



Title	札幌市における地震動応答特性
Author(s)	武田, 見奈子; TAKEDA, Minako; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 61, 35-57
Issue Date	1998-03-20
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.61.35">https://doi.org/10.14943/gbhu.61.35</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14258">https://hdl.handle.net/2115/14258</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	61_p35-57.pdf



## 札幌市における地震動応答特性

武田見奈子・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(1997年12月15日受理)

### The Seismic Response of Sapporo City, Hokkaido, Japan

Minako TAKEDA, Tsutomu SASATANI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 15, 1997)

In order to investigate the site effects in Sapporo City, we have carried out strong motion observation at several sites with various surface geology. Fourteen earthquakes have been observed by the Sapporo array for ten months since December, 1996. We study the spatial variation of ground motion in Sapporo City, by analyzing records observed by the array. On the horizontal motions, peak amplitudes of velocity seismograms at alluvium basin sites are as 6~7 times as those at rock sites, but those at sediment sites on the edge of Toyohira River alluvium fan are as 2~3 times as those at rock sites. On the other hand, on the vertical motions, the peak amplitude ratios of sediment sites to rock sites are 2~3 at most. To see the seismic response of various sites, we use the reference site technique. The S-wave portion (40 sec window) spectral ratios of alluvium basin sites with respect to rock sites on the horizontal motions are 8~10 over the frequency range from 1 to 2Hz. On the contrary, over the same frequency range, the spectral ratios of sediment sites on the edge of the alluvium fan to rock site are 2~3. On the vertical motions, the spectral ratios of sediment sites to rock site are 2~3 over the frequency range from 1 to 2Hz.

Later phases having large amplitude and long duration were observed at basin sites. We compare seismograms observed at the rock site with those at the basin site, to study the nature of the later phases. The spectral ratios of the basin site to the rock sites for the whole seismogram have peak frequencies of 0.2~0.3 Hz, 1~2Hz, and 4~5Hz on the horizontal components, but 0.2~0.3 Hz and 7~10Hz on the vertical components. Particle motion analysis for the low frequency later phases indicates that these phases are composed of Love and Rayleigh waves.

### I. はじめに

1995年の兵庫県南部地震による阪神・淡路の大震災は、全国的に地震防災対策の抜本的な見直しを促した。この大震災は、地震断層が都市のほぼ直下だったことに加えて、深さ約2 kmまでの地盤構造が地震波を大きく増幅させたことによると考えられている(例えば, Iwata et al., 1996)。人口約180万人を有する札幌市でも同様に、現在地震防災対策の見直しが進められている。

ある地域の地震防災対策を構築するのに、想定断層に対する強震動の予測が必須である（入倉，1996）。この予測を精度よく行うためには、詳細かつ広範囲な地盤構造調査や、地震動記録の取得が必要である。札幌市においては、こういった基礎資料がきわめて不足していた。しかし、大震災後、各関係諸機関により、深部地盤構造情報の収集や、強震観測が開始された。また、想定地震としては、太平洋側や日本海側に発生する大地震のみならず、札幌直下を震源とする地震が考えられている。これは、1834年の石狩地震（M 6.5）の再検討から、札幌直下を震源とする内陸型地震の発生が懸念されるためである（笠原，1996）。

石狩平野西部の札幌市は、後に詳しく述べるが、3次的に複雑な不整形地盤を有しており、それが与える影響による地震動の大きい空間変動が予想される。札幌市における強震観測は、1960年代のSMAC計による観測から始まる（鏡味・他，1997）。SMAC計により得られた記録は、地盤条件による地震動の違いを如実に表している。例えば、1968年の十勝沖地震による水平動の最大加速度を比較してみると、洪積地盤上の観測点では約50 galであるのに対し、沖積地盤上では約100 gal、平野中央の厚い堆積層上では約180 galである（鏡味・他，1997）。しかし、設置箇所は限られており、その大多数は都心部の中高層の建物内であったため、札幌市における地震動の特徴を把握するには、充分とはいえなかった。それで阪神・淡路の大震災後、異なる表層地質上における強震観測点の整備が進められている。

本研究は、現在整備されつつある強震観測網で観測された地震記録を解析し、札幌市における地震動の特徴の把握を目的としている。その結果、札幌市において地震動の大きな空間変化が確認され、また堆積層上の観測点では、2次的に励起された表面波の存在が認められた。

本論文では、まず、札幌市（石狩市の一部を含む）における地盤構造と強震観測の現況について触れ、次に観測された地震動の特徴について述べる。そして、堆積層上で観測される後続波の性質について考察する。

## II. 札幌市の表層地質と深部地盤構造

札幌市は広大な石狩平野の西端に位置する、人口約180万人の大都市である。Fig. 1に札幌市及びその周辺の表層地質図（地質調査所，1980，加筆）を示す。市の南西部と北東部には山地があり、それに挟まれるように石狩低地が広がっている。低地の南東部には、支笏火山の噴出物が未固結状態で堆積しており、石狩川の支流である豊平川は、低地南部に比較的締まった地盤である扇状地を広く形成している。扇状地の北側から、石狩川の下流域にかけて沖積平野が広がっており、比較的軟弱な粘土層やシルトが厚く堆積し、特に北東部では泥炭が広く分布している。このように札幌市は複雑な表層地質を有している。

一方、深部の地盤構造情報に関しては、深層ボーリングによる地質情報が主であり、地震波に関係した物性値（特にS波速度）は、きわめて乏しかった。1995年の兵庫県南部地震による大震災を契機に、関係諸機関の努力により、以下に述べるように深部地盤構造が少しづつではあるが、明らかになりつつある。1996年5月に発足した札幌地盤震動研究会（代表笹谷，北大理学研）は、100 m、200 m、600 m 3本のボーリング孔（Fig. 1；UGL，HNB，SNK）において電気検層、PS検層を実施した。また札幌市は、札幌直下の微小地震の震源決定精度の向上を目的として3本の500 mの観測井（Fig. 1；NKN，MED，STZ）を掘削すると同時にPS検層も行った。例として、Fig. 2にSNK，MED，NKN，STZ 4点でのPS検層の結果を示す。横軸にS波速度、縦軸に深さをとってある。いずれも深さが増すにつれてS波の速度が増加する傾向にある。S波速度が700 m/sに達する深さはNKNで約210 m、MED

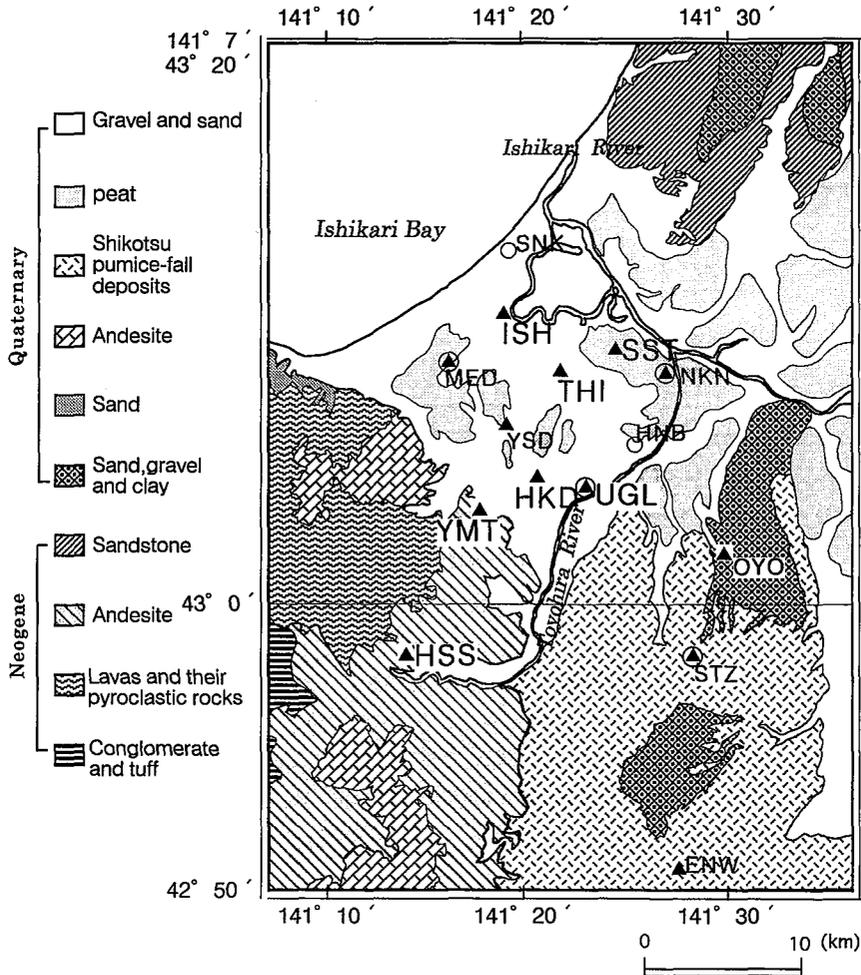


Fig. 1. Surface geology in and around Sapporo City ( after Geological Survey of Japan, 1980). Black triangles show strong motion observation sites and open circles show PS-logging boreholes.

