

37. 前震・本震・余震系列における地震波の スペクトル解析

1978年伊豆大島近海地震について

地震研究所 辻 浦 賢

(昭和53年7月31日受理)

1. 序 言

一般に大地震に先がけての地震“前震”のスペクトルは、其の後の余震或は定常活動としての地震のスペクトルと異なることが予想される。つまり、前震は大地震が発生するために必要な地殻応力や歪エネルギーが蓄積されている状態で発生し、一方余震は大地震の発生によって地殻応力の開放後に生ずるからである。FEDOTOV *et al.* (1972) はカムチャッカ地域に発生する地震波のスペクトルについて調べ、特に大地震の発生前の地震波スペクトルに高周波成分の減少することを見出し、地震予知のための一手段としている。SUYEHIRO (1968) は松代群発地震前後の地震波スペクトルについて調べ、終末期の地震には高周波成分が極端に少なくなっていることを見出し、このような変化は群発震源域の媒質の変化によるものとして論じ、又渡辺 (1974) は余震系列の中での地震波形に時間的変化のあることを述べ、余震域における破壊強度と地震波形の関係について論じている。一方 CHOUET (1976) は近地地震の高周波 Coda waves の減衰特性に時間的変化のあることを見出し、これらの現象は地殻深部におけるクラックの開閉によるものとして説明し、このことから地殻応力の時間的変化について推論している。

本稿の目的は、前震一本震一余震系列における地震波のスペクトルについて調べ、その時間的変化、或は前震のスペクトルの特徴を見出すことにあり、既に1976年の山梨県東部地震 ($M=5.5$)、及び伊豆河津地震 ($M=5.4$) 他について調べ、主前震のスペクトルは夫々の地域に応じた特徴を持つことを明らかにした (TSUJIURA, 1977)。今回発生した伊豆大島近海地震には多くの前震、余震を伴ない、更にこの地域は定常時においても比較的地震活動の活発な地域でもある。そこでこの様な系列の中で地震波のスペクトルに系統的な違いがあるかどうか、関東地方に展開するテレメーター観測所の資料を用い、地震波のスペクトル解析を行なった。

2. 資 料

堂平観測所においては、1968年以後インク書きによる可視記録と並行して、磁気テープ方式による連続記録も実施している。これらの録音された地震のうち、局地地震について

はマグニチュード4.0以上、遠地地震については5.5以上のものは再録音され保存されている。同観測所には現在、通常の短周期地震計の外、夫々特性の異なる中周期 (MP)、広帯域 (WB)、長周期 (LP) 及び超長周期 (ULP) の各地震計が設置されており、局地微小地震から遠地大地震を対象とする広帯域、高ダイナミックレンジを有する総合観測所として運用されている (TSUJIURA, 1973)。

今回発生した伊豆大島近海地震について

も略完全な状態で記録されている。第1図に堂平観測所 (DDR) 並びにその衛星観測所の配置を示す。堂平以外の観測所においても1977年4月以後磁気テープ記録を実施しており、更に微小地震のスペクトルをみるため、同一特性を持つ3組のアナログ型バンドパスフィルターによる連続記録も実施中である (TSUJIURA, 1966, 1978)。今回の解析に用いた資料は主として堂平の磁気テープ記録及び大山観測所 (OYM) のフィルター記録であって、夫々の本震に対する震源距離は約140 km 及び75 km である。更にスペクトルの時間的変化をみるため、1974年以後今回の余震域並びにその周辺に発生した $M > 4.0$ の地震についても、堂平観測所の磁気テープ記録により、又河津地震 (1976) の余震との比較のため、大山観測所のフィルターリングによる記

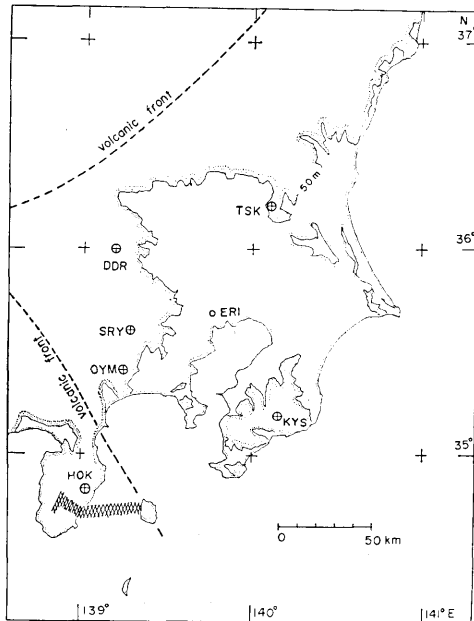


Fig. 1. The seismic telemetering network in the Kanto district. Shaded part shows the area of aftershocks.

録を用い夫々解析を行なった。

3. 結 果

本震発生の約16時間前、1月13日20時38分にマグニチュード (M) 3.7 の前震が発生し、以後14日12時24分の本震発生までに多くの前震が発生した。この間の経過を $M \geq 3.5$ の地震について、堂平で稼働中の4種類の地震計、中周期 (MP)、広帯域 (WB)、長周期 (LP) 及び超長周期 (ULP) の磁気テープからの再生記録によって第2図に示す。用いた地震の震源位置、マグニチュード等の資料は気象庁の速報 (List of Earthquakes) による。同様に本震から余震の経過を第3図に示す。

夫々縦列に示す地震記象は同一倍率によって再生してある。従って地震の大きさの相対的な違いは夫々縦列での記録の比較から知ることができる。図が小さく個々の記録についての微細構造を見る上には不十分であるが、前震から余震活動にいたる全体的な活動状況を把握する上で役立つものと思われる。更に本震の初動は小さく約6秒後に現われる顕著

