

論文

札幌都市域における 深部地下構造調査と 強震動観測

笹谷 努*・吉田 邦一*・岡田 広**
中野 修***・小林 稔明***・凌 鮎群****

Estimation of Deep Subsurface Structures and Observation of Strong Ground Motions in Sapporo Urban Districts

Tsutomu SASATANI*・Kunikazu YOSHIDA*・Hiroshi OKADA*
Osamu NAKANO***・Toshiaki KOBAYASHI***
Suqun LING****

Abstract

Sapporo urban districts are located on a deep sedimentary basin in the western part of the Ishikari depression, Hokkaido. It is important for evaluation of the seismic response of Sapporo urban districts to know the deep subsurface structures. We have summarized various data relating to the subsurface structures; a few deep boring data to a depth of about 4000 m and several PS-logging data to a depth of about 500 m. We have estimated S-wave velocity structures under the northern part of Sapporo urban districts by using the microtremor exploration method. The basement layer has an S-wave velocity of about 3000 m/s at a depth of about 3000 m. We have carried out strong motion observations at 15 sites in Sapporo urban districts in order to evaluate directly the seismic response. Here we show a preliminary result of the spatial variation of site amplifications in the districts using strong motion records from an intermediate-depth earthquake. We evaluate the spatial variation of site amplifications as a function of periods based on band-pass filtered records with various pass-bands. At the northern part, long-period seismic waves with a period of about 5 sec are strongly amplified, while at the central part, short-period seismic waves with a period of about 1 sec are strongly amplified. Finally we have examined the effect of the estimated deep subsurface structure on seismic motion based on observed S-waves.

キーワード：深部地下構造，強震動観測，札幌都市域，地震応答，堆積盆地

Key words : deep subsurface structure, strong motion observation, Sapporo urban districts, seismic response, sedimentary basin

* 北海道大学大学院理学研究科
Graduate School of Science, Hokkaido University
** 北海道大学名誉教授
Professor Emeritus, Hokkaido University

*** 株式会社ダイヤコンサルタント
DIA Consultants Co. Ltd
**** 日本熱水開発株式会社
Nihon Nessui Co.

本報告に対する討論は平成14年2月末日まで受け付ける。

1. はじめに

1995年の兵庫県南部地震(M 7.2)による阪神・淡路における死者約6400人にも及ぶ大震災は、地震断層が都市のほぼ直下であったことに加えて、深さ約2kmまでの地下構造が地震波を大きく増幅したことによると考えられている(例えば、Kawase, 1996)。この大震災を契機として、全国的に地域の地震防災対策が根本的に見直されている。そして、国や地方自治体などにより、活断層調査や平野部地下構造調査等が全国規模で行なわれている。

人口約180万の札幌市を中心とした札幌都市域は、最近50-100万年間の沈降量が500m以上に達する「大規模陥没堆積盆地(石狩低地帯)」に属している(日本第四紀学会, 1987)。この堆積盆地に位置する札幌都市域での地震応答を評価するためには、地震動に強い影響を与える深部地下構造を把握することが第一に重要である(笛谷, 2000)。その際に、地質断面図のみならず、特に、堆積層の物性値(S波速度)を得ることが肝要である。

札幌都市域での地震動の強さ分布は、これまで詳細なアンケート調査による震度分布をもとに考察されてきた(鏡味・他, 1994)。この方法は、高密度に地震動の強さ分布を把握できる利点を有しているが、地震動と地下構造との関係を定量的に理解するのに最適とは言いがたい。両者の関係を定量的に理解するためには、実際の地震記録と地下構造に基づく予測値とを比較・検討することが必要で、このためには強震動観測が欠かせない。

札幌都市域では、近年、幸いにも地震による大被害に襲われてはいないが、歴史的には、1834年石狩地震(M 6.5; 笠原・宮崎, 1998)による強い揺れ(震度5以上)を示す痕跡が発見されている。この痕跡とは、大型建築物の建築前に行われた遺跡発掘により、札幌市内の至る所で発見されたこの地震による液状化跡である(例えば、伏島・平川, 1996)。また、その液状化跡は、時代を異にして複数見出されており、当地の近くで大きな地震が繰り返し発生し、強い揺れを生じた直接的な証拠となっている(伏島・平川, 1996)。

本論文では、最初に、既往の資料の整理から札幌都市域での深部地下構造情報についてまとめる。次に、微動探査法によって得られた札幌都市域北部の深部地下構造について述べ、続いて、当地での強震動観測記録の予備的な解析結果を示す。最後に、地下構造と地震動との関係について考察する。これらの研究成果は、札幌都市域での地震動災害評価の基礎資料として重要と考える。

2. 既往の深部地下構造情報

石狩低地帯においては、石油・天然ガス資源の開発を目的とした、ボーリング調査、反射法地震探査等がふるくから行なわれてきたが、公開されているデータはわずかである。Fig. 1に、札幌都市域において現在までに調査結果が公開されているボーリング坑の位置を示す。西札幌 SK-1D、西茨戸 SK-1、および基礎試錐「石狩湾」は、石油・天然ガス資源の開発のために行なわれた調査である(北海道鉱業振興委員会, 1979, 1990; 石油公団, 1995)。例として、Fig. 2に基礎試錐「石狩湾」から西茨戸 SK-1にかけての地質断面図を示す(石油公団, 1995; これは、ボーリング調査と反射法地震探査の結果を総合して作られたものである)。これから、札幌都市域においては、完新世から中新世にかけての堆積層が深さ3000mから4000mまで存在していることがわかる。残念ながら、これらの堆積層のP波、S波速度の値に関しては、公開されていない。

札幌市は、札幌直下で発生する微小地震を監視する目的で、市内3ヶ所に深さ500mのボアホール地震計を設置し、1997年の春から観測を開始した。これは、地表での人工的なノイズを避けるためである。それらの観測点は、Fig. 1のMED(前田), NKN(中沼), STZ(里塚)である。地震計の設置に際して、ボーリング調査が行なわれ、深さ500mまでの土質柱状図が得られている(札幌市, 1997a, b, c)。一方、Fig. 1のSNK, HNB, UGLは、札幌地盤震動研究会が調査したボーリング孔の位置である。この研究会は、札幌都市域での地盤構造とそれが地震動に及ぼす影響に関する研究を推進するために、民間企業(上山

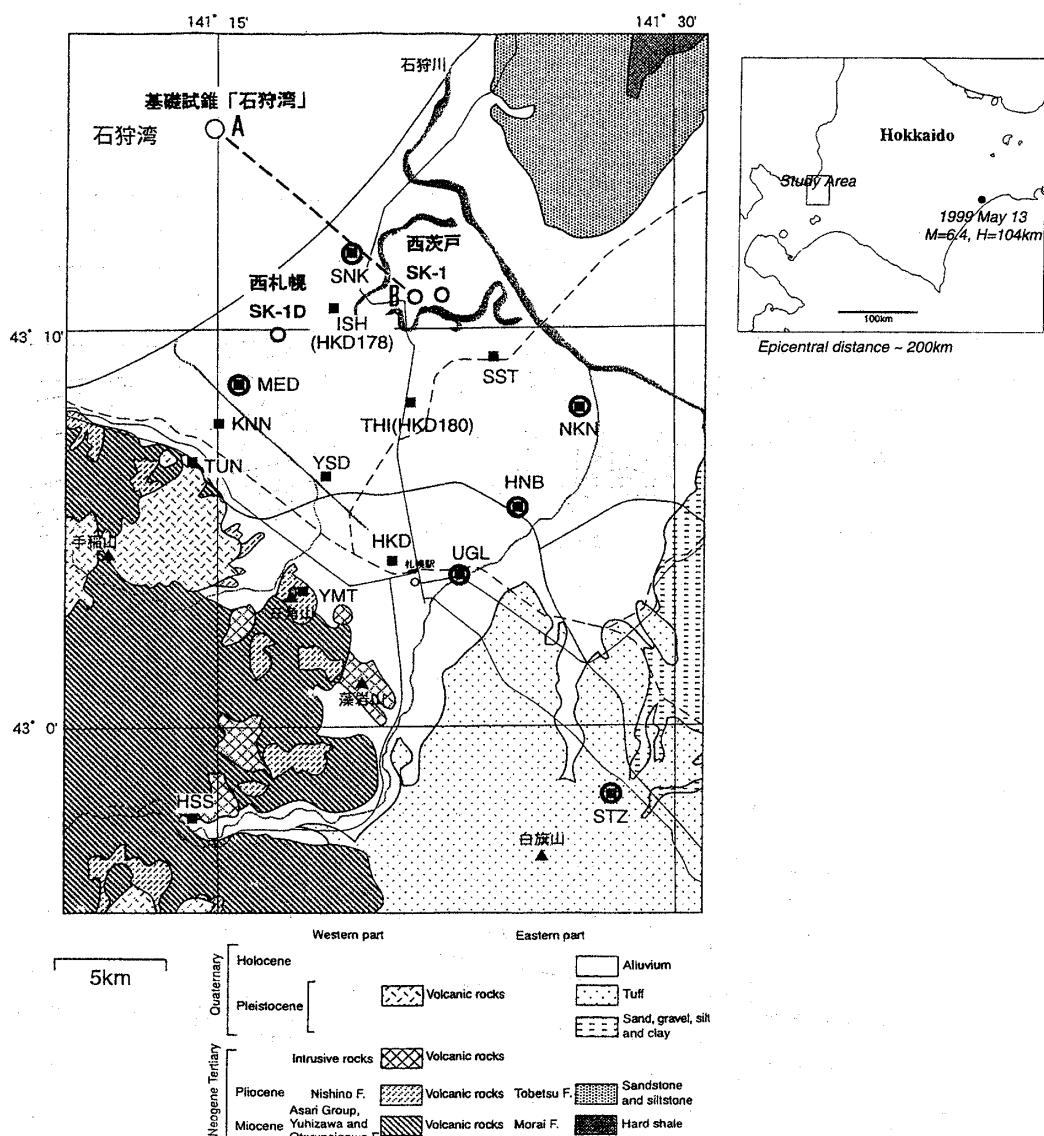


Fig. 1 Simplified geological map of Sapporo urban districts in the western part of the Ishikari depression (after Ishida et al. 1980). Deep boring sites (circles) and strong motion observation sites (solid squares) are also shown. Geological section along A-B line is shown in Fig. 2. Map inset shows the study area and the epicenter of an intermediate-depth earthquake used in this study.