で約 390 m, SNKでは約 450 mと海岸に向かってだんだんと深くなっていることがわかる。一方, STZでは, 厚さ約 30 m, S波速度約 300 m/sの砂礫・砂質土の下にS波速度約 600 m/sの砂岩が存在し, 他の地点とは異なった地盤となっている。

このように, 札幌市は水平方向にも深さ方向にも複雑な不整形地盤を有することが伺える。これは, 地震波の伝搬, 増幅特性に直接影響することであり, 札幌市の3次元地盤構造を早急に明らかにすることが望まれる。

### III. 強震観測

これまでの札幌市における強震観測は, SMAC計が主体であり, 設置箇所も市内中心部の建物内などに限られていた(鏡味・他, 1997)。1995年の兵庫県南部地震による大震災を契機に, 防災科学技術

## BORING PS LOGGING

S-Wave velocity (m/sec)

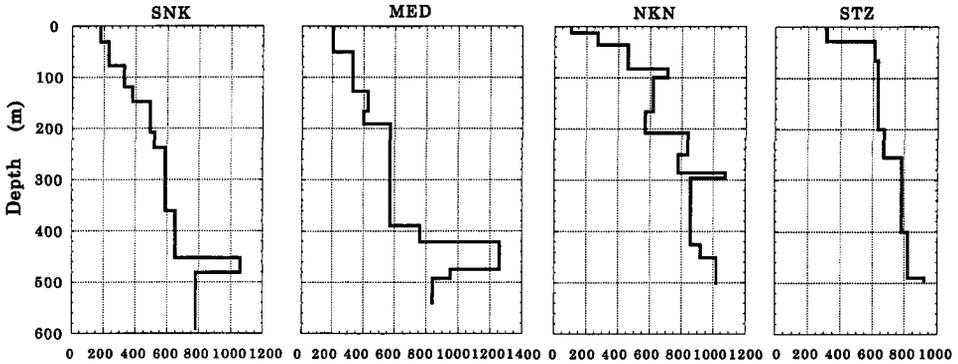


Fig. 2. S-wave velocity structures at SNK, MED, NKN and STZ by PS-logging. For their locations, see Fig. 1.

研究所のK-NETなど強震観測点の整備が全国的に進められているが、札幌市にはK-NET観測点は2点しか存在しない。そこで、我々と札幌地盤震動研究会は共同して、札幌市での広範囲な地震動特性を明らかにするための強震観測を1996年に開始した。Fig. 1に現在整備されつつある強震観測点の位置を示す。ここで、ISH, THIはそれぞれ防災科学技術研究所のK-NET観測点HKD 178, 180であり、HSSは同研究所のFREESIA-NETによる観測点である。SST, YMT, HKD, YSD, UGL, OYOは我々と札幌地盤震動研究会により設置された観測点である。HSS, YMTは岩盤サイトとみなすことができ、特にHSSの設置場所は北大地震予知センターの観測壕内(深さ25m)である。HKD, UGLは扇状地の端部に位置しており、SST, THI, ISHは堆積層上の観測点である。札幌市による観測点、NKN, MED, STZには地中に微小地震計が、地表に加速度型強震計が設置されている。

これまでに記録の得られた7観測点(Fig. 1内の大文字で表記)における地震観測システムをTable.1にまとめる。K-NETの観測点ISH, THIとUGLでは加速度計、他の5点では速度型強震計を使用している。各観測点における記録を比較するには、物理量や地震計の特性などが同じでなくてはならない。したがって、加速度記録は積分して速度記録に変換し、この積分操作時に長周期ノイズを

Table 1. Data acquisition system of Sapporo array.

site	HSS	SST/YMT	HKD	UGL	THI/ISH
Sensor	STS-1	VSE-11,12	VS1 or VS3 *	SD-203G	K-NET95 **
Recorder		PDAS100	PDAS100	DATOL-100	
Full Scale	60 cm/sec	20 cm/sec	20cm/sec (VS3)	1000 cm/s/s	2000 cm/s/s
Range	(140dB)		40cm/sec (VS1)		(108dB)
Frequency Range(Hz)	0.003~8Hz	0.025~20 Hz	0.002~20 Hz (VS3) 0.025~20 Hz (VS1)	DC~30 Hz	DC~10 Hz
A/D resolution	23 bit	16 bit	16 bit	16 bit	18 bit
Sampling Rate	80 Hz	100 Hz	100 Hz	100 Hz	100 Hz

\* : Muramatu, 1977, 1995 ; \*\* : Kinoshita et al., 1997

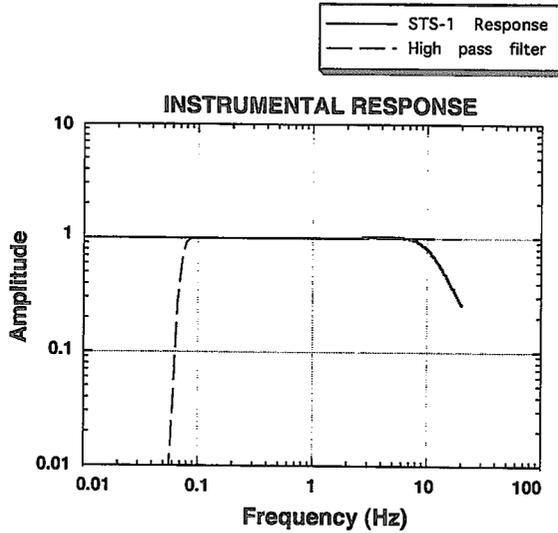


Fig. 3. Amplitude response of STS-1 seismometer installed at HSS (solid curve) and that of butterworth high pass filter (dashed curve).

**Data Processing**

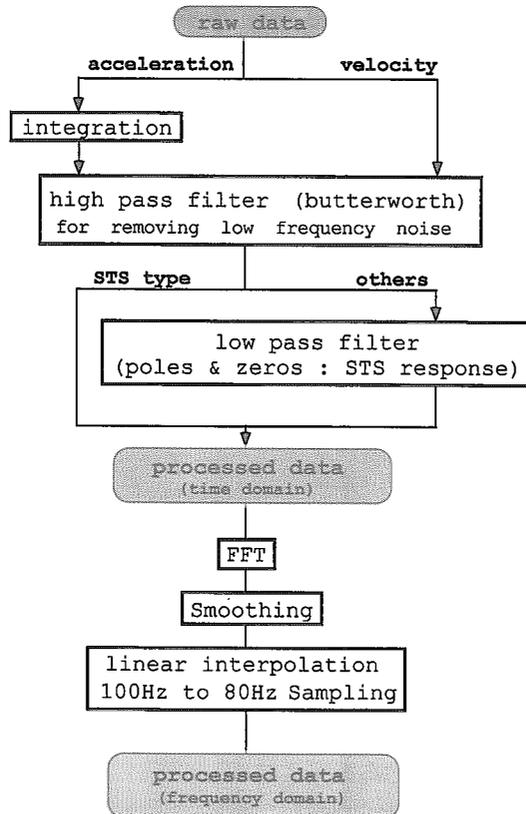
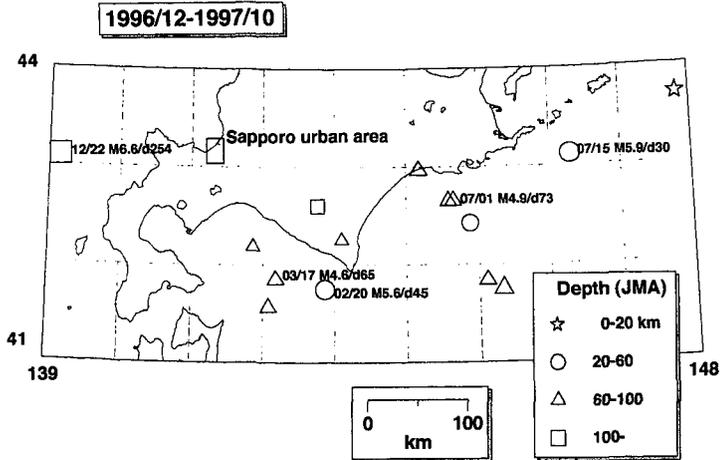


Fig. 4. Flow chart of data processing.



Data Acquisition Matrix

DATE	HSS	SST	UGL	HKD	YMT	THI	ISH	SOURCE INFORMATION	
96/12/22	△	○	X	—	○	X	X	W-OFF HOKKAIDO	M=6.6 D=254
97/02/11	△	○	X	△	X	X	X	OFF-KUSHIRO	M=4.9 D=68
97/02/20	△	○	○	△	○	○	○	OFF-URAKAWA	M=5.6 D=45
97/02/27	△	○	○	△	X	X	X	OFF-URAKAWA	M=4.6 D=74
97/02/28	△	○	X	△	X	X	X	E-OFF HOKKAIDO	M=5.9 D=6
97/03/17	○	○	○	X	X	X	X	OFF-URAKAWA	M=4.6 D=65
97/04/22	○	○	○	X	X	X	X	OFF-TOMAKOMAI	M=4.4 D=80
97/06/09	○	X	X	○	X	X	X	HIDAKA	M=4.4 D=113
97/06/15	X	○	X	○	X	X	X	OFF-KUSHIRO	M=4.9 D=99
97/07/01	○	○	X	○	X	X	X	OFF-KUSHIRO	M=4.9 D=73
97/07/01	○	X	X	○	X	X	X	TOKACHI	M=4.1 D=64
97/07/15	○	○	X	X	○	X	X	SE-OFF NEMURO PENINSULA	M=5.9 D=30
97/10/03	○	X	○	○	X	X	X	OFF-KUSHIRO	M=4.9 D=48
97/10/09	○	○	X	○	X	X	X	OFF-KUSHIRO	M=5.6 D=81

Fig. 5. Top of figure is epicentral distribution of earthquakes observed by Sapporo array. Bottom of figure is the data acquisition matrix. Triangles show that we failed in observation of one component of records (HSS : UD-component, HKD : NS-component).

