



Title	微動中の表面波と地震動による表面波の位相速度の推定と比較
Author(s)	凌, 甦群; Ling, Suqun; 岡田, 広 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 61, 115-131
Issue Date	1998-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.61.115
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14264
Type	departmental bulletin paper
File Information	61_p115-131.pdf



微動中の表面波と地震動による表面波の 位相速度の推定と比較

凌 甦群

日本熱水開発株式会社

岡田 広・森谷 武男・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(1998年1月8日受理)

Estimation of Phase Velocities of the Surface Waves in Seismic Ground Motions due to Earthquakes Recorded in Microtremor Observations

Suqun LING

Nihon Nessui Corporation

Hiroshi OKADA, Takeo MORIYA, Tsutomu SASATANI

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

(Received January 8, 1998)

A method of observing microtremors using a seismometer array is a powerful exploration technique in estimating geologic structure for which frequency(F)-wavenumber(K) power spectral analysis is usually applied to the observed data. Microtremors, however, are frequently observed with low amplitudes in power spectra commonly in the frequency range of 1 to 2 Hz, resulting in difficulty in estimating the phase velocities in the frequency range possibly associated with depths around the basement of sedimentary basins. As making compensation for the microtremors, the practical use of surface waves in earthquake ground motions would be anticipated because of high amplitudes in power spectra expected in a wide frequency range.

While observing microtremors by a seismometer array consisting of 10 observation points at 3 sites of OB92DL, OB85B and OB85C, respectively, in the Tokachi basin, Hokkaido, the array at each site has unexpectedly observed earthquake ground motions due to an earthquake which occurred off Sanriku at distances of 250 to 370 km south of each site.

F-K spectral analysis has been applied to continuous 500-sec microtremor samples at OB85B and OB85C and also to continuous 2300-sec microtremor samples at OB92DL, all of which fully include the earthquake ground motions. Time traces associated with earthquake ground motions covered with 3 continuous 50-sec windows separately have been processed by the F-K spectral analysis. Phase velocities thus obtained from the time trace in each time window show a function of frequency even in the range of 1 to 2 Hz. Although the phase velocity derived at each frequency from the highest peak in F-K power spectrum is difficult to identify the one for P waves, S waves or surface waves, the 2nd and/or 3rd peaks in F-K power spectra successfully give phase velocities of fundamental-mode Rayleigh waves for frequencies including 1 to 2 Hz which approximately coincide with those estimated from the highest peak in F-K power spectra

from microtremor traces.

As an additional array data processing, an attempt was made with a running F-K power spectral analysis which applies to time traces by transferring a 30-sec window for 10 sec each. Consequently it is explained that the running F-K power spectral analysis has attained success in identifying the phase velocity of surface waves due to earthquakes or that of surface waves in microtremors with high resolution.

I. はじめに

最近、微動を利用した新しい地下構造の探査法（微動探査法と略称）が研究されている（例えば、Horike, 1985；Matsushima and Okada, 1990；松島, 1990；岡田・他, 1990）。この探査法は微動中の波のパワーは実体波より表面波の方が圧倒的に強いと考え、原理としてそのパワーの強い表面波を利用する。

従来の研究で明らかのように、多数の観測点からなるアレーを使って微動を観測すると、微動に含まれる表面波は「位相速度対周波数の関係、すなわち分散現象」として検出される。もし地震動をそのようなアレーを使って観測すれば、地震動に含まれる表面波も検出されるはずである (Gupta et al., 1993；岡田・他, 1993；凌・他；1994)。

地震動の場合、一般にそのパワーは広い周波数領域にわたって微動より大きいと考えられる。このことは、地震動のアレー観測はより広い周波数領域で表面波の位相速度の検出に有効であり、結果としてより深い地下構造の推定につながることを意味する。

また地震動の場合、そこに含まれる表面波の主要部分は震央方向から直接伝わってきたもので構成されているであろう。しかし、その他に途中の伝搬経路あるいは観測地周辺の地下構造の不均質により二次的に生成された表面波も含まれているはずで、その点、地震動は微動と共通する性質を有していると考えられる (Anton et al., 1989；Gupta et al., 1993)。

北海道十勝平野で1985年と1992年、微動のアレー観測中に三陸沖で起った3つの地震の地震動を記録した。今回この記録された地震動に微動探査法と同様の解析を試み、同じアレーで観測された微動の解析結果と比較する。なお、解析の方法には主に AR modeling を利用した F-K 法 (Capon, 1969；凌・岡田, 1993；凌, 1994) を使う。

II. 観測アレーとデータ

Fig. 1 は3つの地震動をそれぞれ観測したアレー OB 92 DL, OB 85 B, OB 85 C の配置図である。これらのアレーの観測点数はいずれも10点、2つの観測点間隔の最大、すなわち、アレーの大きさは約1.3 km (OB 92 DL)ないし2.8 km (OB 85 B, OB 85 C)である。これら3つの地震動の震源要素とこれらの地震動を記録したアレーの中心観測点の震央距離およびアレー中心観測点からの震央の方位角等を Table 1 に示す。なお、それぞれ地震動を記録したアレー中心観測点での走時については、市川・望月 (1971) の走時表を参照した。

(1) 地震1の震源時はアレー OB 92 DL での微動観測開始後の813.0秒である。なお、このアレーでの微動観測時間は20時30分~21時15分である。震源からアレーの中心観測点までのP波およびS波の走時は、それぞれ54.8秒と96.0秒であり、P波およびS波はアレーの中心観測点(ST 8)には、観測開始後それぞれ867.8秒と909.0秒に到達することになる。

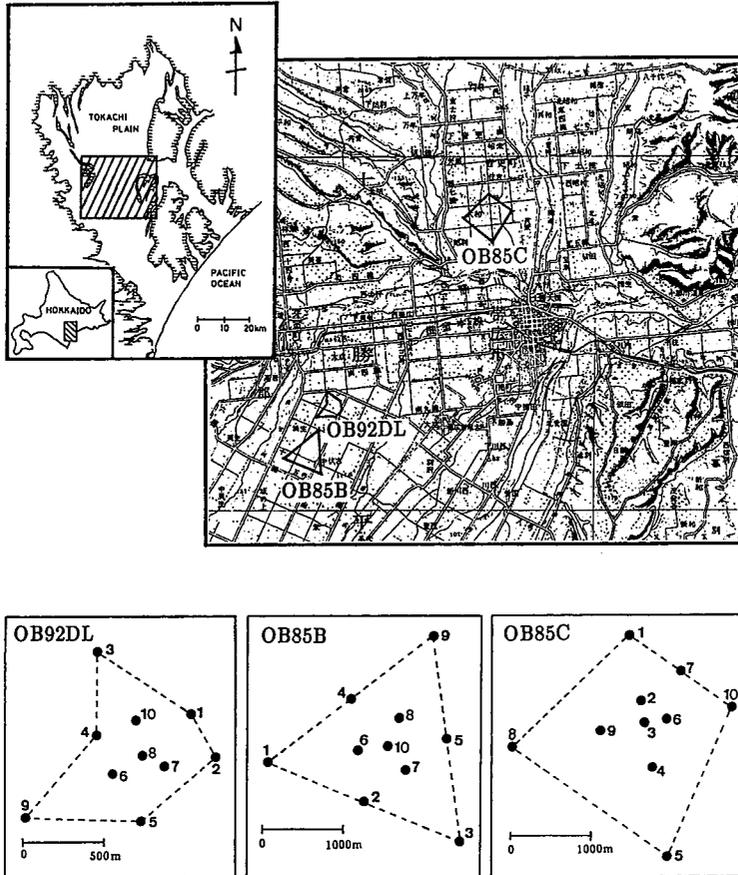


Fig. 1 Map showing the locations of three seismometer arrays, OB92DL, OB85B, and OB85C, in the Tokachi Basin, Hokkaido. Array configurations are shown in the lower in which numbers indicate the observation points.

