

SMART 1 アレー観測記録を用いた 各種の波動論的考察

WAVE INTERPRETATION OF SMART1 ARRAY ACCELEROGRAMS

山田善一* 野田茂** 香川明生***

By Yoshikazu YAMADA, Shigeru NODA and Akio KAGAWA

In this paper, two-dimensional horizontal earthquake ground motions are analyzed using the following methods; 1) travel time of P waves, 2) displacement-squared plots, 3) moving-window cross-correlation and slowness, 4) evolutionary power spectra, 5) particle orbit for the narrow band-filtered accelerograms in horizontal and vertical planes along the epicentral direction, and 6) wave product RV, where R denotes the horizontal component in the epicentral direction and V the vertical component. Our present purpose is 1) to distinguish the type of waves, 2) to verify the direction of wave propagation or epicenter, 3) to recognize the behavior of the wave components, and 4) to detect the propagation velocity of seismic waves, etc. Present approaches are applied to the recorded waves observed by the SMART 1 strong motion array in Taiwan. It is found that it would be reasonable to estimate the characteristics of the ground motions by above-mentioned methods.

1. 緒論

波の伝播特性を知るための有効な観測方法の一つとして、水平アレー観測（同時多点観測）所が世界の様々な地域に設置され、各種の解析が行われている。例えば、最も大規模で有名なものの一つに米国の Montana 州における L A S A (Large Aperture Seismic Array) があり、多数の地震計が設置されている。¹⁾ この観測システムは核実験探知のために開発されたものである。ここで得られたデータから、LaCoss ら²⁾ はビーム・ホーミング法を適用して、周波数-波数スペクトルを算出した。また、Capon ら³⁴⁾ は最尤推定法を用いて、より高い分解能をもつ周波数-波数スペクトルを得ている。一方、米国の California 州の Imperial Valley 地域を対象にして、Spudich ら⁵⁾ は、1979年の地震 ($M_s=6.9$) 時に得られたアレー観測記録を用いて、遅度の時間的变化などを調べ、断層の破壊過程について詳細な検討を行っている。また、台湾の Lotung (羅東) には同心円状の水平アレーが設置されており、Bolt ら⁶⁾ はこの地震記録を用いて各種の解析を実施している。

我国では比較的小規模のアレー観測がほとんどであり、一般には地中埋設物を対象として地盤内の地震波

* 工博	京都大学教授	工学部土木工学科	(〒606 京都市左京区吉田本町)
** 工修	京都大学助手	工学部土木工学科	(同 上)
***	京都大学大学院生	工学研究科交通土木工学専攻	(同 上)

の見かけの速度や地盤ひずみの解析などが行われている。しかし、どの研究を見ても新しいアイデアはそれほど含まれておらず、いずれも類似しているのが現状である。従って、例えば、単に地盤ひずみなどを算出するのみではなく、アレー観測記録をもう少し有効に利用する必要がある。

ところで、中・大地震をしばしば発生させる活断層近傍に設置された強震観測用の高密度アレーにより得られた地震記録を解析することには大きな意義がある。例えば、各観測点の地震波形を時間上でいくつかの区間に分割し、特徴的ないくつかの相に着目して解析を行うケースを考えてみる。その結果として、断層からの地震波の発生機構や観測点までの地質条件による影響、さらに地動の時間・空間的な変動や破壊進行の時間・空間的挙動のような地震動の多次元特性と断層の破壊メカニズムが解明され得る。このような伝播波の多次元的特性を解明することは、地震時における地面の挙動と構造物の応答を予測し、ダムや橋梁、またライフライン系などの長大構造物を設計する上で必要不可欠なものである。

アレー方式による地震観測では、各地震計の出力波形を重ね合わせたり、比較したりすることによって伝播波の持つ種々の情報を引き出し、震源や波動の特性を決定することが可能である。従って、このような観測体制は世界の多くの地域で重要なものとなってきている。

一般に、平面アレーでは以下の1)～5)などを目的とした観測や解析が行われている。

- 1) S/N比を大幅に改善し、検出能力を高める。
- 2) 地震波の到来方向と震源位置を求める。
- 3) 地震波の伝播速度を求める。
- 4) 震源は異なるが、ほぼ同時刻に到来した地震波を分離する。
- 5) 異なる種類の波群を識別、分離する。

本研究は、上記の検討を目的とし、台湾の北東部のLotung（羅東）に設置された”SMART 1”と呼ばれるアレー観測により得られた強震記録を用いて、各種の解析を試みるものである。地表面における地震動の空間特性を知るためには、点観測における地震動特性に加えて、伝播波の速度やコヒーレンスの特性などがあらたに必要となってくる。そこで、本研究では、各観測点における地動の振幅2乗波形を描いて、伝播波の走時などを推定し、さらに隣り合う2観測点の相互相関関数を求めることにより、波の遅度や位相速度を検討している。また、非定常パワースペクトルを求めたり、水平および鉛直面内の波の軌跡やR×V曲線を描くことにより、異なる波群の識別を行い、波の到来方向などを推定している。

本研究は、上記のような種々の手法を用いて、リングアレー観測による強震記録を解析することにより、伝播波の持つ様々な特性を解明し、本手法の有効性や妥当性を吟味することを目的としている。

2. 地震記録と前処理法

本研究では、Fig. 1に示すように、台湾北東部のLotung（羅東）郊外に、米国のCalifornia大学と台湾の科学院との共同研究として設置された、「SMART 1」と呼ばれる強震用水平アレーで観測された地震記録を用いた解析を実施している。

Fig. 2はこのアレー強震計の配置図を示したものである。同図からわかるように、「SMART 1」は3つのリングアレーから構成されている。円の中心の基準点は「C₀₀」、内側の円（半径約200m）は「I」、中央の円（半径約1km）は「M」、外側の円（半径約2km）は「O」と名付けられている。各円周上には12個の観測点が設けられており、北から時計回りに番号が付けられている。文献6)には、各観測点の緯度・経度、半径、北から測った方位角、中心のC₀₀を原点とした南北方向のy座標・東西方向のx座標およびピックアップの設置深さが示されている。これより、3つのリングは厳密には円ではなく、各観測点も厳密には等間隔に配置されていないことが理解できる。また、Lotung周辺の地盤条件から、表層の500m以浅は沖積層からなり、P波速度は0.5～1km/sであり、1km以深の層のP波速度は3.3km/s程度であることがわ

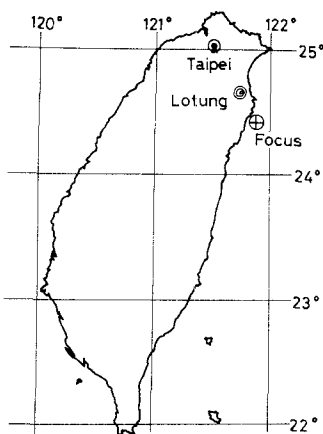


Fig.1 Location of SMART 1 array and epicenter of earthquake considered in this study

