

炭山における小アレー地震観測

赤松 純平・西村 敬一・藤田 雅之

SEISMIC GROUND MOTIONS OBSERVED WITH A SMALL SEISMIC ARRAY AT SUMIYAMA, KYOTO

By Junpei AKAMATSU, Keiichi NISHIMURA and Masayuki FUJITA

Synopsis

Ground vibrational characteristics were studied with a small seismic array installed on sedimentary rocks of Tanba zone at Sumiyama, Kyoto. Spatial correlations were examined with coherency of the array data from local earthquakes, explosions and microtremors. Coherency appears to take a schematic form with two cutoff frequencies, f_c and f_s ($f_c < f_s$), as follows; (1) high flat level ($\text{coh}^2 \approx 1$) in the lower frequency range below f_o (2) rapid decrease with increasing frequency from f_c to f_s and (3) low level with large fluctuation ($\text{coh}^2 = 0.5 - 0.8$) in the higher frequency range over f_s . f_c and f_s were estimated around 1 and 3 Hz, respectively, for the coherences between two sites separated by about 1 km. The characteristics of coherency were discussed with interference of phases and wave scattering by heterogeneities of geographical and geological structures.

1. はじめに

京都大学防災研究所炭山地震観測室 (SUM) と醍醐地震観測室 (DAG) は、京都盆地の東側に隣接する醍醐山地の丹波帯に設置されており、それらの記録は、近畿地方における地震波動特性の研究に利用されている。特に、京都盆地の地盤による地震波増巾特性とこれに基づいたマイクロゾーニングの研究を進めている¹⁾が、この一環として盆地の基盤岩に入射する地震波を推定する上で重要な波動場の空間特性を調べることを目的に、1988年10月以来両観測室において併行地震観測が実施されている²⁾。これまでに、微動、爆破震動、近地地震波等の解析から、(1) 微動の振巾スペクトルは、2地点で周波数に依存した一定の相互関係を有している、(2) 地震波の振巾スペクトルは、高周波域では微動と同じ相互関係を示すが、低周波域では地震により異なること、従って(3) 高周波成分の波動が地表付近の不均質構造による散乱の影響を強く受けていると解されると共に、(4) 散乱の影響の少ない低周波域においては、深い地殻構造による位相差をも考慮する必要のあることが示された。このようなサイト特性の違いを波動場の空間特性として把握するためには、種々の入射方向から伝播してくる波動について検討すると共に、観測室近傍の小アレー観測が必要と考えられた。

以上のことから、SUMとDAGとの中間に観測点を設置し、3地点での自然地震と爆破震動の観測を実施すると共に、これら3地点以外の2地点に於ても微動観測を行ない、丹波帯における小スパンの波動場の空間特性を検討した。本論では主にコヒーレンスにより、サイト特性がどの程度の空間的拡がり我代表するかを吟味した結果について報告する。

2. 観 測

Fig. 1 に観測点の位置を示す。TAN は、先に述べた SUM と DAG のサイト特性の違い、transient な波形の違いを距離との関係で詳しく見るために設置された地震観測点であり、1989年5月～11月の約半年間の地震記象が得られている。R1 と R2 は道路上の微動観測点であり、11月～12月の観測条件の良い時期を選んで臨時に観測した。

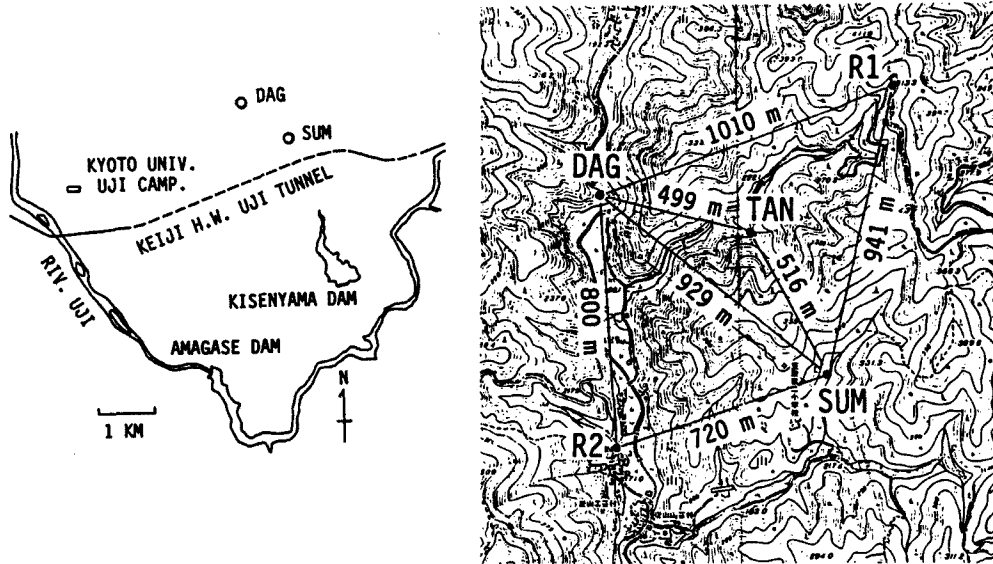


Fig. 1. Location of seismic array at Sumiyama, Kyoto. SUM and DAG denote the Sumiyama and Daigo Seismic Stations of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.