試錐工業(株), 応用地質(株)札幌支社)と大学(北海道大学大学院理学研究科, 工学研究科)が協力して1996年春に結成したものである。1999年には, これまでの研究成果をまとめて報告書を出版した(札幌地盤震動研究会, 1999)。Fig. 3に, これらの地点での土質柱状図を示す(長田, 1999)。各地点の柱状図は, 堆積環境の違いを反映しておおきく異なっていることが分かる。

札幌市によるボアホール地震観測点の3つのボーリング孔, および札幌地盤震動研究会による3つのボーリング孔において, 孔内漂遊型の速度検層装置(サスペンション方式)による速度検層が行なわれている。Fig. 4は, これらのボーリング孔での検層結果(速度構造)をまとめたものである。ここで, S波速度に注目して, これらの特徴について記す。まず, 最表層は, 250 m/s, あるいは, それ以下という極めて遅い速度を有している。また, 土質柱状図の違いを反映して, 深さに対する

リング孔, および札幌地盤震動研究会による3つのボーリング孔において, 孔内漂遊型の速度検層装置(サスペンション方式)による速度検層が行なわれている。Fig. 4は, これらのボーリング孔での検層結果(速度構造)をまとめたものである。ここで, S波速度に注目して, これらの特徴について記す。まず, 最表層は, 250 m/s, あるいは, それ以下という極めて遅い速度を有している。また, 土質柱状図の違いを反映して, 深さに対する

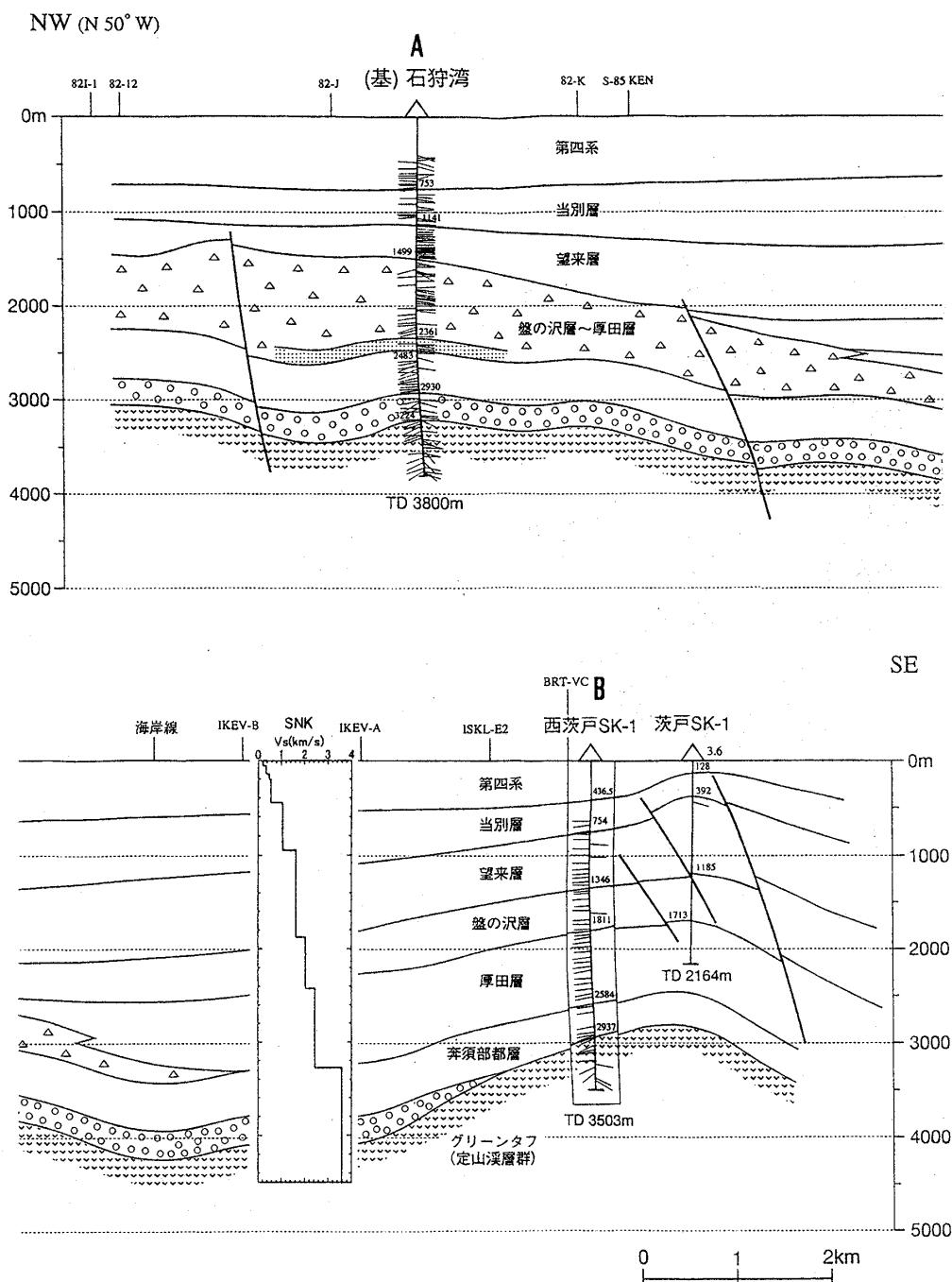


Fig. 2 Geological section along A-B line in Fig. 1 (after Japan National Oil Corporation (JNOC), 1995). S-wave velocity structure at SNK estimated by the microtremor exploration method is also shown.

速度の増加の様子が各点で異なっている。例えば、速度 700 m/s となる深さが、NKN では約 210 m, MED では約 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。一方、STZ では、地表から約 30 m までは、S 波速度約 300 m/s の砂礫・砂質土が、その下には、速度約

600 m/s の砂岩が存在しており、他の地点とは異なった地盤となっている。このように、札幌都市域では、水平方向にも深さ方向にも速度構造が変化しており、これが地震動の空間的変動の要因になると考えられる。また、深さ約 500 m での S 波速度は、800 m/s から 1000 m/s で、いわゆ

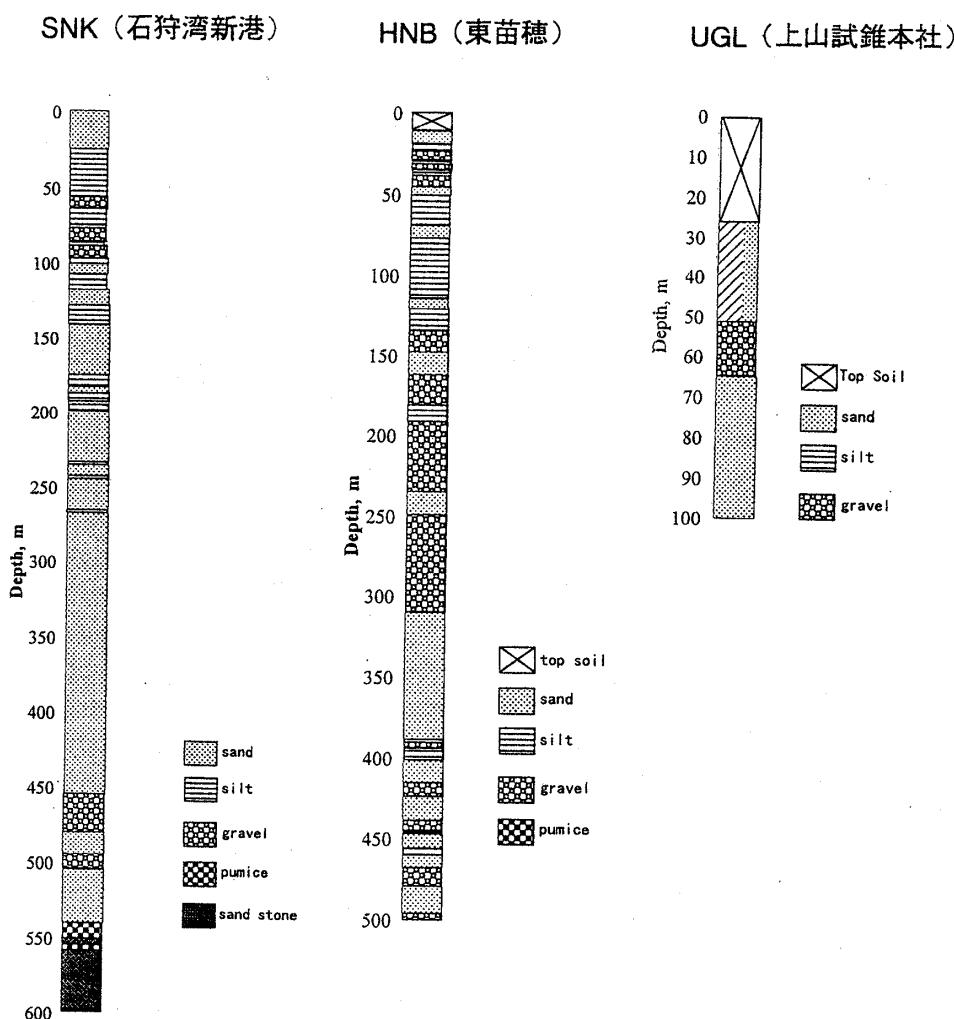


Fig. 3 Soil columns at SNK, HNB and UGL (after Osada, 1999).
The locations of these sites are shown in Fig. 1.