な phase は注目に値する。この様な記録から、前震群について略同じ M をもつ地震 ($M=3.5-4.1$) を選び、早送りにして (5 mm/sec) 並べたのが第4図である。島崎 and SOMERVILLE (1978) によって求められた本震の発震機構によると DDR は nodal line の近くにある。従ってここでは水平成分の記録を用い、S波について調べた。この様な記録から先ず、前震群の中にも異なったスペクトルを持つ地震が存在していることが解る。例えば10時00分及び10時47分の地震のS波は比較的長周期成分が卓越し、逆に10時03分の地震は短周期地震である。下2つの地震は1974—1977の間で大島近海に発生した地震であるが、今回の地震と比較して特に差異はない。同様に略同じ M を持つ余震群の記録を第5図に示す。1月30日09時00分の長周期地震は顕著である。第4図でも見られたようにS波の波形は深発地震のものに比べ複雑な形をしているが、浅発地震 ($h < 20$ km) としてはシャープな立上りを示す。従ってこのような記録のスペクトル解析から、個々の地震のS波に対するスペクトル構造の違いを見出すことは可能であろう。解析は1976年の河津地震と同様バンドパスフィルター法により主としてS波について行なった。この方法は精度の点でフーリエ解析より劣るが、多量の資料を短期間で処理し得る利点を持つ (TSUJURA, 1978)。第6図にバンドパスフィルターを通した記録例を示す。左端の数字は夫々1/3オクターブのバンド巾を持つフィルターの中心周波数を示す。更にフィルターについての詳しい仕様はTSUJURA (1973) で示されている。第3図の original の記録でも見られた1月30日の長周期地震はより明瞭に識別することができる。この様な記録から、更に低域、高域側のフィルター記録も加え、S波群について周波数別の最大振巾 (f_m) を求め、AKI and CHOUET (1975) の方法

$$f_m = 2F\Delta f$$

によってスペクトル密度を求めた。ここで F はスペクトル密度、 Δf はフィルターの帯域巾である。この様にして求めたスペクトルに、減衰による補正 $\exp(\pi ft/Q_\beta)$ 、及び観測点の地盤特性による補正を加え、震源スペクトルを求めた。1例を第7図に示す。用いた Q_β 及びS波の travel time (t) の値は夫々300 (TSUJURA, 1977) 及び40 secを仮定し、 f は夫々のフィルターの中心周波数を用いた。更に地盤係数による補正は、DDRのCoda wavesの比較観測から求めた値1.2—3.0 ($f=0.5-4.0$ Hz) で夫々の振巾を割ることによって行なった (TSUJURA, 1978)。このようなスペクトルから低周波帯における平坦部 (Ω_0) 及び矢印で示したコーナー周波数 (f_c) を用い Source parameter を決定した。図に見られる様に、地震が大きくなると ($M \geq 5$) 矢印以外に低周波領域でピークが存在する。従って吾々の方法では $M > 5$ の地震に対する決定精度はおちる。然し今回の地震系列において $M \geq 5$ の地震は3個にすぎず、全体としての結果を左右するものではない。以上求めた Ω_0 , f_c から shear-wave velocity (3.5 km/sec), density (2.8 g/cm³) を仮定し、BRUNE (1970) の式を用い、Moment (M_0), Dimension (r), Stress drop ($\Delta\sigma$) を求めた。それらの結果をJMAによる震源資料と共に表1に示す。既に述べたごとく、吾々の方法はバンドパスフィルターの資料から求めたものであり、地震によっては f_c のはっきりしないものもある。*欄でこれらの決定精度をA, B, Cによって分けし、Aは10%以内の精度で決まっているもの、Cは最も悪い場合である。

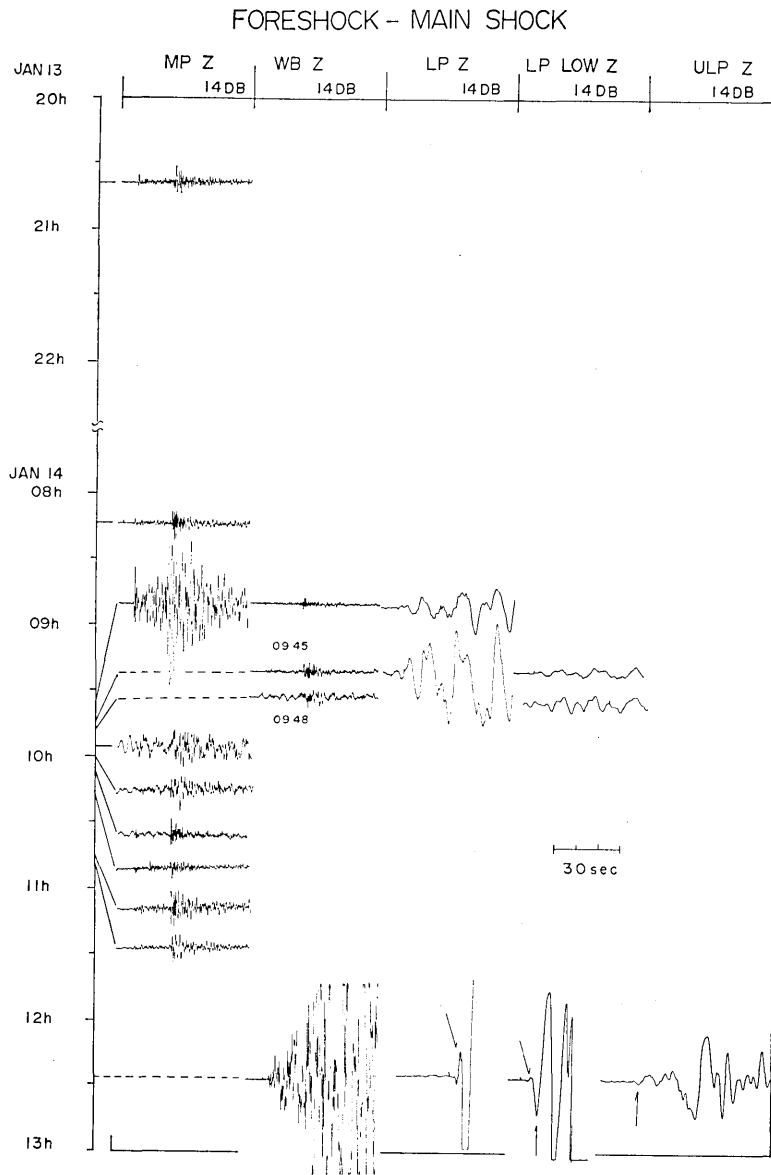


Fig. 2. Seismograms in the foreshock sequence with $M \geq 3.5$ and the main shock recorded on the vertical component (Z) of four kinds of seismograph. MP: medium-period, WB: wide-band, LP: long-period (LP-Low means low magnification LP, by a factor of 1/10 for LP), ULP: ultra long-period, seismograph.

