを評価するために必要な地盤構造を明らかにすることが必要になる。

ここでは高密度地震観測網で観測された地震記録を用い, 仙台平野を伝播する地震動のうちやや長周期成分の波動成分を明らかにするため, 地震観測記録の分析および数値解析を行った。その際, これまでに高密度地震観測網で観測された地震記録のうち地震規模 ( $M_J=7.1$ ) がもっとも大きい岩手県沖地震(1989年11月2日)による観測記録を用いた。また, 数値解析は仙台平野の深層地盤構造を2次元有限要素でモデル化するために推定し, 表面波(Love波)の伝播解析を行った。

2. 地震観測記録の分析 ここで用いる地震の震源位置は仙台平野の北東に位置していることから, 図-1に示す地震観測点のうち震源に近い玉川局(TAMA)から南西方向に位置する鶴巻局(TRMA), 沖野局(OKIN)を対象として地震記録の分析を行う。地震記録の分析は各地点における①非正常スペクトルなどを用いた波形の分析, ②地表面記録のフーリエスペクトル比(以後, 周波数応答倍率と呼ぶ)の分析を行った。

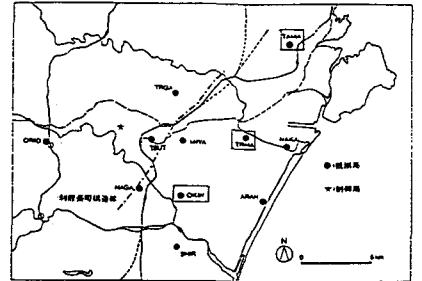


図-1 検討地点

1) 波形分析 地震記録の水平面に関するオービット(周期2.5~5.0秒)はいずれの観測点においても震源軸直交方向の成分が卓越している<sup>1)</sup>ことから, 3地点における震源軸直交方向の変位成分(フーリエ積分により算出)に関する非正常スペクトルを求め, 図-2に沖野局について示す。これより, 周期1.8~2.5秒, 時刻50~60, 80~100秒にスペクトルのピーク(図中●印)および分散傾向が見られる。また, いずれの地点でも周期3.0~3.5秒, 時刻50~60秒に見られるスペクトルのピーク(図中★印)はほぼ同時刻である。

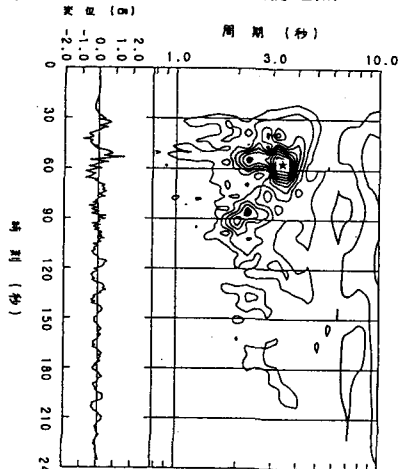


図-2 非正常スペクトル(沖野局)

沖野局において分散傾向の見られる周期1.8~2.5秒に着目し, その周期帯における各地点における震源軸直交方向の変位成分の波形を図-3に示す。3地点における波群Aは良く対応しており, それぞれのピーク振幅を与える時刻より求めた平均群速度は玉川局と鶴巻局間で約2000m/s, 鶴巻局と沖野局間で約1300m/s程度となっている。また, 鶴巻局と沖野局には波群Bが見られ, 2地点のピーク振幅を与える時刻より求めた平均群速度は約1300m/sであり波群Aと同程度の値

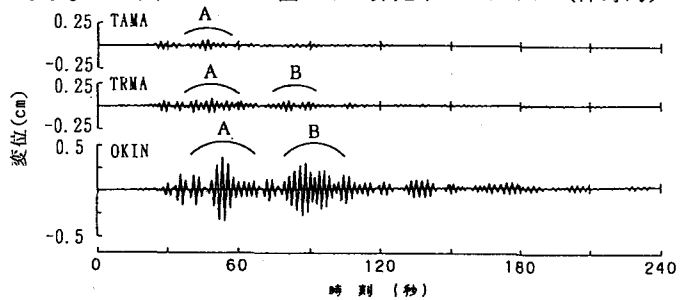


図-3 変位波形

となっている。しかし、玉川局にはそれに対応する波群が識別できない。

## 2) 周波数応答倍率の分析

玉川局における震源軸直交方向の変位成分に関するフーリエスペクトル (Parzenウィンドウにより平滑化) を基準とし、他の2地点における変位成分の周波数応答倍率を求め、図-4(観)に示す。