SUM (標高 $h=240$ m) と TAN ($h=225$ m) は細い谷筋の露岩上にあり、高さ 355 m の山体の両側に位置する。R1 はこの山体の尾根上 ($h=300$ m) にある。TAN と DAG の間にも高さ 300 m の尾根が存在する。DAG ($h=185$ m) は水晶谷と呼ばれる谷筋に面した横坑内にあり、R2 はこの谷沿いの道路上に設置した。このようにアレーは標高差約 200 m の起伏を有する山地内にある。

各観測点は固有周期 1 秒の速度型換振器により 3 成分のアナログ磁気記録が得られている。装置の数の制約から、SUM, DAG と他の 1 地点との組み合わせによる 3 点観測を実施した。

TAN の震動は SUM の記録装置に集録されているが、他は独立して記録されている。時刻精度は相互にそれぞれ 3 ms 以内に較正されているが、AD 変換の際のサンプリング間隔により制限される。

3. 記録と解析

3.1 微動の振巾特性

Fig. 2 に DAG, R1, SUM の微動の波形例 (0.1 Hz 以上で速度平坦の地動) を示す。上下動成分については、位相の対応から、1 Hz 以上の高周波成分は主に西側 (京都盆地側) から、1 Hz 以下の低周波成分は北～北西方向 (日本海側) から伝播してきている相が多い。高周波成分は、京都市街域の人工的な震動源によるレーリー波群、低周波成分は、日本海の波浪による脈動のレーリー波群と考えられる³⁾。水

平動成分は、高周波、低周波成分共、位相の対応から卓越伝播方向を特定することは困難であった。これはよく知られているように、微動が主にレーリー波群とラブ波群とから構成されていることによる⁴⁾。このような波形の比較吟味から、電算機による解析処理に耐え得る記録であることを確認した。

先に述べた SUM と DAG のサイト特性の違いをアレー内の波動場との関係で吟味するために、前回²⁾と同様振巾スペクトルの比を調べた。Fig. 3 に約 80 秒間のフーリエスペクトルと、各地点の SUM に対する振巾比を示した。各地点共、次に述べる特異な 2 例を除いて 3 ~ 4 Hz 以下の低周波減はほぼ同一の振巾特性を示している。特に距離の小さい SUM と TAN とはよく類似している。

特異な例として、R1 の水平 EW 成分の 1 ~ 2 Hz 帯と R2 の 4 Hz 以上の高周波成分が挙げられる。R1 はほぼ南北方向に伸びた尾根上にあり、尾根の振動による東西動の励起が推定される⁵⁾。また、R2 は炭山地区の集落の中にあり、井戸の揚水ポンプ等局所的な人工振動源の影響が考えられる。

アレー内の 2 地点の微動スペクトルの相互相関をコヒーレンス、 $coh^2(f)$ 、により調べた。Fig. 4 に SUM と各地点との間で計算した結果の例を示す。水平動成分は NS 成分のみを示した。図から、

各地点共、成分により差異はあるものの、0.6 Hz 付近から高周波に向けて相関は低下し、2 Hz 付近で 0.5 程度にまで低下する。2 Hz 以上の高周波域では 0.5 ~ 0.8 の間で変動している。この場合も距離の近い SUM と TAN は他に比べて高い相関を示している。

3.2 地震波動のコヒーレンス

自然地震や発破震動のスペクトルの空間的变化を、SUM, TAN, DAG のコヒーレンスにより検討し

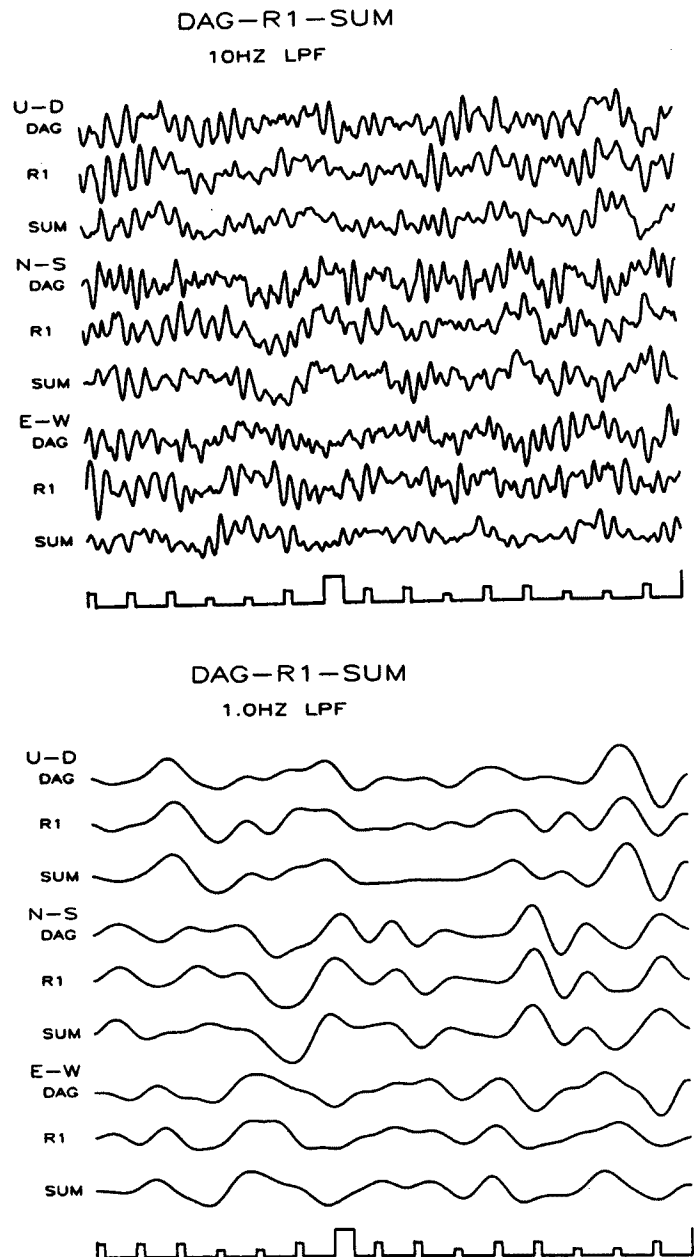


Fig. 2. An example of filtered seismograms for microtremors.