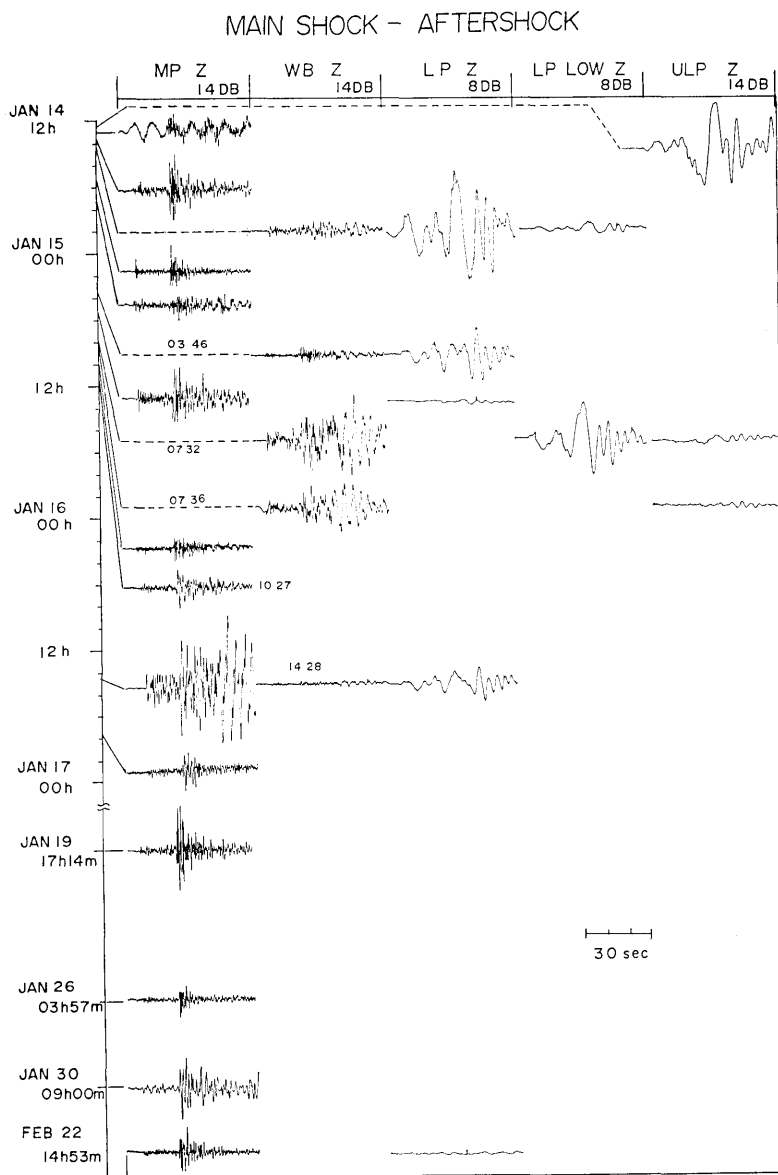


Fig. 3. Seismograms in the aftershock sequence with $M \geq 3.5$ recorded on the Z component of four kinds of seismograph.

FORESHOCK

MP E 8DB

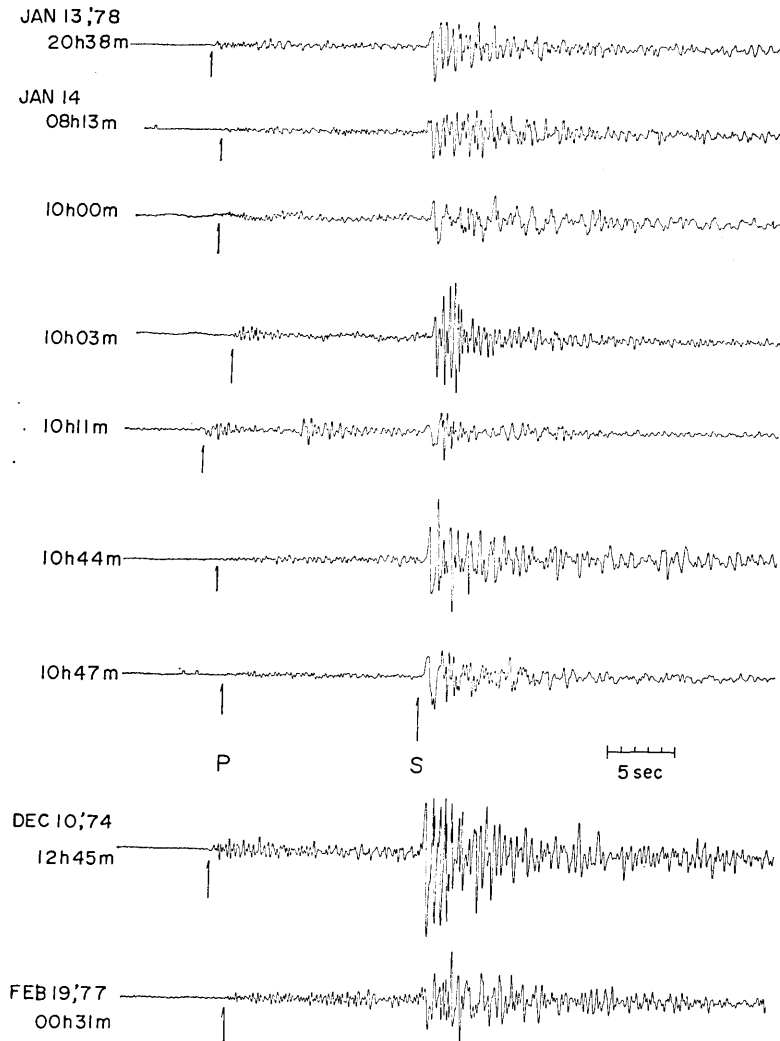


Fig. 4. Seismograms of foreshocks and normal events with $M=3.5-4.1$ recorded on the E-W component of the medium-period seismograph (MP).