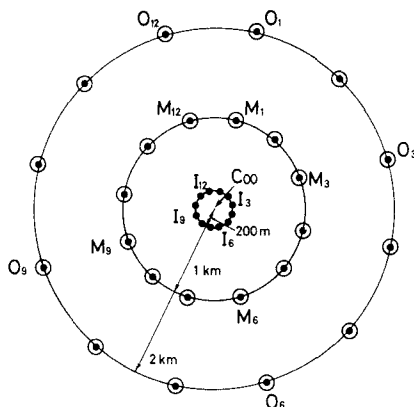


Fig.2 SMART 1 array configuration and location of observatory sites

かっている。

各観測点には、地震動の上下と水平2成分を観測するために、加速度計 (SA-3000) が備えられている。地震計は上下動が0.01gを超過するとトリガーする。記録器としては、Sprengnether社製のDR100 Recorderが用いられている。ここで、強震計の仕様は以下のようなものである。レンジは±2gであり、スケール・ファクターは3.75v/g、分解能は 2×10^{-3} gである。電圧と加速度間の非線形性や履歴の問題はないとされている。また、温度に対する感度は0.01%/OFよりも小さい。固有円振動数は50Hz以上になるように規格化されており、減衰定数は 0.7 ± 0.2 である。地震データは1/100秒ごとに自動的に記録できる。また、トリガー時刻が記録できるようになっているので、各観測所の記録の絶対時刻を合わせることが可能である。

本研究で使った地震の位置はFig. 1に示すが、主な特徴は以下のようなものである。

日時・・・・・・・・・1981年1月29日4時51分 38.06秒

震源・・・・・・・・・東経 121° 53.78' 北緯24° 25.75'

深度 11.05km マグニチュード $M_s = 6.9$

観測点からの距離・・・・約30km

方位・・・・・・N 153.8° E

次に、原記録には、以下に示すような各種の補正を施した。

- 1) 地震データはデジタル・カセット・テープから ASCIIコード化 (800 BPI) されたMTに収められている。そこで、大型計算機の FORTRANで計算できるように、ASCIIコードからフォーマットの変換を実施した。
- 2) 次に、S/N比の改善を行い、記録の初動部に明らかに雑音が入っている場合、この時間帯の記録の振幅を零とした。
- 3) 各観測点の絶対時刻はわかっているが、原記録の立上り部には1秒以内の誤差がある。そこで、1/100秒単位に揃えて正確さを増した。
- 4) 地震計の計器補正を行った。補正フィルターは、周波数 f 、計器の周波数と減衰定数を f_0 , h とすれば、以下の式で表わせる。ただし、本研究では $f_0 = 50\text{Hz}$, $h = 0.7$ の値を使用した。

$$Fc(f) = R(f) \exp \{ i \Phi(f) \} \quad \text{----- (1)}$$

$$\text{ここに、} R(f) = \sqrt{\{ (f_0 / f)^2 - 1 \}^2 + 4 h^2 (f_0 / f)^2}$$

$$\Phi(f) = \tan^{-1} \left\{ \frac{2 h (f_0 / f)}{(f_0 / f)^2 - 1} \right\} \quad \text{----- (2)}$$

5) 補正加速度記録より、線形加速度法を用いて地動の速度・変位成分を計算した。ただし、加速度・速度・変位波は下記の数値フィルター ($f_L = 0.2\text{Hz}$, $f_H = 1.0\text{Hz}$) を通している。

本研究では、因果律を満たし、地震データを統一かつ能率的に処理するために、チェビシェフ型等リップル漸化式フィルターのうち特にバンドパス・フィルター⁷⁾を用いた。漸化式フィルターは、ある時刻における出力をその時刻以前の入力と出力から計算しているので、因果律を満たすが位相特性は一般に零でない。一方、一度フィルターを施して得られた出力にもう一度時間軸上で後ろから前へむかって同じフィルターを施せば、総合位相特性は零となるが、因果律は満たされない。そこで、位相特性が零となるように時間軸上で前後2回のフィルターを施し、かつ記録波形の端部においては因果律を満たすようにフィルターのパラメーターを決めた。Fig. 3はこのフィルターの周波数特性を示したもので、本研究では $f_L = 0.2\text{Hz}$, $f_H = 1.0\text{Hz}$, $f_s = 1.5\text{Hz}$, $A_p = 0.1$, $A_s = 2.0$ とした。

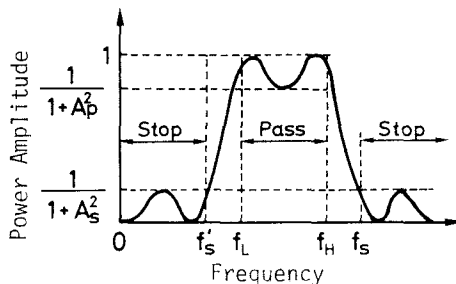


Fig.3 Schematic response of chebyshev bandpass recursive filter

3. P波の走時解析

Fig. 4は、横軸に各観測点を取り、縦軸に各観測点における地動の最大変位を示したものである。図からわかるように、最大変位は方位ごとにすなわち観測点ごとにばらついており、しかも成分ごとに異なった挙動を有している。特に、NS成分のばらつきが大きい。水平成分の地動変位が大きくなっている地点は、アレーの O_1 , O_2 , O_3 , M_1 , M_5 の周辺である。すなわち、外部リング・アレー内のほぼ北々東部に位置する地域で、地動の振幅が大きい。このような状況は、主に、表層の沖積層および地下深部の構造の局所的な変化に左右されていると考えて大過ないであろう。

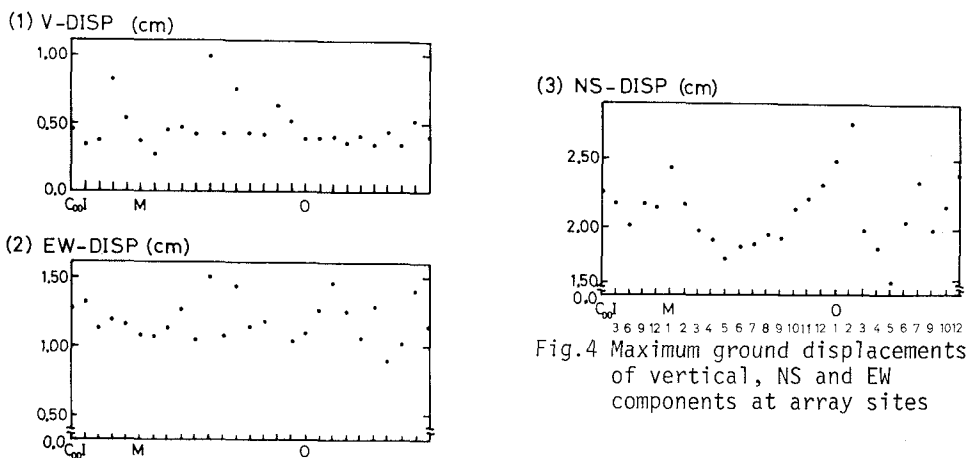


Fig.4 Maximum ground displacements of vertical, NS and EW components at array sites