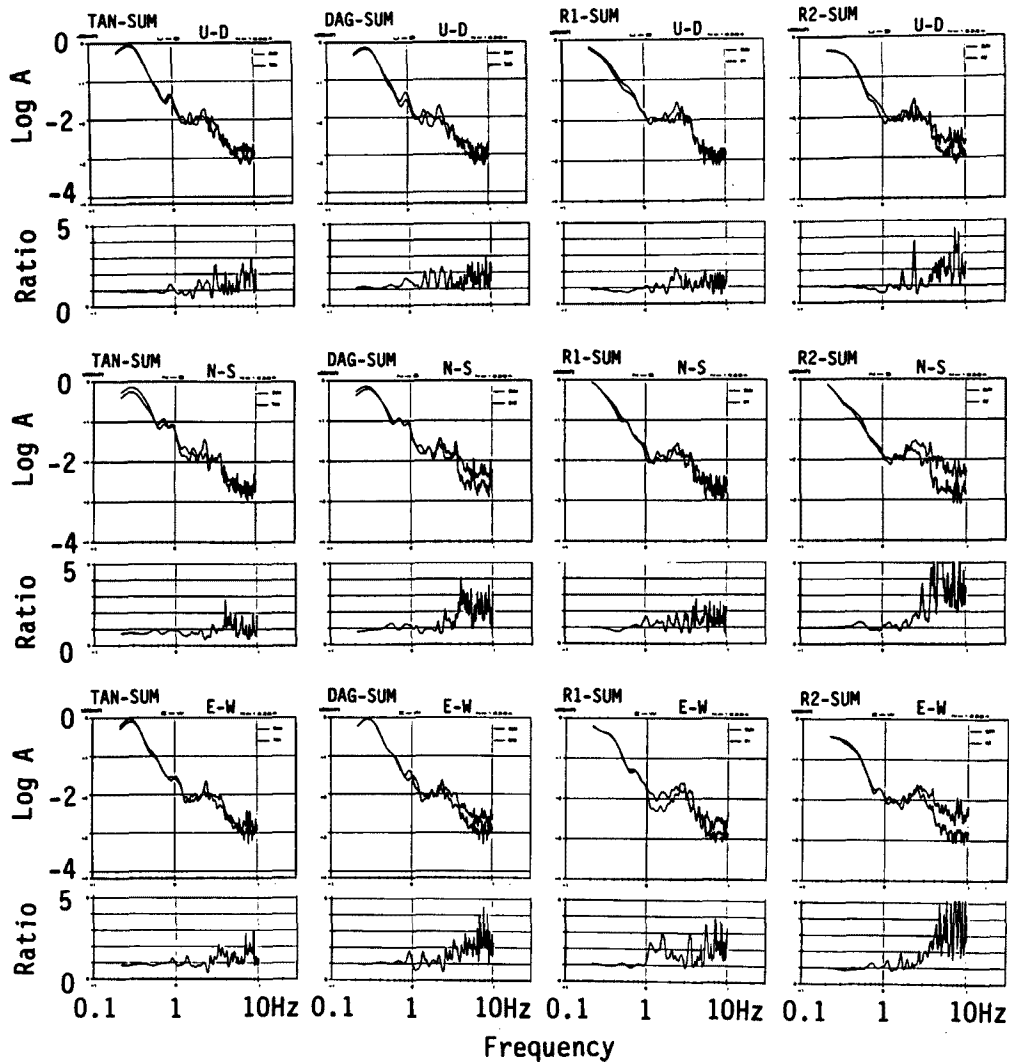


Fig. 3. Velocity spectra and their ratio to those at SUM for microtremors.

た。ここでは、典型的な例として地殻構造の横方向の不均質の影響の少ない深発地震とその大きい浅い地殻内地震の解析結果について報告する。Fig. 5に解析に用いた地震のSUMに於る3成分の波形を示した。(a)は紀伊半島沖の深発地震(震央距離190 km, 深さ400 km), (b)は伊東沖の海底火山噴火に関係する伊豆半島東方の浅い地震(震央距離300 km, 深さ5 km)である。

深発地震のP波初動部分(UD成分)とS波部分(NS成分)の3地点の波形とフーリエスペクトルおよびコヒーレンスをFig. 6, Fig. 7に示す。解析区間は波形の上に示した約10秒間である。P波上下動成分については、各地点間共1~2 Hzから高周波域で相関は低下する。しかしながら、2~8 Hzの周波数域では値は0.5程度以上を保っている。S波成分もP波と同様1~2 Hzを境いに相関は低下するが、1~2 Hzの値は地点間の距離に関係している。すなわち、近いSUM-TAN, TAN-DAGは遠いSUM-DAGよりも高い値を示す。特に同一の山体にあるSUM-TANは2 Hz近くまで平坦に伸びている。

Fig. 8とFig. 9に伊豆半島東方沖地震の解析結果を示す。フーリエスペクトルはFig. 5(b)の波形上に示された区間(約20秒)に対応する。また、各地点間のコヒーレンスはそれぞれの図の波形の上に