Table 1 List of earthquakes recorded at array OB92DL, OB85B and OB85C

Earthq. No.	Array	Date	Time (h:m:s)	Location (JMA)	Magnitude (km)	Distance (km)	Azimuth
1	OB92DL	Jul.31,1992	20:43:33	39.61°N143.65°E	4.1	367	172°
2	OB85B	Jul.21,1985	20:28:11	40.35°N142.15°E	3.8	290	196°
3	OB85C	Jul.23,1985	01:13:17	40.72°N143.63°E	3.6	253	171°

Fig. 2 (a)は微動記録に含まれる地震動で、これには、地震動のP波部分、S波部分、それに続く表面波、すなわち Rayleigh 波を含むコーダ部分が記録されている。なお、時間軸に中心観測点 (ST 8) でのP波とS波の到達時刻を印す。Fig. 2 (b)は Fig. 2 (a)に示す観測点 ST 8の記録およびそれに中心周波数 $f_c = 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0$ Hz の band-pass filter をかけた記録である。

(2) 地震 2 の震源時はアレー-OB 85 B での微動観測開始後の 1690.6 秒である。なお、このアレーでの微動観測時間は 20 時 00 分~20 時 45 分である。震源からアレーの中心観測点 (ST 10) までのP波およびS波の走時は、それぞれ 41.3 秒と 72.4 秒であり、これより、P波およびS波のアレーの中心

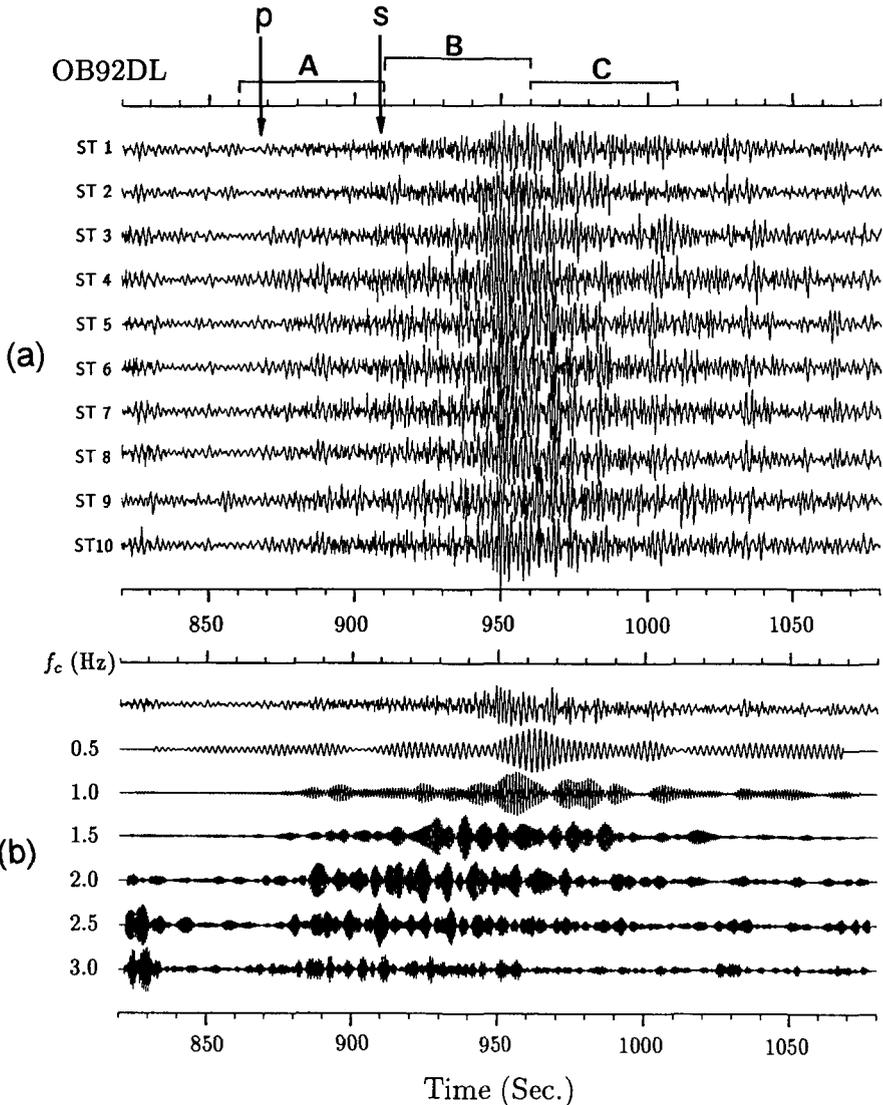


Fig. 2 (a) Microtremor traces observed at 10 observation points of array OB92DL in which recorded are also earthquake ground motions due to an earthquake which occurred off Sanriku about 367 km south of the array. Arrows with signs, P and S, on time axis indicate the arrival times expected for P and S waves, respectively. The seismic ground motions sampled for F-K analysis are in A, B and C sequential 50-second windows. (b) Microtremor trace including the seismic ground motions recorded at the center observation point (ST 8) of the array and its band-pass filtered traces for which the center frequency is 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 and 3.0 Hz, respectively.

観測点への到達は観測開始後それぞれ 1731.9 秒および 1763.0 秒となる。

Fig. 3(a)は微動記録に含まれる地震動を示す。なお、時間軸に中心観測点 (ST 10) での P 波および S 波の到達時刻を印す。Fig. 3 (b)は Fig. 3 (a)に示すアレーの中心観測点 (ST 10) の記録およびそれに中心周波数 $f_c = 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0$ Hz の band-pass filter をかけた記録である。