る地震基盤(約3000 m/s)とは見なせない。

なお、これらの地質断面図、速度構造は、以下に述べる微動探査法で地下構造を推定する際に事前情報として利用される。

3. 微動探査法による地下構造の推定

地下構造を調査する方法としては、屈折法地震探査や反射法地震探査が考えられるが、これらの探査法によって得られる地下構造は、多くの場合、P波速度に関するものである。地震動へ大きな影響を与えるS波速度構造を推定するためには、まだ技術的な問題が残っている。また、これらの探査法は、特に市街地での適用には多くの制約を伴う。

最近、S波速度を推定する方法として、人間の日常活動や気象・海象現象によって引き起こされる「微動」を利用した探査法(微動探査法)が注目されている(岡田・他, 1990; 岡田, 1998)。その原理は、微動に含まれる表面波の分散、すなわち位相速度対周波数(周期)の関係を検出し、これを逆解析してS波速度の地下構造を推定する、というものである。ここでは、微動探査法による札幌都市域北部での深部地下構造の推定結果について述べる。

3.1 観測

微動のアレー観測サイトとしては、強震動観測点近傍で、かつ、出来るだけ地質断面や深層ボ-

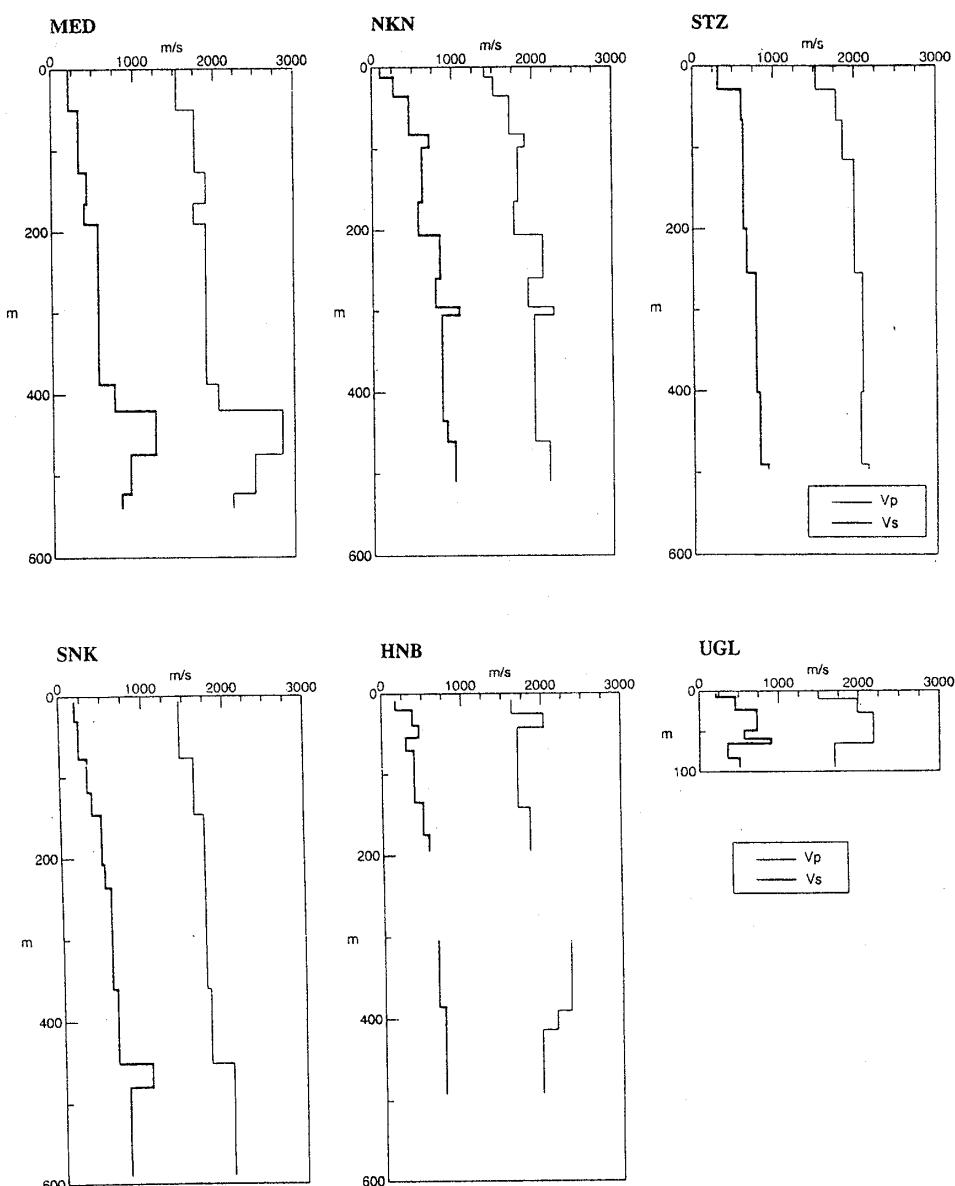


Fig. 4 P- and S-wave velocity structures estimated from P-S logging at MED, NKN, STZ, HNB, and UGL. The locations of these sites are shown in Fig. 1. We have no data at depths of 200 to 300 m at HNB.

リング調査データのある所が選択された。観測サイトを Fig. 5 に示す。MED 9, SNK, NKN, HNB サイトでは、深さ約 500 m までの PS 検層結果がある (Fig. 4)。また、MED 9 サイト付近では深さ約 1 km までの反射断面 (笛谷・他, 1998), SNK サイトでは、この点を通る深さ約 4 km までの地質断面が得られている (Fig. 2 ; 石油公団, 1995)。これらの情報は、微動探査法においてレイリー波の位相速度から S 波速度構造を推定する際に利用される。なお、観測は、1999 年の 5

月後半に行われた。

微動探査法としては、空間自己相関法（略称、SPAC 法）を採用した (岡田, 1998)。観測に用いたアレーは、円の中心観測点を共有し半径の異なる円周上にそれぞれ等間隔に 3 観測点を配置する、二重円形アレーである (Fig. 6)。アレーは、半径 1000 m と 2000 m の二重円形アレー (大アレー)、及び半径 300 m と 600 m の二重円形アレー (小アレー) を基本とした (Table 1)。各観測点には、LE・3D/5S 地震計 (Lennartz Electronic 社；

固有周期 5 秒, 速度計) を設置し, データロガー LS-8000 SH (白山工業社) に 100 Hz サンプリングでデータを収録した。各ロガーは GPS 時計を

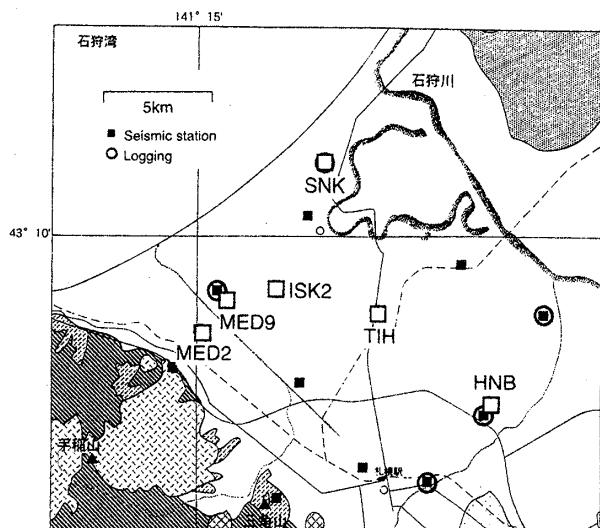


Fig. 5 Microtremor observation sites (open squares).

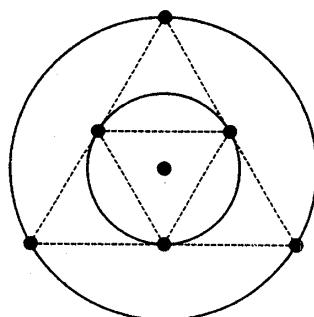


Fig. 6 Array configuration for the spatial autocorrelation coefficient method (SPAC method). Seven seismometers are located at solid circles.

有している。解析には上下動成分のデータのみを用い、「レイリー波の基本モードが最も卓越している」という仮定のもとに解析した。

観測された微動記録(地動速度波形)の例を Fig. 7 に示す。これは、ISK2 サイトでアレー半径 1000 m と 2000 m の 7 観測点からなる二重円形アレーで観測された 10 分間の記録である。各観測点で間欠的に、あるいはランダムに記録されている振幅の大きい短時間の振動は、地震計の近傍を車両や人が通過したことによるノイズと思われる。この記録から切り出された約 82 秒間について求めた 7 観測点のパワースペクトルが Fig. 8 に示してある。周波数 0.3 Hz 附近にピークを有し、全体のスペクトルパターンは、お互いによく類似していることが分かる。より細かく見ると、周波数 3 Hz 以上で 1 点だけ他の点とスペクトルパターンが異なっている。これは、この周波数以上では、位相速度の推定が困難なことを示している。この

Table 1 Sites where array observations of microtremors were carried out and the array sizes (a radius of the outer circle; see Fig. 6).