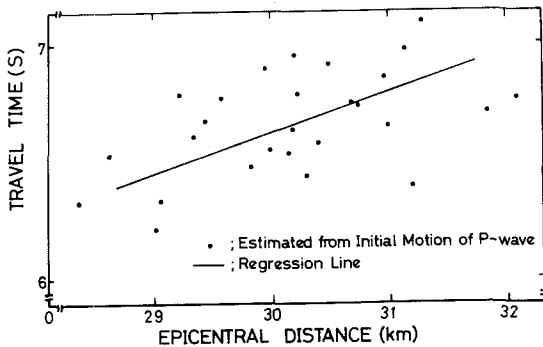


Fig. 5 Travel time of epicenter-oriented P-wave at each station

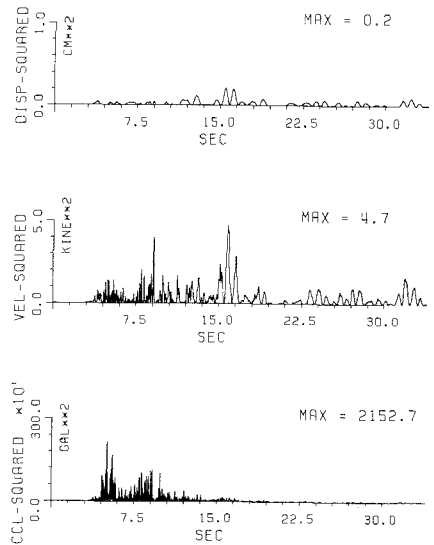


Fig. 6 Ground motion-squared plots of vertical component at site C₀₀

Fig. 5 は、アレーの各観測点で記録された地震波の上下動成分に見られる初動部の P 波の走時と震央距離の関係を示したものである。走時は、各観測点における P 波の到達時刻 (Trigger Time は既知) と発震時刻の差をとって求めたものである。走時解析などにおいては表層の沖積層の与える影響が著しく大きいことが多いが、本例では、2. で概要を示したように、沖積層に関する条件がわかっている。なお、その詳細については文献 6) を参照されたい。図より、データのばらつきは大きい、線形回帰すると、図中の実線のようなになる。これより、初動 P 波の速度を求めると、 5.7 km/s となる。震源深さは 11 km にあり、深部の地下構造の P 波速度で、地震波は伝播してきたと考えられる。前述したように、数 km の地盤深さの P 波速度は 3.3 km/s であるとわかっている。本結果は、この層の下層に、 5.7 km/s 程度 (P 波速度) の地殻の存在を示唆している。

4. 2 乗波形から得られる情報

Fig. 6 は、観測点 C₀₀ における上下動の 2 乗波形である。加速度、速度、変位波の 2 乗を計算し、それらの時刻変化を示したものである。図からわかるように、周波数帯域の違い (すなわち、変位、速度、加速度) によって、2 乗波のピークとなる時間やその消長の程度が異なっていることがわかる。2 乗波形は地震波のエネルギーと密接な関係があることを勘案すれば、このような方法による解析は波の各相や Multiple Event の同定に利用できるであろう。

Fig. 7 は、伝播する地動変位の NS 成分の 2 乗波を 3 つの観測点について比較したものである。図中の (a) は、震源からアレーの中心 C₀₀ を結ぶ方向の観測点すなわち $O_8 - C_{00} - O_{12}$ の 2 乗波を、(b) はその測線と直交する方向すなわち $O_3 - C_{00} - O_9$ の 2 乗波を示したものである。同図より、各測線上の波の伝播の様子が理解できる。Fig. 7 と同様の図が EW、V 成分についても描ける。

図より、初動部の比較的大きな 2 乗波に注目し、その峰の時刻を調べた。その結果より、南端の観測点 O_8 から北端の観測点 O_{12} までの地震波の伝播時間 t_1 と、東端の観測点 O_3 から西端の観測点 O_9 までの

