

経験的グリーン関数による高周波地震動の予測

須本満由美・入倉孝次郎・岩田 知孝

PREDICTION OF HIGH FREQUENCY GROUND MOTIONS USING EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION

By *Mayumi SUMOTO, Kojiro IRIKURA and Tomotaka IWATA*

Synopsis

The empirical Green's function techniques are examined to synthesize high frequency motions for large earthquakes. The target earthquake is the 1980 Izu-Hanto-Toho-OkI (East off Izu Peninsula) earthquake with M_{JMA} 6.7. The record of M_{JMA} 4.9 foreshock observed at each station is used as the empirical Green's function. First, the mainshock ground motion is synthesized by Irikura's method (1986), in which the summation of small earthquake records is made to match the seismic moment at low frequencies and to obey the ω^{-2} -model at high frequencies. It was already reported that the mainshock and the foreshock have ω^{-2} source spectral structure. The peak accelerations and velocities and the spectral levels of the synthetic ground motions give a good fit to those of the observed ones, although the individual phases do not always correspond to each other. Second, Imagawa and Mikumo's method (1982) is applied, using small earthquake records as the empirical Green's function by convolving a correction function for the differences in the slip velocity function between the mainshock and the small earthquake. The slip velocity is assumed to have time dependence $t^{-1/2}$ with the finite duration (rise time). The resultant synthetic ground motions are overestimated, compared to the observed ones. This is because the slip velocity function assumed here may not be fit and/or the uniform slip velocity over the mainshock fault may be too simplified.

1. は じ め に

大地震時の強震動の予測には、震源の性質および伝播媒質と表層地盤による震動への影響の評価が必要とされる。大地震の震源域またはその近傍に発生する小地震からの震動は大地震の強震動と同様の伝播経路および表層地盤の影響を受けている。従って大地震と小地震の震源特性の違いを評価できるならば小地震記録を用いて大地震地の強震動の予測が可能となる。

このような考えから、小地震の震動を経験的グリーン関数として大地震時の強震動を合成する試みは、Hartzell (1978)¹⁾ による先駆的研究以来多くの研究者により発展させられてきた。Irikura (1983)²⁾ は、地震の相似則を考慮することにより、経験的グリーン関数法の強震動予測への応用の現実的可能性を示した。Imagawa et al. (1984)³⁾ は、経験的グリーン関数による波形合成と解析的方法による結果を比較することにより、経験的グリーン関数法による震源過程の研究への応用を試みている。

これらの研究では大地震の強震動の低周波成分について合成波形と観測波形はよく一致するが、高周波成分について必ずしも成功的とは云えない。最近 Irikura (1986)⁴⁾ は強震動の加速度波形の合成に有効な経験

的グリーン関数法を提案している。この方法は、M7クラスまでの地震の震源スペクトルは ω^{-2} model に従っているとして、 ω^{-2} のスケールリングを満足するように小地震記録を重ね合わせて大地震時の強震動を合成するものである。

本研究では Irikura (1986) の方法の有効性を1980年伊豆半島東方沖地震を例として吟味を行う。それと同時に比較のため今川・三雲 (1982)⁵⁾ の方法による合成を行い、合成方法の物理的意味について検討する。

2. 観測データ

1980年伊豆半島東方沖地震の本震やその前震、余震は震源距離 100 km 以内の近距離において、種々の機関の強震動観測点で記録された。本研究で解析に用いた前震と本震の震央位置および観測点が Fig. 1 に示される。震源に最も近い観測点である KWN (東大地震研の観測点) は震央路離約 10 km で、余震の震源分布より推定される地震断層の長さ約 15 km よりやや近いところにある。本震と前震の震源位置とマグニチュード(井元他, 1981)⁶⁾ が Table 1 に示され、余震分布⁶⁾ から推定した断層モデルが Table 2 に示される。

解析に用いた記録は、OMMでは前震、本震の速度記録 [Muramatu and Irikura (1985)⁷⁾ による]、本震の変位

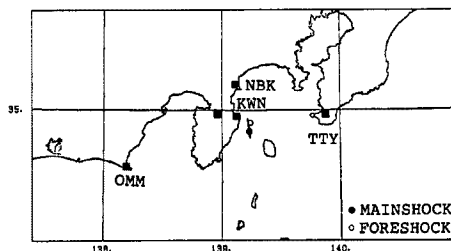


Fig. 1. Location of observation stations and epicenters of the mainshock (closed circle) and the M 4.9 foreshock (open circle) of 1980-Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake.

Table 1. Epicentral coordinates and magnitudes of events used in this study

Origin Time (M D H M)	Lat. (deg.)	Long. (deg.)	Depth (km)	Magnitude (M _{JMA})
6 30 16 20	34.904	139.230	17.9	6.7
6 29 12 05	34.934	139.234	18.9	4.9

(after Imoto)

Table 2. Fault parameters of 1980-Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake

fault size	15×8 km
strike angle	N10°W
dip angle	90°
rise time	1 sec
rupture velocity	3.0 km/s

Table 3. Locations of stations and the instrument at each station

	Lat.(deg.)	Long.(deg.)	△(km)	Seismograph
OMM	34.60	138.21	99.21	V. S. *1, D. S. *2
KWN	34.95	139.13	10.47	SMAC-B
NBK	35.20	139.14	33.85	DSA-1 *
SZJ	34.97	138.97	24.86	F. B. A. *3
TTY	34.95	139.90	61.43	SMAC-M2

*1 Muramatu-type Velocity Strong Motion Seismograph

*2 JMA-type Displacement Strong Motion Seismograph

*3 Force Balance Accelerometer

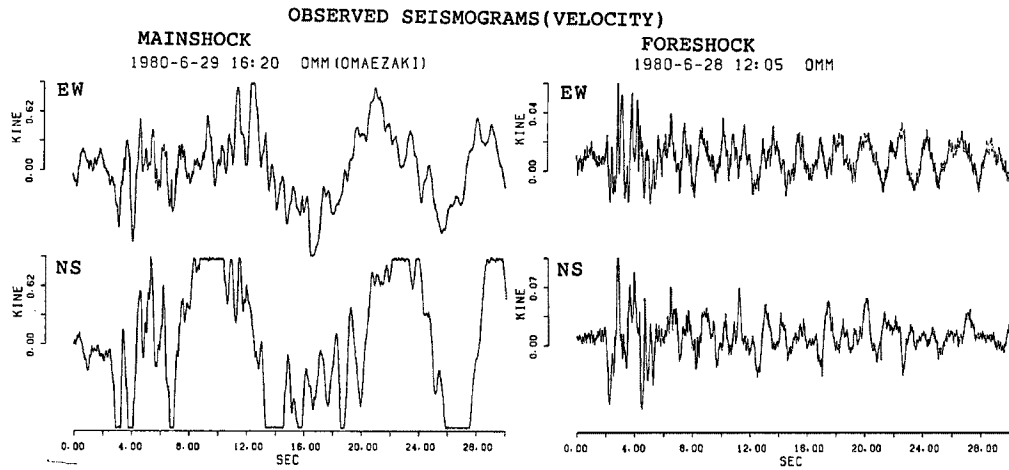
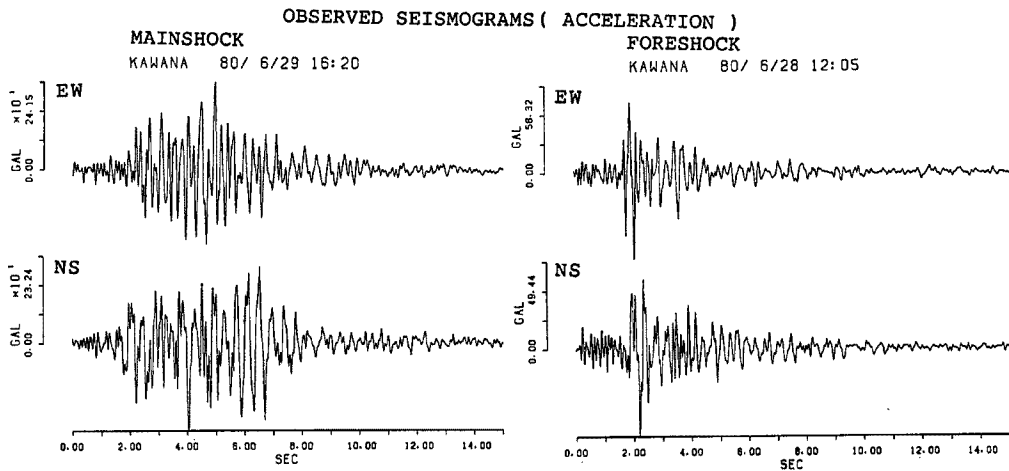
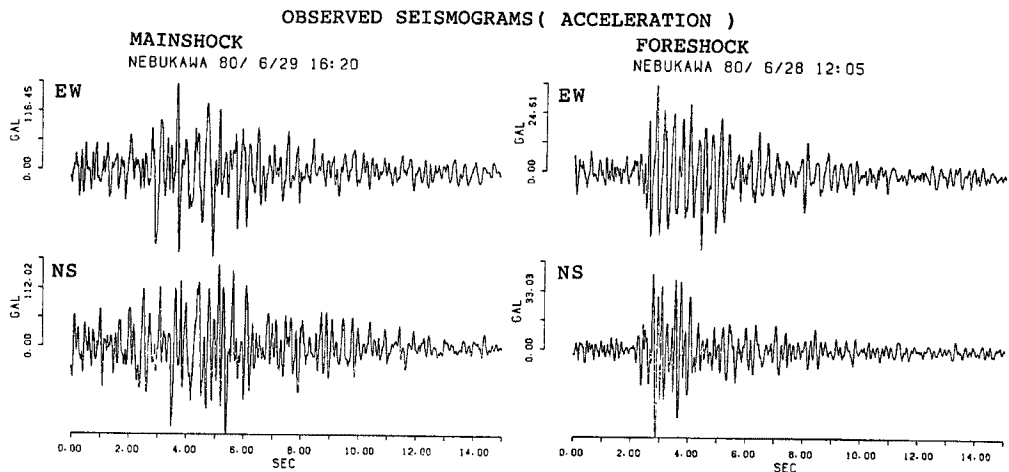


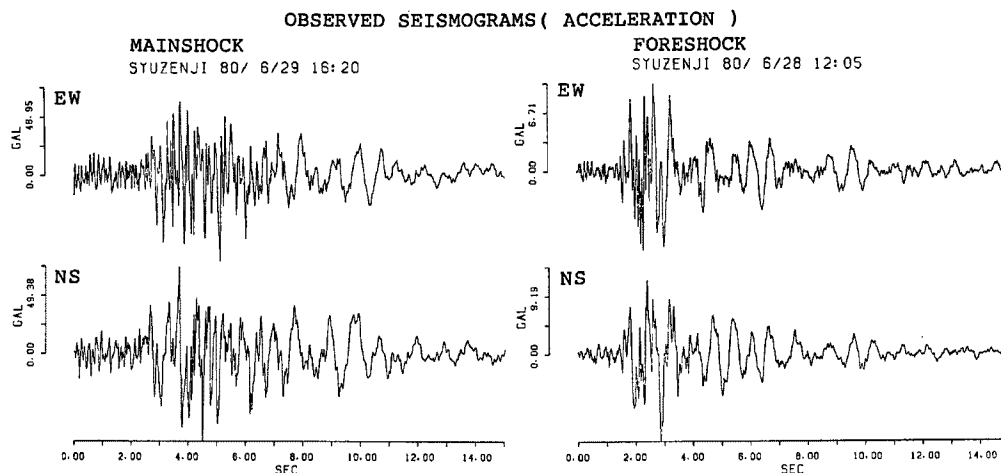
Fig. 2. (a) The observed velocity seismograms of the mainshock and the foreshock at OMM. The upper two traces are EW-component and the lower, NS-component. The left two traces are the mainshock seismograms and the right, the foreshock ones.