カットするために使用したバターワース型ハイパスフィルター (斎藤, 1978) を, 全ての記録に対して施した。そして, それらのフィルターを通した速度記録に対して, HSSのSTS-1地震計の特性に合わせるような補正をした。Fig. 3に積分操作時に使用した長周期ノイズをカットするフィルターの振幅特性と, HSSのSTS-1地震計の特性を示す。またFig. 4には, これらのデータ処理の流れ図を示す。

1996年12月から1997年10月までに札幌強震観測網において, M 4.1~M 6.6の計14地震が観測された。震央分布図と気象庁地震火山概況による震源情報, 観測状況をFig. 5にまとめる。観測開始日が観測点毎に異なり, また記録の得られていない観測点もあり, 解析にはFig. 5の表に示した7観測点における記録を用いる。しかし, これらの観測点においても, トリガーレベルや計器の違いなどにより同時記録が少ないといった観測状況である。

## IV. 観測記録の特徴

## 1. 札幌市における地震動の空間変化について

ここでは、7観測点全てで地震記録を得ることのできた1997年2月20日の浦河沖地震(M 5.6, 震源深さ 45 km)の速度記象(Fig. 6, HSSはUD成分が欠測していることに注意)をもとにして、札幌市における地震動の空間変化について検討する。Fig. 6の記録は図の下から上にかけて南から北の観測点の順に並べてある。

まず最大速度に着目してみると、水平動では南から北に向かうにつれてその値が増大している。岩盤サイトであるHSSやYMTと比較すると、扇状地の境界に位置するHKD, UGLでは3~4倍、堆積層上のSST, THIでは6~7倍も増大している。しかし、最も北に位置するISHでは2~3倍程度の違いでしかない。また、地盤サイトの波形を見ると、見かけ周期約1秒の後続波が長い間続いている。

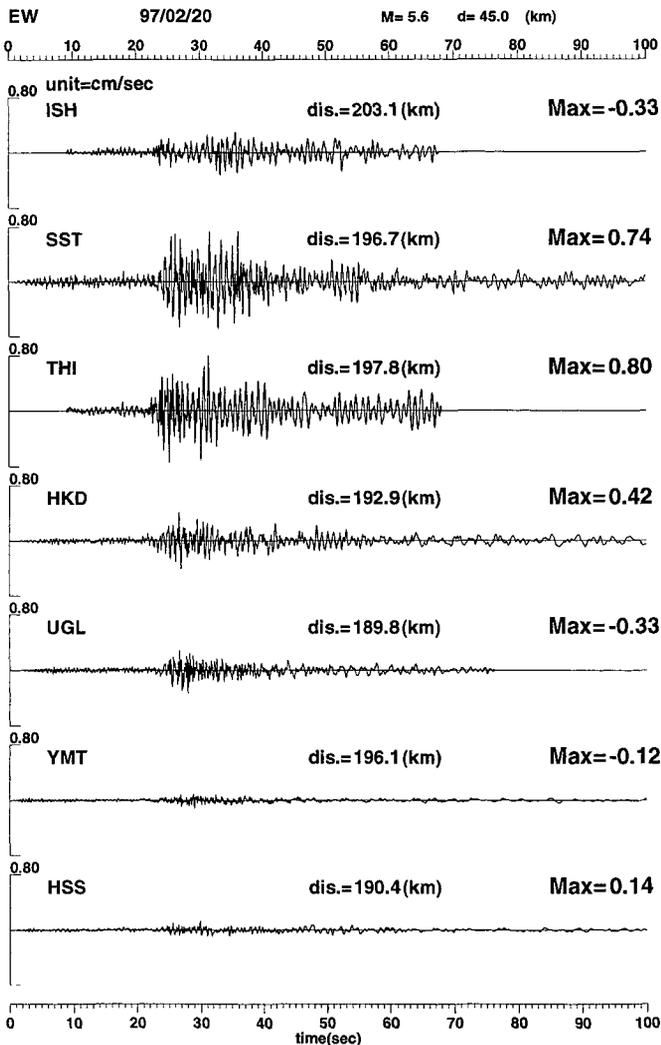


Fig. 6 (a)

Fig. 6. Velocity seismograms during Urakawa-Oki earthquake of February 20, 1997 (M=5.6, D=45 km). (a) EW-component, (b) UD-component.

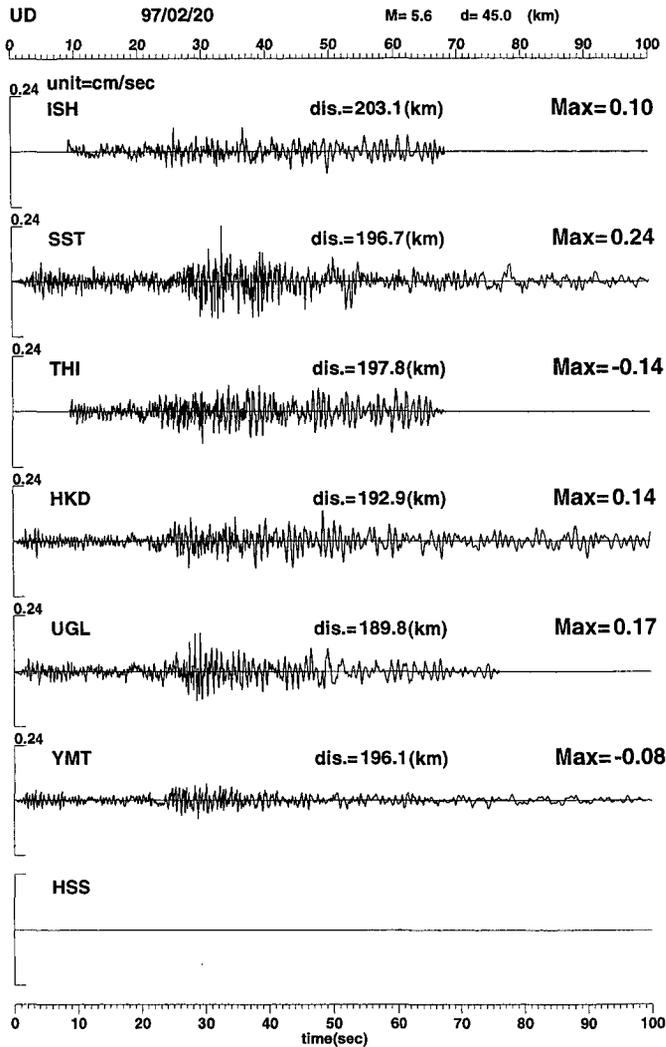


Fig. 6 (b)

一方、上下動では、水平動ほど最大振幅に違いが見られず、せいぜい2～3倍の増幅である。

次に、各観測点における増幅特性を比較するために、基準観測点に対するスペクトル比をとることにより、Site Responseを抽出した。基準観測点は、水平動ではHSS、上下動ではHSSが欠測のためYMTとした。スペクトルは同じ処理を施した速度波形データのS波部分を含む40秒間に対して、FFTにより計算した。スペクトル比をとる際に基準点をHSSとするときは、sampling rateが他点と異なるため(Table.1)、100 Hzデータの速度スペクトルをスムージング後に線形補間することにより、周波数間隔を合わせた(Fig.4)。各観測点のスペクトル比をFig.7に、水平動速度スペクトルをFig.8に示す。なお、このtime window 40秒間にはS波と表面波が含まれているため、Site ResponseはいわゆるS波の増幅特性を示しているものではない。

まず、Fig.7(a)に示した水平動のスペクトル比を見る。地盤サイトではいずれも、0.4～0.5 Hzで3～4倍の増幅率を示している。YMTのスペクトル比は低周波から4～5 Hzまでは1に近く、岩盤サイトとしての特徴を示している。最大速度の大きい堆積層上の観測点SST、THIでは特に1～2 Hzが

## Spectral Ratios (reference:HSS) 97/02/20 M=5.6 D=45km

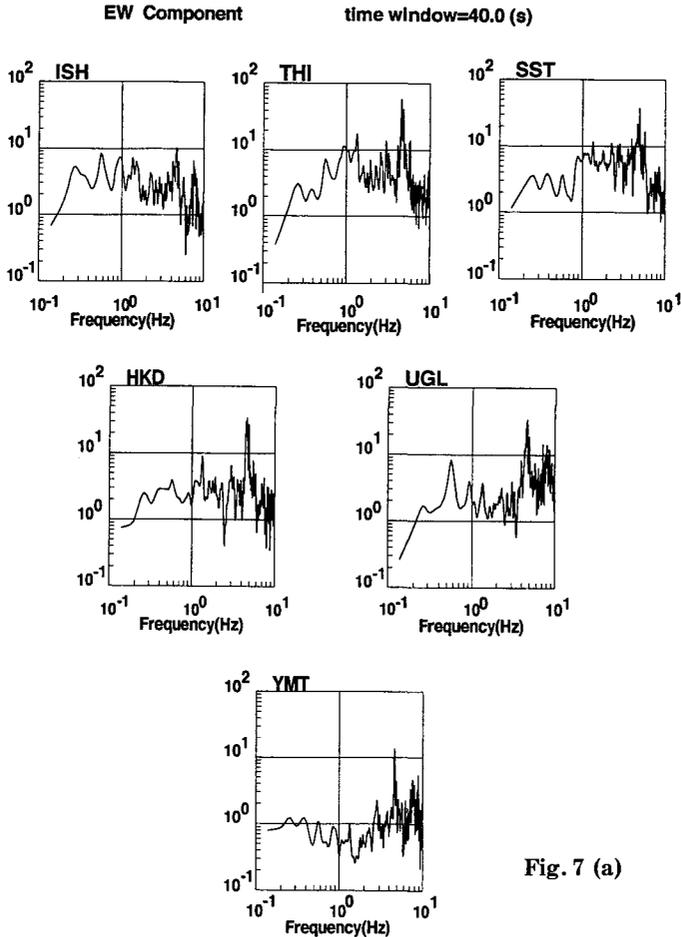


Fig. 7 (a)

Fig. 7. (a) S-wave motion (40 sec) spectral ratios of various sites to HSS (EW-component), and (b) those to YMT (UD-component).