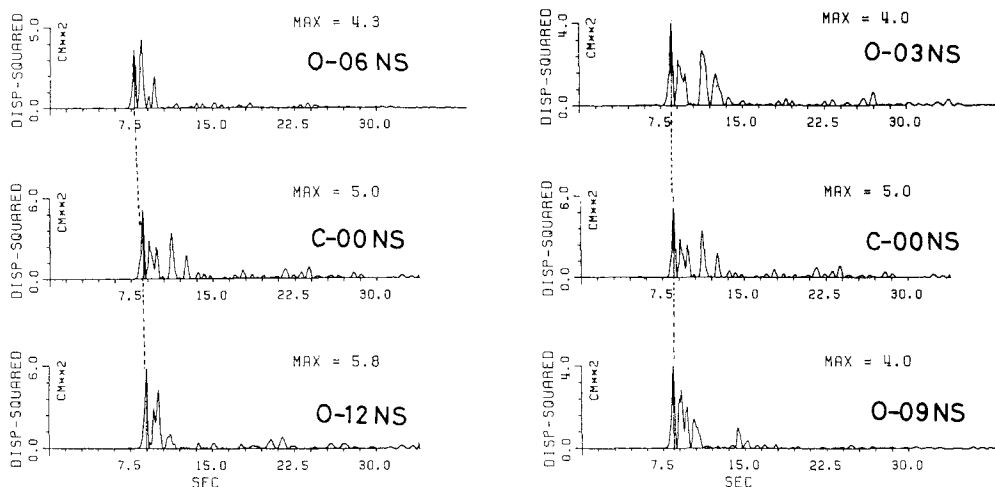


Fig.7 Displacement-squared plots for three stations at varying azimuth

伝播時間 t_2 を計算すると、波の伝播速度 C と地震波の入射方位角 θ が推定できると考えられる。Fig. 7 には、初動部の 2 乗波のピークとなる時刻を 3 地点について連ね、それを破線で示している。これより、NS 成分では $t_1 = 1.2 \text{ s}$, $t_2 = 0.02 \text{ s}$ の値が得られる。同様に、EW 成分では $t_1 = 1.2 \text{ s}$, $t_2 = 0.01 \text{ s}$, V 成分では $t_1 = 0.97 \text{ s}$, $t_2 = 0.08 \text{ s}$ と求まる。一般に、 t_1 に比べて、 t_2 は非常に小さいことがわかる。そこで、分解能を勘案し、かつ地震波はほぼ観測点 O_6 から O_{12} の方向に伝播したと考えられるので、この測線に直交する $O_3 - O_9$ のデータから得られた t_2 を用いた解析は実施しないことにする。 O_6 と O_{12} の観測位置および 2 地点間の距離 4008.5 m から、 $t_1 = 1.2 \text{ s}$ とすると、 $C = 3.3 \text{ km/s}$ および $\theta = \text{約 } N20^\circ W$ が得られる。ここで得られた C の値は、前述した地盤の P 波速度と実にうまく一致していることがわかる。また、 θ の値は震源の方位角 $N 153.8^\circ E$ から得られる角度 $N28.2^\circ W$ とおおよそ調和しており、本解析法の有効性を示すものである。

5. 波の遅度の計算とその利用法

本章では、まず、2 つの観測点で得られた波形記録 x と y の絶対時刻が既知の同一成分を用いて、相互相関関数を求め、それから波の遅度を求め、さらに波速を計算する手続きについて説明する。なお、本研究では、Spudich ら⁵⁾の手法をそのまま準用しており、Fig. 8 は文献⁵⁾からの再掲であることをことわっておきたい。

Fig. 8 に示すように、2 つの波形の 1 つに cosine 型のテーパーを有する Window を作用させて重みを持たせることにより、2 つの波形を時間軸上で有限個のブロックに分離する。各ブロックごとに作用させる Window の時間帯域は、図に見られるように、ダブらせる。あるブロック i すなわち Window i の作用時間内において、2 つの記録の時間軸を時刻の正と負の両方向にずらすことにより、相互相関関数が最大となるような時間遅れ τ を求める。なお、相互相関関数は次式で求める。

$$R_{xy} = \frac{(x, y)_N}{\sqrt{(x, x)_N (y, y)_N}} \quad (3)$$

$$\text{ただし、} (x, y)_N = \sum_{j=1}^N x_j y_j w_j \quad (4)$$

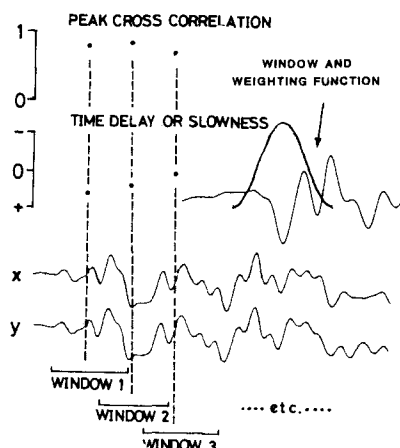


Fig.8 Schematic illustration of moving-window cross-correlation and associated time delay or slowness after Ref.5)

ここに、 w_j は重み関数を示すが、本研究では次式を用いた。⁵⁾

$$w_j = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \cos \frac{2\pi(j-1)}{N} \right\} \quad (5)$$

N は Window i のブロックにおける記録波の離散点の総数である。

($j = 1, \dots, N$)

このようにして求めた τ を2点間の距離で割ることにより、伝播速度の逆数である遅度が得られる。

Fig. 8 のように、Window を、Window 1, Window 2, Window 3, ... と互いに時間軸上で重なるように動かしていき、上記と同様の操作を繰り返し、それぞれの Window の時間帯における相互相関関数の最大値とそのときの時間遅れであるいは遅度を、Fig. 8 のように各 Window の中心線上にプロットする。このようにすれば、非定常な特性を示す相互相関関数と遅度が求まることになる。

次に、求められた相互相関関数と遅度の経時変化を検討することにより、波の伝播速度 C と入射方位角 θ を推定することを試みた。SMART 1 アレーの観測点の任意のペアについて上記の解析を行った結果、一般に、相関性は低いことがわかった。そこで、比較的相関性が高いと考えられる 2 組のデータについて検討することにした。そして、相互相関係数の値が 0.5 以上となる時刻を選び、その時刻に対応する遅度を読みとった。

Fig. 9 は、上段から、観測点 I_6 と I_9 における加速度波形 (UD 成分) から求めた相互相関関数の時間変化、両地点の波形と遅度を示している。ただし、Window 関数は挿入図 (上側から 2 番目) のように設定し、Window の時間幅は 0.5 s としている。図からわかるように、相関性は一般に低いので、相互相関関数の値が 0.5 以上となる時刻に対応する遅度について検討した。例えば、3.25, 4, 8, 7.25 s のとき、遅度は -0.41, -0.41, -0.37, -0.33 s/km となる。この遅度の逆数をとって波の速度を求めると、それぞれ -2.4, -2.4, -2.7, -3 km/s となる。最初の 4 s 間ぐらいにおける遅度の符号は負から正に変化している。これより、観測点 I_6 から I_9 の方向 (N62.9° W) に、2.4 ~ 3 km/s の速度で P 波が伝播したと推定できる。しかし、S 波が伝播したと考えられる時刻から急に相互相関関数の値が小さくなっており、かつ遅度もかなり不規則に変化している。これは、観測点からみて、散乱波が様々な方位から伝播してきたからと考えられる。同様の解析を、観測点 I_6 と I_{12} における上下成分について実施した結果、時刻が 3.5, 3.75, 4.75 s の

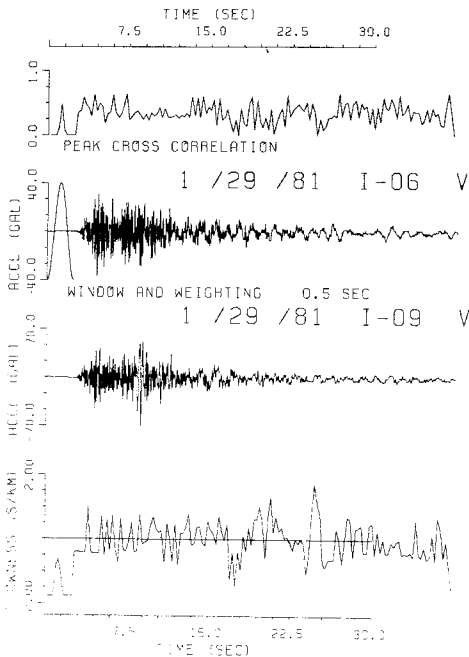


Fig.9 Moving-window cross-correlation and slowness of vertical component accelerograms from sites I_{06} and I_{09}