アレーサイト コード名	日付 1999年	時刻	アレーサイズ (m)
MED2	5月24日	12:45-14:20	600
MED9	5月24日	15:00-16:35	600
	5月20日	13:30-15:30	2000
ISK2	5月23日	10:30-12:30	2000
SNK	5月21日	11:00-13:00	2000
TIH	5月23日	14:00-15:30	600
	5月21日	15:00-17:00	2000
HNB	5月22日	14:00-15:30	600
	5月22日	10:30-12:30	2000

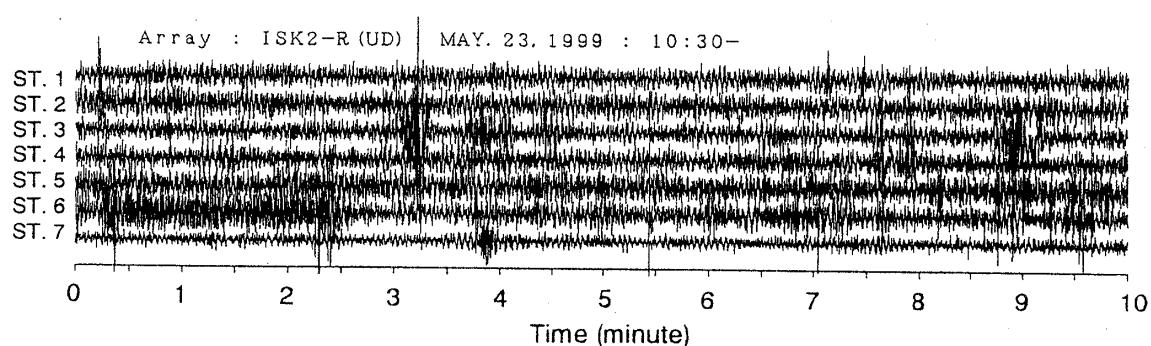


Fig. 7 An example of observed microtremors (ground velocity time history) at ISK2 site.

ような検討をすべてのサイトで行ない、その結果、位相速度の推定可能な周波数の上限を約 3 Hz とした。

3.2 位相速度の推定

円周上に 3 個以上の観測点を配置し、それらの観測点それぞれについて得られる空間自己相関関数の方位平均をアレー空間の微動のパワーで規格化した量、すなわち半径 r の円形アレー空間内の自己相関係数 $\rho(f; r)$ をいろいろな周波数 f について求める（岡田, 1998）。微動の上下動成分がレイリー波の基本モードからなるとすれば、この空間自己相関係数は、次式のように周波数 f をパラメータとし、アレー半径 r と位相速度 c からなる量 $2\pi fr/c$ 、を変数とする第一種 0 次のベッセル関数 $J_0(2\pi fr/c)$ で表わされることが理論的に導かれている（岡田, 1998）。

$$\rho(f; r) = J_0(2\pi fr/c)$$

この関係より、観測から得られる空間自己相関係数をベッセル関数の逆関数として解き、位相速度 c を周波数の関数として得ることができる。

6 サイトで得られた位相速度を Fig. 9 に示す。これらの位相速度の分散は、大局的には類似している。若干の分散の差異は、S 波速度が最大となる層、すなわち最下層が、SNK で深く、MED 9 や TIH で相対的に浅いことを示唆している。

3.3 地下構造の推定

位相速度の分散から地下構造を推定する、いわゆる逆問題の解法には、個体群探索型遺伝的アルゴリズム fGA (長・他, 1999) を適用した。fGA では、初期値として層の数、各層の S 波速度の上限と下限を与える、この上限と下限の範囲内で分散の最適解となる地下構造を推定する。

今回の逆解析では、深さ約 500 m までの構造には、PS 検層結果 (Fig. 4) を参照して初期値を定め、それよりも深い構造には、SNK 近傍で得られている地質断面図 (Fig. 2 ; 石油公団, 1995) を参照して層数を決め、さらに、各層の S 波速度に

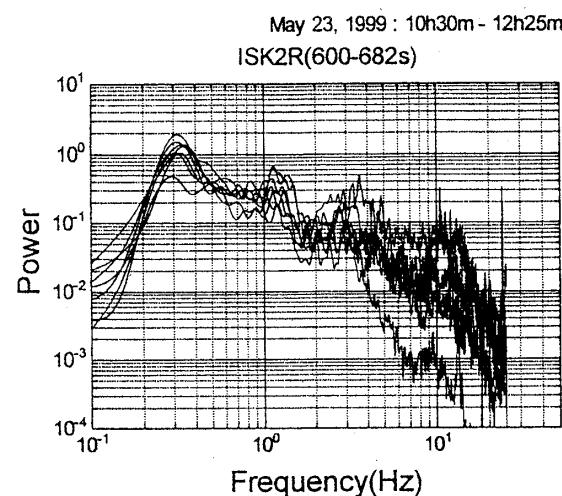


Fig. 8 Power spectra of microtremors at seven stations (ISK2 site). The time window for spectral analysis is about 82 sec.

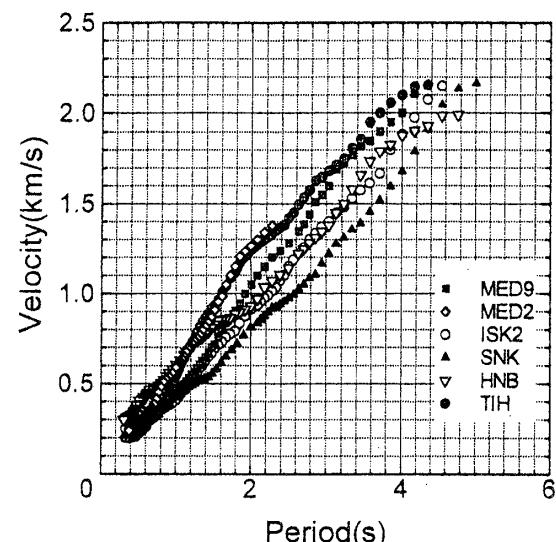


Fig. 9 Phase velocity dispersions of Rayleigh waves at six array sites determined by array observation of microtremors.

は十分に幅広い探索範囲を設定した。GA による逆解析を適用する際に、このような事前情報を基に探索範囲を設定することにより、十分な精度で S 波速度構造の推定が可能となる（松岡・他, 2000）。

推定された S 波速度構造とそれに基づく位相速度と観測値との比較の例を Fig. 10 に示す。また、Fig. 2 には、基にした地質断面に推定された SNK

での S 波速度構造が書き加えられている。地質断面図の境界面は、基礎試錐および反射法地震探査による P 波速度構造が基本になっていると考えられるが、推定された S 波速度の境界面は、これと良い一致を示している。ここで、この良い一致が層境界の深さにも自由度を与えた逆解析 (Fig.10) から得られたこと、また、各層の S 波速度が推定されたことの意味は大きい。

深部構造が推定された 6 サイトでの S 波速度構造をまとめて示したのが Fig.11 である。S 波速度の深さによる変化は、深さ 200 m 未満を除き、緩やかに増加し、著しい速度コントラストの境界が見当たらないという特徴を有している。また、深さ約 3 km で S 波速度は約 3 km/s となっている。なお、MED 2 については、位相速度が約 2 秒までしか得られていない (Fig. 9)、深部地下構造 (深さ 2 km 以深) の決定精度が低いことに留意する必要がある。

4. 強震動観測

ここでは、札幌都市域に展開されている、国、市、大学、民間企業による強震観測網で得られた記録をもとに、本都市域での地震応答の空間分布

の例を示す。

4.1 強震動観測網

1995 年兵庫県南部地震による大震災以降、札幌都市域における強震動観測網は、関係諸機関の努力により徐々にその数を増していった。Fig. 1 に、現在我々が利用できる強震動観測点 (15 点) の分布を示す。これらの観測点は、以下に示す諸機関に属するものである。ISH と THI は、防災科学技術研究所の K-NET (HKD 178, HKD 180; Kinoshita, 1998) 観測点である。HSS は、北海道大学大学院理学研究科、地震火山研究観測センターの観測点であるが、そこには、防災科学技術研究所の Freesia Net (福山・他, 1996) の地震計も配置されている。MED, NKN, STZ は札幌市のボアホール観測点で、その孔口には強震計も設置されている。一方、SNK, HNB, UGL は、民間企業 (上山試錐工業 (株), (株) 勝島製作所) と大学 (北海道大学大学院理学研究科、工学研究科) が共同で観測している点である。残りの 6 観測点は、北海道大学理学研究科が独自に設置したもので、その多くは、一般市民の住宅の一部 (ガレージ) を借用して設置されている。

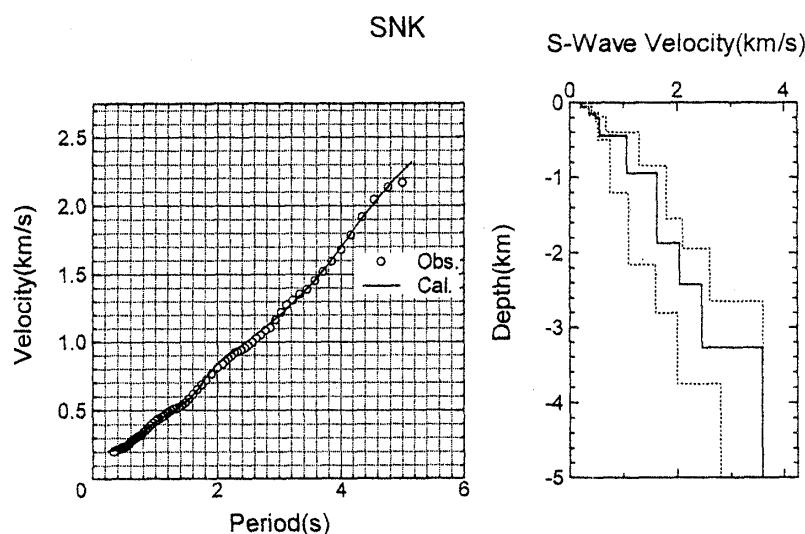


Fig. 10 Phase velocity dispersion of Rayleigh waves (left) and estimated S-wave velocity structure (right) at SNK site. Circles and a continuous line on the left panel show the observations and the computed dispersion for the S-wave velocity structure. Dashed lines on the right panel show search limits in GA inversion of phase velocities.