(3) 地震 3 の震源時はアレー-OB 85 C での微動観測開始後の 797.3 秒である。なお、このアレーでの

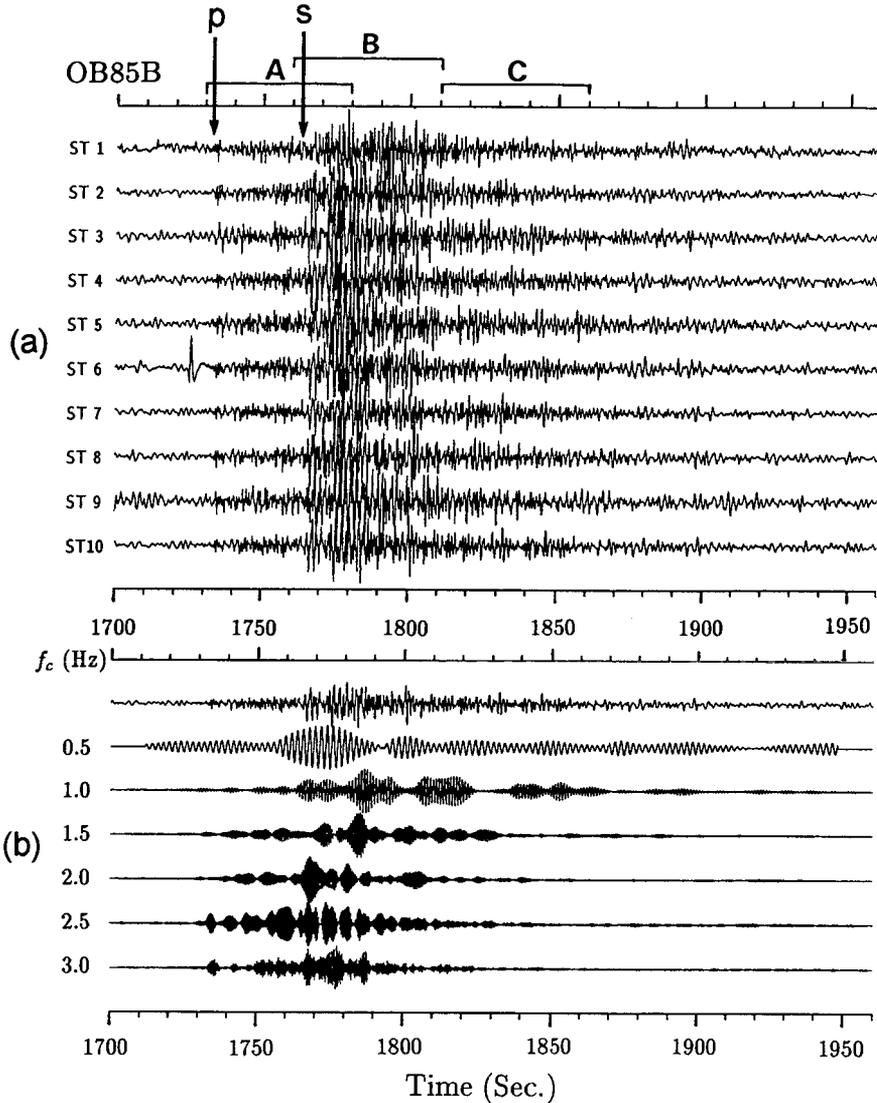


Fig. 3 (a) Microtremor traces observed at 10 observation points of array OB85B in which recorded are also earthquake ground motions due to an earthquake which occurred off Sanriku about 290 km south of the array. Arrows with signs, P and S, indicate the arrival times expected for P and S waves, respectively. The seismic ground motions sampled for F-K analysis are in A, B and C sequential 50-second windows, while windows A and B are overlapped by 20 sec. (b) Microtremor trace including the seismic ground motions recorded at the center observation point (ST 10) of the array and its band-pass filtered traces for which the center frequency is 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 and 3.0 Hz, respectively.

微動観測時間は01時00分~01時45分である。震源からアレーの中心観測点(ST 3)までのP波およびS波の走時はそれぞれ36.5秒と63.8秒であり、これより、P波およびS波のアレーの中心観測点への到達は観測開始後それぞれ833.8秒および861.1秒となる。

Fig. 4 (a)は微動記録に含まれる地震動を示す。なお、時間軸に中心観測点(ST 3)のP波およびS波の到達時刻を印す。Fig. 4 (b)はFig. 4 (a)に示すアレーの中心の観測点(ST 3)の記録およびそ

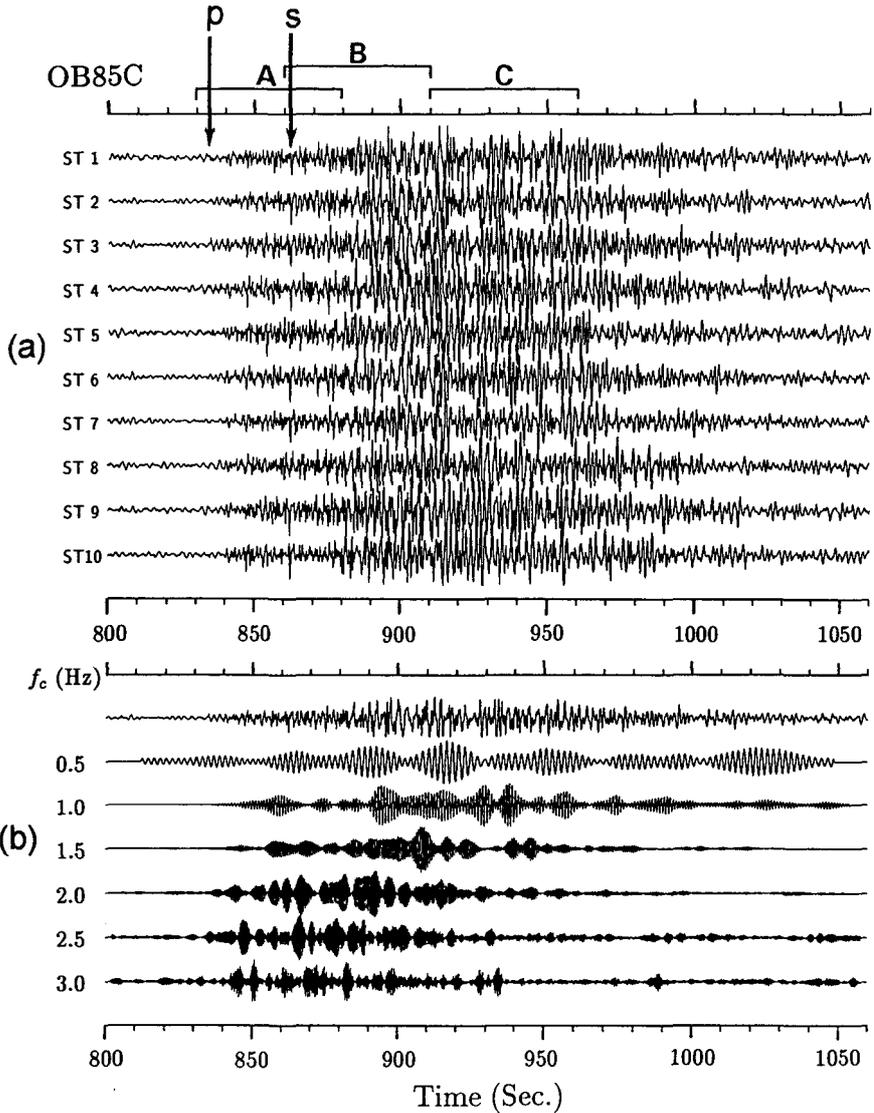


Fig. 4 (a) Microtremor traces observed at 10 observation points of array OB85C in which recorded are also earthquake ground motions due to an earthquake which occurred off Sanriku about 253 km south of the array. Arrows with sings, P and S, indicate the arrival times expected for P and S waves, respectively. The seismic ground motions sampled for F-K analysis are in A, B and C sequential 50-second windows, while windows A and B are overlapped by 20 sec. (b) Microtremor trace including the seismic ground motions recorded at the center observation point (ST 3) of the array and its band-pass filtered traces for which the center frequency is 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 and 3.0 Hz, respectively.

れに中心周波数 $f_c = 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0$ Hz の band-pass filter をかけた記録である。

III. データの解析

ここで、3つの地震動およびそれぞれの地震動のバックグラウンドとなっている微動のスペクトル構造およびそれらに含まれる表面波、すなわちレイリー波の位相速度について考察する。

1. 地震動および微動のパワースペクトル解析

1.1 アレーOB92DLのデータについて

解析に使用したデータのサンプリング・レートは10 Hzである。Fig. 5はアレーOB 92 DLの中心観測点ST 8の記録について得られたランニング・パワースペクトルである。これは、記録長2550秒のデータを対象として、一解析区間の長さを50秒にとり、その区間を25秒ずつずらしながら区間毎に計算して得たものである。この図で明らかなように、時間870~1,000秒の地震動のパワーは明らかに微動のパワーより大きい。また、地震動を除いた部分、すなわち微動のパワースペクトルは観測の時間中ほぼ定常的である。他の観測点のランニング・パワースペクトルについてもこれと同様な結果が得られた。

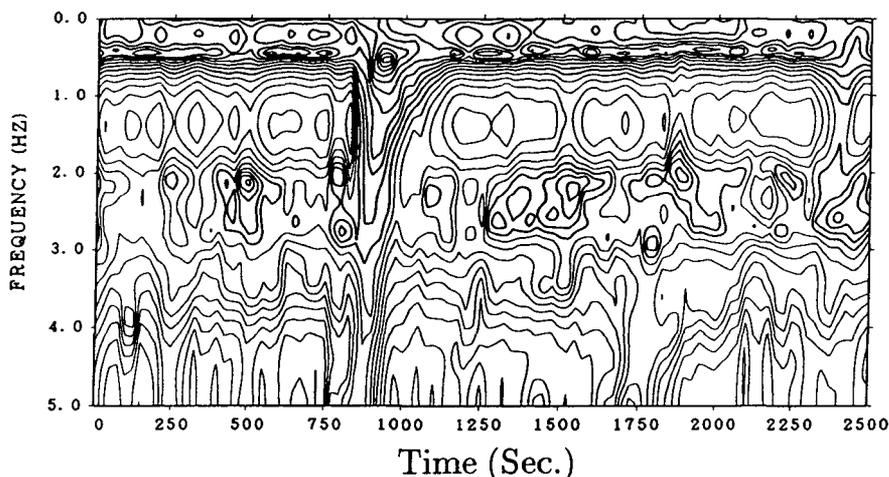


Fig. 5 An example of running power spectra calculated from microtremor trace observed at the center observation point (ST8) of array OB92DL showing weak power of microtremors in the frequency range from 1 to 2 Hz compensated by the power of the seismic ground motions.