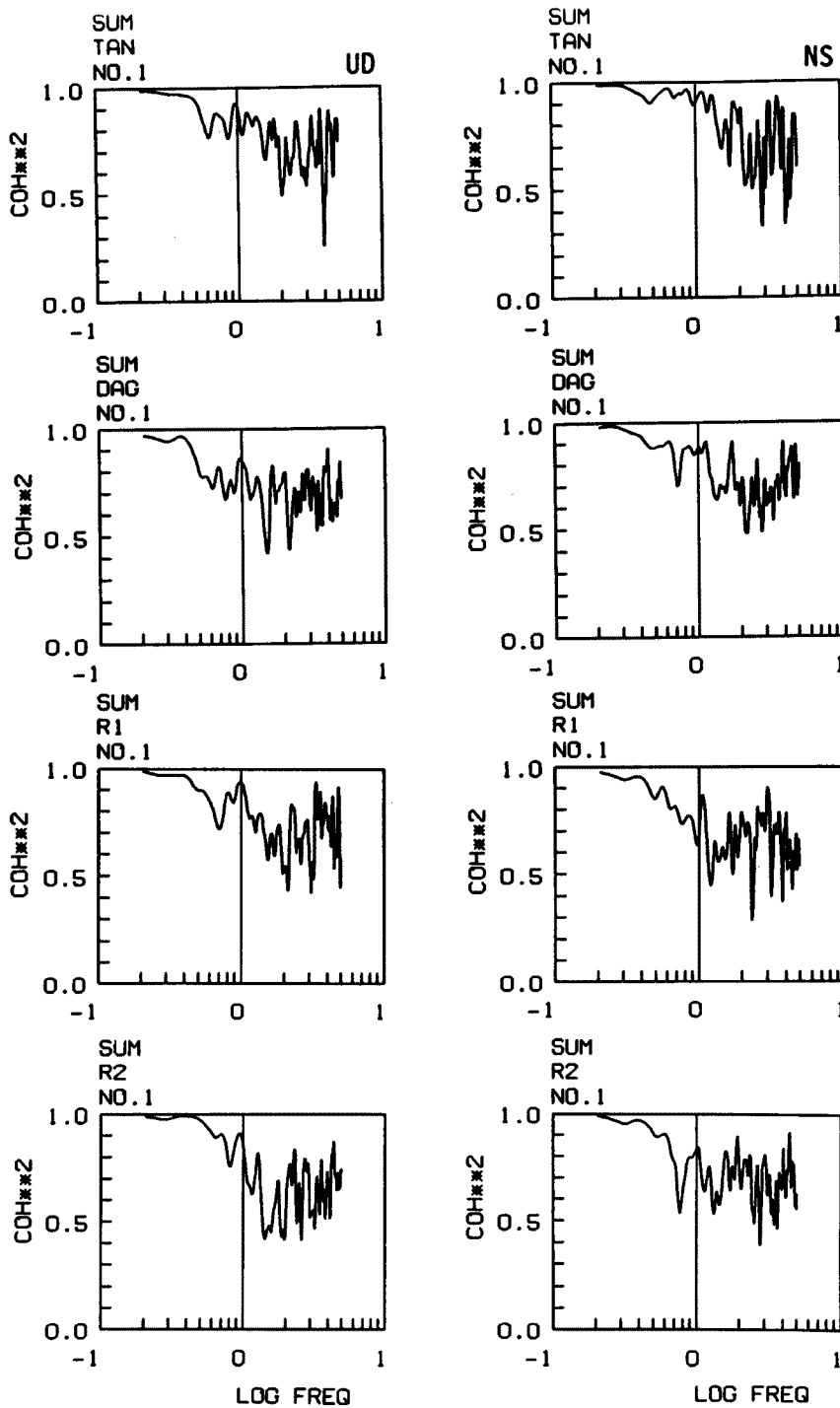


Fig. 4. Coherences for microtremors.

示されているように、10秒区間を6秒ずつ移動して求めた。P波部分については、コヒーレンスの値は2地点の組み合わせの違いによる変化よりも、解析区間の違いによる時間的变化の方が系統的である。すなわち、解析区間に初動の約7秒後から始まる大振巾の後続波を多く含むに連れ相関は悪くなる。地

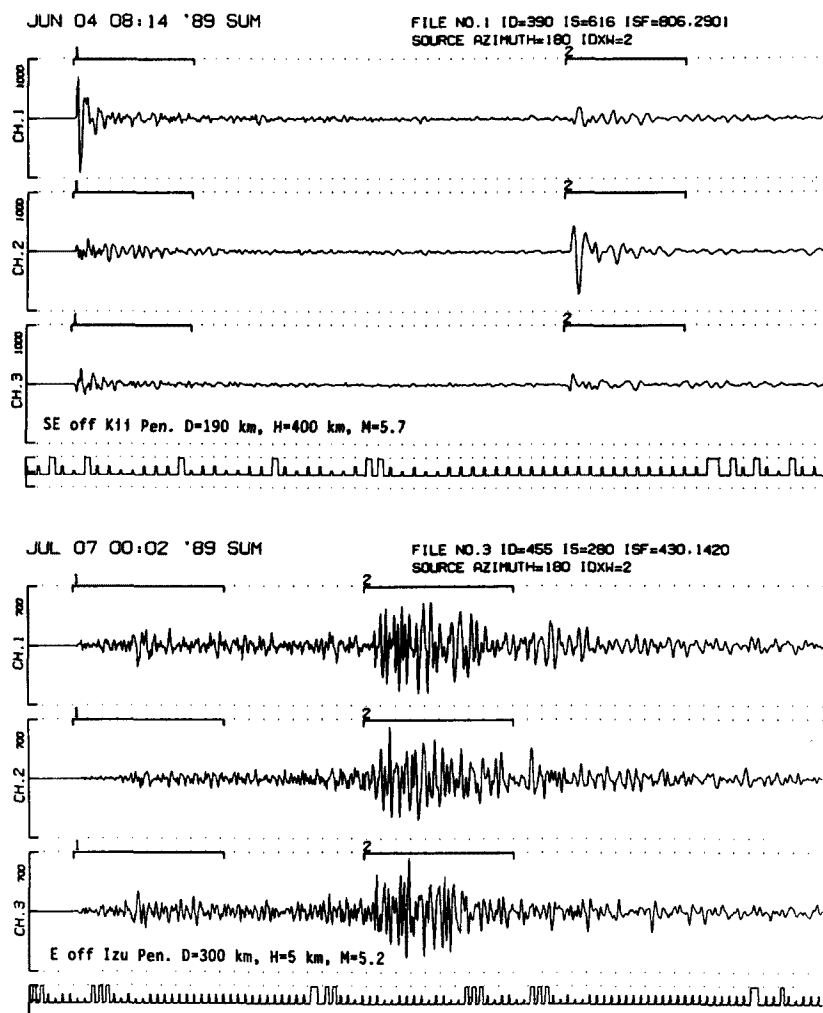


Fig. 5. Examples of 3 (UD, NS, EW) component seismograms observed at SUM.