卓越し、6～10倍も増幅している。それに対して扇状地端部に位置するHKD, UGLにおいて、その帯域ではそのような増幅は見られない。なお、全観測点で共通して4～5 Hzに鋭いピークが見られる。Fig. 8に示した各観測点の水平動の速度スペクトルを見ると、これは増幅だけによるピークではなく、一部はHSSのスペクトルの谷によるものであることがわかる。観測点HSSは上述したように観測壕内(地下25 m)に地震計が設置されているため、入射波と地表からの反射波がこの周波数帯で打ち消し合い、スペクトル振幅に谷を生じたと考えられる。

一方、上下動のスペクトル比 (Fig. 7(b)) においては、HKD, UGLでは約0.5 Hzにピークがあるのに対し、北側の3観測点では0.2～0.3 Hzでピークを示す。また、SST, THIでは4 Hz以上で5～10倍増幅しているが、他の観測点でそのような増幅は見られない。さらに、水平動と比較して、いずれの観測点も増幅率は小さい。特に、SST, THIでは水平動で10倍近くもの増幅率を示した1～2 Hzにおいては、2倍程度しか増幅していない。

以上のことから、観測点によって波形も応答特性も大きく異なることが確認できた。これらは、先

## Spectral Ratios (reference:YMT) 97/02/20 M=5.6 D=45km

UD Component

time window=40.0 (s)

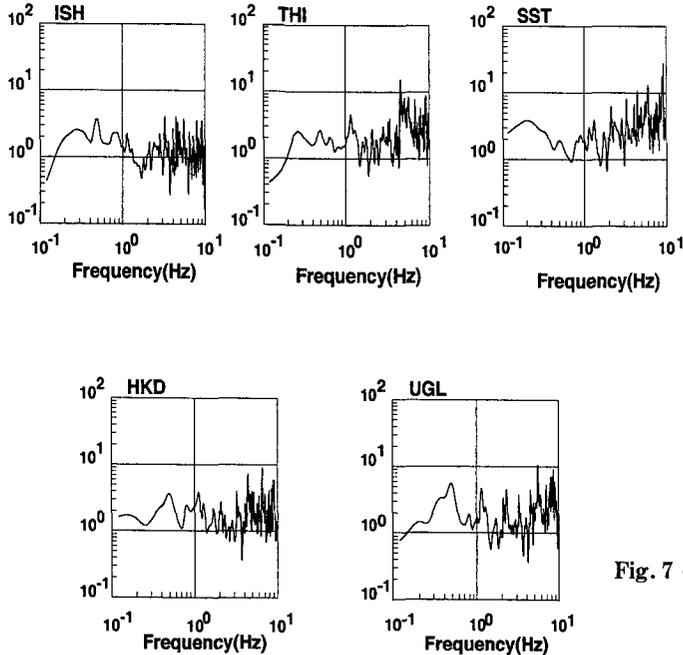


Fig. 7 (b)

に述べた地盤構造の違いを反映したものと考えられる。

次に、速度波形の最大振幅、周波数領域における増幅特性（基準点に対するスペクトル比）について、他の地震においても同様な特徴を示すかどうかを調べた。Fig. 9は基準点に対する観測点毎の最大速度値の割合を示したもので、(a)がEW成分、(b)がUD成分である。横軸の観測点は左から右にかけて南から北に向かうように並べてある。括弧内の数字は、その観測点における地震記録数を示す。水平動では地震によって各観測点で最大速度値は大きく異なる。しかし、全体的に最大振幅は南から北に向かうにつれて大きく増大する傾向にある。また、上下動は水平動と比べて観測点毎の最大値の差は小さく、地震による値のばらつきも小さい。

Fig. 10に複数の記録の得られた観測点でのEW成分、UD成分におけるスペクトル比の対数平均と標準偏差を示す。地震記録が1つしかない観測点では、参考までにその一地震のスペクトル比のみを示してある。この結果から複数の記録の得られた観測点における増幅率、卓越周波数などの応答特性は、方位、マグニチュードに依存せず、安定しているといえる。UGLでは、0.5 Hz以下において標準偏差が大きいが、これは加速度計の低周波数の波に対する感度不足によるノイズのためと考えられる。

いずれにしても、地震動の空間変化を詳しく見るには、現時点ではデータ数とともに、方位分布、マグニチュード範囲が不十分である。

## 2. 地盤サイトと岩盤サイトでの観測記録の比較

札幌市の北東部の堆積層上に位置する観測点SSTでは、地盤サイトの中では最も多くの地震記録を

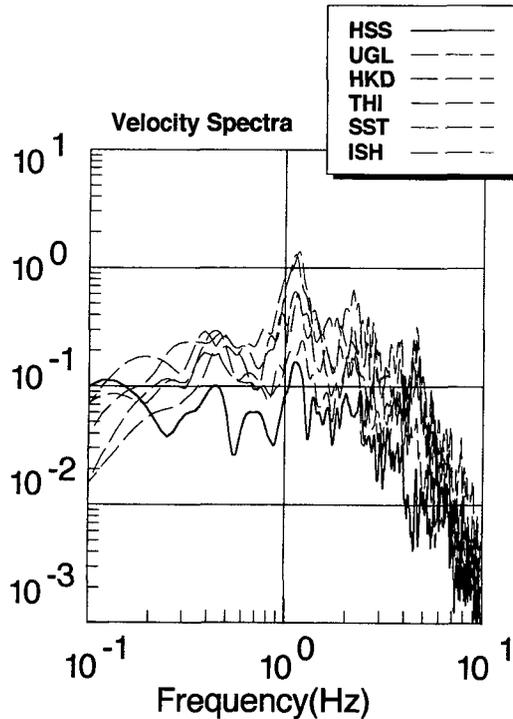


Fig. 8. S-wave portion (40 sec) spectra at various sites. Pay attention to HSS spectral hole ( bold curve) between 4 and 6 Hz.

得ている。岩盤サイトのHSSやYMTと共通に観測されたのは10地震で、浦河沖、釧路沖で発生したもののほか、北海道西方沖で起こったM 6.6、深さ 254 kmのやや深発地震も含まれている。これらのデータをもとにして、地盤サイトSSTと岩盤サイトHSSまたはYMTの観測記録を比較することにより、地盤サイトにおける、波形やスペクトルの特徴とそれらの地震による違いについてより詳しく調べる。また、地盤サイトで観測される後続波の性質についても考察する。

## 2.1. 観測波形、スペクトルの特徴

Fig. 11にFig. 5で震央位置を示した5地震による2観測点での速度記象と、120秒間の速度スペクトルを示す。Fig. 11(a)が水平動transverse成分で、(b)が上下動である。各トレースの振幅は地震毎にノーマライズしてある。選択した地震は図の上から、北海道西方沖地震(96/12/22, M=6.6, 深さ 254 km)、浦河沖地震(97/2/20, M=5.6, 深さ 45 km, 97/3/17, M=4.6, 深さ 65 km)、釧路沖地震(97/7/1, M=4.9, 深さ 73 km)、根室半島南東沖地震(97/7/15, M=5.9, 深さ 30 km)である。97/12/22 eventと、97/2/20 eventでは、HSSの上下動成分が欠測であったため、水平動、上下動ともに、YMTの波形とスペクトルを示した。

震央距離と深さとの比から考えて、北海道西方沖地震(96/12/22；以下M 6.6 eventと呼ぶ)の場合、札幌市への入射波は主に実体波であり、他の地震の場合、それは実体波と表面波の両方と考えられる。震源の深さ、マグニチュードにより波形、スペクトルが顕著に異なるので、M 6.6 eventと他の4地震を比較し、その違いを指摘する。