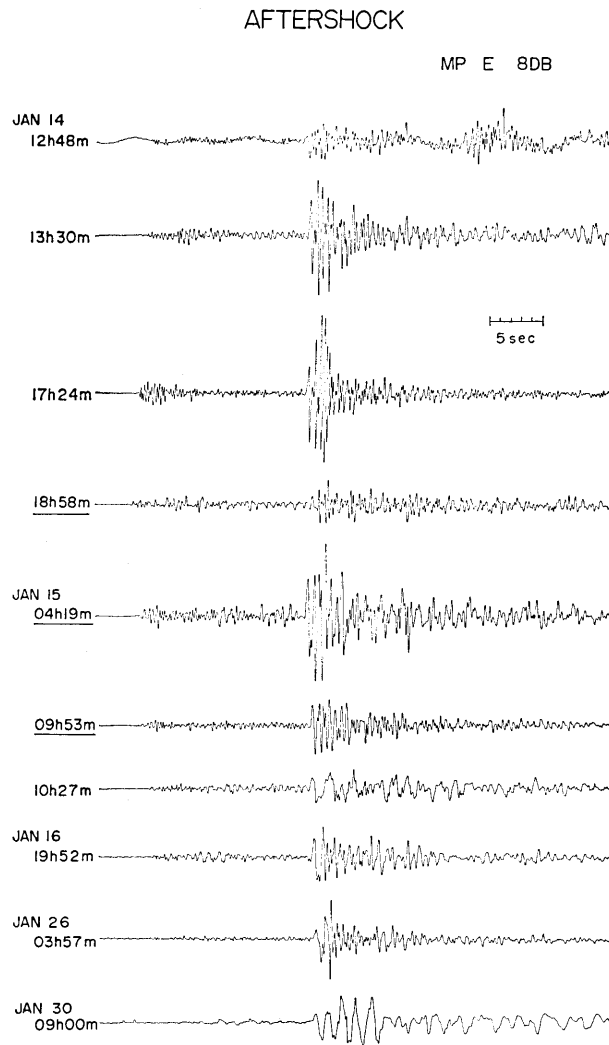


Fig. 5. Seismograms of aftershocks with $M=3.5-4.1$ recorded on the E-W component of the MP.

この様な場合の f_c は低域, 高域側 スペクトルを2本の直線で近似しその交点から求めた. 第8図はこの様にして求めた Dimension と Moment との関係を示す. ▲印は1974—1977において今回の余震域に発生した地震に対するもの, ●印は1月13日20時38分以後本震直前迄のもの及び○印は余震に対するものである. ▲印の中には本期間中の大島近海の外, 1974年5月9日の伊豆半島沖地震 ($M=6.9$) の間接的余震として5月11日及び7月9日に天城地域に発生した地震 ($M \geq 4.0$) も含まれるが, 1976年8月18日に発生した河津地震の本震及び同26日の最大余震 ($M=4.5$) は削除した (Table 1 参照). 図に見られるように, 黒丸, 白丸及び▲印の間で特に系統的な違いは見られない, 更に同じ

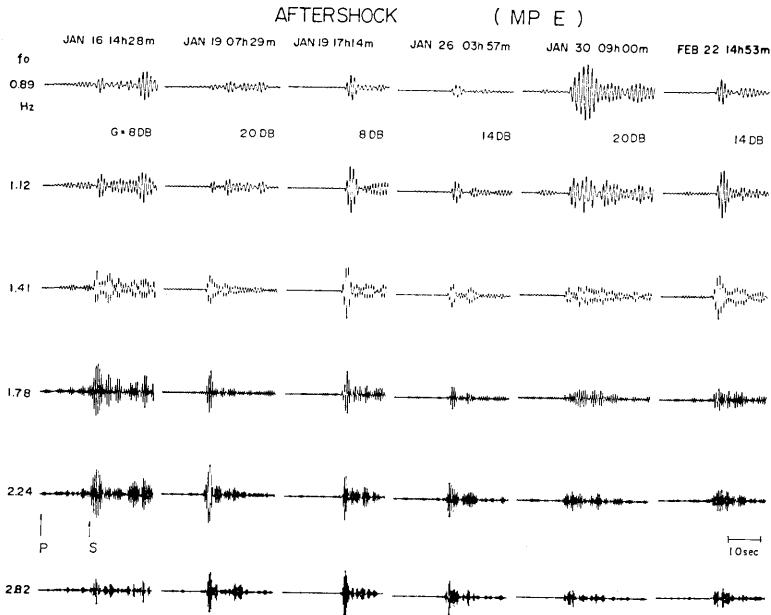


Fig. 6. An example of the seismograms of aftershocks through the band-pass filters. f_0 : center frequency of the band-pass filter with 1/3 octave bandwidth. G : gain of the preamplifier of the band-pass filter. Clear difference of the spectrum is seen between the events.