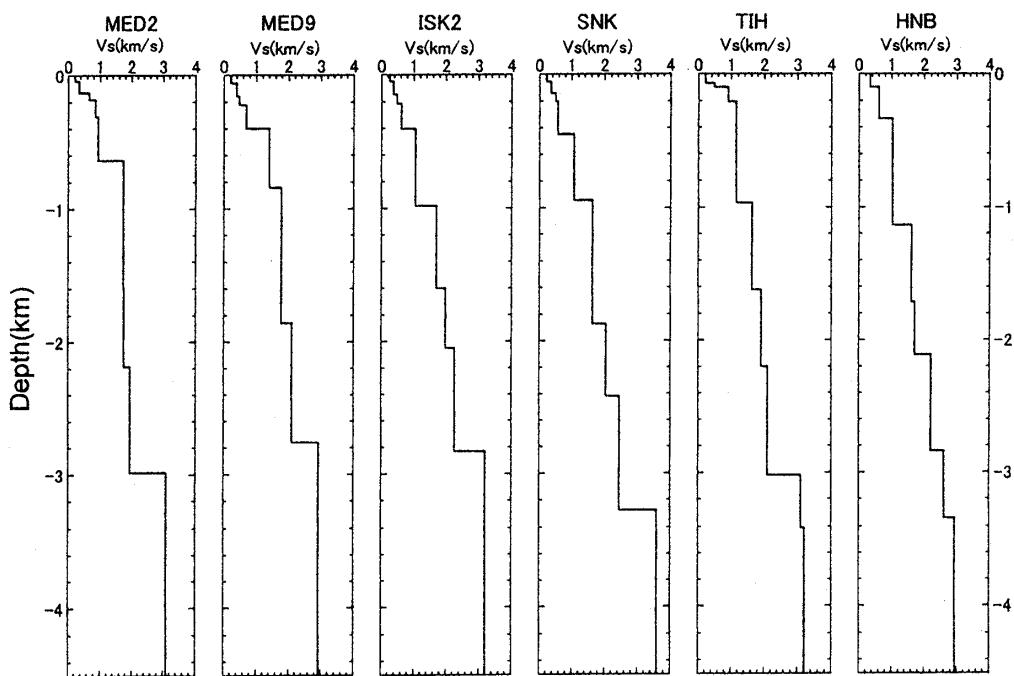


Fig. 11 S-wave velocity structures at six sites estimated by the microtremor exploration method.

Fig. 1 には、地質図も同時に示してある。上記観測点の内で、HSS, YMT, TUN は、岩盤上と見なせる観測点である。ただし、HSS は中新世の岩盤上にあるが、YMT, TUN は、山際の崖錐堆積物の上にあると考えられる。また、HKD とUGL は、豊平川の扇状地端部に位置している。その他は厚い堆積層の上にある観測点である。札幌市の観測点 (MED, NKN, STZ) および民間と大学の共同観測点 (SNK, HNB) には、約 500 m の深さにボアホール地震計が設置されている。これらは、S 波速度 750 m/s から 1020 m/s の層に設置されている。

観測点の一覧は、Table 2 にまとめてある。それぞれの機関がそれぞれの目的で設置しているので、地震計および記録計はまちまちである。また、記録の収録方法も、連続とイベント・トリガーとが混在しており、トリガーレベルも各点で異なっている。さらに、4 観測点 (HKD, YSD, SST, YMT) では、時刻校正が手動のために時計の精度に問題がある。しかし、これらによって得られた地震記録は、次に示すように、札幌都市域の地震応答に関するきわめて重要な情報をもたらす。

Fig. 1 の全観測点が稼動するようになったのは、1999 年の 1 月であるが、1999 年 5 月 13 日に釧路中南部で発生したやや深発地震による地震動を全点で記録することに成功した（ただし、KNN 点では水平動 1 成分が欠測）。

4.2 地震応答の空間変動

ここでは、KNN 点を除く 14 観測点の地表で観測された記録を基に、札幌都市域での地震応答の空間変動について検討する。解析に用いる地震は、1999 年 5 月 13 日 2 時 59 分に釧路中南部で発生したやや深発地震 ($H=104$ km, $M=6.4$) である。Fig. 1 の挿入図にその震央位置を示す。この地震により震央に近い釧路、帯広で震度 4 を観測している。また、震央距離約 200 km の札幌での震度は 2 である。

4.2.1 観測波形の特徴

Table 2 に示すように、観測点毎に地震計の種類が異なっているため、まず、すべての計器特性を周波数 0.1~10 Hz の範囲で地動速度に対して

フラットな特性を持つようにそろえ、地動速度波形をもとに解析を行なった。Fig.12に観測波形(NS成分速度波形)の例を示す。記録は、下から上に向かって、おおむね南の観測点から北の観測点へと並べてある。

岩盤上と考えられる観測点(HSS, YMT, TUN)では、ほぼ同じ最大速度値を示す。これに對して、豊平川の扇状地端部(UGL, HKD)では約2倍、さらに北部に行くほど振幅が大きくなり、最大で約7倍ほど増幅している。ただし、北部の観測点の中でも最大速度値に約2倍ほどの相違がある。また、平野内の記録において、最大振幅のみならず、含まれている周波数成分の違いにも気づく。これを容易に理解するために、Fig.13にSNKとSSTの拡大波形を示す。SNKの波形においては、SSTに比べてより低周波数成分が優勢である。海岸に近いISHとMEDの波形はSNKと似ており、平野中央部のTHI, NKN, HNBの波形はSSTと似ている。さらに、S波で最大振幅となる観測点と後続波によって最大振幅となる観測点とがある。同様な増幅特性が、観測点数は少ないが、武田・笹谷(1998)によっても示されている。

4.2.2 バンドパスフィルター波形の解析

上記の特徴をより簡単に理解するために、Butterworth型のバンドパスフィルターを通した波形を作成した。それぞれのパスバンドは、0.1~0.2 Hz, 0.2~0.5 Hz, 0.5~1.0 Hz, 1.0~2.0 Hzである。バンドパスフィルターを通した波形の例をFig.14に示す。これらの波形の相違は、各点での地震記録のスペクトル構造の相違を表わしている。

ここでは、簡単に、それぞれの観測点においてパスバンドごとに波形の最大振幅を測定し、それをもとにパスバンドごとに最大振幅の空間分布を調べた(植竹・工藤, 1998)。その結果をFig.15に示す。一番左は、オリジナル波形についての結果、そして、その右4つがそれぞれのパスバンドに対する結果である。円の大きさは、岩盤観測点HSSに対する振幅比に比例して描いてある。

まず、水平動についてパスバンドごとの図面を比べる。Fig.13でSNKとSSTとで記録に含まれる波の周波数成分に違いのあることを示したが、これを反映して、低周波数地震波は海岸近くで大きく増幅されており、高周波数地震波は平野中央部で大きく増幅されていることが分かる。特に、パスバンド1~2 Hzでの中央部での増幅は、最

Table 2 Strong motion observation sites.

観測点	センサー	収録装置	時計	ビット数	収録方式	表層地質	観測開始時期	
HKD	VS-1	PDAS100	水晶	16	イベントトリガー	第四紀堆積物	1997年1月	
YSD						第四紀堆積物	1997年7月	
KNN	VSE-11/12	LS8000WD	GPS	24		第四紀堆積物	1998年6月	
SST						第四紀堆積物	1996年5月	
TUN	JEP-6A3	LS8000WD	GPS	24		第四紀火山岩類	1998年9月	
YMT						新第三紀貫入火山岩	1996年9月	
SNK	SD-112-3, SD-112-3SP	Datol-2001		16	GPS	第四紀堆積物	1998年7月	
HNB						第四紀堆積物	1999年1月	
UGL						第四紀堆積物	1996年1月	
MED	JEP-6A3, ME-95STV	LT-8500		24		第四紀堆積物	1997年5月	
NKN						第四紀堆積物	1997年4月	
STZ						第四紀火山碎屑岩類	1997年5月	
HSS	STS-1, VSE-311	Q680		16	連続	新第三紀火山岩類	1996年9月(Freesia*)	
THI	K-NET95			22		第四紀堆積物	1996年6月	
ISH						第四紀堆積物	(K-NET**)	

*Fukuyama et al. (1996); **Kinoshita(1998);

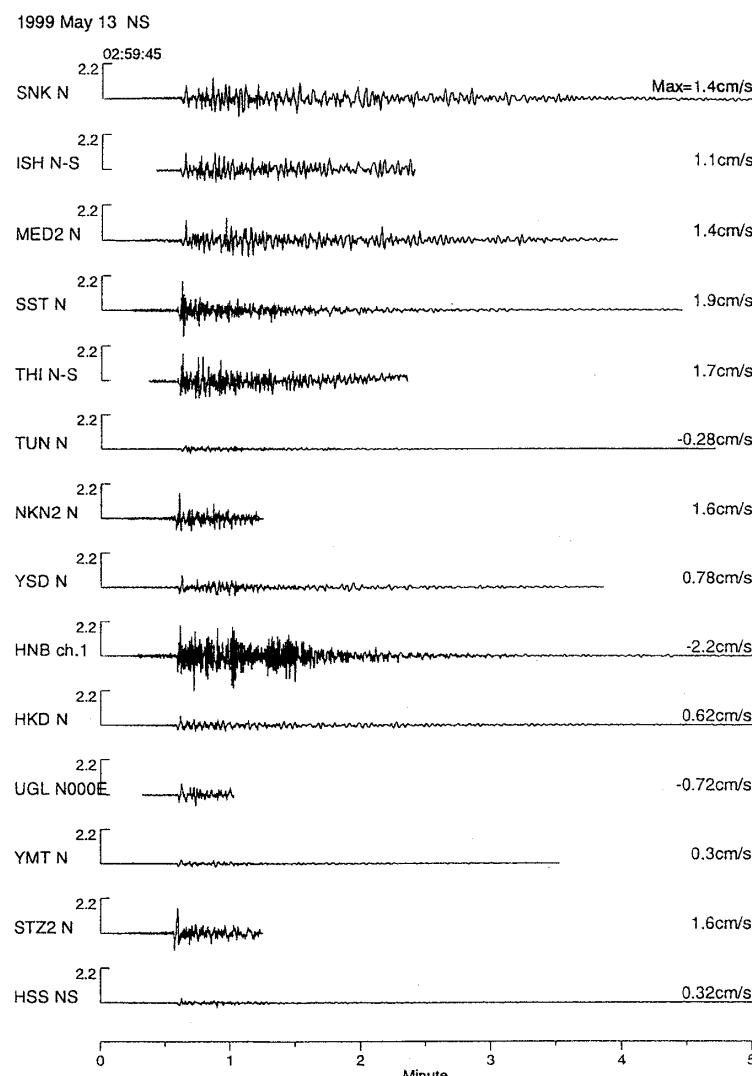


Fig. 12 Velocity seismograms (NS components) observed at 14 stations in Sapporo urban districts.