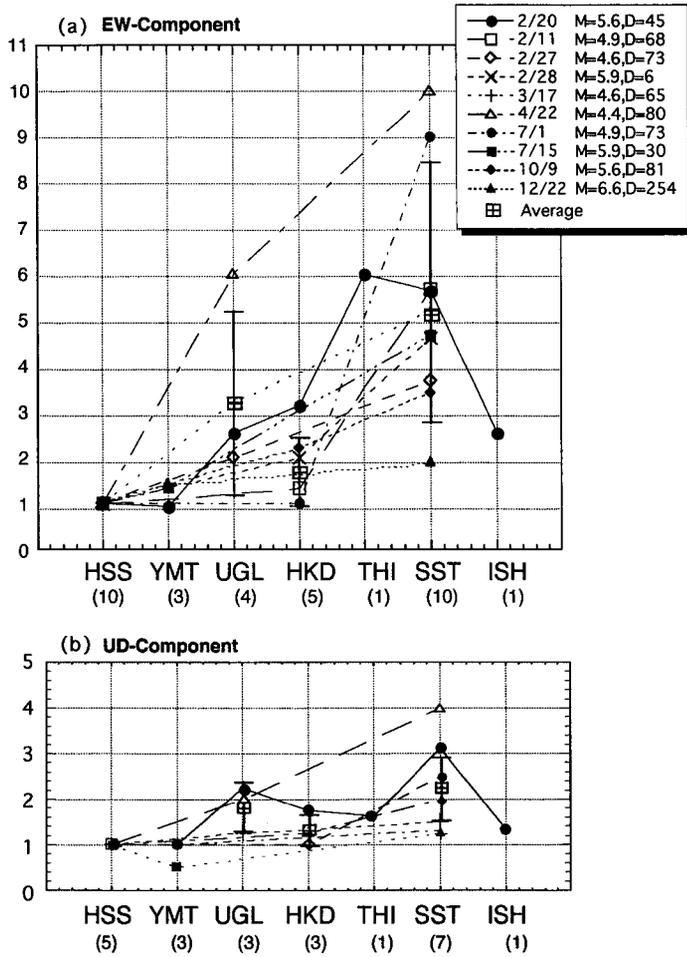
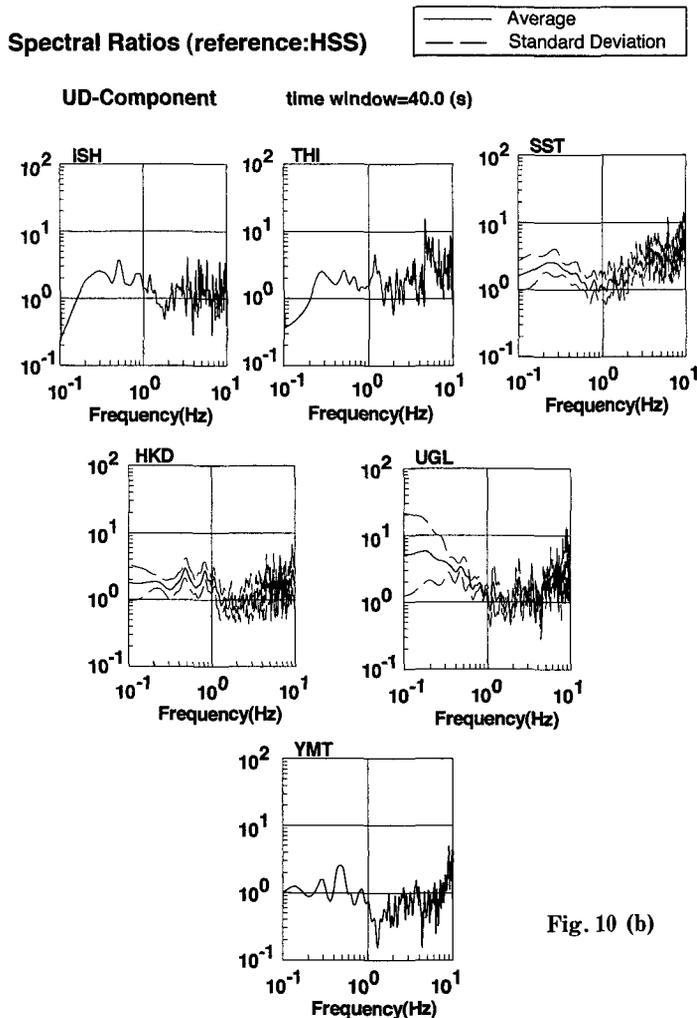


Fig. 9. (a) Peak velocity amplitude ratios of various sites to HSS (EW-component) and (b) those to HSS or YMT (UD-component). Number under the station code shows data number of observed records.

M 6.6 eventはマグニチュードが大きいため、SSTで他の4地震では速度スペクトルで1~2 Hzが卓越しているのに対し、この地震の場合には0.2~0.3 Hzが卓越している。最大振幅に注目すると、水平動において他の4地震では岩盤サイトと比べて5~6倍もの差があるのに対し、M 6.6 eventでは2倍も違わない。また上下動では、いずれも最大振幅の差は2~3倍である(Fig.9(b)参照)。地盤サイトSSTで観測される水平動の後続波に着目すると、4つの浅い地震ではS波の直後に見かけ周期約1秒の波が減衰しながら長く続いている。これは、震央距離と震源深さの比から、盆地転換表面波(川瀬,1993)が主成分であると考えられる。しかし、M 6.6 eventではみかけ周期約5秒の波がS波と同程度の振幅を保ちながら、継続時間を増大させている。岩盤サイトの波形では、S波の後で振幅は急激に減衰し、そのような後続波はみられない。この長い周期の後続波は盆地生成表面波(川瀬,1993)で





岩盤サイトYMTでは、3成分ともS波部分において約0.4 Hzで最大振幅を示し、その後なめらかに減衰する。しかし、地盤サイトSSTでは、S波後も強いエネルギーが励起され、長い間続いている。後続波の卓越周波数は transverse成分では約0.2 Hz, radial, vertical成分では約0.4 Hzである。成分による卓越周波数の違いは、それぞれの成分における波の性質が異なることを示唆しているのかもしれない。

波の性質について調べるために、同じ地震において中心周波数が0.2 Hzと0.4 Hzの2種類のバンドパスフィルターを施し、振幅が大きい部分に対しそれぞれ10秒間のparticle motionを描いた。Fig. 13にその結果を示す。Fig. 13(a)が中心周波数0.2 Hz, (b)が0.4 Hzの場合である。

まず、0.2 Hzのバンドパスフィルターを通した波形を見ると、SST, YMT両観測点とも、水平動に比べ上下動の振幅は小さい。S波部分24~54秒区間で、両者とも最大振幅を示し、その振動方向は水平面内でややtransverse(南北)方向に偏っている。水平面内で、やや楕円軌道を描いているが、これは主にS波であると判断できる。SSTの後続動を見ると、水平面内において70秒以降ではほぼ直線軌道を描く。80~90秒区間では、radial-vertical平面内で楕円軌道を描いており、さらに回転方向が反時計回りであることから、これらの波は、radial方向、つまり西から東に伝搬するRayleigh波であると考

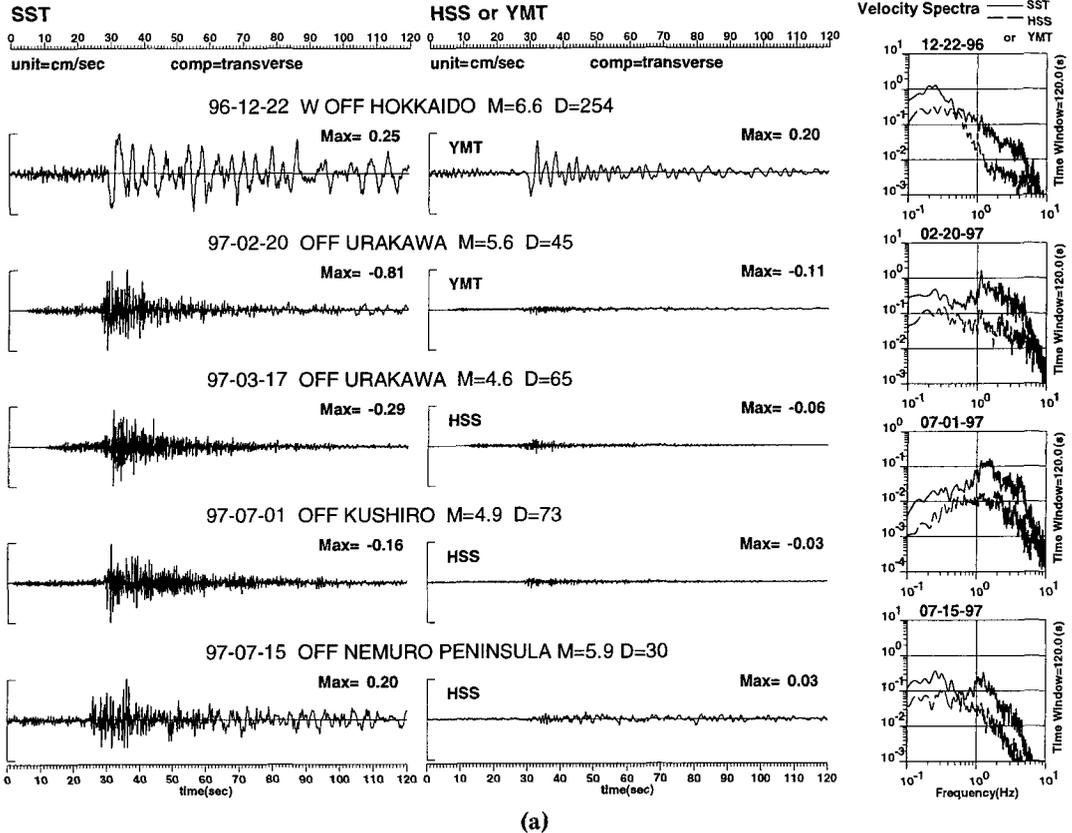


Fig. 11. Velocity seismograms observed during 5 events (from top, West-off Hokkaido, Urakawa-Oki, Kushiro-Oki and SE-off Nemuro Peninsula earthquake ; for their epicenters, see Fig. 5). (a) Transverse component and (b) vertical component. Left waveforms were observed at SST (sediment site) and right waveforms were observed at HSS or YMT (rock site). In the right part of figure, velocity spectra calculated from the whole seismogram are represented.