次に、地震動部分の記録の性質をよく見るために、Fig. 2(a)に示すデータを時間長50秒ずつの、A (860~910秒:P波部分)、B (910~960秒:S波部分)、C (960~1010秒:表面波を含むコーダ部分)の各区間に分けてパワースペクトルを求めた。Fig. 6 (a)は全観測点の地震動と思われる部分を除いた微動の2300秒間について計算したパワースペクトルである。Fig. 6 (b)は、アレーの中心観測点(ST 8)で得られたA, B, C各区分および微動の周波数5 Hzまでのパワースペクトルである。Fig. 6 (c)はそれぞれA, B, C各区分と微動のパワースペクトルとの比である。

Fig. 6 (c)で明らかなように、周波数2.0 Hz以上では地震動部分のパワーと微動のパワーはほぼ同じ大きさであるが、周波数2.0 Hz未満では明らかに地震動の方が微動よりパワーが大きく、周波数1.0 Hz近傍では100倍以上になる。

微動は、周波数1.0 Hz付近で特にパワーが低くなる傾向があり(これは必ずしも十勝平野の微動だ

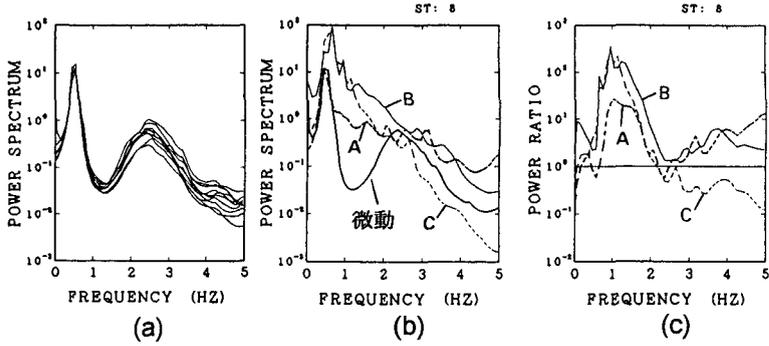


Fig. 6 (a) Power spectra calculated from continuous 2300-sec microtremor samples at all observation points of array OB92DL excerpted from the data not including earthquake ground motions. (b) Power spectra calculated from time traces in A, B and C windows and continuous 2300-sec microtremor trace at ST8 of OB92DL. (c) Power spectral ratio of time traces in A, B and C windows to continuous 2300-sec microtremor trace at ST8 of OB92DL.

けの現象ではない), するために, この周波数近傍での位相速度を微動から推定することが難しくなることがある(たとえば, 凌(1994)). 地震動の各区間は, 1.0 Hz 付近のパワーが微動より大きいため, もし地震動中含まれるこの周波数近傍の表面波を検出することができれば, アレー直下の地下構造の推定に役立つはずである.

1.2 アレーOB85B およびアレーOB85C のデータについて

アレーOB 85 B およびアレーOB 85 C のデータについて同様の解析を行った. 結果をそれぞれ Fig. 7, Fig. 8 に示す.

Fig. 7 (a) はアレーOB 85 B の 500 秒間 (300~800 秒) について計算した全観測点のパワースペクトルである. Fig. 7 (b) は Fig. 3 に示すアレーOB 85 B の中心観測点 (ST 10) の時間長 50 秒ずつの地震

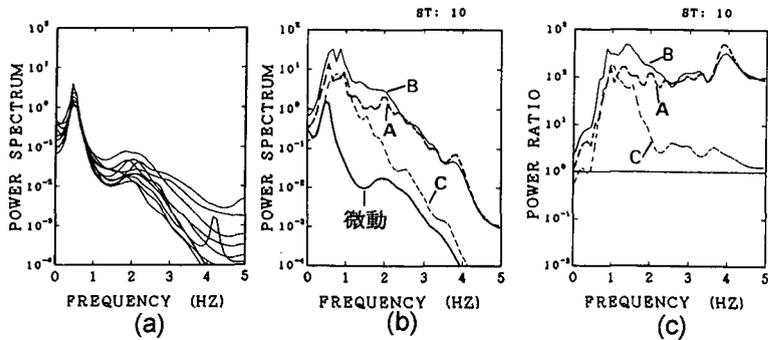


Fig. 7 (a) Power spectra calculated from continuous 500-sec microtremor samples at all observation points of array OB85B excerpted from the data not including earthquake ground motions. (b) Power spectra calculated from time traces in A, B and C windows and continuous-500 sec microtremor trace at ST10 of OB85B. (c) Power spectral ratio of time traces in A, B and C windows to continuous 500-sec microtremor trace at ST10 of OB85B.

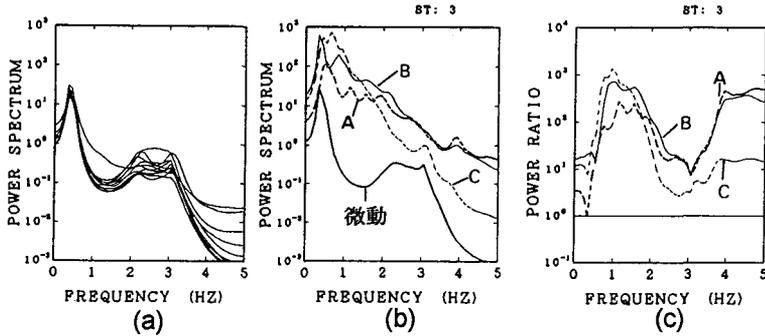


Fig. 8 (a) Power spectra calculated from continuous 500-sec microtremor samples at all observation points of array OB85C excerpted from the data not including earthquake ground motions. (b) Power spectra calculated from time traces in A, B and C windows and continuous 500-sec microtremor trace at ST3 of OB85C. (c) Power spectral ratio of time traces in A, B and C windows to continuous 500-sec microtremor trace at ST3 of OB85C.