これより、鶴巻局では表層地盤 (GL-79m の砂岩上) の固有周期 (1.1秒) と対応する1.2 秒程度にて卓越し、6 倍程度の増幅が見られる。周期2.0 ~3.0 秒では1 ~2 倍程度の増幅となっている。沖

野局では表層地盤 (GL-79m の砂岩上) の固有周期 (0.6秒) と異なる周期2.3 秒周辺にて7 倍程度の増幅が見られる。これは、深層地盤構造の影響を受けた地震動増幅の影響であると考えられる。

この2地点における地震動の増幅を支配する波動特性を把握するため、実体波 (S波) と表面波 (Love波) の増幅特性との比較を行う。その際、S波については、S波重複反射理論により算出した玉川局の周波数応答関数を基準とし、他の2地点における周波数応答関数との比を求めた。また、Love波については玉川局から仙台平野にLove波が伝播したとし、Alsop の手法<sup>2)</sup>により得られる透過係数として求めた。その際、玉川局から他の2地点までの地盤構造を鉛直不連続境界を有する2つの異なる水平成層地盤とモデル化した。用いた地盤構造を表-1~3に示す。ここで、玉川局の地盤構造については斎藤ら<sup>3)</sup>による構造を用いた。他の2地点については、まず第4紀層のせん断波速度を沖積層が250m/s、洪積層が500m/s、その下の鮮新世層 (仙台層群) はせん断波速度が700m/sで層厚が100 ~150m、その下の中新世 (秋保層群、名取層群) はせん断波速度が1500m/sで340m (宮城野局における推定値<sup>4)</sup>) 以上、その下層は地震基盤に相当するせん断波速度が3000m/s 程度の先第三紀層が存在するとする。鮮新世層に深の層厚は地震記録に基づいた周波数応答関数と各波動に対する周波数応答関数のピーク周期が対応するように求めた。

表-1 玉川局

層数	層厚 (m)	せん断波速度 (m/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )
1	20	700	1.8
2	230	1500	2.3
3	-	3000	2.5

表-2 鶴巻局

層数	層厚 (m)	せん断波速度 (m/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )
1	20	250	1.8
2	60	500	2.1
3	100	700	1.8
4	400	1500	2.3
5	-	3000	2.5

表-3 沖野局

層数	層厚 (m)	せん断波速度 (m/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )
1	20	250	1.8
2	30	500	2.1
3	150	700	1.8
4	800	1500	2.3
5	-	3000	2.5

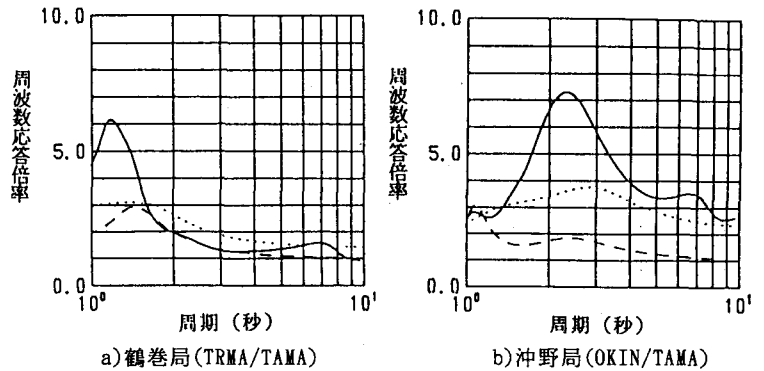


図-4 周波数応答倍率 (—: 観測, .....: Love波, --: S波)

各波動に対して得られた周波数応答倍率を図-4に地震記録より得られた周波数応答倍率と合わせて示す。鶴巻局について見ると、周期1.7 秒以上では波動によらず地震記録より得られた周波数応答倍率と良く一致している。しかし、その周期帯は地盤の固有周期より長周期側にあり、応答倍率が1~2 とほとんど増幅していないことが分かる。沖野局について見ると、Love波の周波数応答倍率はS波の2.0 倍程度であるが、地震記録より求めた周波数応答倍率の0.5 倍程度の値となっている。つまり、推定された地盤構造に基づいて