大で 16 倍にも達する。これに対して、上下動では海岸部で最大約 5 倍の増幅を示すが、その空間分布のパターンは水平動とは大きく異なっている。パスバンド 1 ~ 2 Hz の上下動においては、水平動に見られた大きな増幅を示さない。

先に、最大振幅を示す波が S 波の場合と後続波の場合とがあることを述べた。そこで、Fig.16 に S 波部分についての最大振幅の空間分布（水平動のみ）を示す。この図と Fig.15 とを比べると、低周波数側でパターンの相違が顕著である。これは、海岸近くでの低周波数地震波の増幅が、後続波によるものであることを意味している。一方、パスバンド 1 ~ 2 Hz において、平野中央部で大きく

増幅されることを両者で共通である。

5. 議論

推定された地下構造が地震動に与える影響を、観測記録に基づいて検討することは重要である。これは、地下構造の推定精度にも関わっている。S 波速度構造の妥当性の検討に際し、鉛直入射の S 波に対する応答を見るのが簡便な方法である（笹谷, 2000）。これは、少なくとも直達 S 波は、直下の 1 次元構造を反映した応答を示していると言う考えに基づいている。ここでは、微動探査法によつて推定された構造に基づく SH 波の応答を観測された S 波と比較し、推定された構造の妥当性につ

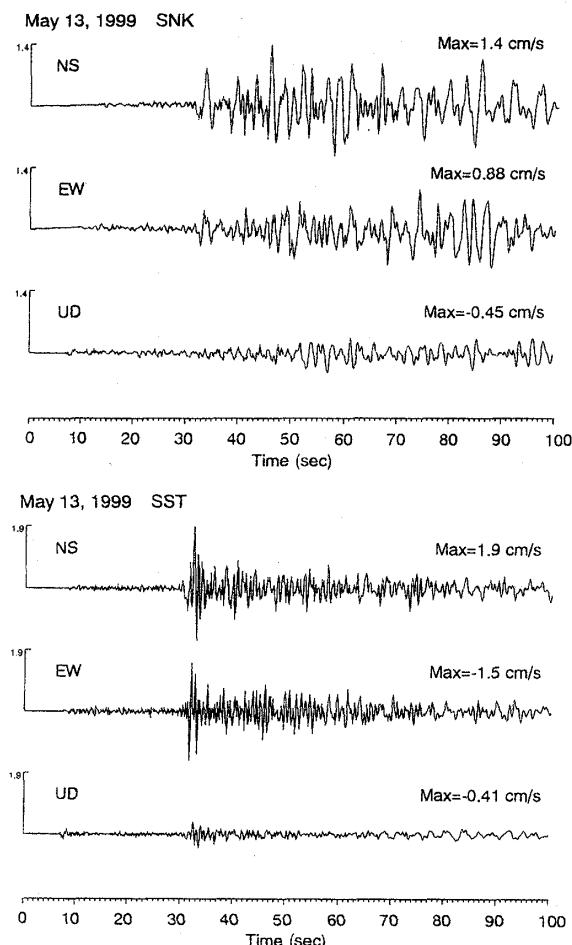


Fig. 13 Comparison of velocity seismograms observed at SNK and SST sites. Note the different frequency contents of seismic waves between them.

いて検討する。なお、札幌都市域への入射 S 波としては、中新世の岩盤上にある HSS で観測された S 波をそれと仮定して解析を行なう。

5.1 直下のやや深発地震による応答

まず、札幌都市域直下で発生したやや深発地震による記録を解析に用いる。Fig.17 左にその震央と観測点を、その右に観測記録の例を示す。この場合、震央距離と震源の深さを考慮すると、S 波の鉛直入射の仮定が成り立っていると考えられる。岩盤上の観測点 HSS に対して地盤上の MED では、S 波が約 5 倍ほど増幅されていることが分かる。HSS での記録（自由表面の効果を考慮して、具体的にはその振幅を半分にしたもの）を基盤へ

の入射波と仮定し、微動探査法で推定された構造 (MED 9 ; Fig.11) に対する 1 次元応答（鉛直入射）の計算結果を Fig.18 に示す。計算においては、堆積層の Q を 100 (吉田・笹谷, 2000) と仮定している。計算波形は、直達 S 波部分に注目すれば、振幅、位相とも観測波形をうまく説明していると言えよう。これは、推定された構造がかなり妥当であることを示している。残念ながら、この地震による記録は、上記 2 観測点以外では得られていない。

5.2 近地やや深発地震による応答

続いて、4.2 節で地震動の空間変動の解析に用いた記録を解析する。この場合、震央距離と震源の深さから考えて (Fig. 1), S 波が札幌都市域に鉛直入射したとは言いたい。しかし、SH 波に限れば、入射角による応答の差異はそれほど大きくはない (Haskell, 1960)。この地震の場合、札幌都市域から見てその震央がほぼ真東にあるので、観測された S 波の NS 成分がそのまま SH 波を表わしている。そこで、直達 S 波の NS 成分を対象として解析を行なう。

微動探査法によって深部地下構造が推定されている MED, SNK, TIH, HNB における計算波形と観測波形との比較を Fig.19 に示す。計算方法は、前節と同じである。また、両波形の S 波 5 秒間のスペクトルも示されている。MED での計算波形は、Fig.18 と同様に、観測波形をうまく説明している。当然、両者のスペクトルはほぼ一致している。SNK での計算波形は、観測波形と相似であるが、振幅が約 2 倍ほど大きくなっている。両者のスペクトルを比べると、計算波形で約 1 Hz の地震波が大きく增幅されていることに、その差異の原因があると考えられる。一方、TIH の計算波形は、観測波形に比べて単純で、観測されている周期約 1 秒の強い地震動を再現していない。この差異は、これに対応する周波数での両者のスペクトルを比べれば明白である。しかし、0.5 Hz よりも低周波数側では、両者のスペクトルに大きな差異はない。この計算波形と観測波形の関係は、HNB の記録にも当てはまる。

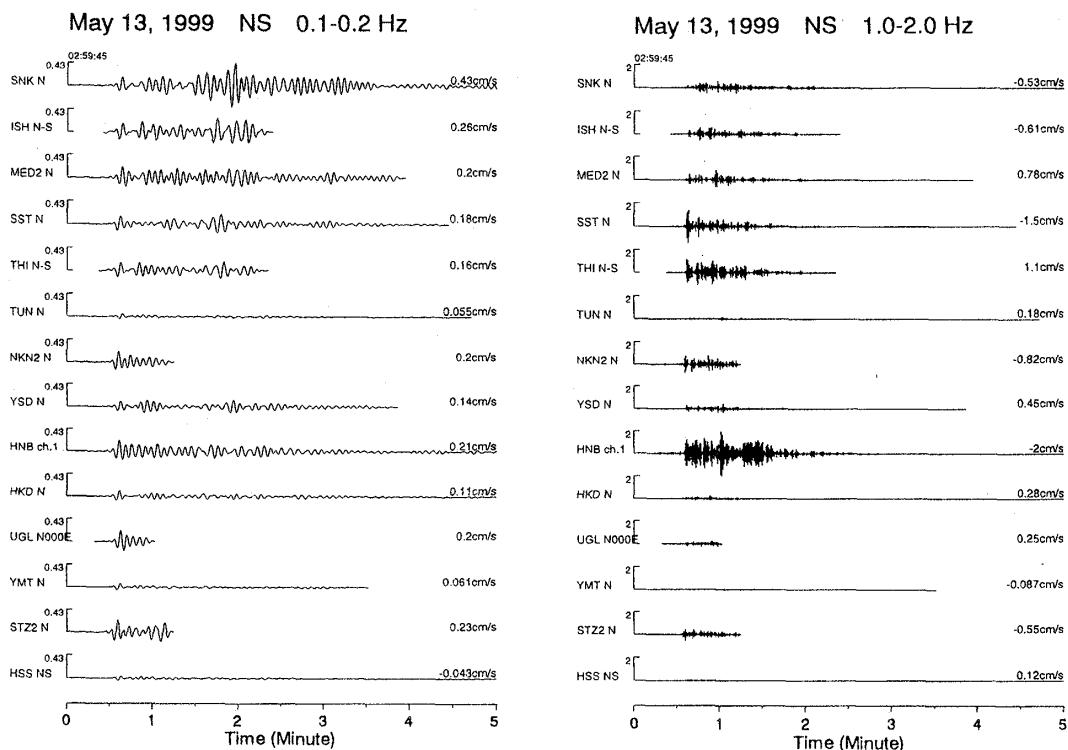


Fig. 14 An example of band-pass filtered velocity seismograms (NS components).