えられる。また、100～120 秒区間では上下動成分が小さく、ほぼtransverse（南北）方向に振動する直線軌道となることから、この区間では東あるいは西に伝搬するLove波が卓越していると考えられる。以上のことからSSTで観測される卓越周波数0.2 Hzの盆地生成表面波の主成分は、Rayleigh波、Love波の2種類であると考えられる。

次に、0.4 Hzのバンドパスフィルターを通した波形を見ると、YMTではS波部分に最大振幅をもち、SSTではS波の約25秒後にvertical成分が最大となるという特徴を示す。particle motionは両観測点とも、S波部分で直線軌道を示さない。SSTでは45～55秒区間でvertical成分が卓越し、時間変化にともない楕円軌道に近いふるまいをするようになる。これは、Rayleigh波である可能性が高い。また、95～105秒区間では水平面内のややradial（東西）方向よりも、直線軌道を描く。この区間では南または北に向かって伝搬するLove波が卓越してると考えられる。他の区間においては複雑なparticle motionから多種の波が混在していると考えられ、0.4 Hzの後続波の波の種類を特定することは、この解析からは難しい。

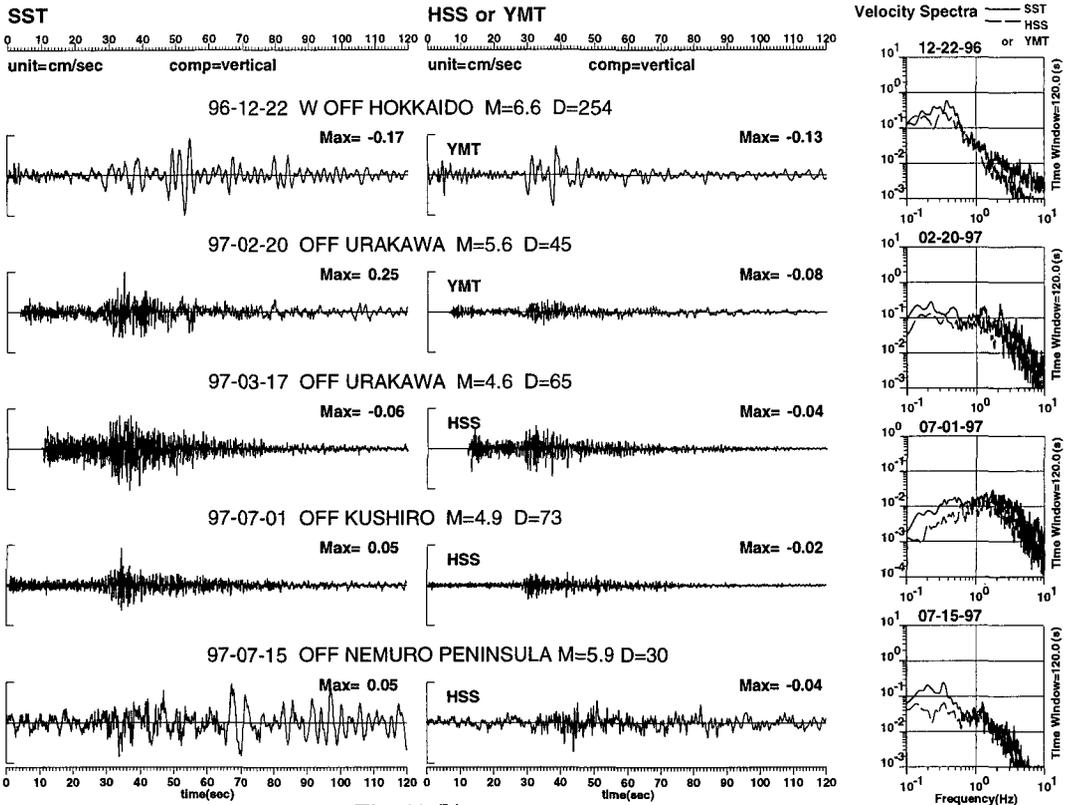


Fig. 11 (b)

### 2.3. 盆地転換表面波について

前節で解析した 96/12/22 M 6.6 event 以外の地震においては、先に述べたように SST で観測される後続波は、盆地転換表面波が主であると考えられる。SST と HSS または YMT で同時に観測されたものの中では、浦河沖、釧路沖、北海道東方沖などで発生した 9 地震が、これに該当する。これらの震源特性は、マグニチュード範囲が 4.4~5.9、深さの範囲が 6~80 km、back azimuth の差は約 80° である。

盆地転換表面波の応答特性を調べるために、HSS または YMT を入力と仮定し、SST とのスペクトル比をとることにより、その Site Response を抽出した。Fig. 14 (a) に 9 地震による 120 秒間のスペクトル比の平均と標準偏差を示す。標準偏差は小さく、スペクトル比は安定しているといえる。震源分布範囲が広いとはいえないが、この限られたデータセットの中では、SST における盆地転換表面波の応答特性は、マグニチュード、震源深さ、方位に依存していない。

次に Site Response の特徴を述べる。水平動では、0.2~0.3 Hz で約 6 倍、1~2 Hz、4~5 Hz で約 10 倍程度増幅している。しかし、上下動では、0.2 Hz~0.3 Hz でピークを示し約 3 倍の増幅を示すが、1~2 Hz ではほとんど増幅していない。さらに水平動では 5 Hz 以上では急激に減衰し、7~10 Hz で 2 倍程度の増幅率となるが、上下動では 3 Hz で約 3 倍、4 Hz で約 5 倍といったように周波数の増加にともない増幅率が増し、7~10 Hz では 7~8 倍もの増幅を示す。このような水平動と上下動のピーク周波数や増幅率の違いは、おそらく地盤構造に関係した応答特性の違いによると思われる。

Fig. 14 (b) に、比較のため盆地生成表面波の応答特性を示した。盆地生成表面波と盆地転換表面波は、励起条件が異なっているので、その応答も異なることが予想される。しかし、応答特性に関して

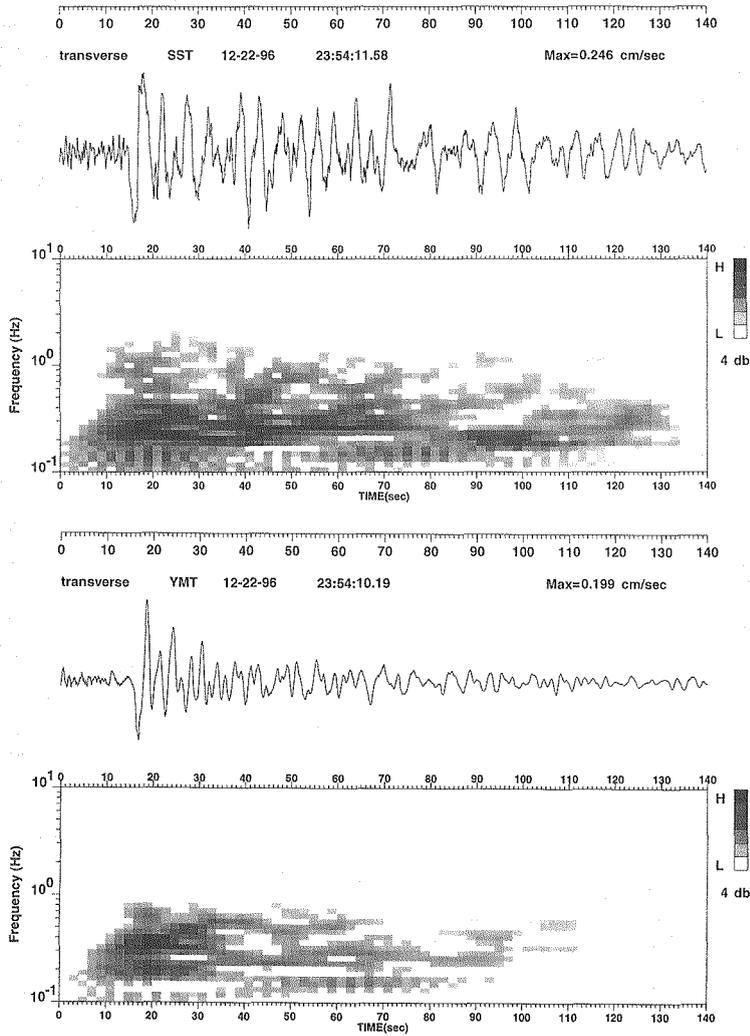


Fig. 12 (a)

Fig. 12. Comparison of observed velocity seismograms and instantaneous amplitude spectra at SST and YMT for the West-off Hokkaido earthquake of December 22, 1996 (  $M=6.6$ ,  $D=254$  km). The amplitude spectra are classified into 6 levels by 4dB intervals. (a) Transverse component, (b) radial component and (c) vertical component.

は、Fig. 14の(a)と(b)を比較した結果、顕著な違いは見られない。盆地生成表面波が観測されたのは1地震のみなので、この結果が定常的であるかどうかを確認するには、さらなる記録の蓄積を待たねばならない。