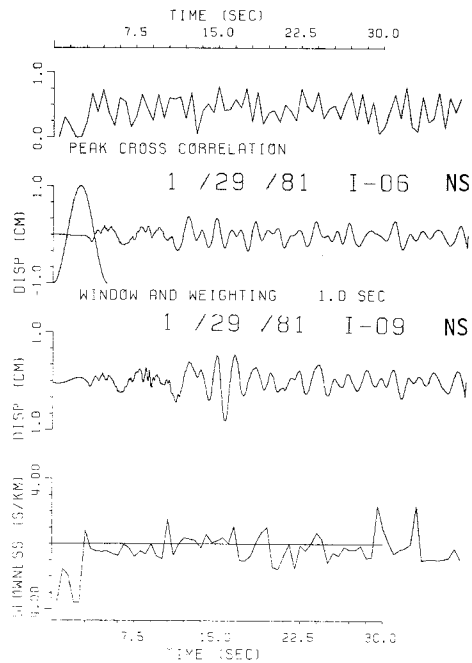


Fig.10 Moving-window cross-correlation and slowness of ground displacements of NS component from sites I_{06} and I_{09}

とき、遅度はそれぞれ 0.35, 0.33, 0.33s/km となった。これより、波の速度は2.9, 3, 3km/s となる。すなわち、観測点 I_6 から I_{12} に向かって、約3km/s でP波が伝播したことが推測できた。この場合、Fig. 9と同じように、その後の時間における2つの記録の伝播波の遅度は乱れていた。そこで、初動部のP波に対し、NSとEWの両成分についても同様の解析を行うと、以下のように、波の伝播速度が求められた。

I_6 から I_9 ; $C = 2.5$ km/s (NS成分), 2.3 km/s (EW成分), 2.6 km/s (V成分)

I_6 から I_{12} ; $C = 3.1$ km/s (NS成分), 3 km/s (EW成分), 3 km/s (V成分)

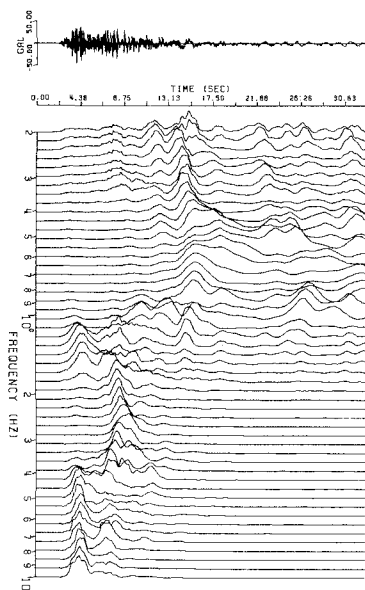
以上の結果をまとめると、 I_6 から I_9 の方向すなわち方位 $N62.9^\circ W$ では、約2.5km/s の、また I_6 から I_{12} の方向すなわち方位 $N15.4^\circ W$ の方向（ほぼ震央と観測点を結ぶ方向に対応する）では、約 3km/s のP波が伝播していたことになる。両者の結果をベクトルの的に合成すると、約 5.1km/s のP波が方位 $N36.4^\circ W$ の方向に伝播したことが推定された。

Fig.10は、Fig. 9と同様にして、 I_6 , I_9 地点における変位波形（NS成分）から求めた結果である。Windowの幅は 1 s としている。加速度波形から得られたFig.9 の結果に比べて、Fig.10のように2点の変位波に注目すると、一般に相関性は高く、これは波形を目視で確認した結果と調和している。Figs. 9と10における波の遅度の挙動が互いに異なっているのは、大きな特徴である。

6. 波の軌跡と波群の分離

一般に、表面波は分散性の現象を呈することが知られている。ここでは、非定常パワースペクトルを用いて、表面波と実体波の識別を実施したり、Rayleigh波の特徴を活かして、波動軌跡 (Orbit) や $R \times V$ (後述) の波形を描き、視覚的に地震波群を確認することを試みた。その際、チェビシェフ型等リップルのBand-pass数値フィルターを適用し、マルチ・フィルターによる解析をした。

1 / 29 / 81 C-00 V

(a) V component at site C_{00}

1 / 29 / 81 O-12 EW

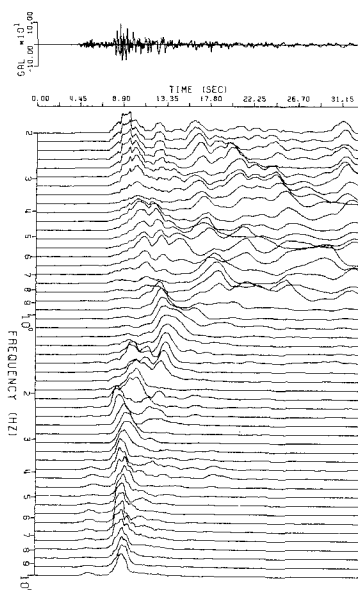
(b) EW component at site O_{12}

Fig.11 Typical examples of evolutionary power spectra with acceleration time history

(1) 非定常パワースペクトル

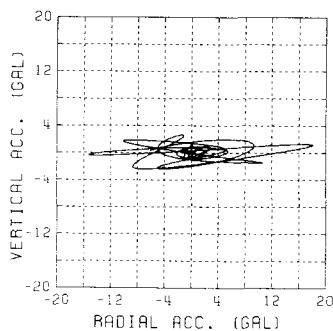
Fig.11(a) は、観測点 C_{00} における上下動成分の加速度波形の非定常パワースペクトルをプロットしたものである。ここでは、強震記録の非定常性を見るために、亀田⁸⁾が提案した evolutionary power spectrum の計算法を用いた。図中、縦軸は注目する波の周波数 (0.2~10Hz) を、横軸はその周波数成分に対応するスペクトルの時間的変化を示す。なお、周波数によらず、スペクトルの最大値は同一にとっている。同図より、約 1 Hz 以下の波動の到着時刻が周期によって規則的に変わっており、明らかに波の伝播速度が周期によって異なる分散性の現象が見られる。この傾向は特に上下動成分に強く現われ、EW 成分の波形にも見られた。1 Hz 以下の周波数帯域における波は主として表面波成分、1 Hz 以上の波は主として実体波成分より成っていると考えられる。群速度が極小となる 0.8Hz 前後の周波数は非定常スペクトルマップの振幅極大となる部分に比較的良好に対応している。このようなスペクトルの変化現象は、表面波特に Rayleigh 波の特性とよく合致する。また、Fig.11(b) は O_{12} 地点の EW 成分に対する非定常パワースペクトルであるが、この場合も分散性が顕著に見られる。