動部分 A (1730~1780 秒：P 波部分), B (1760~1810 秒：S 波部分), C (1810~1860 秒：表面波を含むコーダ部分)の各区間および微動部分のパワースペクトルである。なお、区間 A, Bには 20 秒間の重複がある。Fig. 7 (c)はそれぞれ A, B, C 各区間と微動部分のパワースペクトルとの比である。

Fig. 8 (a)はアレー-OB 85 C の 500 秒間 (1700~2200 秒) について計算した全観測点のパワースペクトルである。Fig. 8 (b)は Fig. 4 に示すアレー-OB 85 C の中心観測点 (ST 3) の時間長 50 秒ずつの地震動部分 A (830~880 秒：P 波部分), B (860~910 秒：S 波部分), C (910~960 秒：表面波を含むコーダ部分)の各区間および微動部分のパワースペクトルである。なお、区間 A, Bには 20 秒間の重複がある。Fig. 8 (c)はそれぞれ A, B, C 各区間と微動部分のパワースペクトルとの比である。

Fig. 7 (b)および Fig. 8 (b)のパワースペクトルを見ると、アレー-OB 92 DL の場合 (Fig. 6(b)) と同様に、周波数約 1.0~2.0 Hz の間で微動のパワーが非常に弱く、両アレーデータとも地震動部分の 1/100 以下である。Fig. 7 (c)および Fig. 8 (c)で明らかのように、アレー-OB 85 B およびアレー-OB 85 C では、周波数 1.0 Hz 以上になると地震動部分 (特に、P 波および S 波部分) のパワーは明らかに微動のパワーより大きくなる。地震動のどの部分に表面波が含まれているか、見極めの問題は残るが、これらの図より、微動では難しい周波数 1.0~2.0 Hz 範囲の位相速度の推定に期待がもてる。

2. 位相速度の推定

Fig. 1 に示す 3 種類のアレーでそれぞれ観測された 3 つの地震動およびその前後の微動記録からそれらに含まれる各種波群の位相速度を F-K スペクトルをもとに推定した。

考察の便宜上、地震動の部分それぞれ Fig. 2 (a), Fig. 3 (a), Fig. 4 (a) に示す時間長 50 秒ずつの A, B, C の各区間に分割し、各区間について、また微動は地震動部分を除いたところについて、それぞれ位相速度と到来方向を推定した。なお、A, B, C 各区間については AR modeling による F-K 法で推定した。また、微動部分の推定には block averaging AR modeling による F-K 法を用いた (凌・岡田, 1993; 凌, 1994)。したがって、相対的に地震動部分より微動の方が位相速度の推定精度が高く、これらを周波数に対してプロットした場合、微動から得られる位相速度の方がバラツキの小さい結果が期待できる。

2.1 アレーOB92DLのデータについて

(1) F-K スペクトル

Fig. 9(a), (b), (c)はそれぞれ周波数 $f=0.5$ Hz, 1.0 Hz, 1.5 Hzにおける地震動A, B, C各50秒間のデータおよびそれらを除く微動約2300秒間のデータについて計算したF-Kスペクトルである。図中の●印はF-Kスペクトルの最大のピークを示し, ▲印は第2番目のピークの位置を示す。これらのピークから推定した位相速度をそれぞれ V_1 , V_2 とする。

i) $f=0.5$ Hzの場合: F-KスペクトルのピークはA, B, C, 微動各区間とも1つしか現れない。これらのピークから推定した位相速度はA, B両区間とも微動よりかなり大きく, C区間では微動に

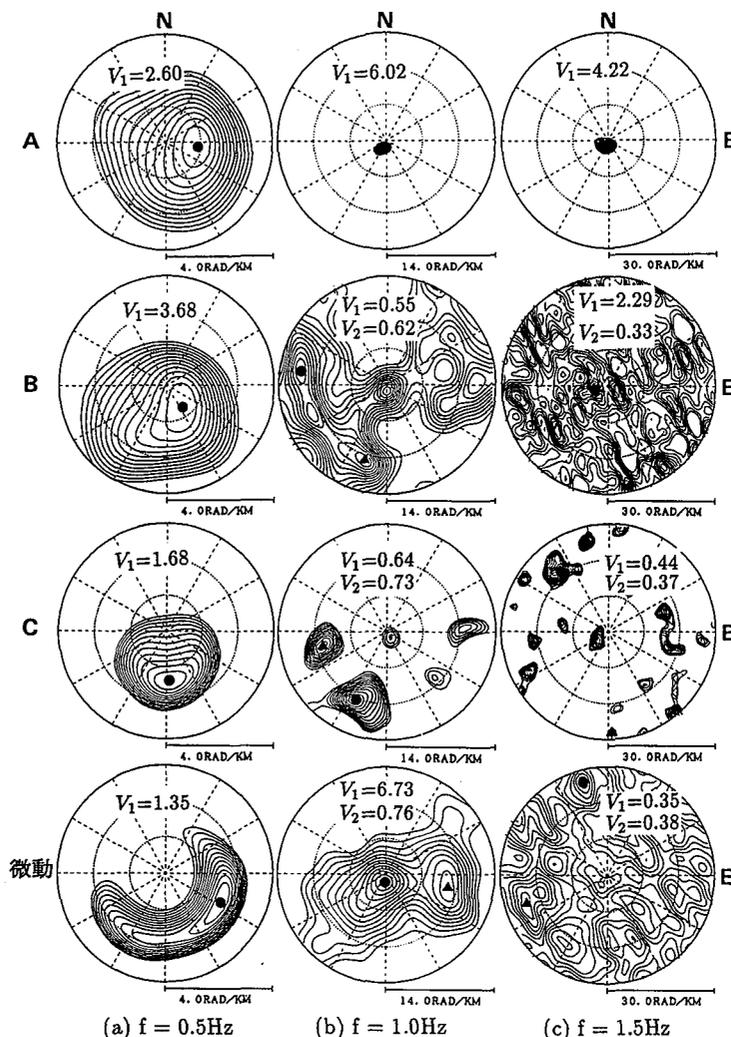


Fig. 9 F-K power spectral density plots calculated from time traces in A, B and C windows and continuous 500-sec microtremor trace recorded at OB92DL for three different frequencies of 0.5 Hz (a), 1.0 Hz (b), and 1.5 Hz (c), respectively. Solid circle indicates the highest power peak giving phase velocity V_1 and solid triangle, the 2nd-highest power peak giving phase velocity V_2 .

近い値である。これより、A、B各50秒間は主に実体波と表面波の集りであり、Cの50秒間の大部分は表面波の集まりと考えられる。

Fig. 6(b), (c)を見ると、0.5 Hz付近では、パワーはB区間の方が微動より大きく、AおよびC区間は微動と同程度である。B区間の位相速度は地震動の実体波、おそらくここではS波の速度を表わしていると思われるが、A区間の位相速度はP波の速度としては小さ過ぎ、真の速度を表わしているとは思われない。その原因として、P波とそのバックグラウンドとしての微動とが同程度のパワー強度のためにF-Kスペクトルに縮重(degeneration) (凌・岡田, 1992; 岡田・他, 1995; 宮腰・他, 1996)が起ったか、あるいは解析区間50秒の中で、P波の波群が占める時間が非常に短いために、F-Kスペクトルはその速度を推定できる程の分解能をもっていなかったか、などが考えられる。また、Cの50秒間の震動は必ずしも定常状態ではないだろう。したがって、C区間の位相速度は純粋な表面波の位相速度ではないかもしれない。より精度の高い解析法を工夫する必要がある。

ii) $f=1.0$ Hzと $f=1.5$ Hzの場合：F-Kスペクトルのピークは地震動のA区間では1つしかないが、B、C区間および微動ではともに2つ以上ある。地震動A区間の位相速度は $V_1 > 4.0$ km/sであり、実体波のものと思われるが、バックグラウンドの微動の影響も受けているだろう。B、C区間から推定した位相速度は $f=1.5$ HzのB区間の $V_1=2.29$ km/sを除き表面波らしい小さい値である。

微動の位相速度は、 $f=1.0$ Hzの時、最大のピークから $V_1=6.73$ km/s、第2のピークから $V_2=0.76$ km/sが得られた。第1のピークからの位相速度は表面波のものとは思えない大きい値である。これは、微動と考えた部分に、なお地震動のコーダが含まれていたためか、もしくは微動のF-Kスペクトルが相対的に滑らかなためにピークの尖鋭度が小さくなり、それによる誤差かとも思われるが、いずれが原因かはこのF-Kスペクトル解析法から判断することは難しい。

$f=1.5$ Hzの場合、 $V_1=0.35$ km/s、 $V_2=0.38$ km/sである。これらはいずれも低い値であり、表面波の位相速度と考えられる。