計算波形と観測波形、および両者のスペクトルの比較から、次のことが言えよう。深部地下構造に関係した 0.5 Hz よりも低周波数側では両者はかなり一致している。これは、この周波数帯における地震波の增幅が、微動探査法による深部地下構造でうまく再現されていることを意味している。一方、波形に大きな差異を生じた原因は、約 1 Hz の地震波の增幅がうまく再現されていないことがある。SNK では計算された約 1 Hz 地震波の增幅が大き過ぎ、逆に、TIH, HNB では增幅が不足している。これは、この周波数に対応した深さまでの推定地下構造が実際とは異なっていること、あるいは、2・3 次元構造の応答による波が観測された地震波に含まれていることを示唆している。この問題は今後の課題としたい。

6. おわりに

本論文は、札幌都市域における深部地下構造の推定と強震動観測の予備的な解析結果について述

べたものである。以下に、得られた結果を簡単にまとめる。

- 1) 札幌都市域北部において、微動探査法により深さ約 3 km までの S 波速度構造を推定した。深さ約 3 km での S 波速度は約 3 km/s であることがわかった。
- 2) 強震動記録を基にして、札幌都市域における地震応答の空間変動を推定した。その空間変動のパターンは、地震波の周波数によって大きく異なることがわかった。低周波数地震波は海岸近くで、高周波数地震波は平野中央部で大きく增幅されている。
- 3) 微動探査法によって推定された S 波速度構造の妥当性を、やや深発地震による観測記録 (S 波) を基にして検討した。長周期 (周期 1 秒以上) 地震波の增幅は、おおむね推定された構造で説明できることがわかった。

本論文においては、深部地下構造の推定が札幌都市域の北部に限られており、また、強震観測に基づく地震応答の解析も 1 例のみである。今後は、

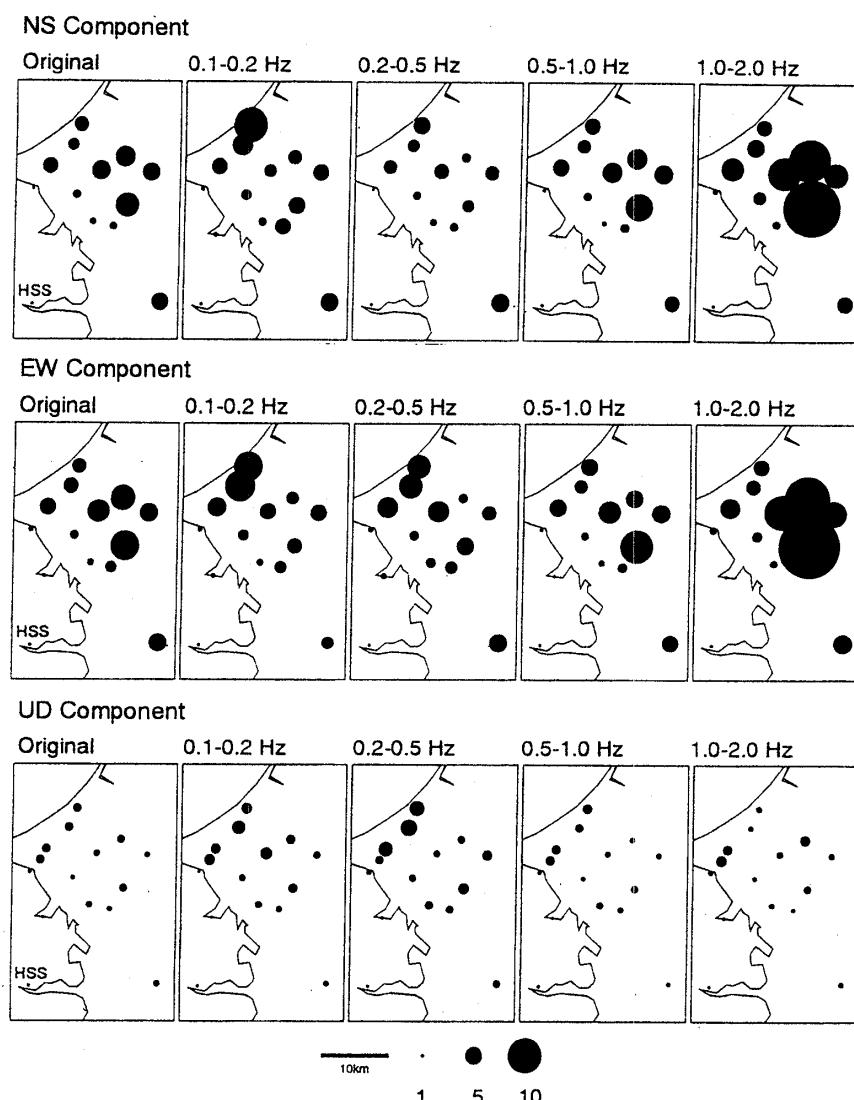


Fig. 15 Spatial variation of site amplifications (solid circles) for original velocity seismograms (on the left) and band-pass filtered velocity seismograms (pass-bands: 0.1-0.2 Hz, 0.2-0.5 Hz, 0.5-1.0 Hz, 1.0-2.0 Hz). The site amplification is defined as the maximum amplitude ratio of each trace to the HSS trace. Size of the solid circle is described in proportion to the site amplification.

ここで示した微動探査法を都市域全体に適用し、かつ、地震応答の事例を増やし、最終的には、盆地の三次元構造の地震動への影響を評価する必要があると考える。

謝 辞

本研究は、本文中にも記したように、大学と多くの民間企業との共同研究によるところが大である。レーリー波の位相速度からS波構造を推定する際に、石油公団による地質断面を参照した。微

動観測においては、北海道大学大学院理学研究科の多くの学生から協力を得た。また、3人の査読者からのコメントは、本論文の改善に大いに役立った。併せてここに謝意を表する。なお、本研究の費用の一部は、平成10、11年度文部省科学研究費（基盤研究（B）（2）課題番号10480090；研究代表者、北海道大学大学院理学研究科 笹谷努）による。

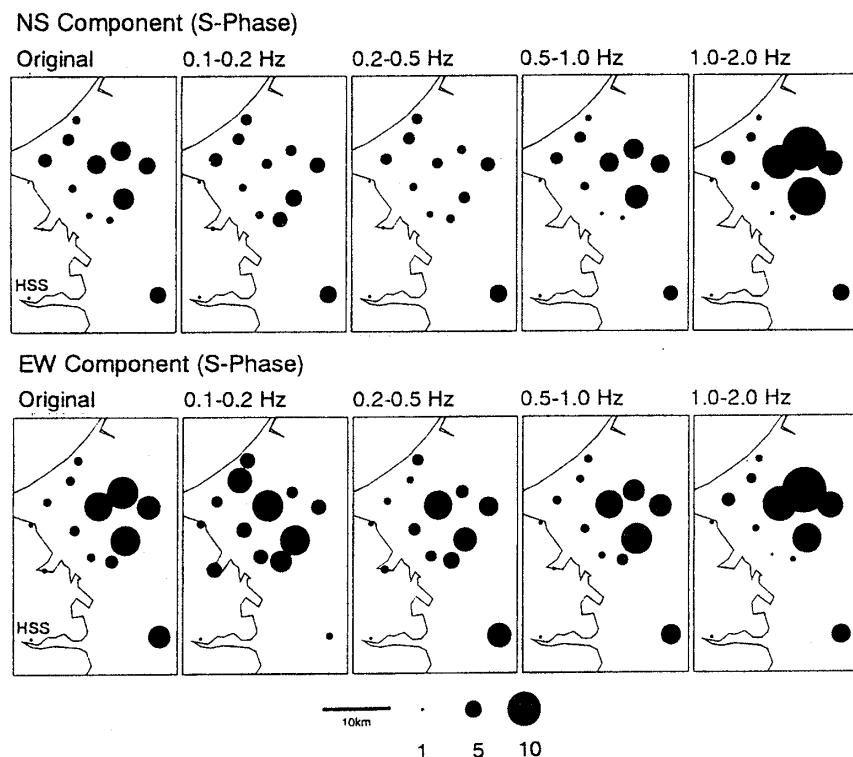


Fig. 16 Spatial variation of site amplifications (solid circles) for original S-waves (on the left) and band-pass filtered S-waves (pass-bands: 0.1-0.2 Hz, 0.2-0.5 Hz, 0.5-1.0 Hz, 1.0-2.0 Hz). The site amplification is defined as the S-wave amplitude ratio of each trace to the HSS trace. Size of the solid circle is described in proportion to the site amplification.

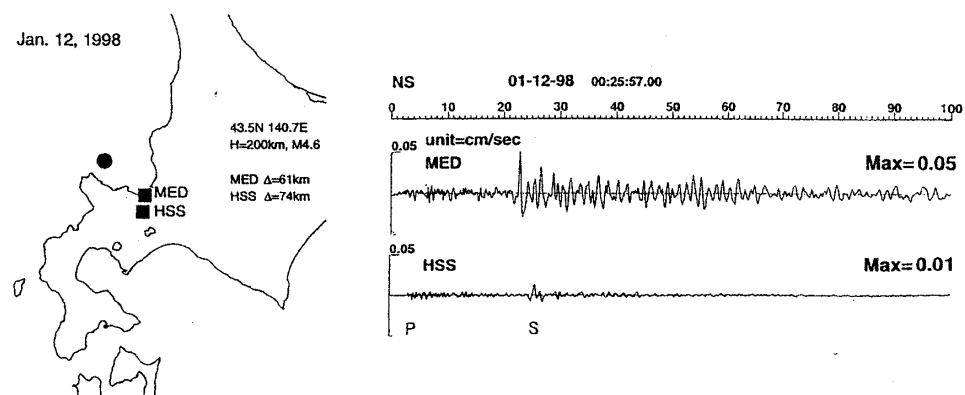


Fig. 17 Left: Epicenter of the Jan. 12, 1998 intermediate-depth event (solid circle). MED and HSS sites are also shown (solid squares). Right: An example of observed velocity seismograms at MED and HSS. P and S indicate P- and S-wave arrivals.