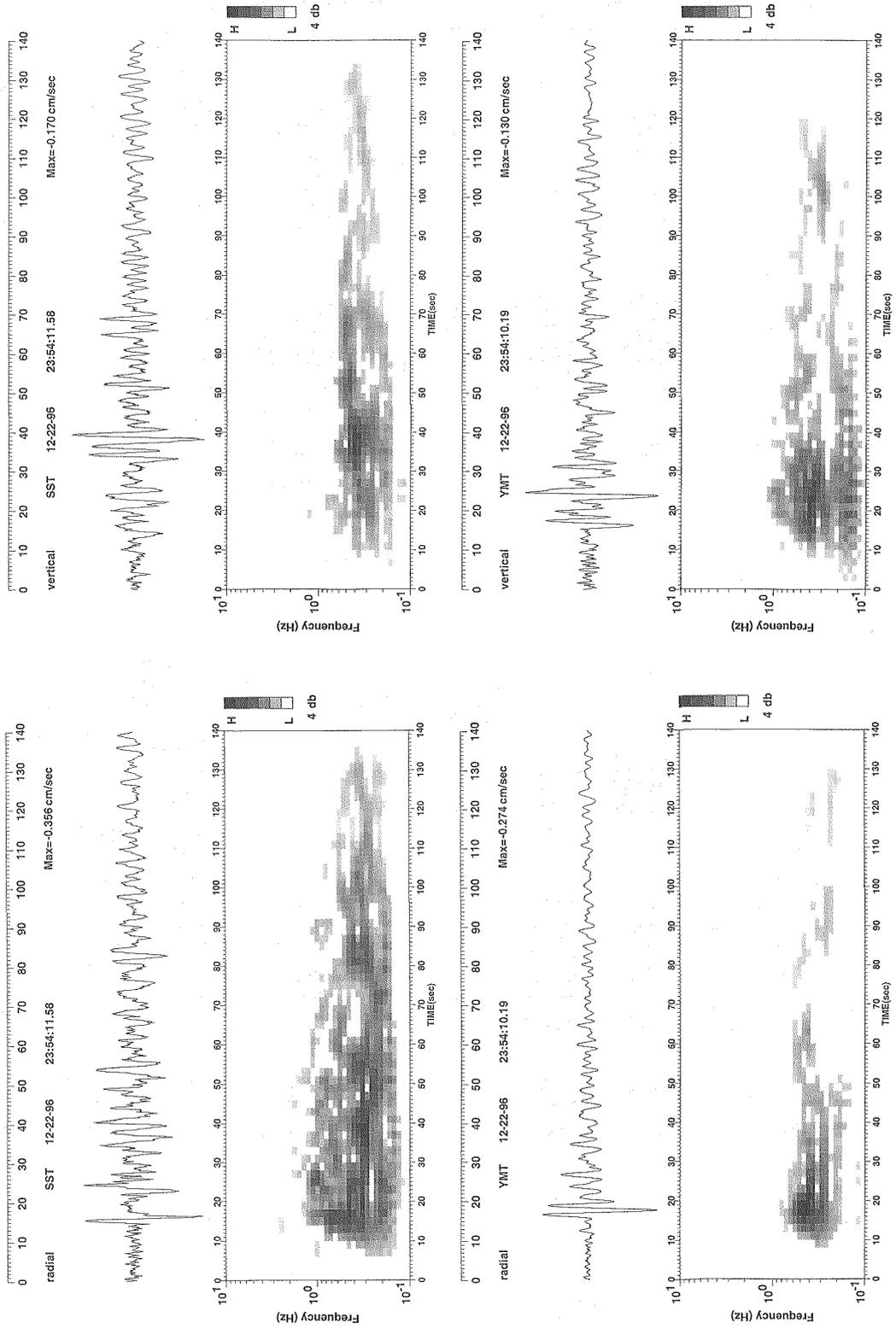


Fig. 12 (c)

Fig. 12 (b)

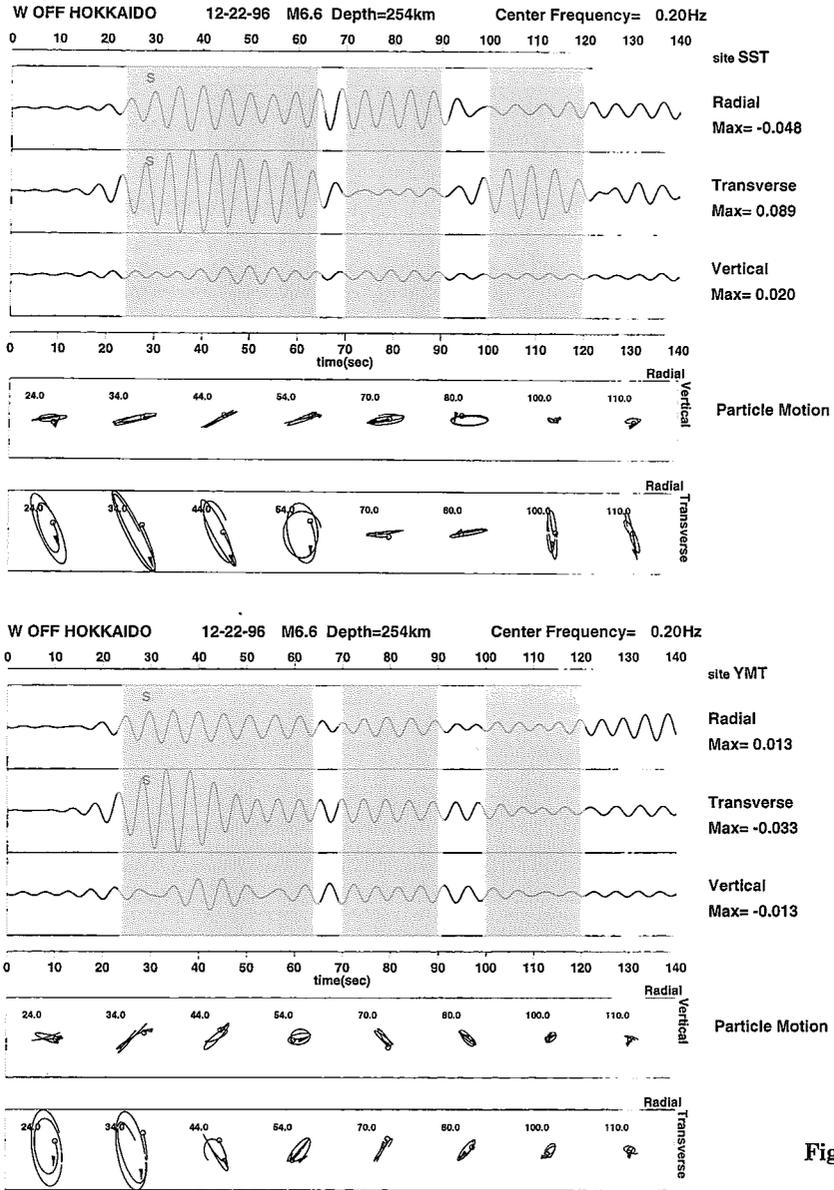


Fig. 13 (a)

Fig. 13. Band pass filtered seismograms and particle motions for various time windows. S indicates the S-wave arrival. Center frequency is 0.2 Hz in (a) and 0.4 Hz in (b). Particle motions are plotted for shadowed windows at intervals of 10 sec. The open circles indicate the particle location at the beginning of the time window, and arrows indicate the rotation sense. Upper is radial-vertical plane and lower is horizontal plane.

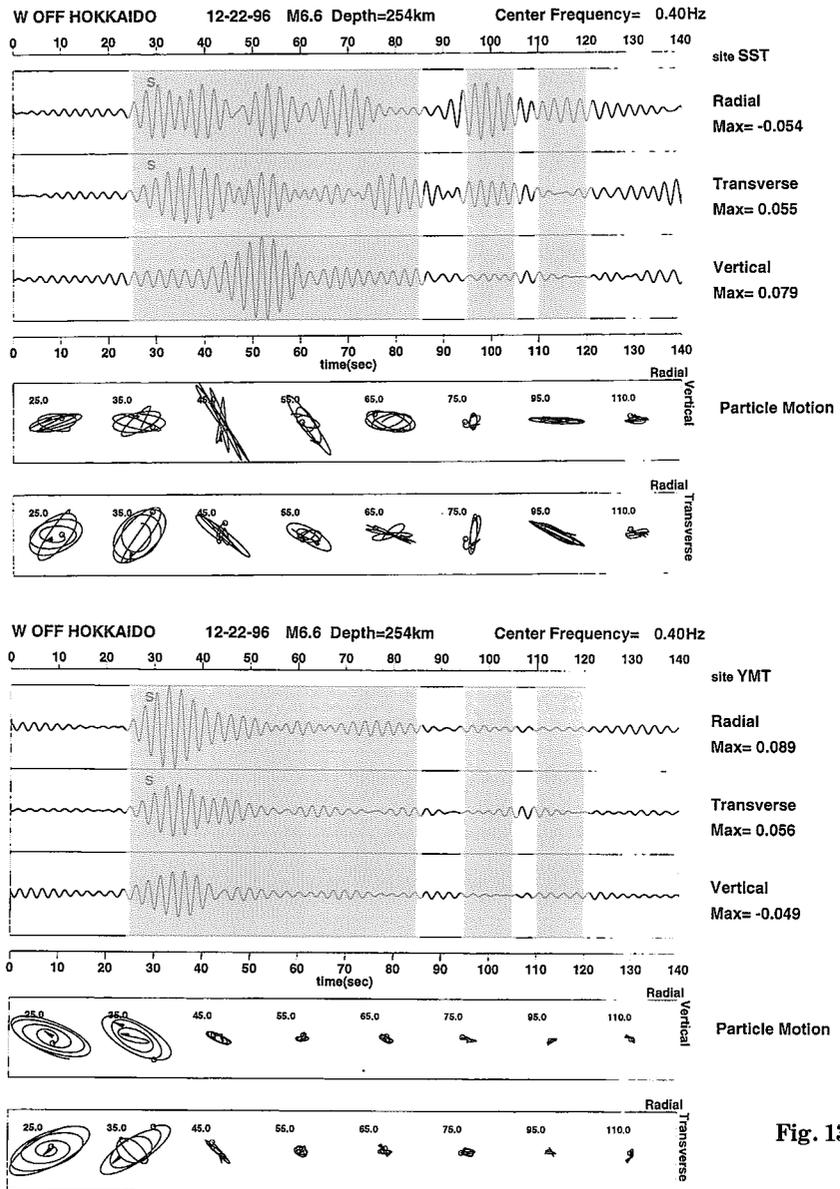


Fig. 13 (b)

## V. 議 論

前章では、札幌市内の各観測点のSite Responseを、基準点に対するスペクトル比をとることにより見積もった。ここで、これらのSite Responseと札幌市の地盤構造との関係について考察する。しかし、現時点では、解析に用いた観測点でその直下の地盤構造が求められている地点はない。そこで、SST観測点のSite Responseをそこから約2 km離れたNKNでの地盤構造をもとにして検討する。Fig. 2にNKNの深さとS波速度の関係を示してあるが、この構造をもとに計算した岩盤に対する鉛直入射SH波の増幅特性をFig. 15に示す。なお、この計算において堆積層のQ値は一定で50と仮定した。

Hisada et al., (1990)によると、SH波が盆地内に水平に入射したときに堆積盆地内で励起される

## SST Response to HSS or YMT

Time Window= 120.0 (s)