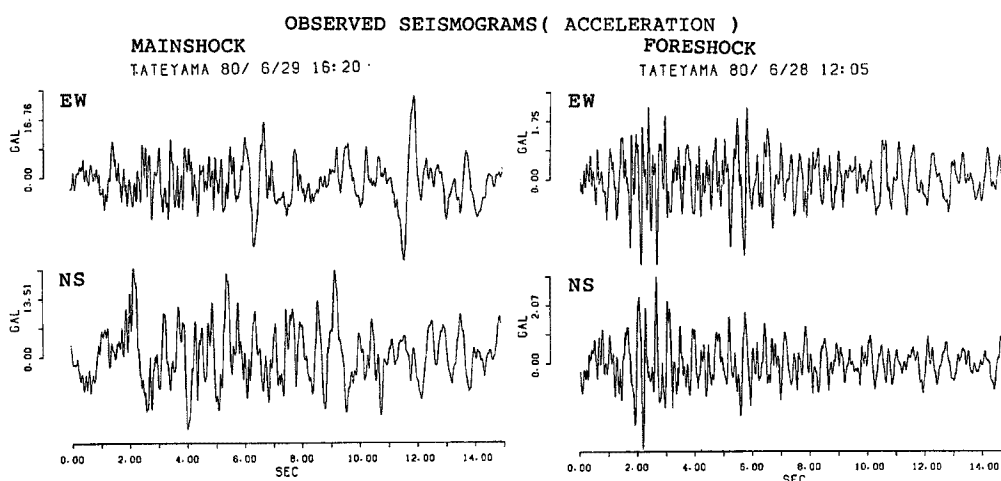
(b) The acceleration seismograms observed at KWN. Displays in figure is the same as (a).



(c) The acceleration seismograms observed at NBK.



(d) The acceleration seismograms observed at SZJ.



(e) The acceleration seismograms observed at TTY.

記録（気象庁1倍強震計）で、他の4観測点、KWN, NBK（田中他, 1980⁹⁾による）、SZJ, TTY（Omote et al 1980⁹⁾による）では前震、本震共加速度記録である。各観測点の位置および計器が **Table 3** に、観測された前震、本震の波形の例が **Fig. 2** に示される。OMM での本震の NS 成分記録は AGC 故障のため 1 cm/sec で飽和している。KWN の記録は 0.5-10 Hz のバンドパスフィルターを通したものである。

3. 本震波形の合成方法

小地震記録を経験的グリーン関数として大地震の震動を合成する方法は Hartzell¹⁾ による 試み以来多くの研究がなされ発展させられてきている。本研究では高周波震動に適用可能で物理的意味もわかり易い入倉の方法⁴⁾ と今川・三雲の方法⁵⁾ を用いて本震波形の合成を行い、その問題点を比較検討する。

はじめに Irikura (1983)²⁾ の方法に従って大地震の震動の合成方法の概略を述べる。大地震と小地震の震源パラメーターに関しては、Kanamori and Anderson (1972)¹⁰⁾ の相似則を基に、

$$\frac{L}{\Delta L} = \frac{W}{\Delta W} = \frac{D}{d} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{\frac{1}{3}} = N \dots \dots \dots (1)$$

の関係が成り立っていると仮定する。ここで $L, \Delta L, W, \Delta W, D, d, M_0, m_0$ はそれぞれ大地震と小地震の断層の長さ、幅、スリップ量、地震モーメントである。Irikura (1983)²⁾ はさらに大地震と小地震のスリッ

ブ速度は一定と仮定，すなわち，大地震と小地震のスリップ速度の時間関数をそれぞれ $\dot{\Delta D}(t)$, $\dot{\Delta d}(t)$ とすると

$$\dot{\Delta D}(t) = \sum_{k=1}^N \dot{\Delta d}\left(t - \frac{\tau}{N}\right) \quad \dots\dots\dots(2)$$

の関係が成り立つと仮定する。ここで τ は大地震のライズタイムである。

大地震の断層面を，(1)に従い，**Fig. 3** に示されるように $N \times N$ の小断層に分割する。その時大地震の地震動 $U(t)$ は小地震の地震動 $u(t)$ を用いて次の式で表わされる。

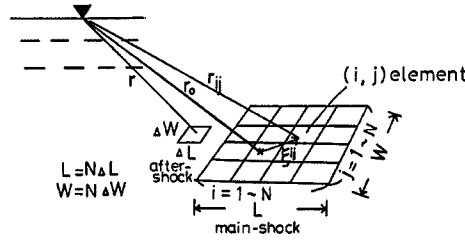


Fig. 3. Relation among the locations of the small earthquake used as Green's function, an arbitrary division of the main shock fault, and the observation point.

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^N \frac{r}{r_{ij}} u\left(t - t_{ij} - (k-1)\frac{\tau}{N}\right) \quad \dots\dots\dots(3)$$

上式で r は小地震の震源距離， r_{ij} は小断層 (i, j) と観測点の距離，そして t_{ij} は

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0)/v_s + \xi_{ij}/v_r \quad \dots\dots\dots(4)$$

で表わされる。 r_0 は大地震の発震点から観測点への距離， ξ_{ij} は発震点から小断層 (i, j) への距離， v_s と v_r はそれぞれ S 波速度と破壊伝播速度である。

(3)式による大地震の波形合成は $1/\tau$ (τ はライズタイム) より低周波数の地震動で観測とよく一致することが1980年伊豆半島東方沖地震を例として報告されている²⁾。しかしながら，(3)式による合成は τ/N の人工的周期性を生じてしまう欠点をもっている。そこでは Irikura (1983)²⁾ は(3)式を変形して，

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^{N \times N'} \frac{r}{r_{ij}} \frac{1}{N'} u\left(t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{N \cdot N'}\right) \quad \dots\dots\dots(4)$$

を導入した。ここで N' は適当な正の整数である。(4)式では人工的周期性は $\tau/(N \cdot N')$ となり， N' に適当な値を与えることにより人工的周期性を興味ある周波数帯域より高周波数にすることができて，広い周波数域で有効な波形合成が可能となる。

(4)式により合成された地震動のスペクトルは高周波数域で ω^{-3} になる。Hanks (1979)¹¹⁾ や Boore (1983)¹²⁾ などの研究で，震源スペクトルは多くの場合 ω^{-2} となることが知られている。Irikura (1983)²⁾ も1980伊豆半島東方沖地震についてその震源スペクトルはほぼ ω^{-2} となることを指摘している。従って(4)による合成は一般に高周波数で過小評価となる。

Irikura (1986)⁴⁾ は高周波数に有効な合成式として

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} u(t - t_{ij}) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^{(N-1)N'} \frac{r}{r_{ij}} \cdot \frac{1}{N'} u\left(t - t_{ij} - k \frac{\tau}{(N-1)N'}\right) \quad \dots\dots\dots(5)$$

を提案している。上式による合成をここでは METHOD-1 とする。(5)式は次のように簡単化して示すことができる。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(t) * u(t) \quad \dots\dots\dots(6)$$

ここでは convolution を示し， $F(t)$ は

$$F(t) = \delta(t - t_j) + \frac{1}{N'} \sum_{k=1}^{(N-1)N'} \delta\left(t - t_{ij} - k - 1\right) \frac{\tau}{(N-1)N'} \dots\dots\dots(7)$$

で表される。 $F(t)$ の形は **Fig. 4** に示される。

今川・三雲(1982)は大地震と小地震のすべり速度を先験的に仮定し、それらの違いを一種の伝達関数として補正する波形合成を試みている。この方法をここでは **METHOD-2** とする。合成式は次式で与えられる。

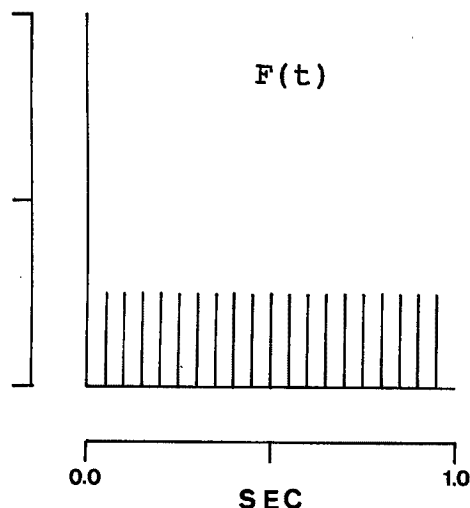


Fig. 4. An operation function for correcting the difference in slip velocity between the large event and the small event based on ω^{-2} model. This function can be used to to synthesize the mainshock seismograms in **METHOD-1**.