(2) V-R 面内における波の軌跡

一般に、Rayleigh 波は、地動の上下成分 (以下 V 成分と呼ぶ) と波の進行方向成分 (以下 R 成分と呼ぶ) との間で楕円運動をする性質を持っている。そこで、この性質を利用して、V-R 面内における伝播波の時間的変化による軌跡を描くことにより、表面波と実体波を視覚的に識別することを試みた。その際、地動の変位波から R と V の軌跡を描くのではなく、加速度波に含まれる長周期帯の波を抽出して、Orbit 図を描いてみた。このため、Band-pass フィルターを用いるが、いわゆるマルチ・フィルターとして任意の周期帯域の波を取り出し、時間的にもいくつかの区間に波を分けて検討した。

Fig.12 は、 O_{12} 地点における加速度波の V-R 軌跡 (Orbit 図) である。周期帯域は 1~2 s とし、13 s を境に 2 つの時間区間すなわち (1) 1~13 s と (2) 13~33.4 s に区分した。図より、13 s までの記録は実

1 /29 /81 0-12
PERIOD BAND : 1.0 - 2.0 SEC
TIME WINDOW : 1.0 - 13.0 SEC



1 /29 /81 0-12
PERIOD BAND : 1.0 - 2.0 SEC
TIME WINDOW : 13.0 - 33.4 SEC

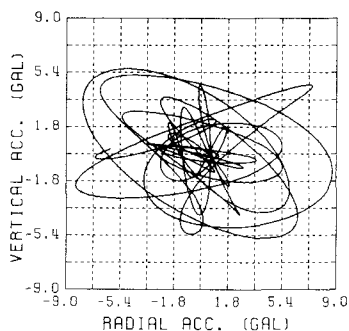


Fig.12 Particle motions at site 0_{12} from band-pass filtered (1-2 sec) accelerograms for two time windows drawn in vertical plane along epicentral direction

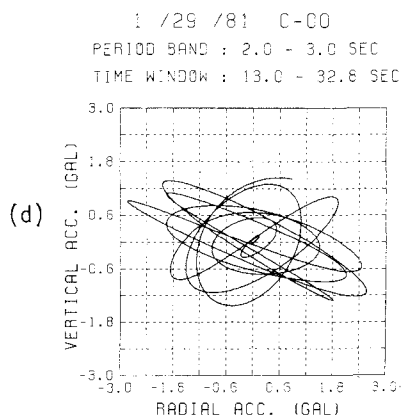
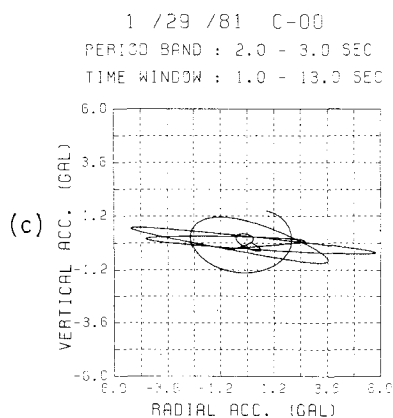
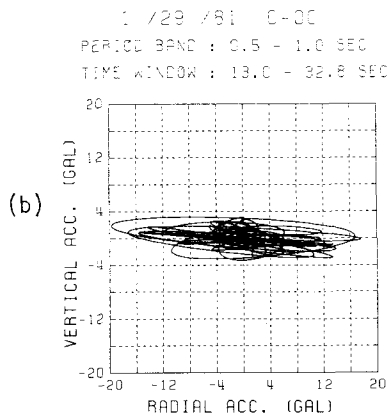
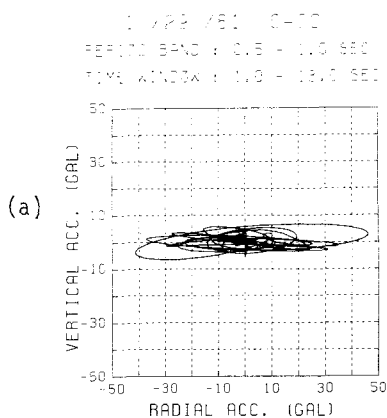


Fig.13 Particle motions at site C_{00} from accelerograms in two period bands and time windows

体波成分が、13 s 以降は表面波成分が主に卓越していることがわかる。これは、13 s までの波動軌跡が水平方向に偏平になっているのに対し、13 s 以後の波が橢円運動を示していることから理解できる。他の周期帯域についても調べたが、橢円運動が特に顕著に見られたのは 1 ~ 2 s の波と 2 ~ 3 s の波であった。この

ような楕円運動はRayleigh波の特徴である。これより、これらの周期帯域の近傍で、群速度が極小となる周期が存在し、エネルギー的にみても表面波が最も卓越したと考えられる。Fig.11(a) の非定常スペクトルより、群速度が極小となる周波数は $0.6 \sim 0.7\text{Hz}$ で、対応する周期は $1.4 \sim 1.7\text{s}$ である。この周期帯は Fig.12 で見られた楕円運動を示す周期とよく一致している。

同様に、Fig.13は、Coo 地点のV-R軌跡図で、周期帯域は $0.5 \sim 1\text{s}$ と $2 \sim 3\text{s}$ とし、13s 前後の時間に波を区分して示した。13s 以前の軌跡は扁平である。13s 以後は $0.5 \sim 1\text{s}$ の周期帯よりも長周期の $2 \sim 3\text{s}$ での楕円運動がきわだっている。波の継続時間によらず、短周期帯域 ($0.5 \sim 1\text{s}$) では実体波成分、長周期帯域 ($2 \sim 3\text{s}$) では表面波成分が主に卓越していることが推察される。

(3) 水平面内におけるOrbit 図

次に、ある観測点におけるNS方向とEW方向の水平面内でのParticle Orbitを描くため、水平2成分の加速度記録を合成した。このように、水平面内における時間の変化による軌跡を描くことにより、地震波の入射方向や地震動の主軸を推察することを試みた。地震動にはあらゆる周期の波が含まれており、一般に、そのParticle Orbitは複雑かつ不規則で、特定の周期成分の動きを識別するのは困難である。しかし、水平2成分の加速度記録から、着目した周期帯の成分以外を除去した記録を合成して得られるParticle Orbitは、比較的単純であり、その周期成分の動きを容易に知ることができる。なお、ある周期成分以外の波を除去するため、前述したようなBand-pass 型の数値フィルターを用いた。