## 9 Event Average &amp; Standard Deviation

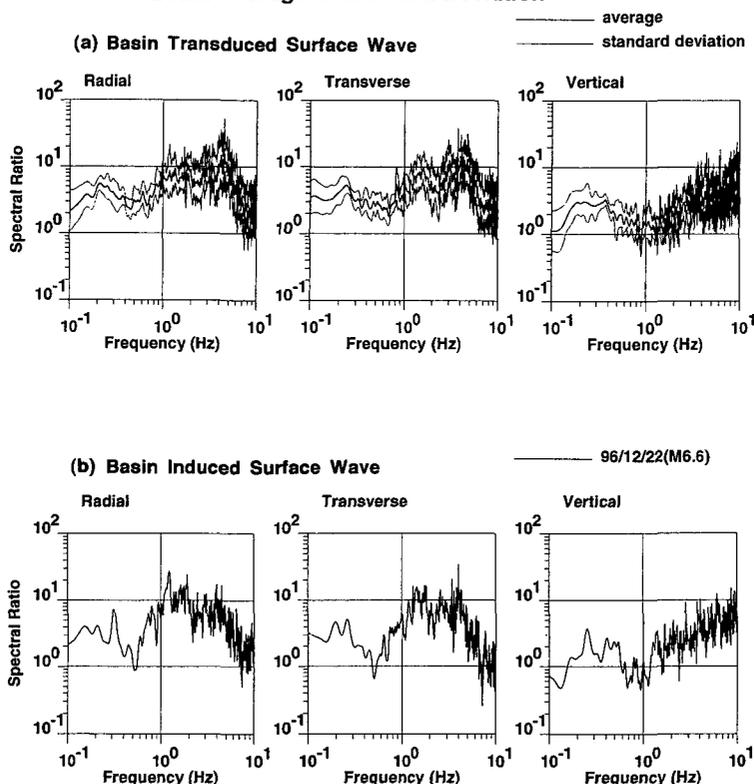


Fig. 14. Log-averaged spectral ratios of SST to HSS (HSS or YMT for vertical component) from 9 event and their standard deviations of the spectral ratio calculated from the whole seismogram. (a) Basin transduced surface wave and (b) basin induced surface wave.

Love波の振幅は、鉛直入射SH波が増幅するピーク周波数で大きくなるという。このことを参照にして、Fig. 14に示したSSTの水平動後続波の応答特性とFig. 15に示した理論伝達関数を定性的に比較して検討する。

前章までの結果によると、SSTで観測された後続波は、約0.2 Hzでピークを示す。特にこの周波数の盆地生成表面波はLove波を含むことがわかっている (Fig. 13(a))。しかし、計算した増幅特性は、0.2 Hz付近ではピークを示さない。この結果は、SSTで観測される卓越周波数約0.2 Hzの後続波は、500 mよりもさらに深い構造により励起されていることを示唆している。このような低周波数の波の大きな増幅を説明するには、より深い地盤構造を考慮する必要がある。

次に、1 Hz以上の応答特性について考える。理論伝達関数を見ると、約2 Hzと6 Hzでピークを示し、4~5倍増幅している。観測結果は、1~2 Hzと4~5 Hzでピークを示し、約10倍増幅している。ピーク周波数はほぼ両方で一致しているが、増幅率は計算値の方が小さい。理論値の4 Hz以上の

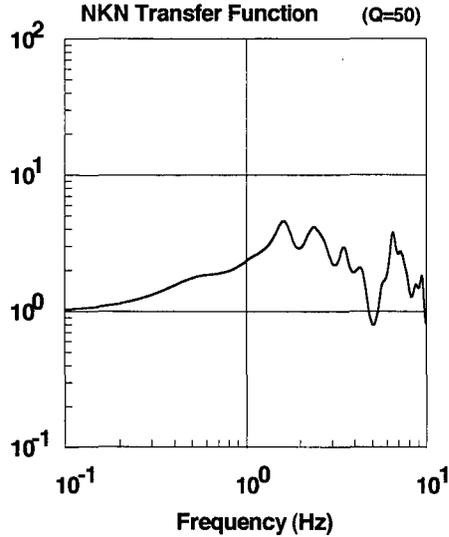


Fig. 15. Amplification function for NKN S-wave structure (Fig. 2) calculated by 1-D method.

増幅が小さい理由としては、堆積層のQ値の影響が考えられる。近年、堆積層のS波のQ値は1 Hzから約30 Hzの範囲では周波数に依存し、 $Q=Q_0 f^n$  ( $n \sim 1$ ) の関係にあることが報告されている（例えば、齋藤・他、1995）。しかし、Fig. 15の計算では、Q値を周波数に依存させず、各層一定と仮定したため、4 Hz以上の波の増幅を過小評価してしまったのかもしれない。

いずれにせよ、経験的な増幅特性と、理論的な増幅特性を比較して定量的な議論をするには、観測点直下の地盤構造の推定や、堆積層中のQ値の推定を早急に行う必要がある。

## VI. ま と め

本研究では、札幌強震観測点7点で、1996年12月から1997年10月までに観測された記録の解析から、札幌市における地震動特性を調べた。限られたデータにもとづく予備的な解析ではあるが、以下の結論を得た。

### (1) 地震動の空間変化について（浦河沖地震の記録にもとづく）

- ・最大速度振幅を比較した結果、南の岩盤観測点と比べて、北の観測点に向かうほど値は増大し、その比は、扇状地端部では2～3倍、さらに北方の堆積層上では、6～7倍にも及ぶ。

- ・基準点に対するスペクトル比から見積もった各観測点の増幅特性は、水平動では、観測点毎に大きく異なる。1～2 Hzに注目すると、扇状地端部では2倍程度であるが、堆積地盤上では約10倍増幅する。上下動では、観測点毎の違いは小さく、1～2 Hzに注目すると、堆積地盤上でも2倍程度の増幅である。

### (2) 堆積地盤上で観測された後続波の特徴

- ・盆地生成表面波について

卓越周波数は約0.2 Hz(transverse成分)、約0.4 Hz(radial, vertical成分)である。Particle motionの解析から、約0.2 Hzの後続波はLove波とRayleigh波であることがわかった。

## ・盆地転換表面波について

基準点に対するスペクトル比から見積もった増幅特性は、水平動では、0.2~0.3 Hzで約6倍、1~2, 4~5 Hzで約10倍である。上下動では、0.2~0.3 Hzで約3倍、7~10 Hzで7~8倍増幅する。また、盆地生成表面波と盆地転換表面波の応答特性は、ほぼ同じであった。

観測にもとづく札幌市における地震動特性の研究は始まったばかりである。今後、強震観測点を増設し、強震動データを蓄積するとともに、より定量的な議論をするためにも、観測点直下の地盤構造の推定、3次元的な盆地構造の推定、堆積層内のQ値の見積もりを早急に行う必要がある。

**謝辞** 本研究を行うにあたって、札幌地盤地震動研究会(北大理、北大工、上山試錐(株)、応用地質(株)札幌支社；代表、笹谷努)、及び札幌市には、ボーリング調査、PS検層データなど地盤情報に関する貴重な資料を提供していただきました。北大工学部高井伸雄助手には、UGL観測点のデータ回収でお世話になりました。観測点YMTは、市内西区山の手山本昭彦氏宅の一部を借用して設置させていただきました。解析に用いた記録の一部は防災科学技術研究所のK-NETとFREESIA-NETによるものです。地震・火山研究室の大学院生、森川信之氏、前田宜浩氏、吉田邦一氏には、地震計の設置及びデータの回収等でお世話になりました。上記各位に深く感謝致します。

この研究の一部は、平成9年度文部省科学研究費補助金(重点領域研究(1)、研究課題番号08248111、代表研究者：入倉孝次郎(京都大学防災研究所))によるものである。

## 文 献

- Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- Hisada, Y., S. Yamamoto and S. Tani, 1990. Amplification factor due to Love waves in multi-layered sedimentary basins. *Proc. 8th Japan Earth. Eng. Symp., Tokyo, Japan*, Vol. 1, 433-438.
- 入倉孝次郎, 1996. 想定地震に対する強震動の予測方法—大阪府を例として—. 日本地震学会予稿集, No. 2, A 77.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase and K. Irikura, 1996. Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake in severely damaged zone—array observation of ground motions in Higashinada ward, Kobe City, Japan—. *J. Phys. Earth*, **44**, 553-561.
- 鏡味洋史, 高井博雄, 高井伸雄, 1997. 札幌都市圏におけるサイスミックゾーンネーション(I) 強震記録から見た地盤震動の特徴. 日本建築学会学術講演梗概集, B-2, 51-52.
- 笠原 稔, 1996. 札幌の地震. さっぽろ文庫 77 地形と地質, 札幌市教育委員会編, 北海道新聞社, 253-266.
- 川瀬 博, 1993. 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション. 地震2, **46**, 171-190.
- 木下繁夫, 上原正義, 斗沢敏雄, 和田安司, 小久江洋輔, 1997. K-NET 95 型強震計の記録特性. 地震2, **49**, 467-481.
- 斎藤正徳, 1978. 漸化式デジタル・フィルターの自動設計. 物理探鉱, 第31巻第4号, 112-135.
- 齋藤誠治, 笹谷努, 工藤一嘉, 1995. 足柄平野における堆積層中のS波減衰特性. 北海道大学地球物理学研究報告, No. 58, 39-61.
- 地質調査所, 1980. 札幌 20 万分の 1 地質図幅.
- 村松郁栄, 1977. 速度型強震計の製作. 地震2, **30**, 317-338.
- 村松郁栄, 1995. 広帯域速度型強震計の開発とその記録範囲. 地震2, **48**, 247-256.