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N F(t) * u(t) \dots\dots\dots(8)$$

$$F(t) = \mathcal{F}^{-1} \left(\frac{\mathcal{F}[D(t)]}{\mathcal{F}[d(t)]} \right) \dots\dots\dots(9)$$

ここで $\mathcal{F}$, $\mathcal{F}^{-1}$ はそれぞれフーリエ変換および逆変換を意味する。

(8)式は先に述べた入倉の方法(6)式に同じである。違いは今川・三雲の方法では前以て大地震と小地震のすべり速度関数を与えるが、入倉の方法では伝達関数の方を与えていることになる。

合成波形の計算に際して、今川・三雲はすべり速度関数として **Fig. 2** の左図に示されるような box-car を仮定した。本研究ではすべり速度関数として2つの case を考える。case 1 は今川・三雲と同様に box-car を仮定する。この場合、伝達関数 $F(t)$ の integrand の分母 $[d(t)]$ が $1/n\tau$, $n=1, 2, 3, \dots$ の周波数で零点を持つので、 $1/\tau$ より高周波数の地震動の合成には不適當である。そこで case 2 としてすべり速度関数を **Fig. 5** の下図に示されるような $t^{-1/2}$ の形の関数を仮定した。これは dynamic crack model を仮定して数値計算により得られたすべり速度関数の形に基づいている [Madariaga (1976)¹³], Archuleta

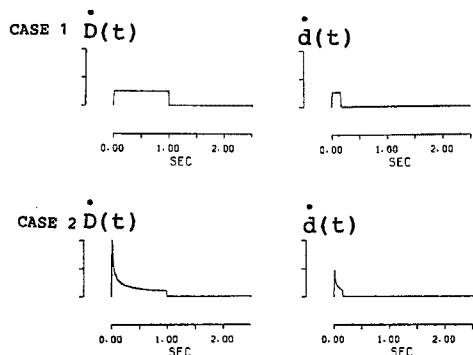


Fig. 5. Slip velocity functions of large and small events used in **METHOD-2**. We use 'box-car' function in **CASE 1** and $t^{-1/2}$ function estimated from the dynamic crack model in **CASE 2**. $\dot{D}(t)$ shows the slip velocity function of the large event and $\dot{d}(t)$ shows that of the small event.

and Hartzell (1985)¹⁴⁾]. この場合 $F[d(t)]$ は零点を持たないので先に述べたような周波数帯域の制限はない。

4. 本震波形の合成結果と考察

小地震記録より本震波形を合成するにはモーメント比の推定が必要である。モーメントーマグニチュードの経験式はばらつきが大きく精度があまり良くないので、ここでは観測データより直接求めることにする。モーメントを推定するには出来る限り低周波数でのスペクトルが精度よく得られている必要がある。OMM点では本震が変位型強震計で得られ、マグニチュード4.9の前震が速度型強震計で得られた。二つのタイプの強震計の特性の違いは本震のEW成分が両方の強震計で saturate することなく得られているため精度よく吟味できている。最終的に得られた本震と前震のスペクトル比が Fig. 6 に示される。スペクトル振幅比は各地震のスペクトルのベクトル和の比として求められ、2つの地震のモーメント比（スペクトル振幅比の低周波数レベル）は約200~6⁸と推定される。

震源パラメーターの相似関係式(1)に従い、本震断層面を Fig. 7 に示されるように6×6個の小断層に分割する。破壊は図に示される位置より放射状に伝播するものとする。

はじめに Irikura (1983)²⁾ による initial method, (3), を用いて計算された本震の変位波形の合成結果を Fig. 8 に示す。観測点は OMMで、経験的グリーン関数は前震 (M=4.9) の速度記録を時間領域で一回積分したものを用いた。合成された変位記録と観測記録には 0.02-10 Hz のバンドパスフィルターを通したものが示されている。Fig. 8 で観測波形と合成波形は 0.2 Hz 以下の低周波数成分に関してよく一致しており、単純に相似則(2)を考慮した合成方法が少くとも低周波数成分では有効であることがわかる。

次に smoothing method, (4), を用いた速度波形の合成結果が Fig. 9 に示される。OMM での EW 成分についての合成波形が Fig. 9 (a), KWN での EW 成分についてのものが Fig. 9 (b) に示されている。合成に先立ってそれぞれの記録の SN 比を考慮して適当なバンドパスフィルターを通した後、グリーン関数として用いている。合成波形は低周波数成分で観測波形に一致しているが、高周波数成分では過小評価となっている。

高周波地震動の合成のために改良された METHOD-1, (5), による合成波形と smoothing method によるものが Fig. 10 観測波形と比較される。Fig. 10 (a)と(b)にそれぞれ OMM の速度記録の EW 成分と NS 成分に関する合成結果が示されている。速度波形に関して最大動付近が極めて低周波数の震動であるた

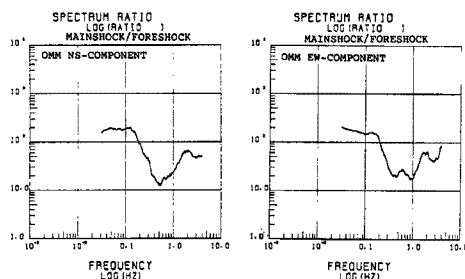


Fig. 6. The spectral ratio of the mainshock record (differentiated displacement) to the foreshock record (velocity) observed at OMM.

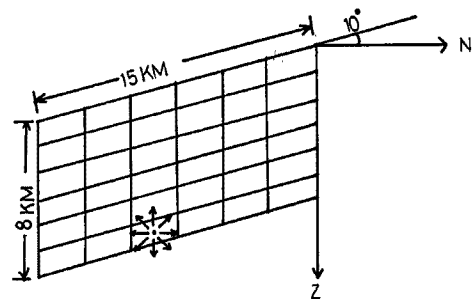


Fig. 7. The mainshock fault plane model used for synthesis. The source model is based on the aftershock distribution by Imoto et al. (1981) and these parameters are shown in Table 2. Rupture extends radially from a point as shown in the figure.

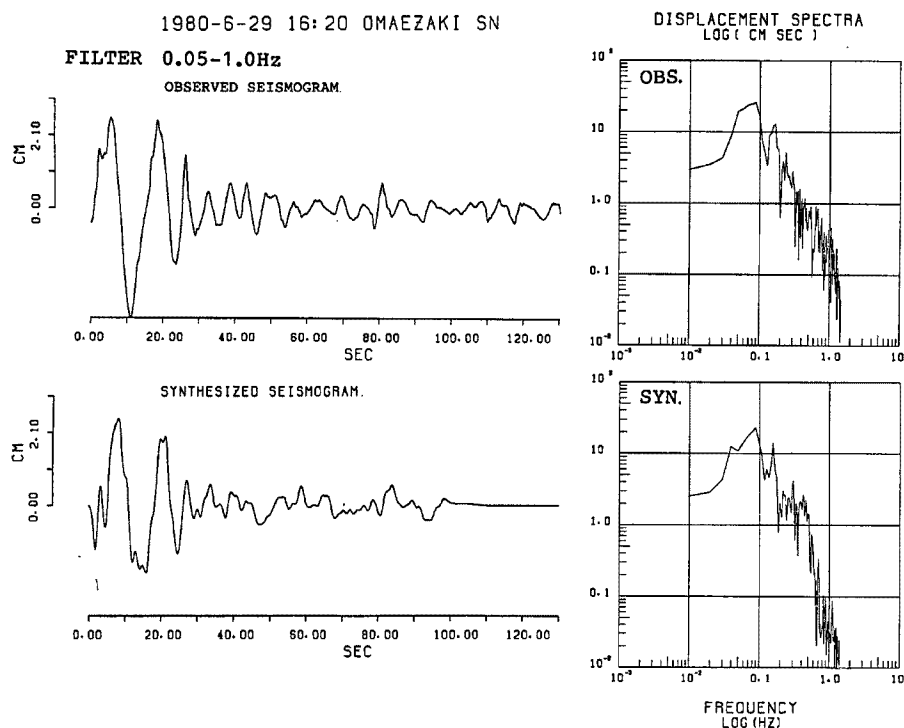


Fig. 8. Comparison of the observed seismogram with the synthesized one at OMM. The upper trace is the observed displacement seismogram of mainshock and the lower trace is the synthesized seismogram using the integrated velocity seismogram of the foreshock. The right figures are their spectra.

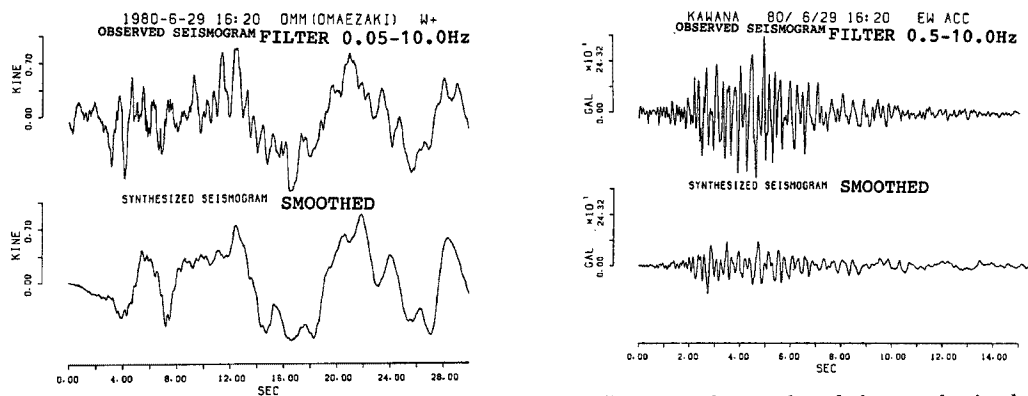


Fig. 9. Comparison of the observed seismogram and the synthesized one using the smoothing method. (a) The observed and the synthesized velocity seismograms at OMM.

(b) The observed and the synthesized acceleration seismograms at KWN.