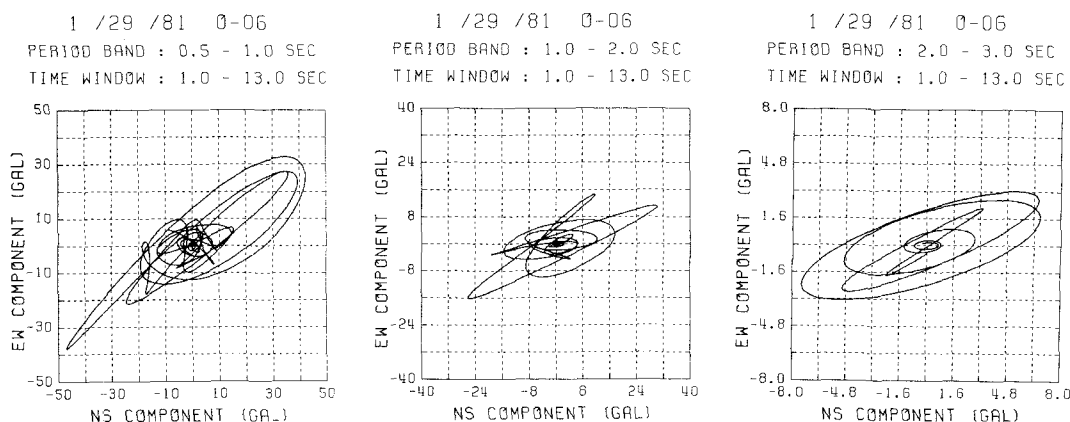


Fig.14 Lissajous figures at site O_{06} from filtered accelerograms for three period ranges drawn in horizontal plane

Fig.14は、 O_6 地点の記録波の最初の12s 間 ($1 \sim 13\text{s}$) における波に注目し、Band-pass フィルターを用いて、3つの周期帯域 ($0.5 \sim 1\text{s}$, $1 \sim 2\text{s}$, $2 \sim 3\text{s}$) における波動軌跡を描いたものである。各Particle Orbitとも、ほぼ北東-南西方向に楕円を描いている。地動の振幅は水平面内のある限られた範囲の方向にのみ増大し、その方向とほぼ直交する方向にはそれほど増大していない。Particle Orbitの包絡線を示す楕円運動が鋭く見られる周期成分には顕著な差が見られず、Fig.14の周期帯および時間区間では振幅が増大する方向はほぼ一方に安定しているが、振幅の増大する度合は方向性に強く左右されている。ただし、ある観測点の地震動であっても周期帯域や地震波の時間区間の相違により、水平面における地動の卓越方向に相違がある場合も見られた。ここでは図示しないが、例えばCoo地点のように、Orbitの卓越する方向と震央方向とがほぼ直交するものと、逆に卓越方向と震央方向とがほぼ一致しているケースもあった。前者の例に見られるような地震波はSH波もしくはLove波、後者の波はSV波あるいはRayleigh波の影響と考えられる。いずれにしても、地震波は南東から北西に伝播していることがわかる。このような特徴は、本研究で実施した各種の解析結果と非常にうまく調和している。

(4) $R \times V$ 曲線に注目した波動の特性

ある観測点の強震記録は、震源と観測点を結ぶ方向（以下 R 方向と呼ぶ）とこれに直角な方向（以下 T 方向と呼ぶ）の水平 2 成分ならびに上下動（以下 V 方向と呼ぶ）に分解する。今、震源から伝播してきた P 波が観測点に入射する場合を考えると、この波は進行方向に振動するから、その R 、 V 成分の符号は同じである。従って、 $R \times V$ の波形を作成すれば、符号は時間の経過によらず常に正となる。しかし、 SV 波が入射する場合、この波は波の進行方向に直角の面内で振動するから、 R 、 V 両成分の符号は常に逆である。従って、 $R \times V$ の波の符号は常に負となる。一方、 SH 波の場合、 T 成分のみで、他の 2 成分がないことはいうまでもない。次に、Rayleigh 波の場合、 R 、 V 両成分の波には 90° の位相差があるから、 $R \times V$ の波は零線のまわりで振動する。

上記の波動特性の概念は Sutton⁹⁾ が提案したアイデアである。これをさらに詳細に説明するならば、以下のようなになる。

Rayleigh 波あるいは SV 波が進む方向の水平成分を R 、上下成分を V とすると、その波が、Rayleigh 波あるいは SV 波の全反射などから生じる擬似 Rayleigh 波であれば、その R 成分と V 成分の積 $R \times V$ の符号は、波のもつ周期の半分の周期で零線のまわりを振動し、その波の成分が一群の実体波であれば、 $R \times V$ の符号は同符号であり続ける性質をもっている。地震波の波長が長い場合には、 P 波においては $R \times V$ が正、 SV 波においては負となる。しかし、波長の短い波の場合には、地質構造の不連続面や地表面によって波の振動方向が傾き、 $R \times V$ の符号が反転する場合もある。また、同じ周波数成分の波であっても、波群の相違の経歴の相違によって、すなわち、伝播途中あるいは地盤内の反射・屈折の経歴の違いによって、その符号が反転する場合もある。

前節までに示したように、地震波の波動軌跡 (Orbit に相当する) において、実体波が鉛直から傾いた角度で入射する場合には、その周波数成分の楕円の形は、主軸の方向が傾くか、あるいは水平であっても長軸/短軸の比が大きくなる。一方、その周波数成分が Rayleigh 波、あるいは途中の伝播経路などで全反射・全屈折を生じた SV 波 (擬似 Rayleigh 波) であるときには、水平変位と上下変位の位相差が 90° となるために、その楕円軌跡の主軸は水平あるいは上下となり、また、長軸/短軸の比も実体波と比べて 1 に近い値となる。このような SV 波は Rayleigh 波のような Orbit を描き、本研究ではこの SV 波を擬似 Rayleigh 波と呼んでいる。

$R \times V$ の符号の変化と波動軌跡は同じ内容のことを視覚的に異なる方法で表現しているにすぎない。しかし、各波群の到着状況を直接的に理解するには波動軌跡が、また、各成分の到着時刻の変化を知るには $R \times V$ による解析が好都合であると考えられる。

以上述べたような波の性質を利用して、加速度波形から $R \times V$ の波形を計算し、波の識別を行った。ここでは、マルチ・フィルターの概念を用いて、 $R \times V$ の波はいくつかの周期帯域ごとに分解している。前述したように、 $R \times V$ 曲線は、 P 波が入射した場合は常に正、 SV 波が入射の場合は常に負、Rayleigh 波の場合は零線のまわりを振動するという性質を持っている。