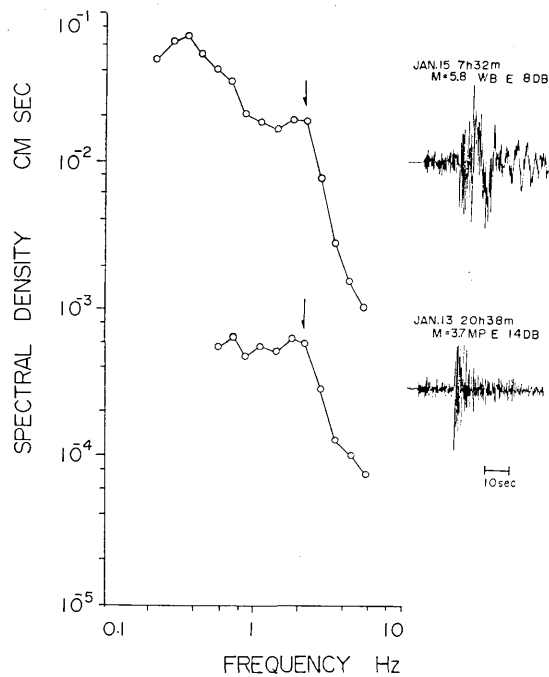


Fig. 7. An example of the source spectra of SH waves corrected for the attenuation using the values of $Q_\beta=300$ and $\beta=3.5$ km/sec, and frequency-dependent site factors. Arrows show the corner frequency (f_c).

Table 1. List of the event parameters given by JMA, and the source parameters determined in this study. h : source depth in km; M : magnitude; r : source radius in km derived from the corner frequency of S waves; M_0 : seismic moment in dyne cm; $\Delta\sigma$: stress drop in bar; *: ranking of the accuracy of determination of the corner frequency; A is considered more reliable than those of B and C. D means no clear S phase and whole seismograms show lower frequency waves than those of the other events with comparable magnitude.

Date	Time			Epicenter		h km	M	r km	M_0 $\times 10^{22}$	$\Delta\sigma$ bars	*	Area	
	h	m	s	E	N								
74 May	11	21	44	46.6	138°57'01'	34°50'01'	10	4.0	0.66	0.55	8.4	A	C. Izu
74 May	11	22	11	58.3	138 58 01	34 50 01	10	4.2	0.59	0.86	18.4	B	C. Izu
74 July	09	17	52	41.0	138 53 01	34 48 00	10	4.9	0.59	4.3	92.3	A	C. Izu
74 Dec.	10	12	45	04.4	139 14 01	34 43 01	20	4.4	0.59	2.5	53.6	A	N. Osh.
76 Apr.	26	07	47	45.2	139 22 01	34 37 00	00	4.8	0.87	6.8	45.3	B	N. Osh.
76 Aug.	18	02	18	59.7	138 57 00	34 47 00	00	5.4	—	—	—	D	E. Izu
76 Aug.	26	13	55	12.9	138 57 00	34 49 00	00	4.5	1.04	0.71	2.8	A	E. Izu
77 Feb.	19	00	30	57.4	139 28 00	34 47 01	20	3.8	0.66	0.76	11.7	C	N. Osh.
78 Jan.	13	20	38	11.2	139 17 01	34 44 00	10	3.7	0.59	0.68	14.6	A	N. Osh.
78 Jan.	14	08	12	41.9	139 15 01	34 43 01	00	3.8	0.46	0.43	19.5	A	N. Osh.
78 Jan.	14	09	36	14.6	139 17 00	34 43 01	00	4.6	1.09	8.6	29.3	B	N. Osh.
78 Jan.	14	09	45	33.7	139 16 01	34 44 01	00	4.9	0.82	9.8	78.4	B	N. Osh.
78 Jan.	14	09	47	36.4	139 13 01	34 40 01	00	4.9	0.87	6.8	45.3	B	N. Osh.
78 Jan.	14	09	55	30.2	139 20 01	34 41 02	00	3.8	1.1	0.98	3.3	B	N. Osh.
78 Jan.	14	09	58		—	—	—	0.56	0.32	8.0	A	N. Osh.	
78 Jan.	14	10	00	04.2	139 22 01	34 47 01	00	3.7	0.93	0.73	4.0	B	N. Osh.
78 Jan.	14	10	03	17.9	139 14 01	34 45 01	00	3.6	0.32	0.79	106.0	A	N. Osh.
78 Jan.	14	10	07	38.9	139 18 01	34 45 01	00	3.5	0.57	0.34	8.1	A	N. Osh.
78 Jan.	14	10	11	10.8	139 17 00	34 42 00	00	3.4	0.82	0.61	4.9	B	N. Osh.
78 Jan.	14	10	44	05.9	139 13 00	34 45 00	00	4.1	0.59	1.1	23.6	B	N. Osh.
78 Jan.	14	10	46	49.1	139 19 01	34 43 01	00	3.8	1.1	1.2	4.2	A	N. Osh.
78 Jan.	14	12	32	55.4	139 17 01	34 44 01	10	—	0.33	0.37	45.2	B	N. Osh.
78 Jan.	14	12	47	56.1	139 08 00	34 44 00	00	3.7	0.33	0.31	37.8	A	N. Osh.
78 Jan.	14	13	30	27.4	139 13 00	34 45 01	00	4.1	0.44	1.2	62.1	A	N. Osh.
78 Jan.	14	13	41	59.9	138 53 01	34 49 01	00	5.1	0.93	13.5	73.9	B	C. Izu
78 Jan.	14	13	47	25.5	139 11 02	34 46 02	00	3.3	0.56	0.22	5.5	B	N. Osh.
78 Jan.	14	17	24	06.0	139 14 00	34 45 00	00	3.8	0.33	1.3	165.3	A	N. Osh.
78 Jan.	14	18	58	05.9	139 06 00	34 45 00	00	4.0	0.33	0.32	39.1	C	N. Osh.
78 Jan.	14	19	02	54.7	139 06 00	34 43 01	00	3.7	0.32	0.18	23.9	A	N. Osh.
78 Jan.	15	03	46	21.5	138 51 00	34 49 01	00	4.9	0.76	9.2	94.0	B	C. Izu
78 Jan.	15	03	47	53.7	138 53 01	34 51 01	10	4.3	0.87	2.0	13.3	A	C. Izu
78 Jan.	15	04	19	03.6	138 50 01	34 50 01	10	4.3	0.43	1.4	77.9	A	C. Izu