(2) 位相速度

Fig. 10に周波数範囲0.5 Hz~3.0 Hzについて、Fig. 2(a)の地震動A、B、Cの各区間および微動から推定された周波数別の位相速度とそれらの波の到来方向を示す。位相速度は、F-Kスペクトルのピーク値の高い方から3つまでについて推定した。図中の●印は最大ピークからのもので、△印は第2、第3のピークからのものである。なお位相速度 $c > 2$ km/sはグラフの欄外に印した。微動記録からも $c > 2$ km/sの位相速度が推定されているが、これについては、上に述べたようにどのような種類の波のものか判断は難しい。過去に行った同地域の微動観測でもこのような値は得られていない(例えば、松島, 1990)。

i) 地震動Aの区間：F-Kスペクトルの最大ピークから得られるほとんどの位相速度は $c > 2$ km/sとなり、A区間を構成する波の大部分は実体波と推定される。しかし、すでに述べたように縮重現象の起っている可能性があり、得られた位相速度は誤差が大きいだろう。ここでそれに対応する波を特定することはあまり意味がない。なお、これらの波の到来方向は $S 30^\circ \sim 40^\circ W$ であり、これより地震動を構成する波の大部分は震央より日高山系の方向から伝わってきているように見える。

一方、第2、第3のピークから得られる位相速度は明らかに分散性で、しかもそれらの値は微動記録からのものとほぼ一致する。すなわちA区間には2次的に生成された表面波が含まれていた可能性がある。なおこれらの波の到来方向は南西から東北にかけて割合広く分布する。

ii) 地震動B、Cの区間：A区間と類似の傾向が見られるが、B区間では周波数1.0 Hz付近で、またC区間では広い周波数範囲で、F-Kスペクトルの最大ピークから得られた位相速度は分散性を示し、やはり微動から得られた値とほぼ一致する。なお第1ピークから推定した波の到来方向は、周波

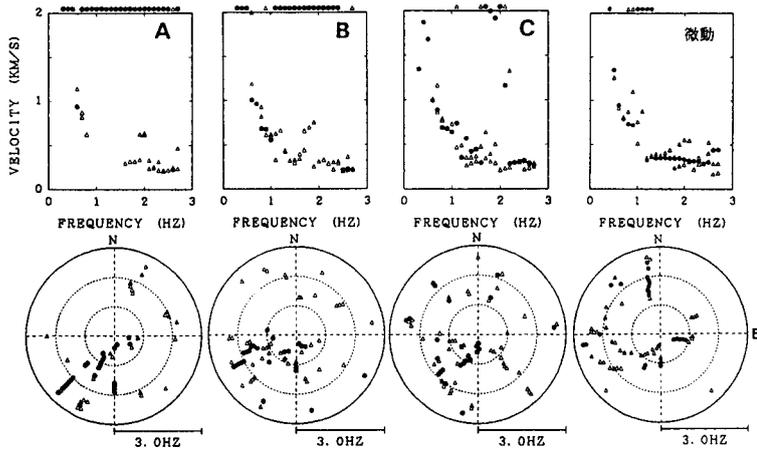


Fig. 10 Phase velocities and azimuth plots as a function of frequency given by the highest (solid circle), the 2nd and/or the 3rd (solid triangle) power peaks in the F-K plots obtained for time traces in A, B and C windows and continuous 2300-sec microtremor traces at OB92DL.

数 1 Hz 以下の低周波についてはほぼ南側に、1 Hz 以上の高周波についてはほとんど S 30°~60°W 範囲内分布している。また、A 区間と同じように、第 2、第 3 のピークから得られる位相速度は明らかに分散性で、しかもそれらの値は微動記録からのものとほぼ一致する。また、これらの波の到来方向は A 区間より南から西にかけて割合広く分布している。これより、B 区間および C 区間には 2 次的に生成された表面波が含まれていると考えられる。

iii) 微動部分：1.0 Hz 付近を除き、F-K スペクトルの最大ピークからスムーズな位相速度の分散が得られた。また到来方向については、周波数 1 Hz 以下の低周波成分はほぼ東(アレーの最寄りの海岸方向)、1 Hz 以上の高周波成分はほぼ北(芽室町方向)というまとまった分布が得られた。

ところで、この微動部分からはパワーの極めて弱い周波数 1.0 Hz 付近の位相速度はやはりうまく推定できていない。今回は地震動によってその部分が補われている。

2.2 アレーOB85B およびアレーOB85C のデータについて

Fig. 11 はアレーOB 85 B のデータから、また Fig. 12 はアレーOB 85 C のデータからそれぞれ推定した位相速度と波の到来方向である。これらの図には、Fig. 10 とほぼ同じ特徴が見られる。しかし、Fig. 2~Fig. 4 に示すように、3 種類のアレーで観測した地震動の P 波、S 波、コーダ波部分の続く時間は互いに異なり、今回の解析区間、50 秒間の震動は必ずしも定常的ではない。また、大部分が表面波から成ると思われる C 区間について推定した位相速度は、アレーOB 92 DL の場合より、バラつきが大きく、表面波以外の波群が混在していたか、あるいはこの F-K スペクトル解析法がこのデータに対して有効でないか、などが考えられる。特に解析区間の長さの問題があるかも知れない。しかし、ややバラつきが大きいとはいえ、比較的パワーの大きい C 区間の位相速度の大部分はパワーの小さい微動の位相速度とほぼ等しいという結果が得られた。

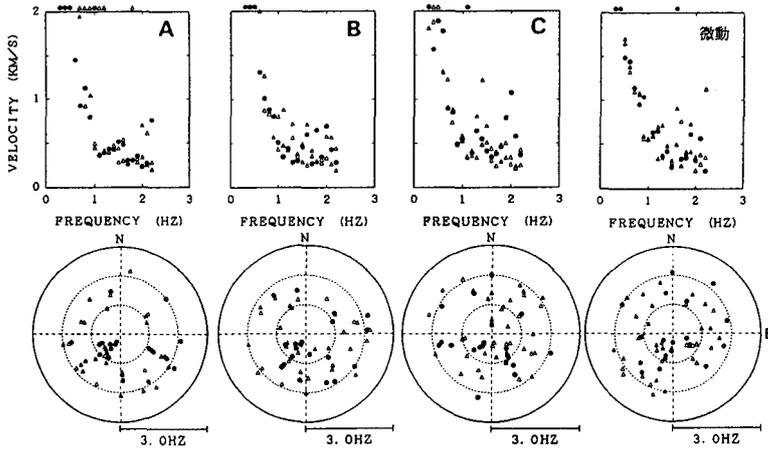


Fig. 11 Phase velocities and azimuth plots as a function of frequency given by the highest (solid circle), the 2nd and/or the 3rd (solid triangle) power peaks in the F-K plots obtained for time traces in A, B and C windows and continuous 500-sec microtremor traces at OB85B.

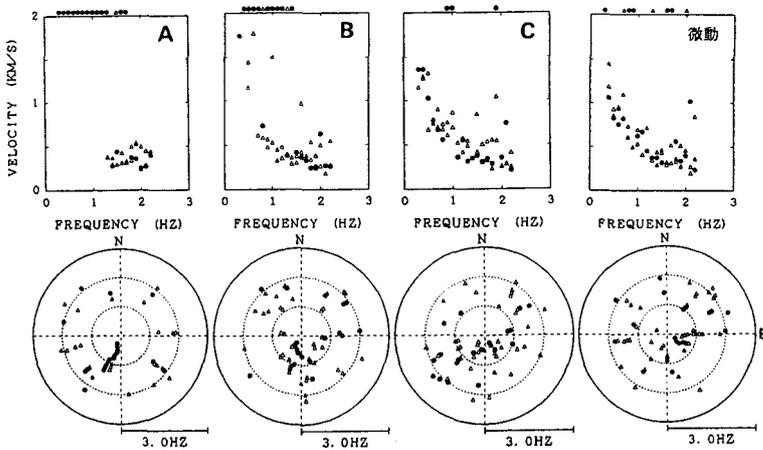


Fig. 12 Phase velocities and azimuth plots as a function of frequency given by the highest (solid circle), the 2nd and/or the 3rd (solid triangle) power peaks in the F-K plots obtained for time traces in A, B and C windows and continuous 500-sec microtremor traces at OB85C.