殻構造の不均質による種々の波群（屈折波，反射波，散乱波等）が，各観測点で異なった干渉を起こす結果と考えられる。Fig. 9に示されたS波部分も，P波部分と同様コヒーレンスは時間と共に低下している。

以上述べたように，コヒーレンスは地震によって，また解析区間によって変化するが，大略，P波部分，S波部分共，1 Hz付近から3 Hz付近にかけて低下し，3 Hz以上の高周波域では，0.5～0.8の間で変動している。この性質は，微動の場合と同じであること，波の波長よりもむしろ周波数に依存していることが特徴的である。

3.3 爆破震動のコヒーレンス

5～20 Hzの高周波域の波動の相関を検討するために，大爆破グループの実施した「1989年徳山・上郡測線爆破実験」の爆破震動を解析した。Fig. 10にS1爆破（岐阜県揖斐郡藤橋村，震央距離100 km）のSUM，TAN，DAGにおける上下動成分の速度波形と各地点間のコヒーレンスの時間的変化を示した。

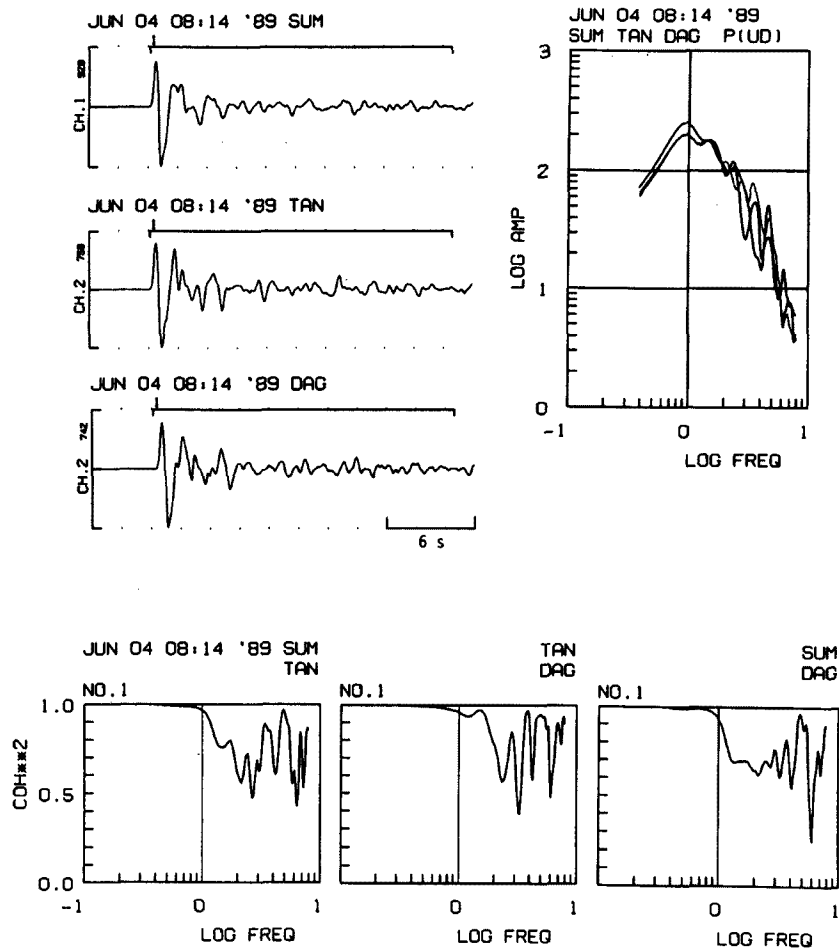


Fig. 6. Coherences for P waes from the deep event shown in Fig. 5.

前回報告した大阪北港で行なわれた発破（1989年12月26日）の震動波形と同様、後続波群の現われ方は地点相互に大きく変化している。それぞれの波群による影響を見るためにコヒーレンスの解析区間は1.28秒間を選び、同じ時間中で順次移動させた。

初動部分（第1区間）のコヒーレンスは、解析区間が短かいうえ、大振巾の後続波は含まれていないにもかかわらず各地点間共最大値は0.8～0.9であり、自然地震のそれが1であるのに比べて相関は若干悪い。これは高周波成分がより微細な構造の影響を受け易いことによる。コヒーレンスは地点間の距離の増加による減少傾向よりも、時間と共に減少する傾向の方が顕著であり、自然地震における低周波成分と同じ性質を示す。高周波成分が微細構造の影響を強く受け易いことから、周波数の増加と共にコヒーレンスは減少することが予想されたが、解析結果は、SUMとTANの区間3における8 Hz付近およびDAGとTANの区間3における18 Hz付近を除いて、3～20 Hzの広い周波数範囲で0.5以上の値を示していることが特徴的である。