Table 1. (continued)

Date	Time	Epicenter	h	M	r	M_0	$\Delta\sigma$	*	Area
78 Jan.	15 05 42 41.6	139 20 01 34 43 01	00	3.3	0.59	0.26	5.6	C	N. Osh.
78 Jan.	15 07 31 46.9	138 53 00 34 50 01	20	5.8	0.65	25.8	420.0	C	C. Izu
78 Jan.	15 07 34 21.6	138 53 03 34 49 01	00	4.1	0.37	0.31	26.7	A	C. Izu
78 Jan.	15 07 35 27.0	138 50 01 34 48 01	00	—	0.52	0.38	11.9	C	C. Izu
78 Jan.	15 07 36 11.1	138 50 00 34 48 01	10	5.4	0.93	22.1	121.5	B	C. Izu
78 Jan.	15 09 45 06.1	138 52 00 34 48 00	10	3.2	0.57	0.27	6.6	A	C. Izu
78 Jan.	15 09 53 11.8	138 50 00 34 49 00	10	3.8	0.5	0.74	26.0	B	C. Izu
78 Jan.	15 10 27 11.3	139 00 00 34 47 00	00	4.1	0.93	0.37	2.0	A	C. Izu
78 Jan.	15 10 33 39.3	139 17 01 34 41 02	00	3.2	1.1	0.31	1.0	A	N. Osh.
78 Jan.	16 14 28 50.8	138 52 00 34 50 00	00	4.7	0.63	2.2	38.7	A	C. Izu
78 Jan.	16 19 51 54.0	139 17 01 34 39 02	00	3.9	0.93	1.2	6.6	B	N. Osh.
78 Jan.	19 07 28 50.3	139 17 01 34 45 01	10	3.5	0.5	0.43	15.1	A	N. Osh.
78 Jan.	19 17 14 12.0	139 17 00 34 44 00	00	4.2	0.82	3.7	29.5	B	N. Osh.
78 Jan.	26 03 57 32.7	139 17 01 34 44 01	00	3.6	0.65	0.79	12.8	C	N. Osh.
78 Jan.	30 09 00 26.4	139 22 01 34 47 01	00	4.3	1.86	3.9	2.7	A	N. Osh.
78 Feb.	22 14 52 55.5	139 19 00 34 44 00	00	4.0	1.0	1.8	7.9	A	N. Osh.

M_0 を持つ地震においても Dimension にして約 4 倍, Stress drop にして約 60 倍の違いがあり, 然も 3 期間の地震が混在している.

3.1. 時間的変化

渡辺 (1974) によると初期の余震には“柔かい”地震が多く, 或る時間経過して“固い”地震が発生すると述べられている. これらのことを $\Delta\sigma$ でみると低→高へ移りかわることを意味する. 第 9 図は 1 月 13 日 20 時 38 分以後の地震について Stress drop の時間的経過をみたものである. 直後の余震が特に低 Stress drop を示すと云う傾向はみられず, 寧ろ後半の余震に低 Stress drop の地震が多いようにも見える. 然し同一経過時間帯における地震の Stress drop のばらつきは大きく, 時間的変化を議論出来るほどははっきりした傾向はみられない. 強いて云えば, 地震波スペクトルに時間的変化がなかったと云って良いのではなからうか.

これらのことを支持する最も端的な例として, 本震の近くで発生した A, B で示す 2 つの地震記録の比較である. 第 10 図は A: 10 時 03 分に発生した前震 ($M=3.6$), B: 17 時 24 分に発生した余震 ($M=3.8$) の中周期地震計 3 成分の記録である. この間に $M=7.0$ の本震が発生している. 然しながら両者の波形は約 5 Hz の周波数に至るまで全くの相似波形であることがわかる. つまり若し両者と本震の相対的位置関係 (第 11 図参照) が正しいとすると, 余震は当然本震の破壊領域を通過することになる. 若しこれらの破壊が広範囲に及んでいるとすれば当然地震波形に変化が生ずるはずである (SHIBUYA and SUYEHIRO, 1976). 相似波形はこの様な震源近傍における伝播経路の影響を含め, 地震の発生

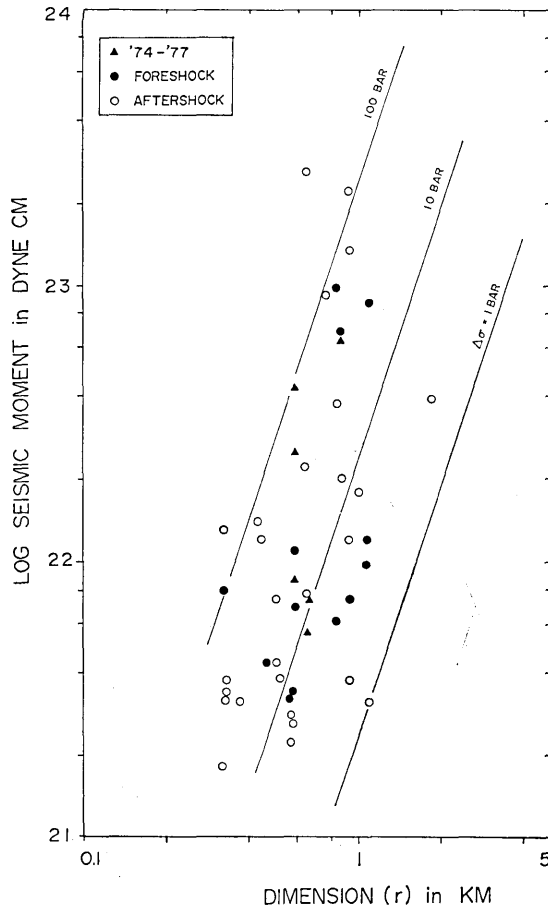


Fig. 8. Relation between log seismic moment and source radius derived from the corner frequency of *SH* waves for events with $M \geq 3.5$ in the earthquake sequence. Diagonal lines show constant stress drops.