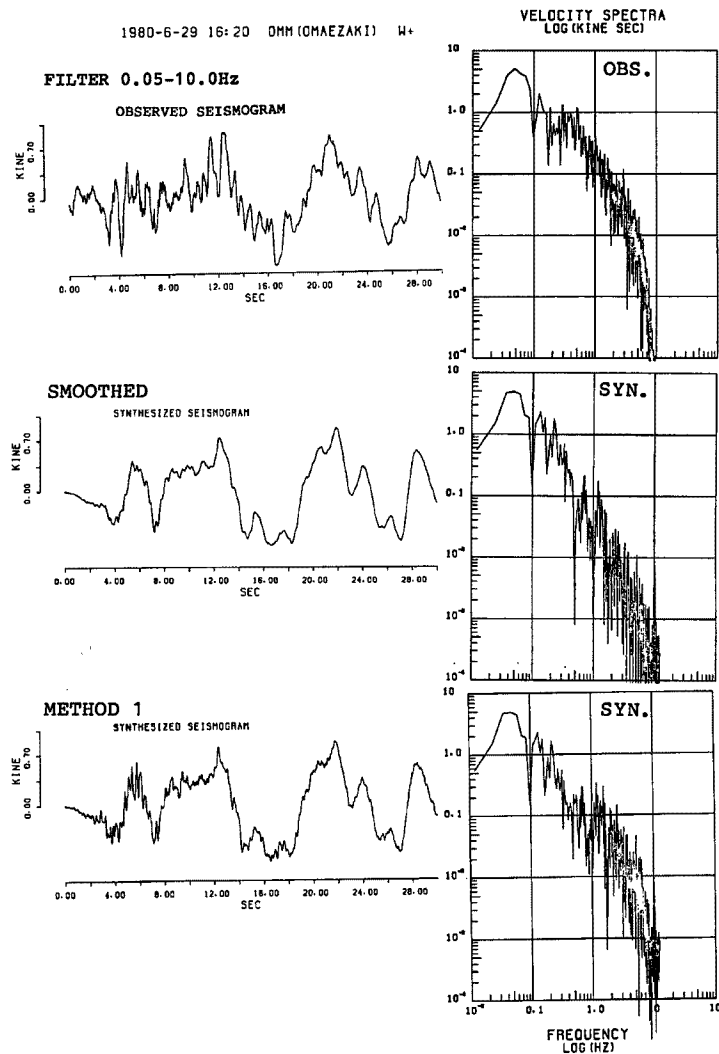


Fig. 10. Comparison of the observed seismogram (velocity) of the mainshock with the synthesized one by the smoothing method and by METHOD 1. The left traces are the observed seismogram, the synthesized ones by smoothing method and by METHOD 1 from the above. The right three figures are their spectra.

(a) EW-component at OMM.

め、2つの方法による違いは顕著には見えないが、高周波数成分を比較してみると違いは明らかである。Fig. 10 (c)と(d)にそれぞれ KWN の加速度記録の EW 成分と NS 成分に関する合成結果が示されている。smoothing method により合成された加速度波形は観測波形に比べて顕著に小さい振巾となっているが、METHOD-1 により合成された加速度波形は最大振巾やスペクトルレベルにおいて観測値にほぼ一致している。

その他の観測点、NBK, SZJ, TTY についてそれぞれ METHOD-1 で合成された加速度波形が Fig. 11, Fig. 12, Fig. 13 で観測記録と比較される。それぞれの Figure で (a) は波形、(b) はスペクトルが比較される。合成波形と観測波形は個々の位相が一致はしていないが、最大振巾およびスペクトルはよく一致し

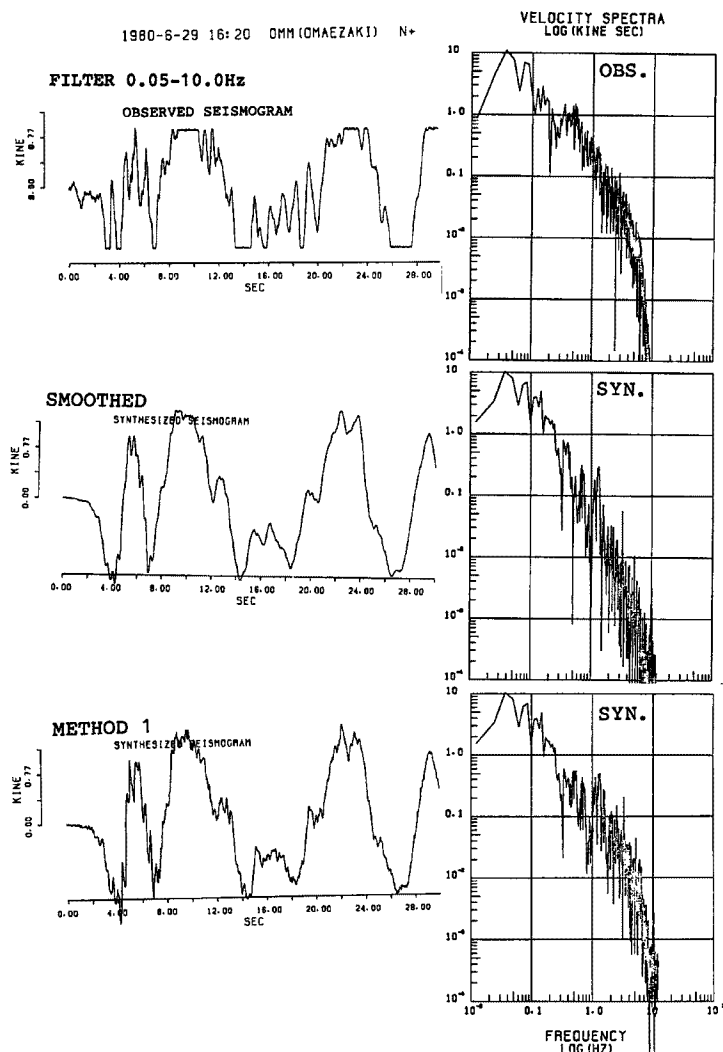


Fig. 10. (b) NS-component at OMM.

ていると云える。加速度記録を1回積分して速度記録としたものが KWN, NBK, SZJ, TTY に対して Fig. 14 に示される。速度波形でも個々の位相の対応はよくない。METHOD-1 ではすべり速度関数は断層面上で全て同じと仮定している。個々の位相まで合わせるにはすべり量やライズタイムが断層面でどう変化するの考慮が必要と思われる〔今川・三雲 (1982)⁵⁾, Fukuyama and Irikura (1986)¹⁵⁾〕。

今川・三雲⁵⁾による METHOD-2 を用いた合成方法と今まで述べてきた方法とを比較検討する。Fig. 15 に今川・三雲に従いすべり速度関数として box-car を仮定し (case 1), METHOD-2, (9), により合成された波形と smoothing method, (4), により合成されたものが Fig. 15 で比較される。用いた記録は OMM の速度記録の EW 成分を 0.02-2.0 Hz のバンドパスフィルターしたものである。この周波数範囲では2つの方法はほぼ等価となることが図より明らかである。

METHOD-2 を用いて高周波震動の合成を行うため, case 2 として Fig. 5 に示されたような有限長の $t^{-\frac{1}{2}}$ の関数をすべり速度と仮定する。Fig. 16 に METHOD-1 による合成波形と METHOD-2 の case 2 による合成波形が観測記録と比較される。用いた記録は KWN の加速記録で, (a) は EW 成分, (b) は

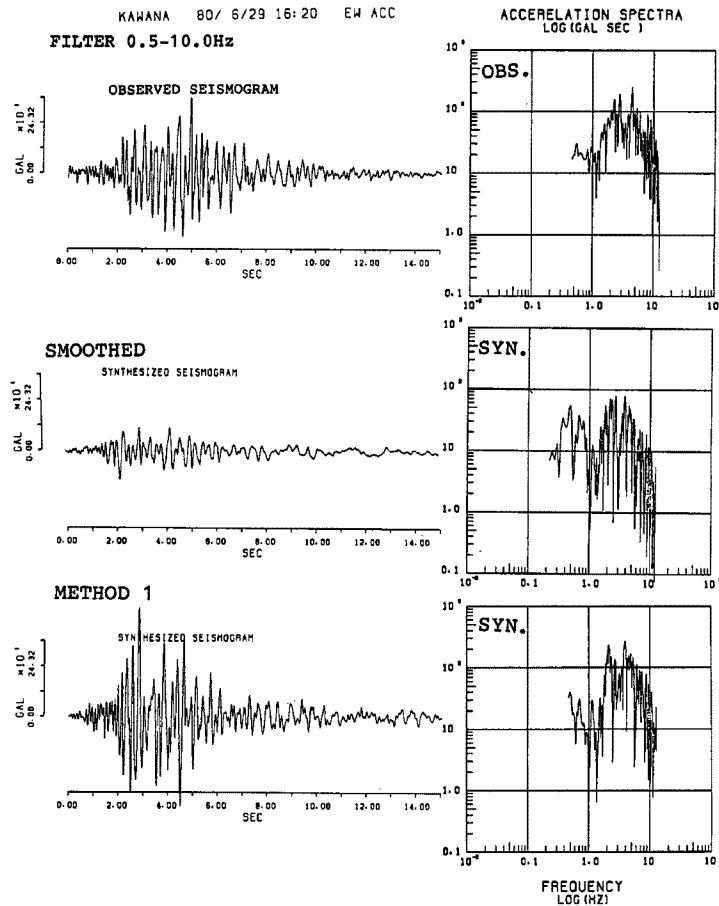
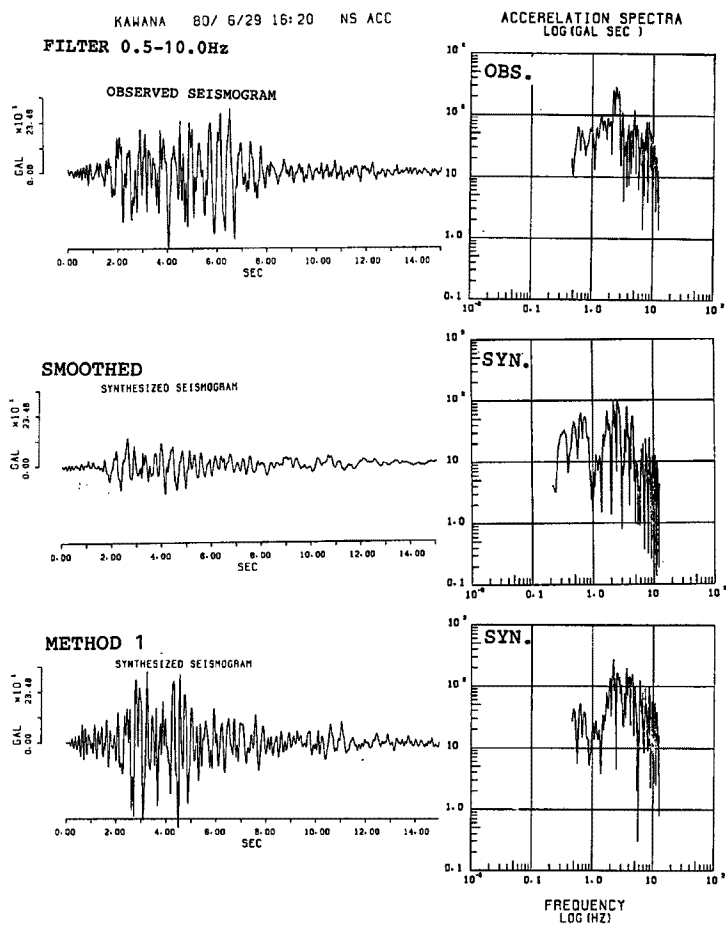


Fig. 10. (c) EW-component at KWN.