Fig. 15 は Coo 地点の $R \times V$ 曲線の経時変化を、7 つの周期帯域について示したものである。ただし、 $R \times V$ の最大値で正規化しているので、図中の $R \times V$ は常に 1 が最大となっている。1 ~ 2.5s 以下の周期帯域においては、ほぼ全観測期間にわたって $R \times V$ がまず負となり、次に正となり、さらに負と繰り返し現われている。これは、震源から観測点までの距離が遠く、反射・屈折を繰り返した散乱波が出現し、 P 波、 SV 波が混同して到着したものと考えられる。 $R \times V$ の負の期間ではその波動軌跡も水平方向に扁平となっていた (Fig. 13 参照) ので、これらの成分は SV 波であると考えられる。例えば、2 ~ 2.5s の周期帯域では 18.5 ~ 30s で $R \times V$ が負となり、一群の SV 波の到着を示唆している。2.5 ~ 3s の周期帯域の 15s 以前においては、 $R \times V$ が零線を中心に振動している様子が見られる。一方、Fig. 13 の (c) と (d) の軌跡を見ると、全観測期間において、位相差が 90° であることを意味する円形に近い進行逆方向の回転をしている楕円を描い

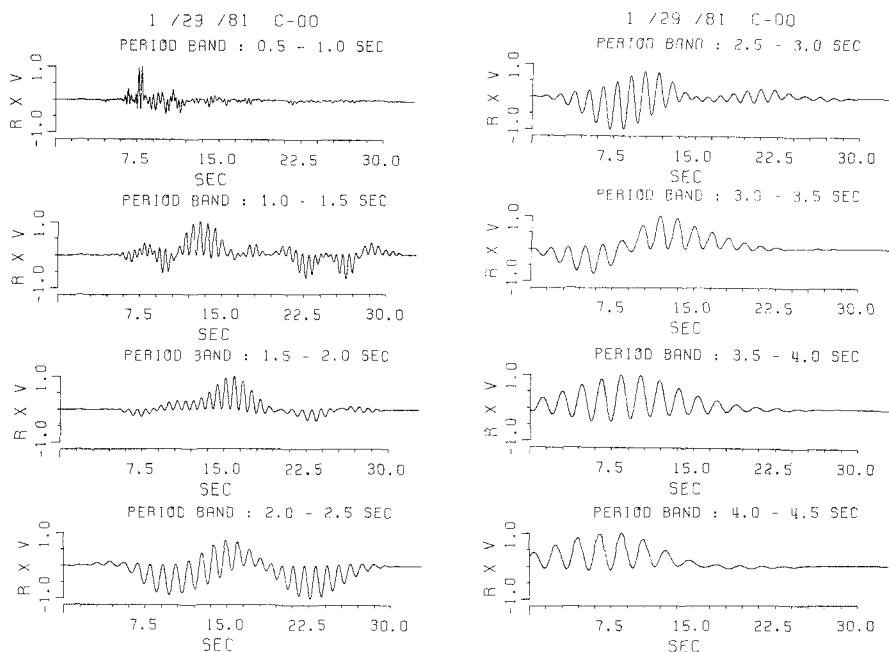


Fig.15 Product of narrow band filtered accelerograms in epicentral and vertical directions at site C₀₀ for eight period domain windows

ている。また、3.5 ～ 4 s の長周期帯域において、R×Vが零線を中心に明らかに振動しており、水平な楕円の軌跡が描かれる。これらは、Rayleigh波あるいは擬似Rayleigh波を意味する波を示しているものと推察される。図中の周期帯域別の対応している波形をよく見ると、長周期成分ほど早く到着しているのが特徴である。

7. 結論

本研究では、「SMART1」のアレー地震観測記録に様々の解析法を適用して、地震波の到来方向や伝播速度などを求めるとともに波群の識別などを行った。また、地震動に関する多次元的検討を定量的に加え、本手法の有効性とその妥当性を明らかにした。その結果、以下のようなことがわかった。

まず、2地点の地震記録の相互相関関数から波の遅度の経時変化を調べる方法を説明し、これより波の到来方向や波速を推定することを試みた。求めた波速は地下構造のP波やS波の速度とよく対応していた。また、走時や2乗波形の解析結果とも調和していた。マルチ・フィルター法により、非定常スペクトル、Orbit図やR×V曲線を描いたところ、表面波や実体波の識別が可能となった。同時に、波の到来方向を検討すると、方位は震央方向とほぼ一致していた。このように、各種の解析結果はほぼ調和しており、波の特性を描出することができた。

なお、本研究で対象とした、SMART1アレー観測体制は世界的にもそれほど類をみないものである。このような地震記録を利用することにより、多次元尺度構成法などを用いて地震動の顔つきを調べたり、パターン認識やフィルター理論による地震波のDeconvolutionなど様々な解析や考察ができると考えられる。「SMART1」記録を用いて地盤ひずみを求めた研究例もあるが、アレーの最適配置、ひずみの算出法などいくつかの問題点を残している。このアレー記録をさらに有効に利用し、ユニークなアイデアのある研究を進める必要がある。

謝辞；「SMART 1」アレー強震記録の使用に当たっては、UCBのBolt教授および宮崎大学工学部の原田隆典助教授に、また、非定常パワースペクトルの計算に当たっては、京都大学工学部の亀田弘行助教授および同・杉戸真太助手にお世話頂いた。ここに記してお礼を申し上げます。

参考文献

- 1) Aki, K. and Richards, P.G. ; Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol. II, Chapt. 11, pp. 559~640, W.H. Freeman and Co., 1980.
- 2) LaCoss, R.T., Kelly, E.J. and Toksoz, M.N. ; Estimation of seismic noise structure using arrays, Geophysics, Vol. 34, No. 1, pp. 21~38, February 1969.
- 3) Capon, J., Greenfield, R.J. and Kolker, R.J. ; Multidimensional maximum-likelihood processing of a large aperture seismic array, Proc. of the IEEE., Vol. 55, No. 2, pp. 192~211, February 1967.
- 4) Capon, J. ; High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. of the IEEE., Vol. 57, No. 8, pp. 1408~1418, August 1969.
- 5) Spudich, P. and Cranswick, E. ; Direct observation of rupture propagation during the 1978 Imperial Valley earthquake using a short baseline accelerometer array, B.S.S.A., Vol. 74, No. 6, pp. 2083~2114, December 1984.
- 6) Bolt, B.A., Loh, C.H., Penzien, J., Tsai, Y.T. and Yeh, Y.T. ; Preliminary report on the SMART 1 strong motion array in Taiwan, Report No. UCB/EERC-82/13, Earthquake Engineering Research Center, University of California at Berkeley, August 1982.
- 7) 斎藤正徳；漸化式ディジタル・フィルターの自動設計（技術報告）、物理探鉱，第31巻，第4号，pp. 112~135, 昭和53年8月。
- 8) 亀田弘行；強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察，土木学会論文報告集，第235号，pp. 55~62, 1975年3月。
- 9) Sutton, G.H. and Pomeroy, P.W. ; Analog analysis of seismograms recorded on magnetic tape, J. Geophys. Res., Vol. 68, No. 9, pp. 2791~2815, May 1963.

(1985年10月18日受付)