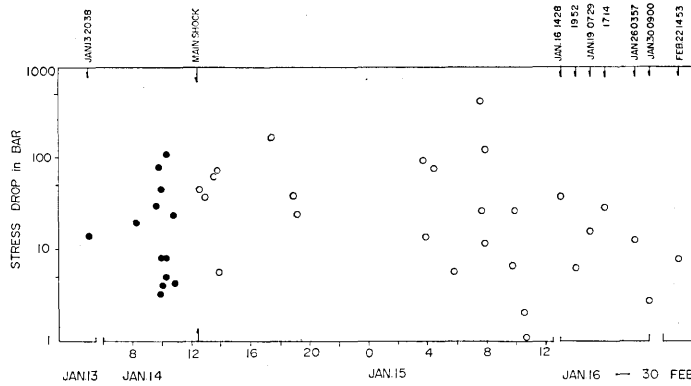


Fig. 9. Temporal variation of the stress drop for events after the foreshock of 20h38m of Jan. 13.

FORESHOCK — AFTERSHOCK

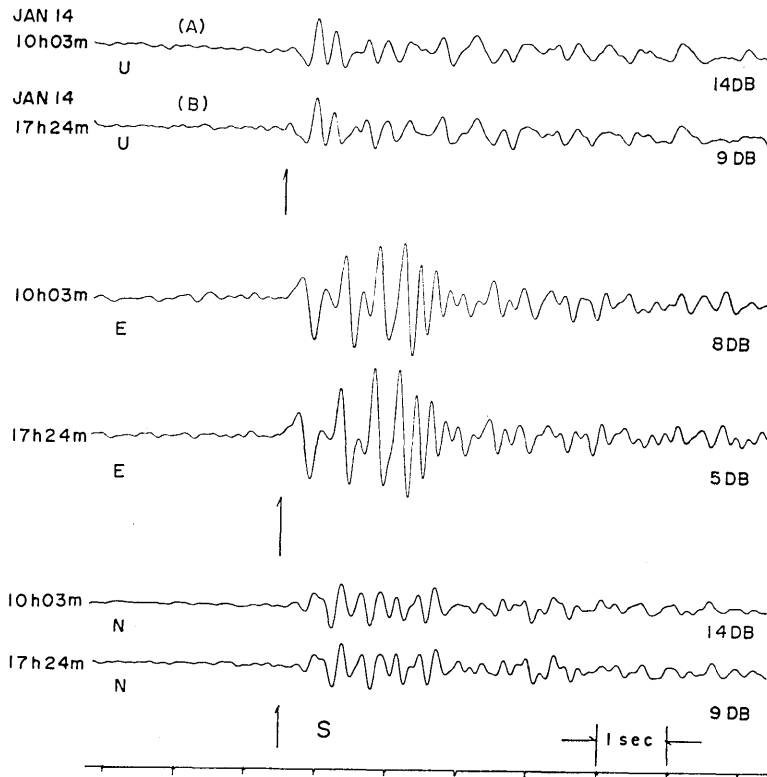


Fig. 10. Comparison of the seismograms of a foreshock with $M=3.6$ (A) and an aftershock with $M=3.8$ (B) generated near the main shock (see Fig. 11) obtained by the three components of the MP seismograph. Note very similar waveforms in the two events.

する場の stress に波形を変える程の変化が無かったことを示したものであろう。このことは第2図で見られた本震の初動振幅は小さく、大きくなるのは約6秒後からであることと定性的には対応する。

3.2. 地 域 性

地震波のスペクトルに地域性のあることは既に指摘されている (例えば, WYSS and BRUNE, 1971; DOUGLAS and RYALL, 1972; THATCHER, 1972; THATCHER and HANKS, 1973; 辻浦, 1973; TSUJIURA, 1978). 1976年の河津地震の余震においても, 微小地震のスペクトルは局地的に変化し, 本震位置から西北に移動するに従って Source dimension が小さくなる (TSUJIURA, 1977). 第11図は1月13日以後に発生した比較的小さい地震 ($M=3.5\sim 4.1$) の Dimension について気象庁の震源決定速報にもとづきプロ

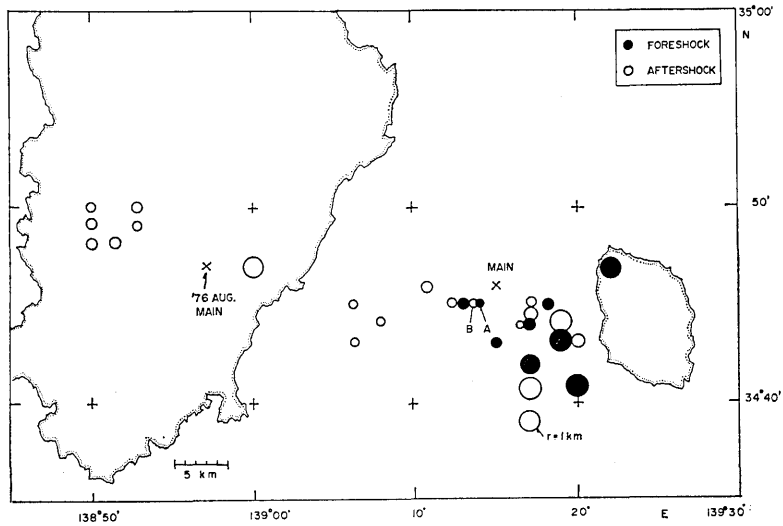


Fig. 11. Distribution of the source size for events with $M=3.5-4.1$ ($M_0=2 \times 10^{21}-10^{22}$ dyne cm). The marks A and B attached to the circles correspond to the events presented in Fig. 10.