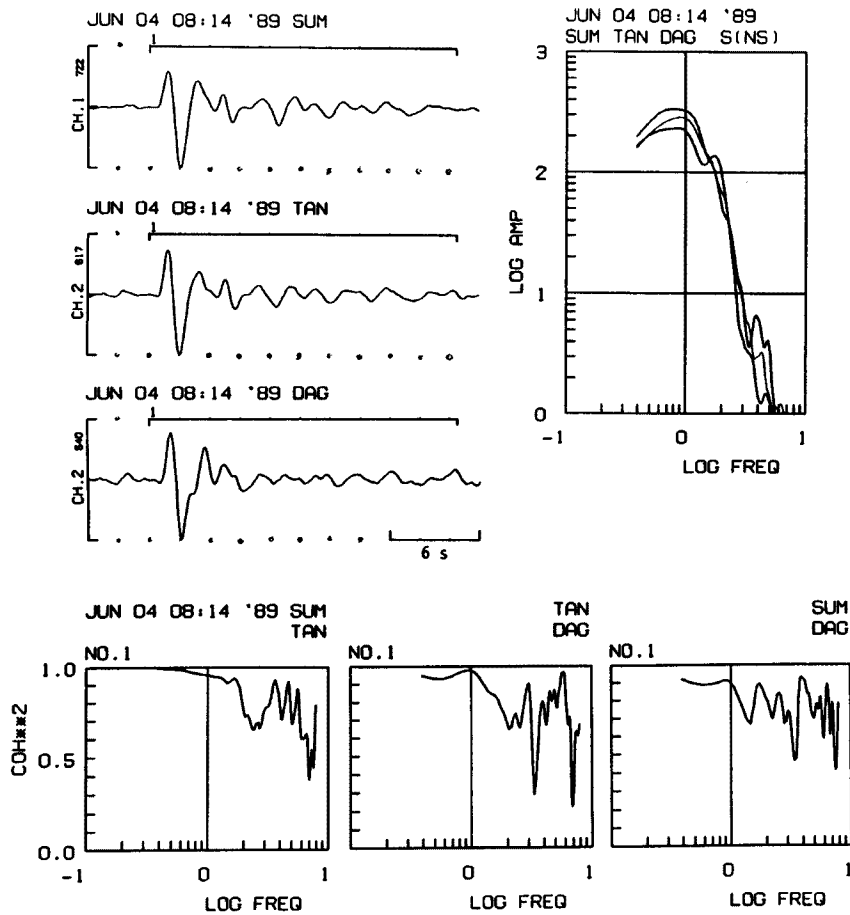


Fig. 7. Coherences for S waves from the deep event shown in Fig. 5.

4. 議 論

前節で述べたアレー内の2地点における微動および地震波動のコヒーレンスの周波数特性は、2個のカットオフ周波数、 $f_c(\text{correlation})$ と $f_s(\text{scatter})$ ($f_c < f_s$)、を導入して次のように模式的に表わすことができる。

- (1) f_c は1 Hz付近にあって、 $f < f_c$ の低周波域で $\text{coh}^2(f) \approx 1$ である。
- (2) f_s は3 Hz付近にあって、 $f_c < f < f_s$ の範囲で $\text{coh}^2(f)$ は周波数の増加と共に減少する。
- (3) $f > f_s$ の領域で $0.5 \leq \text{coh}^2(f) < 0.8$ である。

Fig. 11にこの関係を示した。 f_c は一般的には波長と2地点間の距離の比によると思われる。従って、P波に対する f_c の方がS波の f_c よりも大きいと思われるが、ここでの結果では両者はほぼ等しい。 $f_c \sim f_s$ の範囲では、種々の相の干渉と散乱波の影響が周波数と共に増大すると考えられる。しかしながら f_s 以上の高周波領域では、散乱による振巾の「ゆらぎ」が飽和する⁶⁾ため波動の相関は一定値以下には減少しない。 f_s は対象とする地域の地形・地質構造により規定される量であり、醍醐山地の丹波帯では3 Hz程度と求められる。さらに、P波とS波とで f_s が同程度であることは、散乱が、P→P, S→Pよりも、P→S, S→Sの方が生じ易く⁷⁾、P波部分においても散乱S波の影響を強く受けていることに対応すると思

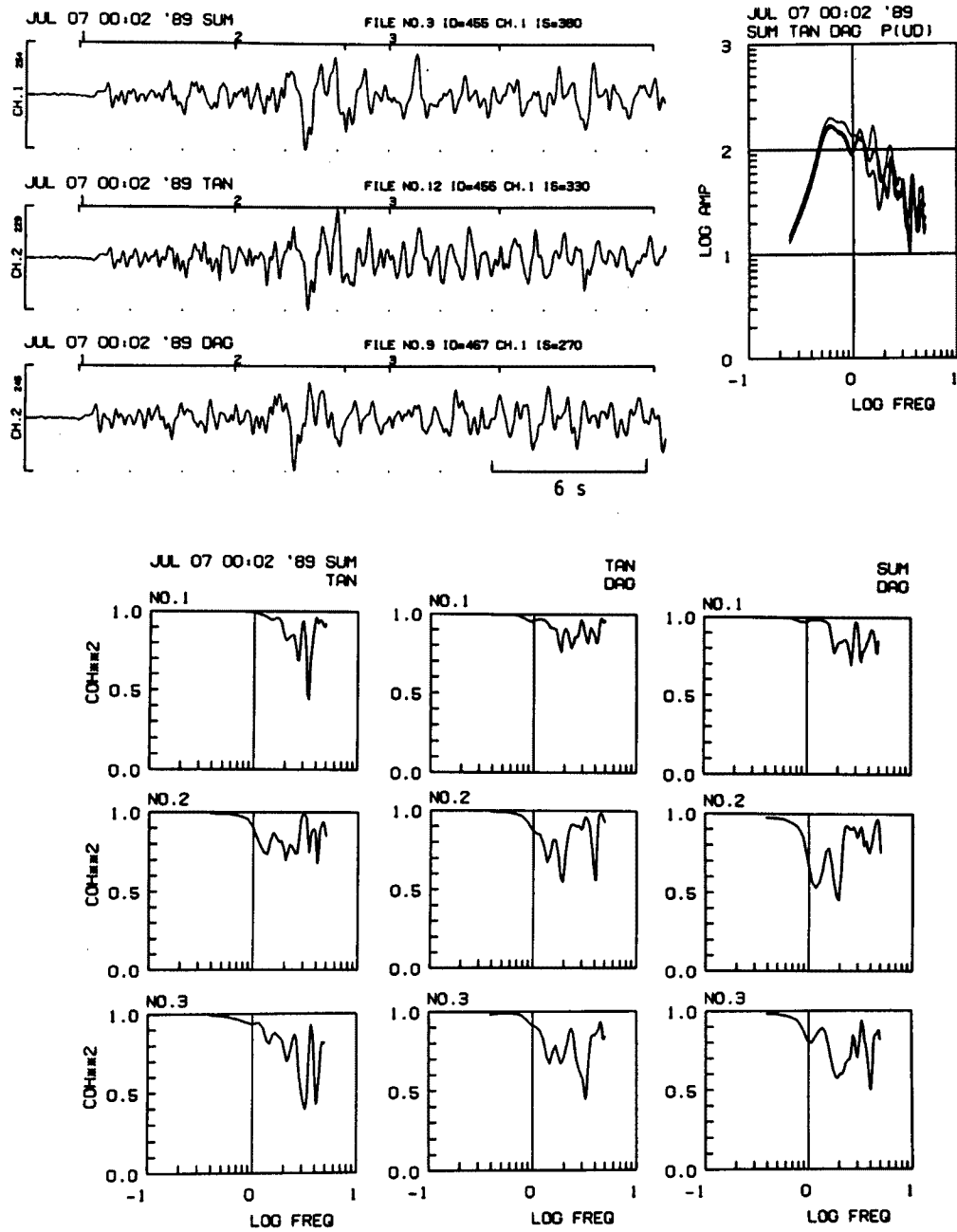


Fig. 8. Variation of coherences with time for P waves from the shallow event shown in Fig. 5.