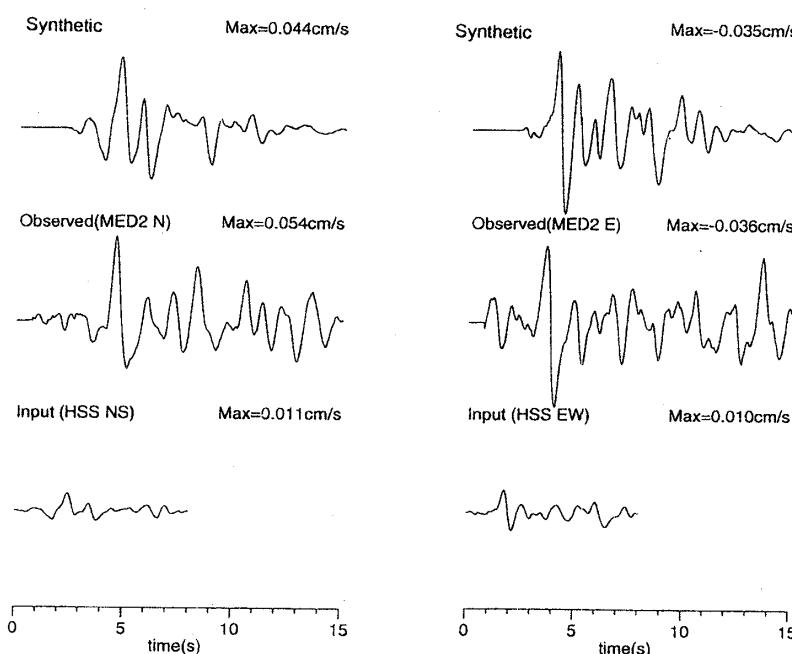


Fig. 18 Comparison between synthetic (upper) and observed (middle) S-wave seismograms. The synthetic S-waves are calculated based on the S-wave velocity structure shown in Fig. 11 (MED9). We assume observed S-waves (lower) at HSS as the incident motion at the base of MED site.

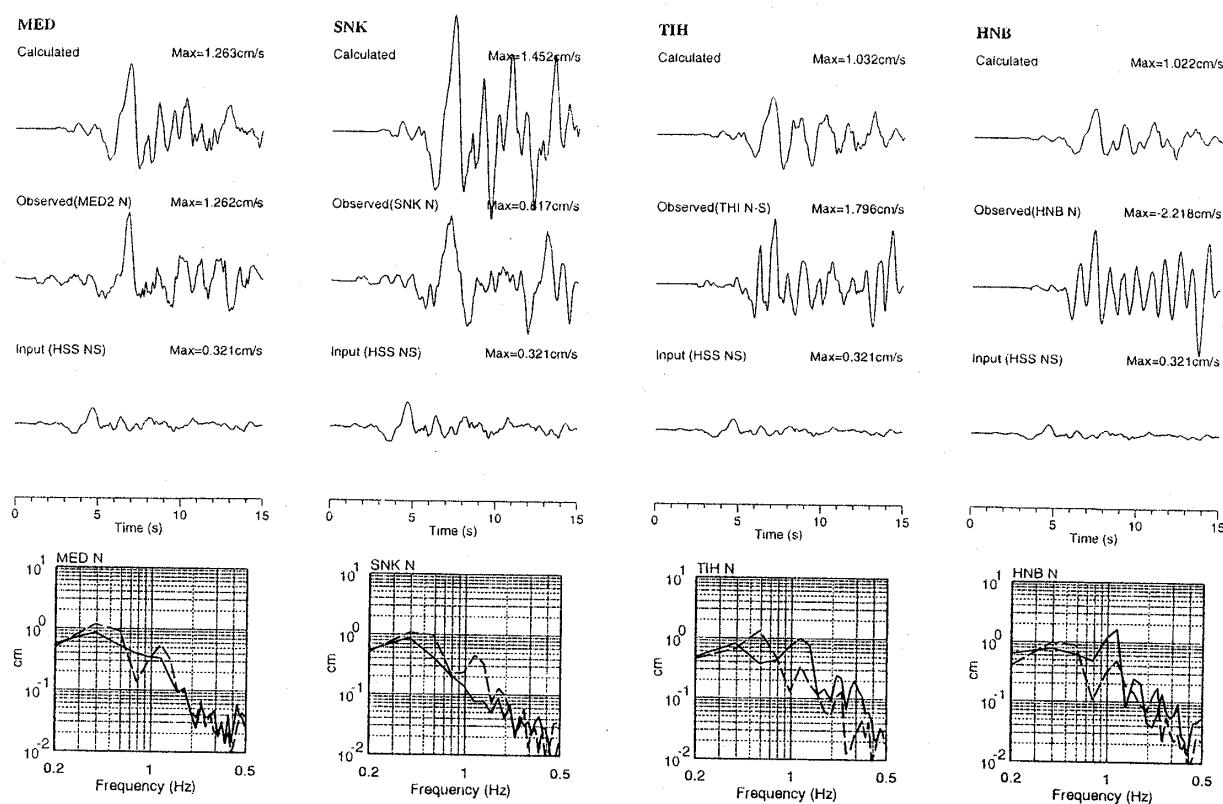


Fig. 19 Upper panel: Comparison between synthetic (upper) and observed (middle) S-wave seismograms. The synthetic S-waves are calculated based on the S-wave velocity structures shown in Fig. 11 (MED9, SNK, TIH and HNB). We assume observed S-waves (lower) at HSS as the incident motion at the base of each site. Lower panel: Comparison between S-wave spectra for synthetic (dashed line) and observed (solid line) seismograms. The time window for S-wave spectral analysis is about 5 sec.

参考文献

長 郁夫・中西一郎・凌 鮎群・岡田 広：微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, Vol. 52, pp. 227-246, 1999.

伏島祐一朗・平川一臣：北海道大学構内で観測された液状化跡—先史地震と液状化構造形成過程の解説—, 活断層研究, Vol. 14, pp. 9-18, 1996.

福山英一・石田瑞穂・堀 貞喜・関口涉次・綿田辰吾：Freesia Project による広帯域地震観測, 防災科学技術研究所研究報告, Vol. 57, pp. 23-31, 1996.

Haskell, N. A.: Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., Vol. 65, pp. 4147-4150, 1960.

北海道鉱業振興委員会：北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発（昭和 43 年～51 年）, 205 p., 1979.

北海道鉱業振興委員会：北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発（昭和 52 年～63 年）, 157 p., 1990.

石田正夫・曾屋龍典・須田芳朗：1 : 200,000 地質図 札幌, 地質調査所, 1980.

鏡味洋史・岡田成幸・村上公一・高井伸雄：1993 年北海道南西沖地震の札幌都市圏の詳細震度調査, 平成 5 年北海道南西沖地震・津波とその被害に関する研究, 文部省科学研究費, 突発災害調査研究成果報告書（代表：石山祐二）, pp. 43-46, 1994.

笠原 稔・宮崎克宣：札幌市とその周辺の歴史地震と最近の地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 61, pp. 239-261, 1998.

Kawase, H.: The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seism. Res. Lett., Vol. 67, pp. 25-34, 1996.

Kinoshita, S.: Kyoshin net, Seism. Res. Lett., Vol. 69, pp. 309-332, 1998.

松岡達郎・白石英孝・梅沢夏実：深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討—深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析—, 物理探査, Vol. 53, pp. 12-28, 2000.

日本第四紀学会（編）：日本第四紀地図 解説, 東京大学出版会, 119 p., 1987.

岡田 広：物理探査ハンドブック（手法編 2）, 物理探査学会, pp. 203-211, 1998.

岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努：広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, Vol. 43, pp. 402-417, 1990.

長田正樹：速度検層結果について, 札幌都市域における地盤構造調査と強震動観測（札幌地盤震動研究会）, pp. 30-67, 1999.

笹谷 努：深部地下構造調査の重要性, 第 1 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集（科学技術庁）, pp. 1-9, 2000.

笹谷 努・岡田 広・吉田邦一・中野 修・是石康則・小林稔明・凌 鮎群：札幌市手稲区前田における地下構造探査と強震動観測, 物理探査学会第 98 回学術講演会論文集, pp. 140-144, 1998.

札幌市：札幌市平成 8 年度地震調査観測施設整備さく井工事（その 1）報告書, 66 p., 1997 a.

札幌市：札幌市平成 8 年度地震調査観測施設整備さく井工事（その 2）報告書, 65 p., 1997 b.

札幌市：札幌市平成 8 年度地震調査観測施設整備さく井工事（その 3）報告書, 52 p., 1997 c.

札幌地盤震動研究会：札幌都市域における地盤構造調査と強震動観測, 162 p., 1999.

石油公団：平成 6 年度 国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「石狩湾」調査報告書, 118 p., 1995.

武田見奈子・笹谷努：札幌市における地震動応答特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 61, pp. 35-58, 1998.

植竹富一・工藤一嘉：遠距離大規模地震記録を用いた足柄平野の広周波数帯域地震応答, 地震 2, Vol. 50, pp. 397-414, 1998.

吉田邦一・笹谷 努：ボアホール地震計アレイ記録の解析による堆積層の地震応答, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 63, pp. 43-64, 2000.

（投稿受理：平成13年4月9日
訂正稿受理：平成13年7月19日）