NS 成分である。METHOD-2 の case 2 による合成では高周波数成分が過大評価されることがわかる。断層面に対して異なった方向、距離に位置する他の観測点に対しても同様にして合成を試みたものが Fig. 17, 18, 19, 20 に示される。Fig. 17 に示される速度記録を用いた OMM の例では、本震波形は低周波数成分が卓越しているため、合成波形と観測波形は比較的良好に一致して見える。しかしながら、合成波形は明らかに高周波数成分が過大評価となっている。NBK (Fig. 18), SZJ (Fig. 19) および TTY (Fig. 20) は加速度記録を用いた合成例で、高周波数成分は同様に過大評価となる。以上 case 2 の合成は震源方向、距離に依らずいずれの点でも高周波数で過大評価となり、すべり速度関数の仮定に問題があると考えられる。問題の1つは $t^{-1/2}$ の関数が不適当か、あるいは断層面上で同じすべり量およびすべり継続時間（ライズタイム）を与えているためなどが考えられる。破壊開始点近くで継続時間が長く、断層面の端部で短くするなどより物理的考察が必要とされる。



(d) NS-component at KWN.

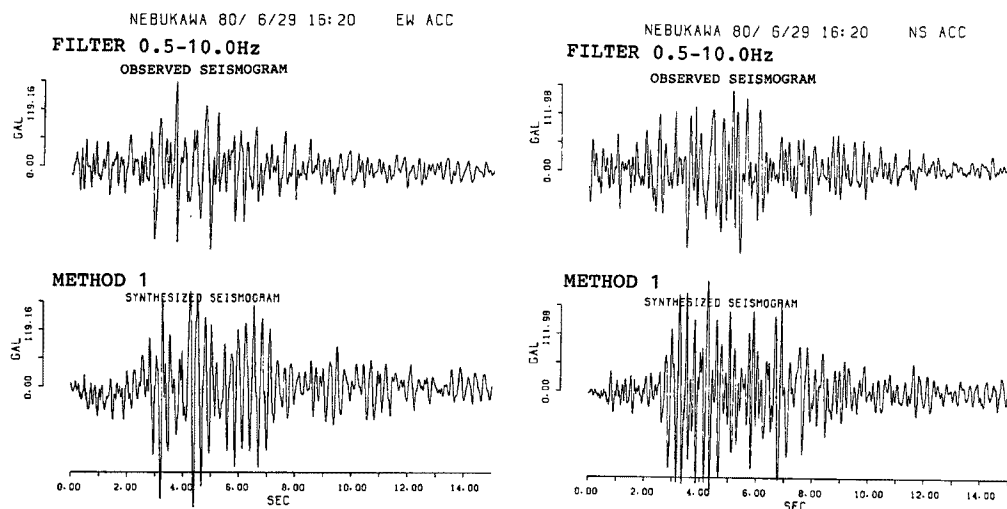


Fig. 11. (a) Comparison of the observed seismogram (acceleration) of the mainshock with the synthesized one by METHOD-1 at NBK. The left and right traces are EW-component and NS-component.

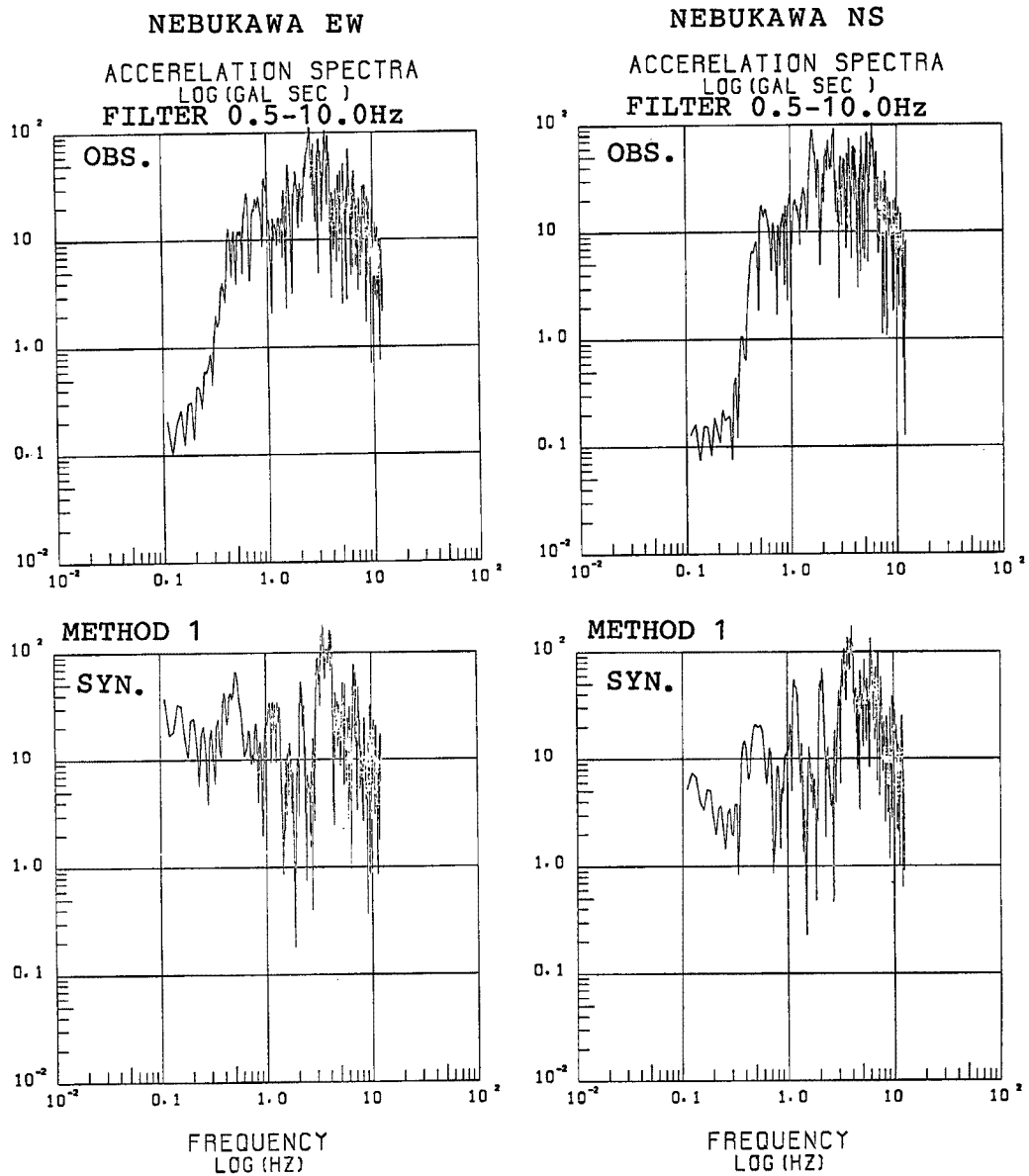


Fig. 11. (b) Comparison of the Fourier acceleration spectra of the observed and the synthesized for the mainshock by METHOD-1. The left and right figures are EW-component and NS-component. 'OBS.' and 'SYN.' in the figures indicate 'observed' and 'synthesized', respectively.

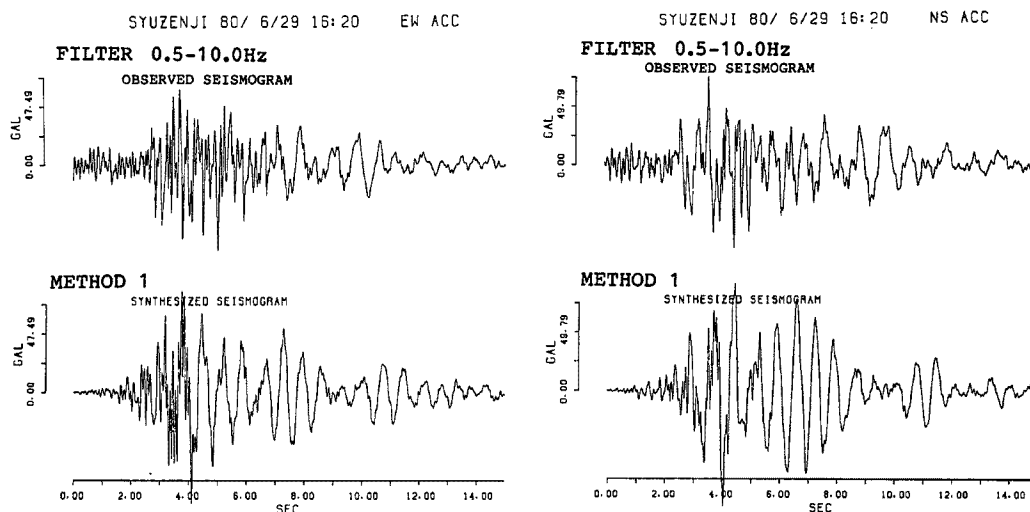
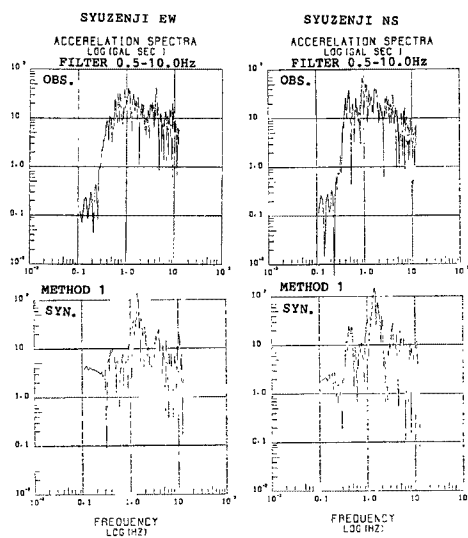


Fig. 12. (a) Comparison of the observed with the synthesized seismograms at SZJ. The arrangement is the same as that of Fig. 11.



(b) Comparison of the observed spectra with the synthesized ones at SZJ.