IV. 議 論

以上の解析で、微動からは推定し難いパワーの弱い周波数範囲における表面波の位相速度をパワーの強い地震動の中から推定し得ることが分かった。特にアレーOB 92 DL のデータからはほぼ期待通りの結果が得られたと考える。しかし、A, B, C各区間の中に、地震動としての表面波、あるいはバックグラウンドとしての微動の表面波がどのように関係してくるかはまだ明確ではない。今後類似の観測データによる位相速度推定への応用のために、この点に焦点を当てて考察してみる。

アレーOB 92 DL, OB 85 B, OB 85 C で記録した地震動を含むデータについて、それぞれ一解析区間の長さを 30 秒にとり、その区間を 10 秒ずつずらしながら区間毎に位相速度と到来方向の推定を試みた。この方法を便宜上「ランニング F-K スペクトル解析法」と呼ぶことにする。なお、各 30 秒の解析区間の位相速度の推定には AR modeling による F-K 法を用いた。ここでは、主にアレーOB 92 DL のデータに対する解析結果について議論する。

Fig. 13 はアレーOB 92 DL での地震動の含まれる 270 秒間の記録（観測開始後 800~1060 秒）を 25 区間に分け、ランニング F-K スペクトル法によって推定した周波数 $f=0.5, 1.0, 1.5, 2.0$ Hz についての位相速度と波の到来方向である。図中の●印は F-K スペクトルの最大ピークから、△印は第 2 番目、第 3 番目のピークから推定したものである。位相速度 4.0 km/s 以上のは枠の外に印した。また、図に示す時間は各解析区間 30 秒間の最初の時間である。

(1) A 区間について

i) $f=0.5$ Hz の場合：位相速度は、約 3.0 km/s から時間の経過とともに、微動で推定された位相速

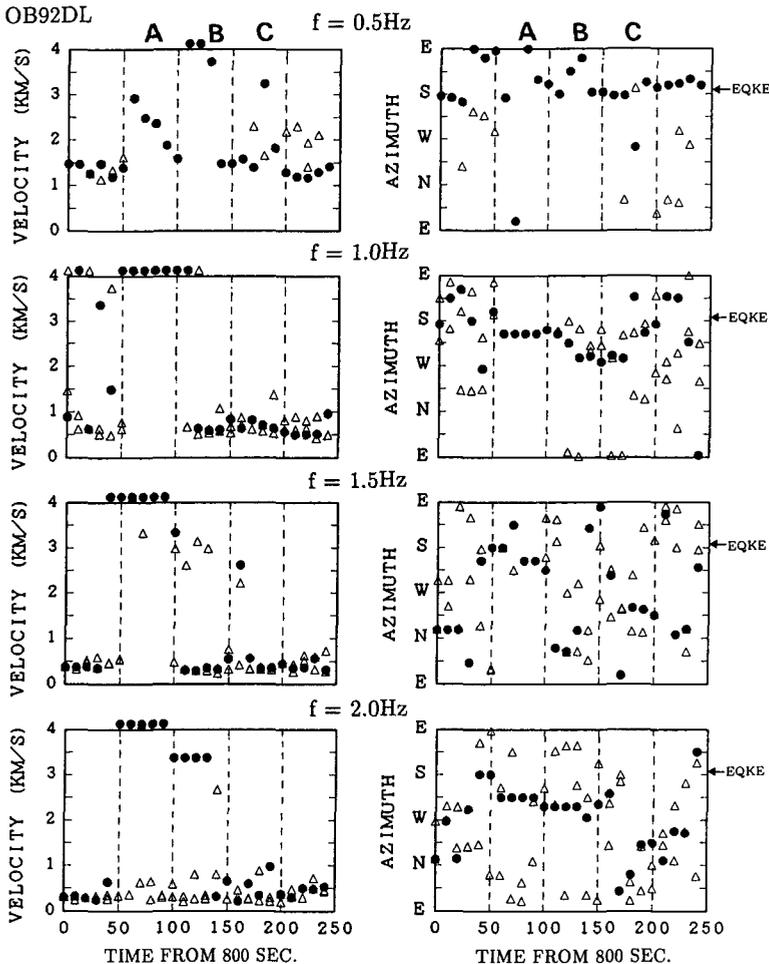


Fig. 13 Phase velocities and azimuth plots as a function of time elapsed given by the highest (solid circle), the 2nd and/or the 3rd (solid triangle) power peaks in the F-K plots for frequencies of 0.5, 1.0, 1.5 and 2.0 Hz which are obtained from time traces in the 30-sec window that moves every 10 sec.

度、約 1.4 km/s、に減少していく。ただし、これらの位相速度は、Fig. 9 (a)と同様に F-K スペクトルの唯一つしかないピークから得られていることを考えると、この時間変化は見掛け上のものと思われる。

Fig. 6 (c)のパワースペクトル比で $f=0.5$ Hz のとき、A 区間は微動とはほぼ同じパワーであるが、これは「ランニング F-K スペクトル解析法」を適用する各 30 秒間の範囲でも同じ傾向が見られる。このように、互いに伝搬速度の異なる P 波部分の波群とそのバックグラウンドの微動とがほぼ同等のパワーで混在した結果、F-K スペクトル上で両波群の分離されることを期待した 2 つのスペクトルに縮重が起り、1 つのピークになったと思われる。このような縮重によるピークはどの波群の位相速度も与えないことが指摘されている (凌・岡田, 1992; 岡田・他, 1995; 宮腰・他, 1996)。ここでは、アレー OB 92 DL が観測点密度の面でこのような両波群を分離できる程の分解能を持っていないことによると思われる。

結局、A 区間では、周波数 0.5 Hz についてはどちらの波群の位相速度も得られていないと考えるべきである。

ii) $f=1.0$ Hz および $f=1.5$ Hz の場合: Fig. 9 (b), (c) で類推されるように、F-K スペクトルのピークは唯一つであり、これから得られる位相速度は、時間に関係なく 4 km/s 以上である。Fig. 6 (c) を参照すると、これらの周波数では地震動による波群のパワーは微動のパワーを大きく上回っている。このパワーの大きいスペクトルのピークは Capon (1969) の最尤推定法で求めていることから考えて、分解能が高く、得られた位相速度は真の値に近いと思われる。ここでは P 波部分の波群の速度を得たものとする。なお、これらの波の到来方向は、震央方向からやや西に偏っているが、この解析時間帯では一定である。なお、微動から推定された位相速度、すなわち $f=1.0$ Hz で 0.7-0.8 km/s、 $f=1.5$ Hz で約 0.4 km/s に近い値は P 波の到達時のところの第 2、第 3 ピークにより与えられている。

iii) $f=2.0$ Hz の場合: 第 1 ピークから得られた位相速度は、他の周波数のときと同様、時間に関係なく 4 km/s 以上である。しかし、第 2、第 3 ピークからは微動から推定された位相速度、約 0.25 km/s に近い値が得られている。