われる。

SUM や DAG の観測波形から京都盆地の基盤岩に入射する波を推定する場合、数~十数 km の空間的拡がりに対する f_c が判れば誤差の限界を吟味することが可能になる。ここでの結果はスパン 1 km 程度の小アレーの観測に基づくものであるが、長距離に外挿する方策を考える必要がある。この解決策の一つとして微動の利用が考えられる。地震波の場合、入射方向に依存して変化することが考えられるので、炭山

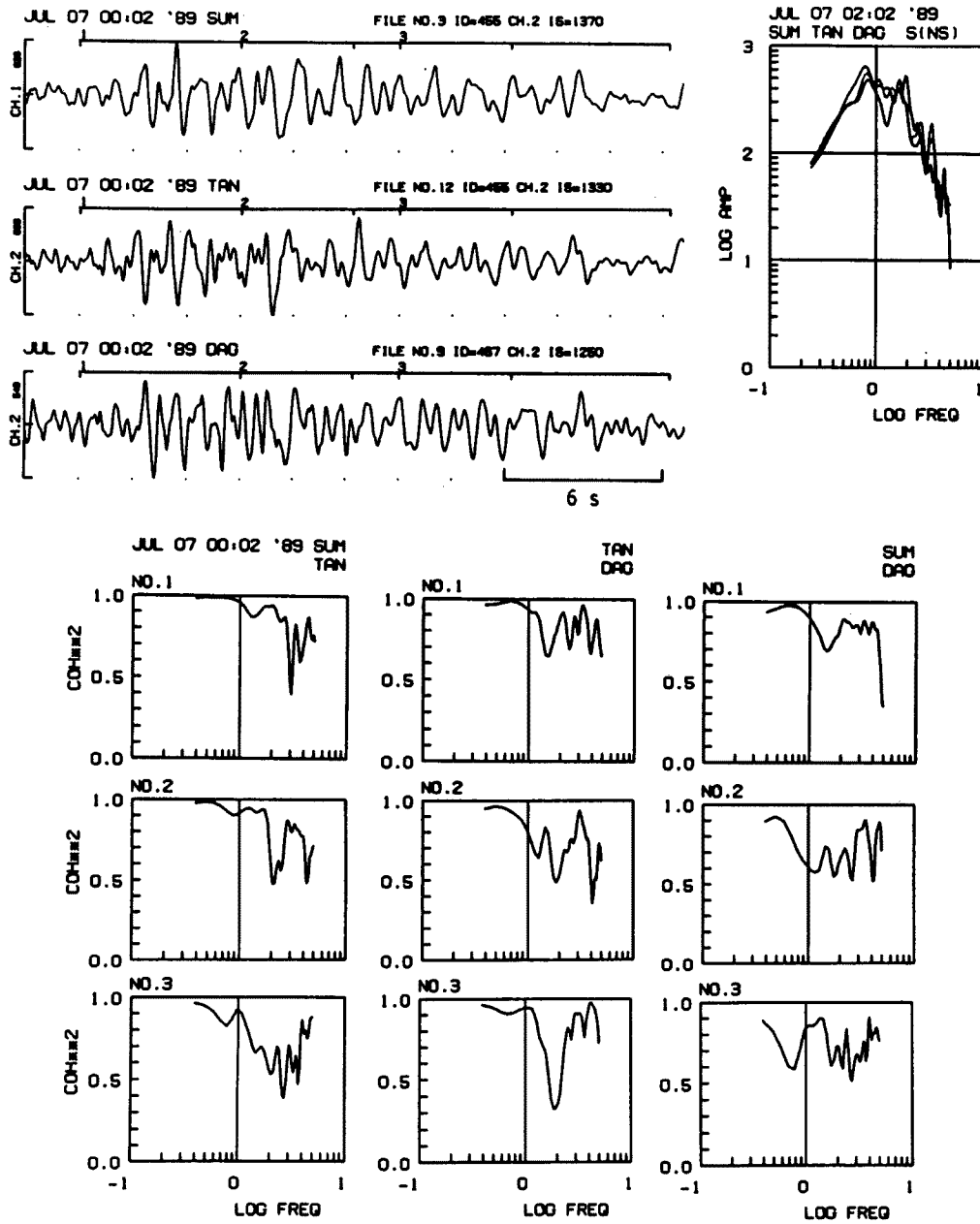


Fig. 9. Variation of coherences with time for S waves from the shallow event shown in Fig. 5.

と醍醐の両地震観測室における併行地震観測により資料の集収を計ることも必要であろう。これらは、はじめに述べたマイクロゾーニングの研究の精度を高める上で重要と思われる。