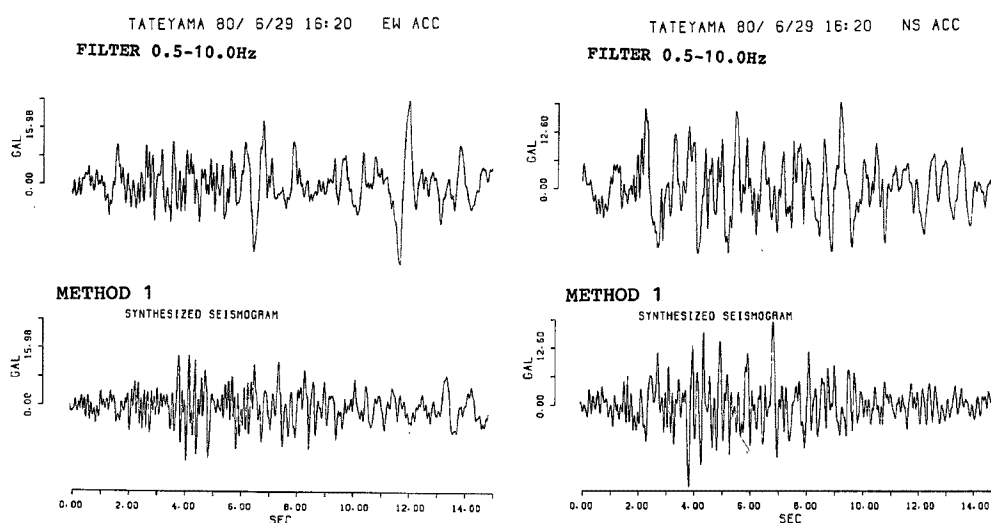
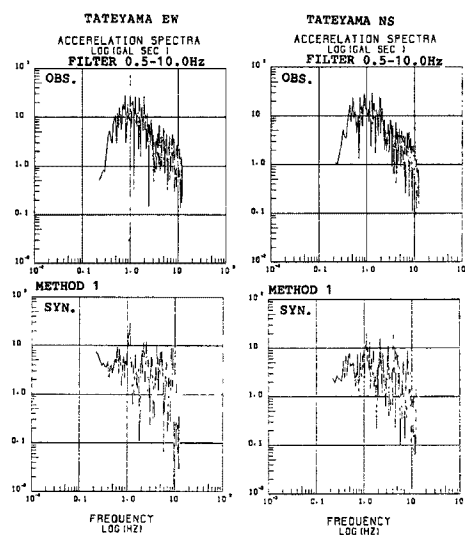


Fig. 13. (a) Comparison of the observed with the synthesized seismograms at TTY. The arrangement is the same as that of Fig. 11.



(b) Comparison of the observed spectra with the synthesized ones at TTY.

VELOCITY(METHOD 1) FILTER 0.5-10.0Hz

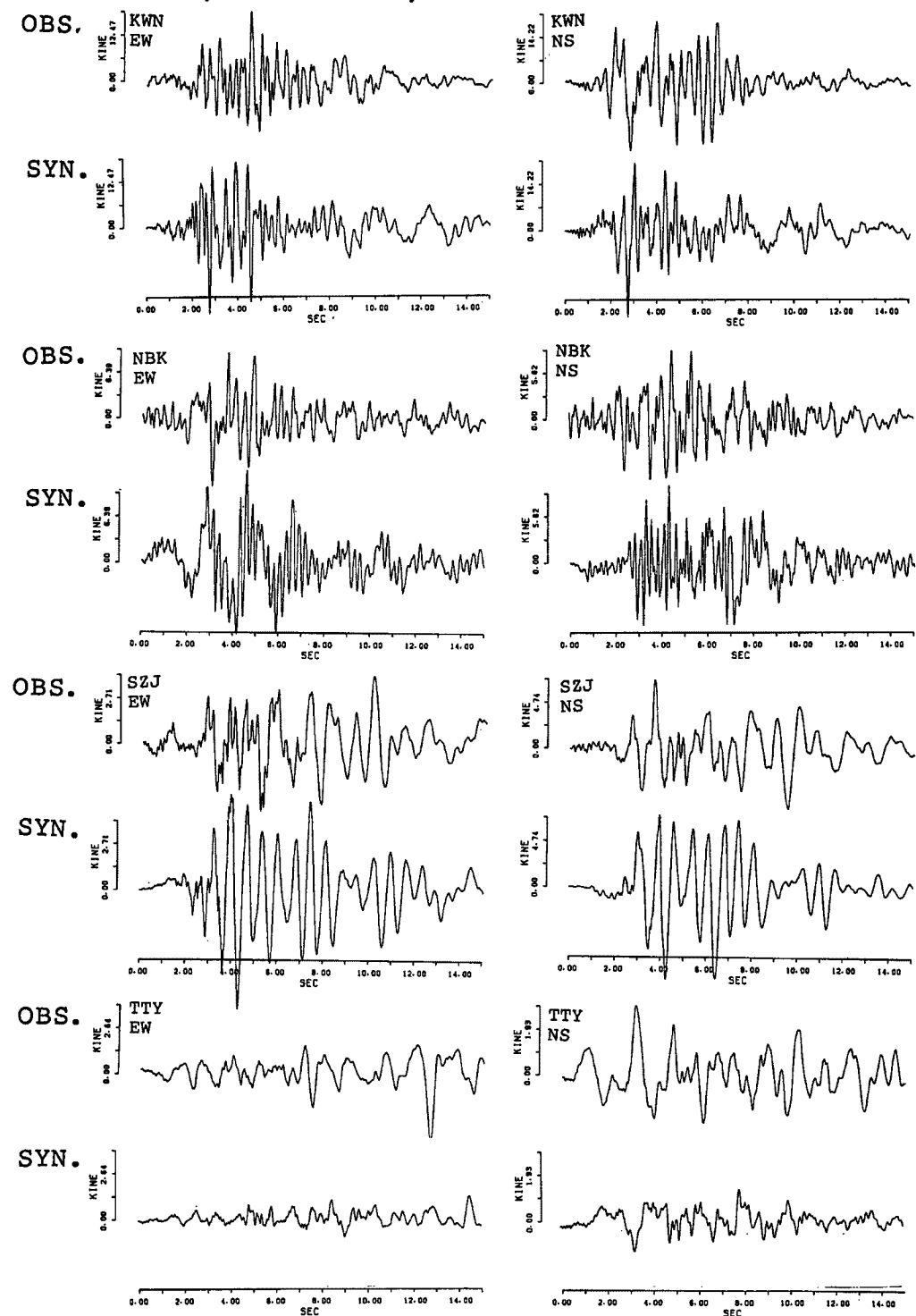


Fig. 14. Comparison of the observed velocity seismogram integrated from the acceleration seismogram (the upper trace) with the synthesized velocity seismogram using integrated acceleration seismogram of foreshock (the lower trace). Each pair of traces from upper indicates at KWN, NBK, SZJ and TTY, respectively.

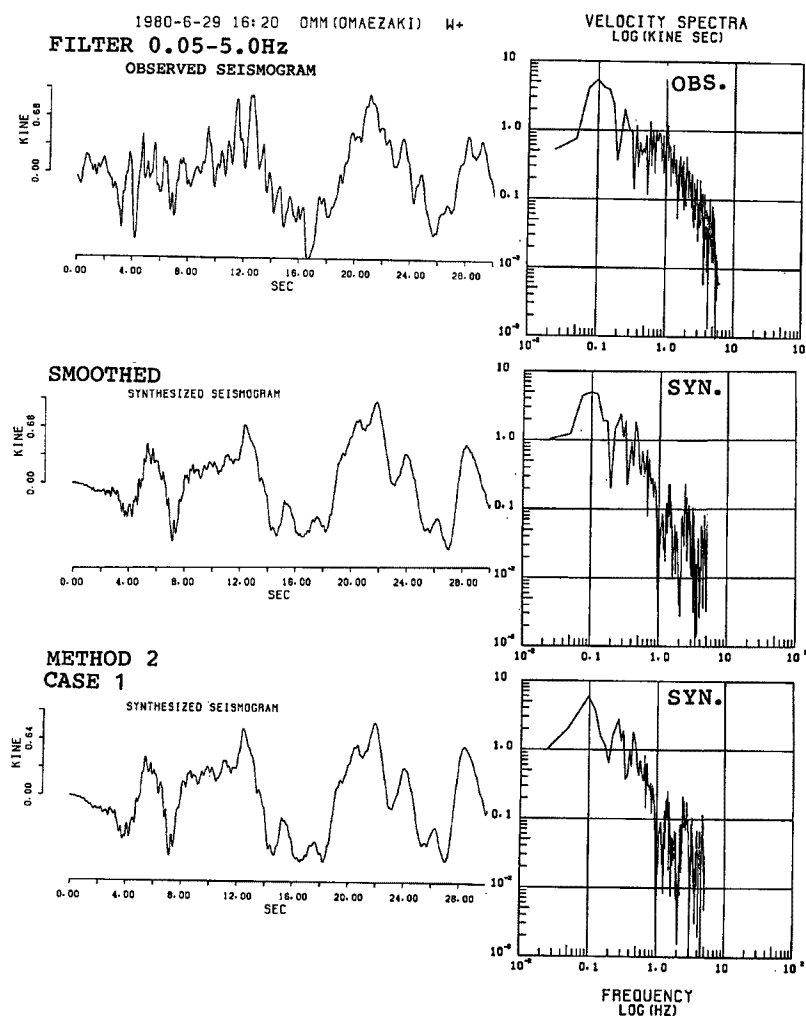


Fig. 15. Comparison of low frequency components of the synthesized seismogram by the smoothing method with those by METHOD-2 (CASE 1) at the OMM station. 'OBS' and 'SYN' in the figures indicate 'observed' and 'synthesized', respectively.