以上の解析から分かるように、伝搬速度の異なる波群が複数混入している場合は、波群のパワー比によっては、それらの波群が分離できたり、できなかったりする。

(2) B 区間について

i) $f=0.5$ Hz の場合: F-K スペクトルのピークは唯一つであり、これより得られる位相速度は区間の前半で 4 km/s より大きい。Fig. 6(c) のパワースペクトル比を参照すると、この周波数では地震動の波群のパワーが微動のパワーよりかなり大きいことから、この位相速度は S 波の速度と考えられる。区間の後半では、位相速度は急に小さくなり、微動によって推定された約 1.4 km/s に近い値となる。これは S 波に続く表面波の位相速度と思われる。なお、これらの波の到来方向は震央方向かあるいはそれより東に偏っている。

ii) $f=1.0$ Hz および $f=1.5$ Hz の場合: 第 1 ピークから得られた位相速度は微動から推定された位相速度とはほぼ等しい。B 区間のこれらの周波数の波群は地震動による表面波であろう。微動からはしばしば推定の難しくなる周波数帯の位相速度が、このように地震動によって推定できる。なお、これらの波の到来方向は一定していない。したがって、この区間の地震動、すなわち表面波は震央方向から直接到来したものだけでなく、2 次的に発生したり、迂回してきたりしたものなどを含んでいると考えられる。

iii) $f=2.0$ Hz の場合: 第 1 ピークから得られた位相速度は、時間に関係なく約 3.3 km/s の一定値

をとる。また第2, 第3のピークからは, 微動から推定される位相速度約0.25 km/sに近い速度が得られる。これらの速度は表面波の高次モードと基本モードの位相速度に対応している可能性がある。なお, 第1ピークに寄与する波群の到来方向は震央方向からA区間の場合よりさらに西に偏っているが, 時間による変化はなくほぼ一定である。

(3) C区間について

i) $f=0.5$ Hzの場合: 位相速度はややバラつくが, 区間の前半では微動から推定された位相速度に近い値をとる。また, これらの波の到来方向は震央方向と一致している。

ii) $f=1.0$ Hzの場合: 第1ピークから得られた位相速度は, 微動からの推定値, 0.5 km/s, よりやや大きいところから時間とともに, その値に近づく。第2, 第3ピークからは, おおむね微動から推定された位相速度, 約0.5 km/sに近い値が得られている。なお, ピークによって微妙に速度が異なるのはF-Kスペクトルの誤差や, 場合によってはアレー直下の地下構造の横方向の変化によるのかもしれない。今後の検討課題である。位相速度を推定した波の到来方向は多方向に分布し, 一定の方向に集中することはない。

iii) $f=1.5$ Hzおよび $f=2.0$ Hzの場合: どのピークから得られた位相速度も, バラつきはあるが, 若干の例外を除いて, それぞれ微動から推定された位相速度に等しい。なお, これらの波の到来方向は多方向にバラついている。

(4) 地震動の前後の区間

記録の最初から地震動のP波到達までの約50秒間と上記A, B, C区間に続く時間帯では, 得られた位相速度は周波数によって異なり, Fig. 10の「微動」の結果と一致する。なお, 波の到来方向は特定の方向に集中することはない。また, 同じ周波数についてそれぞれ位相速度の時間経過による変化を見ると, 地震動の後, すなわち約200秒後は, 位相速度は地震前の約50秒間とほぼ同じ値に収束する。

アレーOB 85 BおよびアレーOB 85 Cのデータについても同様の解析を行った。その結果, アレーOB 92 DLのデータ解析と同様, 微動パワーの低い周波数範囲, $f=1\sim 2$ Hz, で推定の難しい位相速度が地震動に含まれる表面波から推定できるという結果が得られた。

V. 結 論

微動探査法における微動パワーの低い周波数領域で推定困難な位相速度は, 地震動のアレー観測によって十分補完されることを3個の地震動の解析によって示した。これは, 観測の仕方によっては, 地震動は地下構造の推定に十分活用できるという新しい試みに当たる。また, この解析結果は北海道十勝平野での地震動の大部分は表面波で構成されていることを示唆するものである。

なお本研究で得られた結論は以下のとおりである。

1) 微動のアレー観測中に, たまたま地震動を観測した。微動とともにこの地震動に含まれる実体波および表面波の位相速度をF-Kスペクトル解析によって推定した。

2) F-Kスペクトルの第一ピークから得られた地震動部分の位相速度は, P波, S波, 表面波のいずれのものであるか特定し得ない値であった。これは解析区間が短いことや, パワーは大きい観測点間で相関の低い波の混入がある, などによるものと考えられる。しかし, F-Kスペクトルの第2, 第3のピークから推定される位相速度は分散性を示し, 微動から推定される表面波の位相速度とほぼ同じ値が得られた。

3) 微動から推定した位相速度はパワーの極めて低い周波数のところを除き, よりパワーの強い地

震動に含まれる表面波の位相速度に一致する。結局、微動から推定している位相速度は観測アレーの直下の地下構造をよく反映したものと結論できる。

謝辞 この研究のもとになった観測では、当時の北海道大学理学部地球物理学教室応用地球物理講座の学生諸君の協力を得た。帯広畜産大学小柳敏郎教授および八戸工業大学坂尻直巳教授による観測協力および議論は非常に有益であった。なお、データ処理は北海道大学大型計算機センターで行った。ここに関係各位に深く謝意を表す。

また、この研究費の一部は、文部省科学研究費補助金(研究課題番号 03554009 および 07555321, 研究代表者:岡田 広)による。

文 献

- Anton, M. D. and D. B. Harris, 1989, Phase Velocity Estimation of Diffusely Scattered Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1231–1250.
- Capon, J., 1969, High-resolution Frequency-wavenumber Spectrum Analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408–1418.
- 古村孝志・森谷武男, 1989, 微動及び地震観測デジタルレコーダーの試作, *地震II*, **41**, 431–435.
- Gupta, I. M., C. S. Lynnes, and R.A. Wagner, 1993, An Array Study of the Effects of a Known Local Scatterer on Regional Phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 53–63.
- Horike, M., 1985, Inversion of Phase Velocity of Long-period Microtremors to the S-wave-velocity Structure down to the Basement in Urbanized Areas, *J. Phys. Earth.*, **33**, 59–96.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地震用走時表について, *気象研究所研究報告*, **22**, 229–290.
- 凌 麴群, 1994, 微動に含まれる表面波の位相速度の推定に関する研究, 博士論文, 北海道大学大学院理学研究科.
- 凌 麴群・岡田 広, 1992, 微動探査法(8) – F-K Spectrum による Array Data の解析法に関する数値 Simulation 一, *物理探査学会第 86 回学術講演会論文集*, 178–183.
- 凌 麴群・岡田 広, 1993, AR model 適用による微動に含まれる表面波の位相速度の推定法, *物理探査第 88 回学術講演会論文集*, 152–156.
- 凌 麴群・岡田 広, 1994, 微動中の表面波と地震動による表面波の位相速度の推定と比較(その2), *物理探査第 90 回学術講演会論文集*, 269–274.
- 松島 健, 1990, 長周期微動に基づく地下構造推定法の研究, 博士論文, 北海道大学理学研究科.
- Matsushima, T. and H. Okada, 1990, Determination of Deep Geological Structures under Urban Areas, *BUTSURI-TANSA*, **43**, 21–33.
- 宮腰 研・岡田 広・凌 麴群, 1996, 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, *物理探査第 94 回学術講演会論文集*, 178–182.
- 岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努, 1990, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, *物理探査*, **43**, 402–417.
- 岡田 広・凌 麴群・石川 顕・宮腰 研, 1993, 微動中の表面波と地震動による表面波の位相速度の推定と比較, *物理探査学会第 89 回学術講演会論文集*, 49–52.
- 岡田 広・凌 麴群・佐藤 洋・笹谷 努・宮腰 研・斎藤誠治・石川 顕・南雲秀樹, 1995, 微動利用の地下構造推定における周波数・波数スペクトル法と空間自己相関法の比較検討, *物理探査学会第 93 回学術講演会論文集*, 105–109.