いるものの、少なくともS波の増幅として周期2.3秒周辺の増幅特性を評価できないと考えられる。

また、表に示した鶴巻局と沖野局の地盤構造に基づいて、Haskellの手法<sup>4)</sup>により求めた群速度の理論分散特性より周期1.8～2.5秒における群速度は鶴巻局にて1500～2300m/s、沖野局にて800～1300m/sと先に各地点の波形より求めた平均群速度と良く対応している。

**3. 数値解析による分析** 地震記録に基づいた検討より、沖野局における周期2.3秒近傍の地震動の波動特性は、分散性が見られることや波群の伝播速度がLove波の群速度と良く対応していることからLove波であると推定される。また、地震動の周波数応答倍率はS波に比べLove波の方が対応しているが、倍率が2倍程度異なっている。これは、Love波の周波数応答倍率を算出する際に考慮した仙台平野の地盤構造が実地盤構造と対応していないことなどに起因していると考えられる。

ここでは仙台平野における玉川局から沖野局までの地盤構造変化を考慮し、周期1.8～2.5秒を対象としたLove波の伝播解析を行う。解析にはLysmerら<sup>6)</sup>が提案している2次元有限要素法によるLove波の伝播解析手法を用いた。その際仙台平野の深層地盤構造は明らかになっていないことから、表-1～3に示した3地点の地盤構造に基づき玉川局から沖野局までの約12Km、深度約1.5kmの地盤構造を推定し、節点数1353、要素数1280の図-5に示す地盤モデルとした。各層の地盤定数を表-4に示す。また、解析に用いる入力地震動は玉川局における地震記録がすべて基本モードのLove波であるとし、その深度方向変位分布を側方(玉川局)から沖野局に向かって入力した。

解析により得られた地表面各位置における変位波形を図-5に示す。これより、玉川局において40～50秒間に見られる波群の振幅は基盤(ハッチ)深度の増加に伴い大きくなっている。基盤面が傾斜し始める玉川局から鶴巻局の間において、波形に見られる最初の波群の継続時間が傾斜基盤上において長くなっている。これは、傾斜基盤上においてLove波から変換したS波の多重反射による影響によると考えられる。また、鶴巻局から沖野局について見ると、沖野局に近づくにつれ図-3に示した様な2つの顕著な波群(A,B)が見られる。

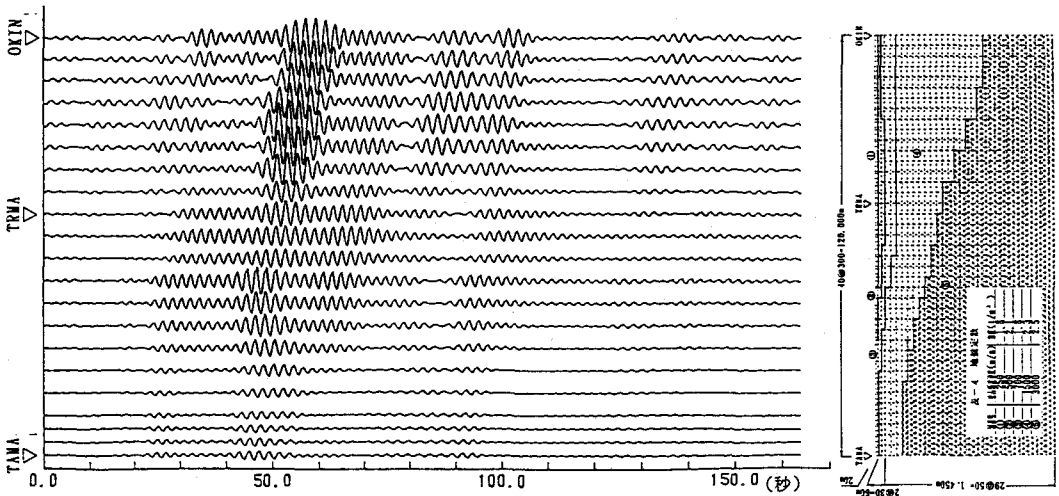


図-5 解析地盤モデルおよび地表面各位置の変位波形

次に、鶴巻局と沖野局における観測波形と解析波形の比較を図-6に示す。これより、鶴巻局においては観測と解析による振幅値が同程度となっているが、沖野局においては観測波形の振幅値が解析値の2倍程度であり、図-4に示した観測記録とAlsopの方法より算出した周波数応答倍率の差異と同程度となっている。