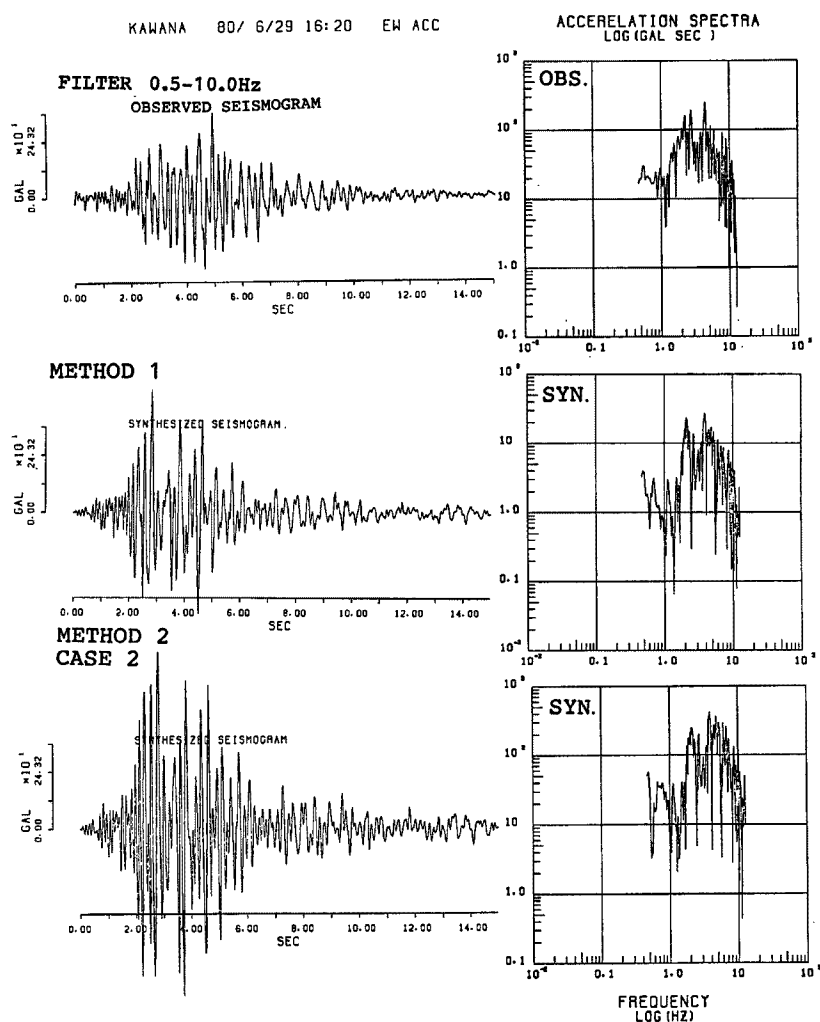


Fig. 16. Comparison of the observed acceleration seismogram with the synthesized ones by METHOD-1 and METHOD-2 (CASE 2) at KWN. The left three traces are the observed seismogram, the synthesized ones by METHOD-1 and by METHOD-2 (CASE 2) from the upper. The right three figures are their spectra. 'OBS' and 'SYN' in the figures indicate 'observed' and 'synthesized', respectively.

(a) EW-component.

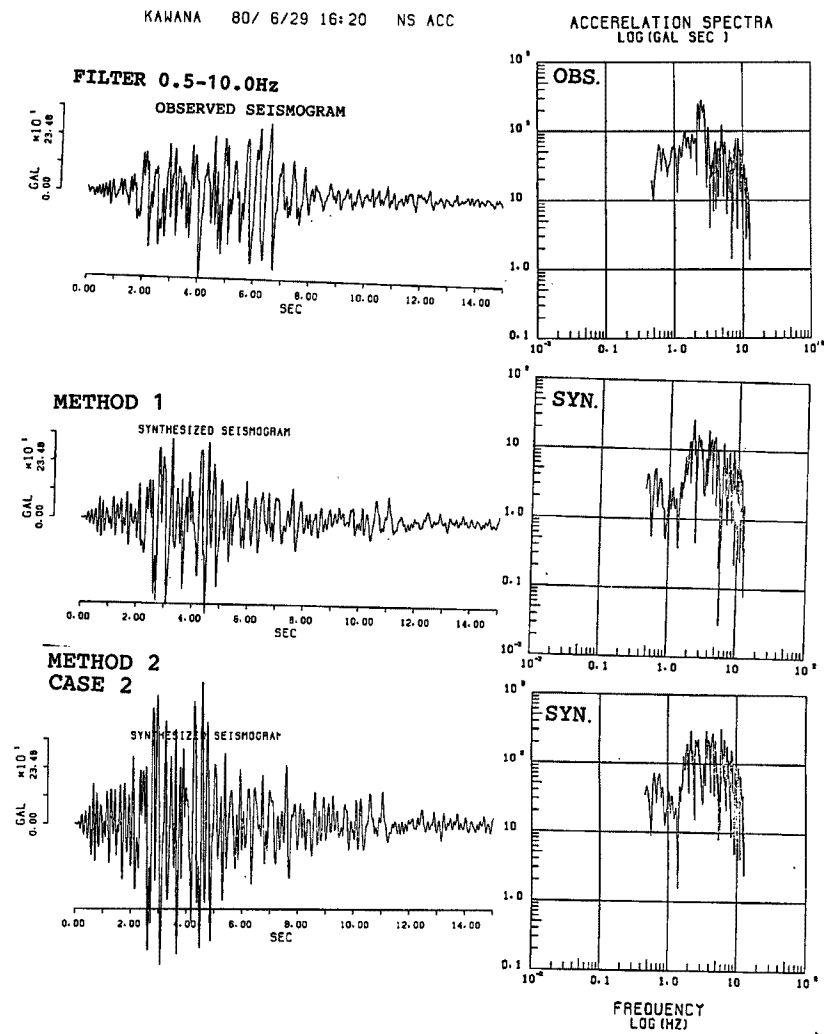


Fig. 16. (b) NS-component.

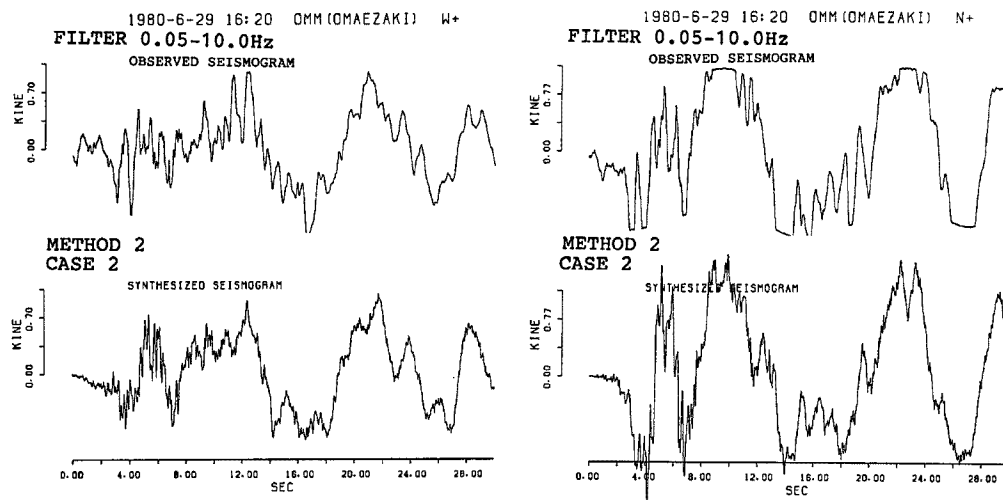
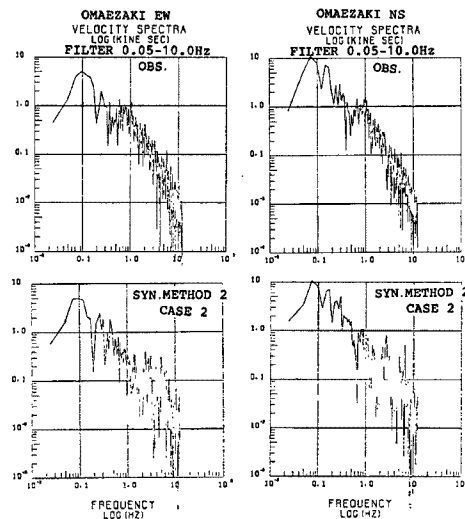


Fig. 17. (a) Comparison of the observed velocity seismogram of mainshock with the synthesized one by METHOD-2 (CASE 2) at OMM. The left two traces are the observed and the synthesized seismograms of EW-component and the right ones are those of NS-component.



(b) Comparison of the Fourier spectra of the observed velocity records of mainshock with that of the synthesized ones by METHOD-2 (CASE 2) at OMM. The left figures are the spectra of EW-component and the right ones are those of NS-component. 'OBS.' and 'SYN.' in figures indicate 'observed' and 'synthesized', respectively.

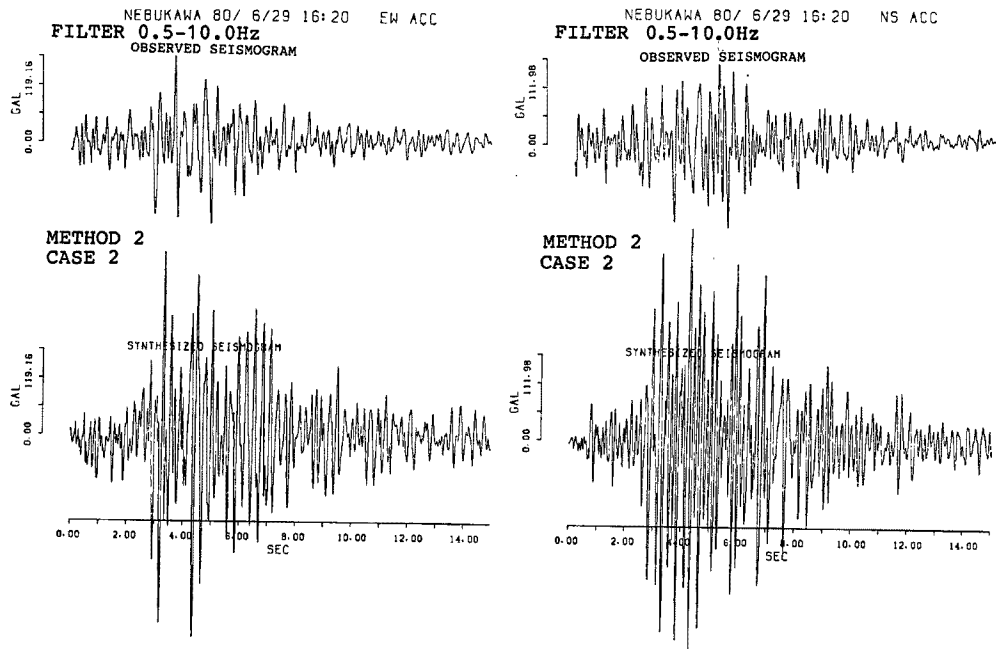
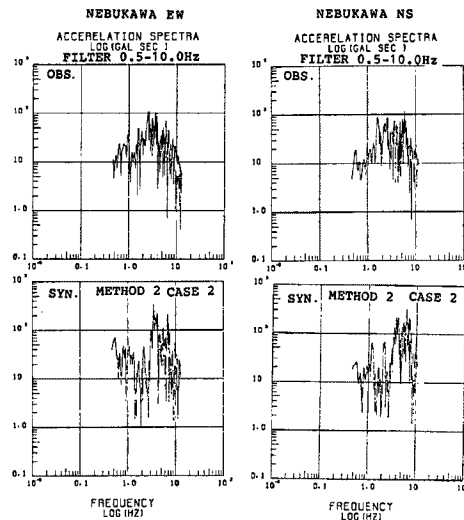


Fig. 18. (a) Comparison of the observed acceleration seismogram of the mainshock with the synthesized one by METHOD-2 (CASE 2). The left two traces are the observed and the synthesized seismograms of the EW-component and the right ones are those of NS-component at NBK.