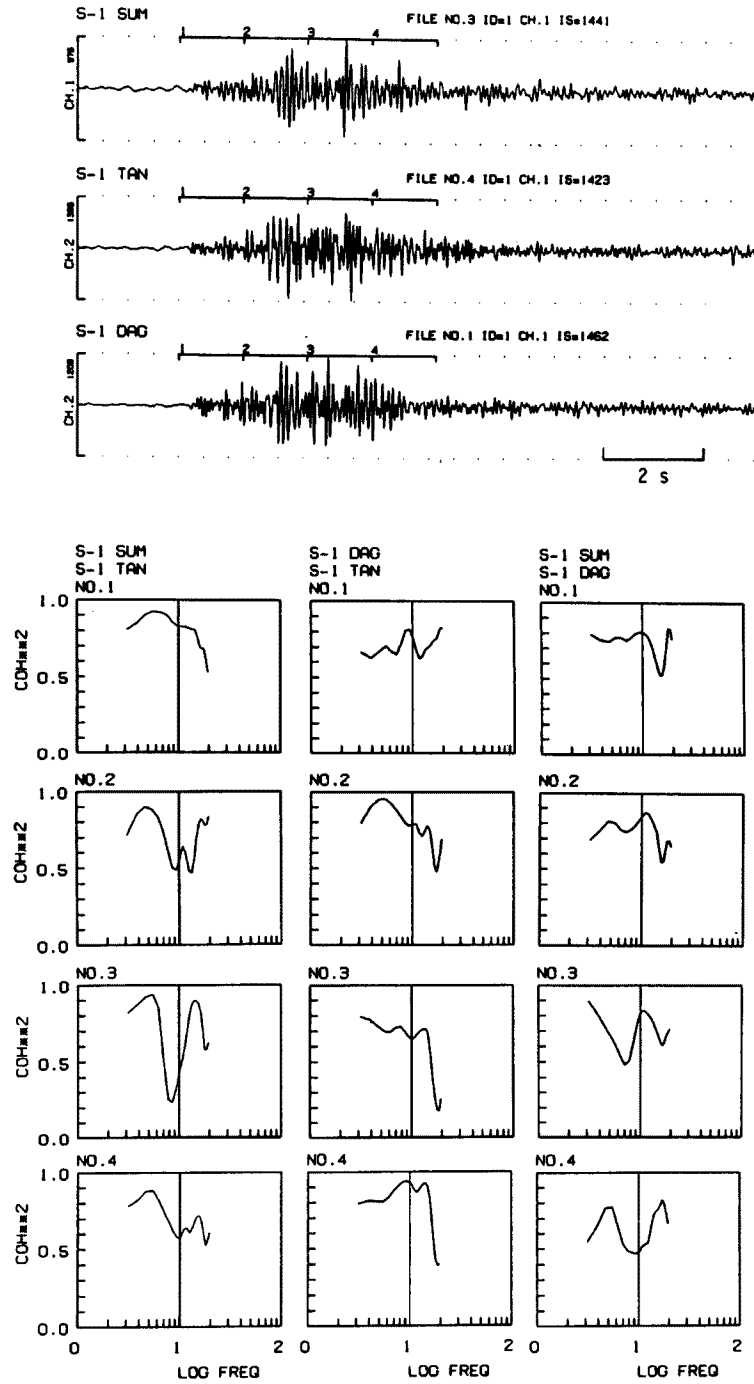


Fig. 10. Variation of coherences with time for P waves from an explosion.

5. おわりに

醍醐山地炭山地域における小アレー地震観測資料により、丹波帯の波動場の空間特性をコヒーレンスに

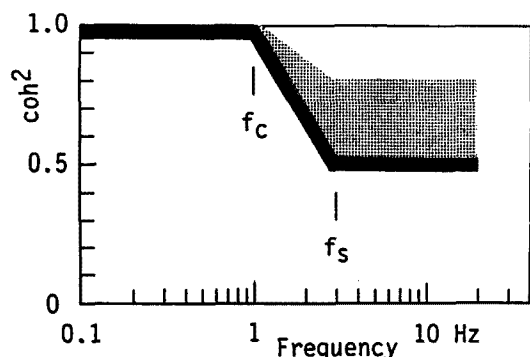


Fig. 11. Schematic form of coherency.

より吟味した。

2地点のコヒーレンスを Fig. 11 の様に模式的に表わし、種々の波群の干渉と散乱波の性質によりその妥当性を議論した。丹波帯においては、1 km 程の拡がりに対して f_c は約 1 Hz, f_s は約 3 Hz が求まった。微動観測により更に広い領域に対する f_c が求めれば、炭山・醍醐地震観測室の記録から京都盆地に入射する波を推定する上で誤差の限界を明らかにすることが可能になる。

謝 辞

観測に際し、京都大学理学部地球物理学教室技官藤井伸蔵氏、防災研究所技官市川信夫氏に手伝って頂いた。また、観測点 TAN の位置測量は、工学部土木工学科の大学院生盛川仁・吉川徹志の両君を中心に4回生の片岡健司・加藤多郎・野口聡君達および理学部地球物理学科4回生井口智長君等が実施した。この際、測量器機は工学部山田善一教授の御好意で土木工学教室からお借りした。これらの方々に心から感謝致します。

なお、微動観測は野口君の卒業研究「都市における地盤のマイクロゾーニングのための長周期微動観測」の一部として実施された。

また爆破地震動研究グループの実施した「1989年徳山・上郡測線爆破実験」の爆破地震動を利用して頂いた。

資料解析の一部は京都大学大型計算機センター M-780 によった。

参 考 文 献

- 1) AKAMATSU, J., K. NISHIMURA and M. FUJITA: Microzoning of urban area on thick soil deposits by long period microtremor, 25th IASPEI Abstracts, 1989, S 11-P 4.
- 2) 赤松純平・西村敬一・藤田雅之: 炭山および醍醐地震観測室における併行地震観測, 京都大学防災研究所年報, 第22号 B-2, 1989, pp. 83-88.
- 3) AKAMATSU, J.: Seismic amplification by soil deposits inferred from vibrational characteristics of microseism, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 34, 1984, pp. 106-127.
- 4) 岡田 広・松島 健: 微動に含まれるラブ波の識別, 地震学会講演予稿集, No. 2, A 31, 1989.
- 5) 西村敬一・森井 互: 地震動に及ぼす地形の影響の観測, 地震 2, 36, 1983, pp. 383-392.
- 6) FLATTE, S., R. DASHEN, K.M. WATSON and F. ZACHARIASEN: Sound transmission through a fluctuating ocean, Cambridge Univ. Press, 1979, pp. 85-161.
- 7) KNOPOFF, L. and J.A. HUDSON: Scattering of elastic waves by small inhomogeneities, J. Aconst. Soc. Am., Vol. 36, No. 2, 1964, pp. 338-343.