しかし、波形について見ると、沖野局では観測波形と解析波形に見られる2つの波群が良く対応している。鶴巻局では波群Aの解析波形は観測波形と対応性が見られるが、波群Bの対応が不十分である。

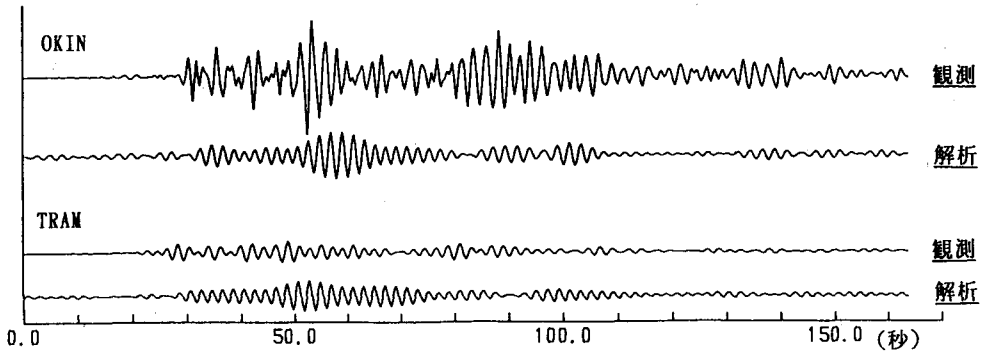


図-6 鶴巻、沖野局における観測波形と解析波形の比較

**4. まとめ** ここでは、岩手県沖地震(1989年11月2日)による観測記録を用い仙台平野を伝播する地震動のうちやや長周期成分の波動成分を明らかにするため、地震観測記録の分析および数値解析を行った。ただし、仙台平野の深層地盤構造は不明であることから、数値解析を行うために必要な地盤モデルは玉川局、鶴巻局および沖野局における地震観測記録より推定された地盤構造に基づいて推測した。

その結果、沖野局で観測された地震記録の周期1.8～2.5秒の成分は、①非定常スペクトルに分散傾向が見られること、②波群の伝播速度とLove波の群速度が対応していること、③沖野局に見られる2つの顕著な波群はLove波の伝播を考慮した解析波形と良く対応していることよりLove波であると推定される。

鶴巻局において観測された地震記録の周期1.8～2.5秒の成分については、Love波の伝播を考慮した解析波形に見られる第1の波群は観測波形の波群Aと対応するが、波群Bについては両者の対応が不十分である。しかし、観測波形における波群Aの玉川局から鶴巻局の伝播速度はLove波の理論群速度と対応し、両者の振幅レベルが同程度であることからLove波成分であると推定される。

しかし、いずれも定性的対応であり、沖野局における解析による振幅値が観測値の1/2程度であるなど定量的対応が取れていない。今後、定量的に仙台平野における波動の伝播特性を把握するためには仙台平野における適切な深層地盤構造モデルを評価が必要となる。

本論文で使用した地震記録は、建設省建築研究所と(社)建築研究振興協会の共同研究として実施されている高密度強震観測事業により得られたものである。

#### 参考文献

- 1) 天池文男, 仙台高密度強震観測網の各観測点における地表設置方位の推定および同平野におけるやや長周期波の特性について, 高密度強震観測・仙台フォーラム90, 1990
- 2) Alsop, L. E., Transmission and Reflection of Love Waves at Vertical Discontinuity, J. G. R., Vol. 71, No. 61, pp. 3969～3984, 1966
- 3) 斎藤芳人, 仙台における基盤深さの推定, 高密度強震観測・仙台フォーラム90, 1990
- 4) Haskell, N. A., The Dispersion Surface Waves on MultiLayered Media, B. S. S. A., Vol. 66, pp. 17～34, 1953
- 5) 北川良和, 鹿嶋俊英, 西出俊夫, 各種地盤における高密度強震観測(その5-地盤特性推定手法に関する一考察), 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1989
- 6) Lysmer, J. and L. A. Drake, The Propagation of Love Waves across nonhorizontally Layered Structures, B. S. S. A., Vol. 61, No. 5, pp. 1233～1251, 1971