(b) Comparison of the Fourier spectra of the observed acceleration records for mainshock with those of the synthesized ones by METHOD-2 (CASE 2). The left figures are the spectra of EW-component and the right ones are those of NS-component. 'OBS.' and 'SYN.' in figures indicate 'observed' and 'synthesized', respectively.

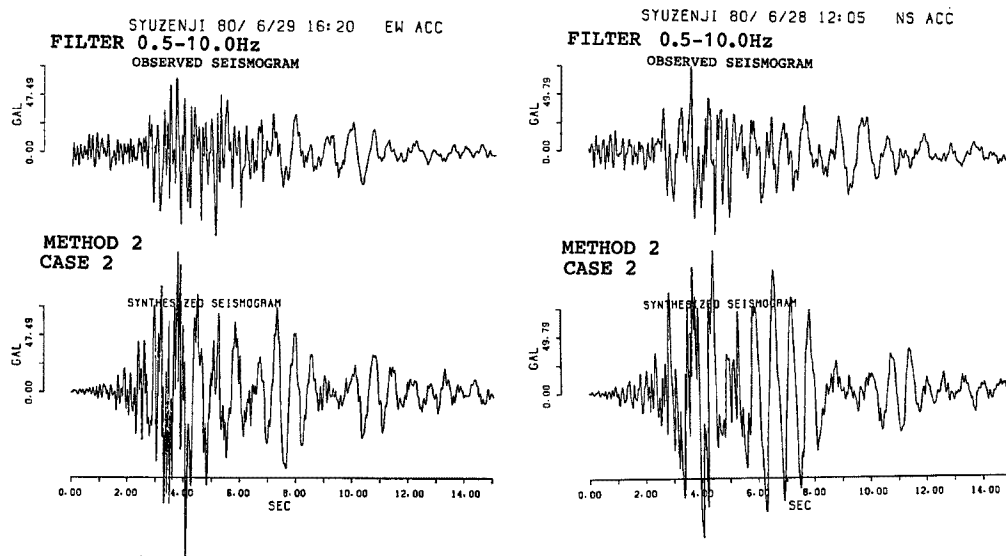
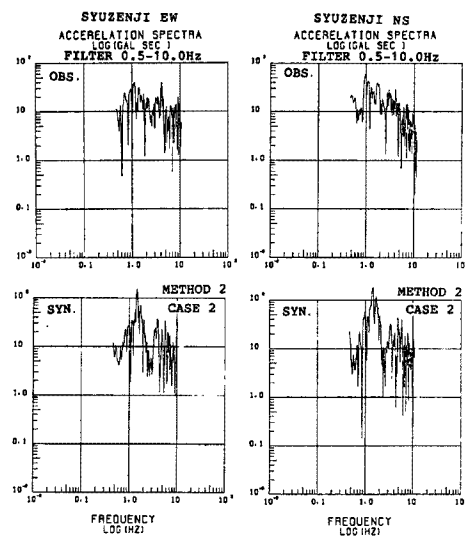


Fig. 19. (a) The observed and the synthesized seismograms at SZJ. The arrangement in this figure is the same as that in Fig. 18.



(b) The observed and the synthesized spectra at SZJ.

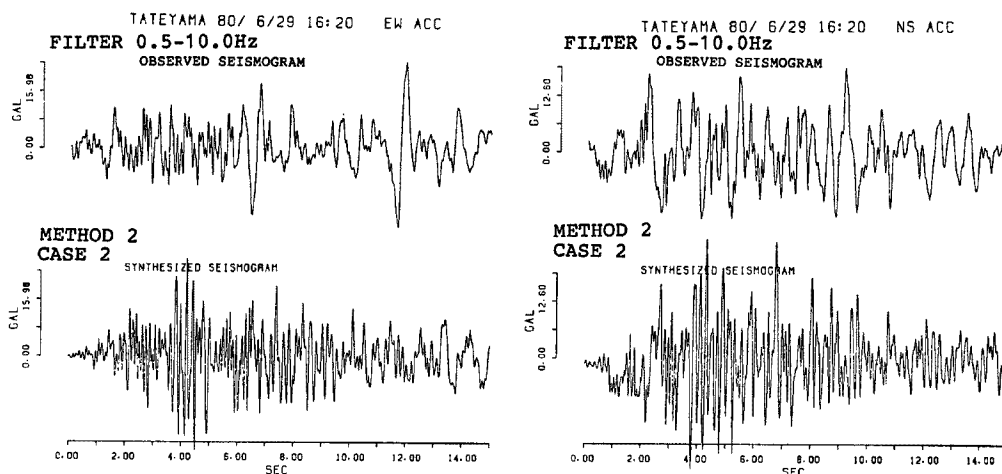
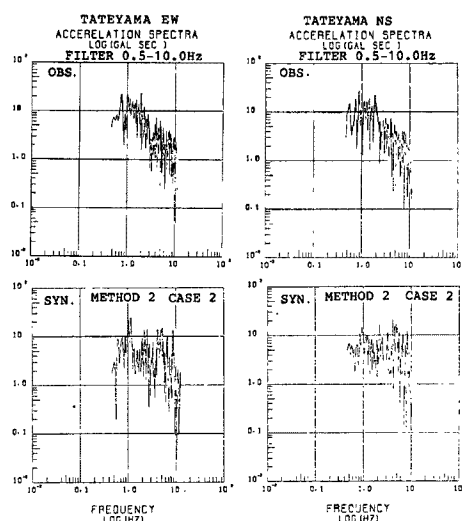


Fig. 20. (a) The observed and the synthesized seismograms at TTY. The arrangement in this figure is the same as that in Fig. 18.



(b) The observed and the synthesized spectra at TTY.

5. ま と め

1980年伊豆半島東方沖地震について、本震の推定された断層域内に生じた前震 ($M=4.9$) の記録を経験的グリーン関数として、本震の震動の合成を行った。1 Hz 以下の低周波成分については既に同様の合成がなされ、合成波形と観測波形がよく一致することが報告されている。ここでは特に高周波震動に注目して次の2通りの方法により強震動の合成を試みた。第一の方法は大地震および小地震が ω^{-2} スケーリング則に従うという条件をみたす合成方法 (Irikura, 1986)⁴⁾ を用いた。第二の方法として大地震と小地震のすべり速度関数の違いを1種の伝達関数として補正する合成方法 (今川・三雲, 1982)⁵⁾ を用いた。

第一の方法では、合成波形の最大振巾やスペクトルレベルは観測波形によく一致する結果を得た。しかしながら個々の phases では合成波形と観測波形は必ずしも対応しなかった。この方法では断層面上どこでも同じ形のすべり速度関数を仮定し、さらに高周波震動は結果的に random summation に対応すると考える。

個々の phases まで一致する合成を行うには、高周波震動の生成する位置を deterministic に推定することが必要であろう(岩田・入倉, 1987)¹⁰⁾。

第二の方法による合成ではすべり速関数として dynamic crack model から推定される $i^{\frac{1}{2}}$ の形の関数を用いたが、合成波形は観測波形に比べて高周波数成分で過大評価された。これは仮定したすべり速度関数が適当でないか、或は断層面上でのすべり量やその継続時間(ライズタイム)を一定としたためと考えられる。

謝 辞

本研究に用いた強震動記録は、KWN と NBK については東京大学地震研究所強震観測センター、SZJ と TTY については電力共通研究「地震動特性に関する研究」の岩盤アレー観測、OMM については、岐阜大学教育学部および気象庁御前崎測候所によって得られたものである。貴重な記録を提供していただき、解析上の種々の便宜を計っていただいた東京大学地震研究所田中貞二氏(現清水建設大崎研究室)、吉沢静代氏、工藤一嘉氏、岩盤アレー観測委員会委員長表俊一郎氏、岐阜大学村松郁栄氏に厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Hartzell, S. H.: Earthquake Aftershocks as Green's Functions, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 5, 1978, pp. 1-4.
- 2) Irikura, K.: Semi-empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, vol. 33, 1983, pp. 63-104.
- 3) Imagawa, K., N. Mikami and T. Mikumo: Analytical and Semi-empirical Synthesis of Near-field Seismic Waveforms for Investigating the Rupture Mechanism of Major Earthquakes, *J. Phys. Earth*, vol. 32, 1984, pp. 317-338.
- 4) Irikura, K.: Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, Tokyo, 1986, pp. 151-156.
- 5) 今川一彦・三雲 健: Near-Field での地震波形と断層の破壊過程の一考察, *地震Ⅱ*, 1985, pp. 272-290.
- 6) 井元政二郎・唐鎌郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦: 1980年伊豆半島東方沖 群発地震活動の発震機構, *地震Ⅱ*, vol. 34, 1981, pp. 481-493.
- 7) Muramatsu, I. and K. Irikura: Synthesis of Strong Earthquake Motions over a Wide Frequency Range, *J. Natural Disas. Sci.*, vol. 4, 1982, pp. 55-78.
- 8) 田中貞二・坂上 実・大沢 胖・吉沢静代: 1980年伊豆半島東方沖地震 および 同群発地震の加速度強震記録と最大加速度データ, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 22, 1980, pp. 1043-1064.
- 9) Omote, S., K. Ohmatsuzawa and T. Ohta: Recently Developed Strong Motion Earthquake Instrument Array in Japan, *Proc. 7th World Conf. Earthq. Eng.*, Istanbul, 1980, pp. 41-48.
- 10) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Am.*, vol. 65, 1975, pp. 1073-1095.
- 11) Hanks, T. C.: b -Values and $\omega^{-\gamma}$ Seismic Source Models: Implications for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-Frequency Strong Ground Motion, *J. Geophys. Res.*, vol. 84, 1979, pp. 2235-2242.
- 12) Boore, D. M.: Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 73, 1983, pp. 1865-1894.

- 13) Madariaga, R.: Dynamic of an Expanding Circular Fault, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 66, 1976, pp. 639-666.
- 14) Archuleta, R. J. and S. H. Hartzell: Effects of Fault Finiteness of Near-Source Ground Motion, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 71, 1981, pp. 939-957.
- 15) Fukuyama, E. and K. Irikura: Rupture Process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) Earthquake Using a Waveform Inversion Method, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 76, 1986, pp. 1623-1640.
- 16) 岩田知孝・入倉孝次郎：バリアーから射出される高周波地震動，昭和62年地震学会春季大会講演予稿集，1987，pp. 252.