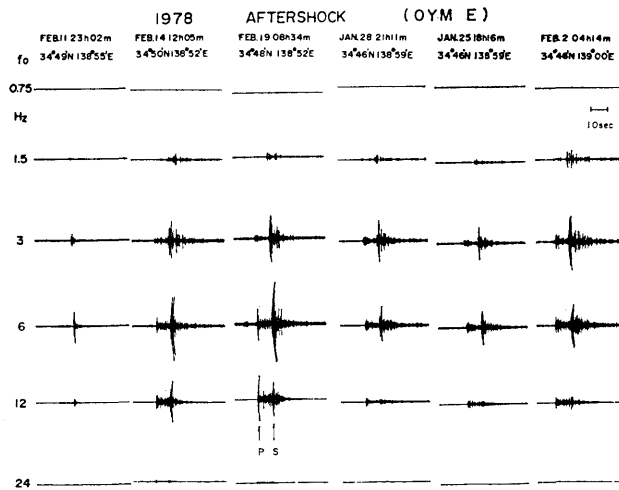


Fig. 12. An example of the filtered seismograms obtained by the E-W component for the aftershocks with $M=1.8-2.5$. f_0 indicates the center frequency of the band-pass filter with one octave bandwidth. Note the differences of the spectra between the three events on the right and left hand sides. The difference of the spectra corresponds to the difference of roughly two times in the source dimension.

ットしたものである。黒丸は前震，白丸は余震を示し，丸の大きさの違いは相対的な Dimension の違いを示す。既に述べたごとく，前震，余震の間でスペクトルに系統的な違いは見られなかったが，Dimension の大きい地震は前震余震とも共通して大島付近及び伊豆半島東岸に存在するように見える。更にこの様な傾向は大きい地震 ($M > 4.5$) についても同様である。つまり第8図に見られた Dimension のばらつきは，時間的なものより地震の発生する場所に依存するよう見える。

スペクトルの地域性を確かめるため，大山観測所 (OYM) で移動中のフィルターリングによる記録を用い，微小地震 ($M=1.5-2.5$) のスペクトルについて調べた。第12図は水平動 E-W 成分に接続したフィルターの記録を示し，更に発震機構の違い等の影響をみるため，上下動成分に接続したフィルターの記録例を第13図に示す。両者とも略同じ震源を持つ左側3つの地震と右側3つの地震のスペクトルは異なり，左側の地震は右側に比べて短周期成分が卓越し，特に $6\text{ Hz}/3\text{ Hz}$ ， $12\text{ Hz}/3\text{ Hz}$ の振幅比の違いは顕著である。堂平で用いたと同じ解析方法により，1月18日—2月28日の余震について， $Q_\beta=300$ を仮定し，S波の震源スペクトルを求め，そのコーナー周波数から Dimension を推定した。第14図はこのようにして求めた Dimension と津村他 (1978) によって決められた震源位置 (但し深さ 5 km を仮定したものは除く) との関係を示す。錯綜をさけるため丸の大きさを一定としたが，黒丸白丸の違いは少なくとも Dimension にして2倍以上の違いを示し，黒丸は短周期地震を意味する。伊豆半島内陸における地震のスペクトルは，堂平で見たと同様にその地域性は極めて明瞭であり，略 $138^\circ 56'E$ にその境界があるように見える。一方大島側については，この図では明瞭でない。そこで同様に大山観測所の資料を用

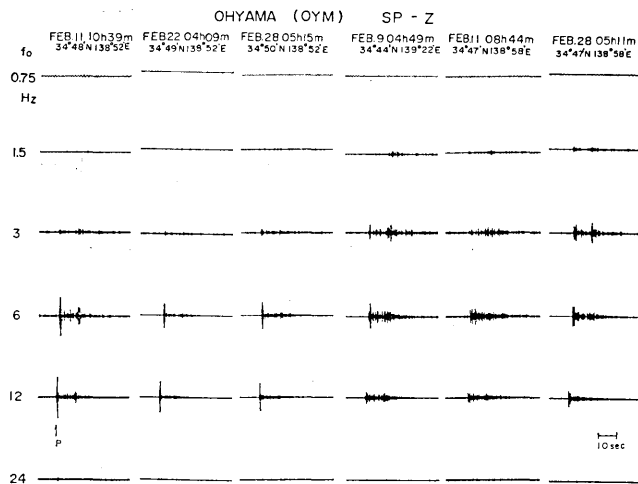


Fig. 13. An example of the filtered seismograms obtained by the Z component for the aftershock with $M=1.8-2.5$. f_0 indicates the center frequency of the band-pass filter with one octave bandwidth. Note the differences of the spectra between the three events on the right and left hand sides.

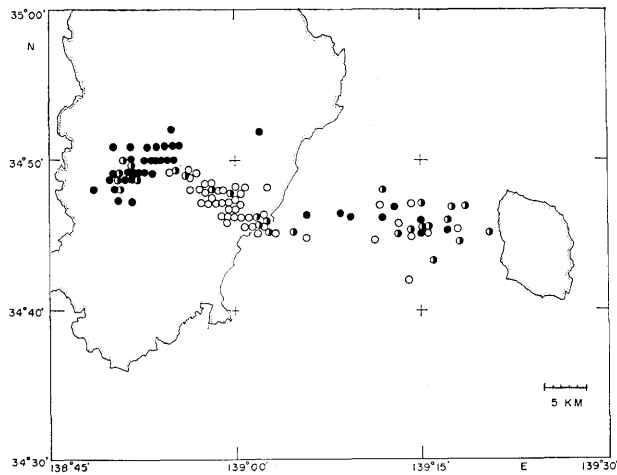


Fig. 14. Distribution of the source sizes for the aftershocks with $M=1.8-2.5$ derived from the corner frequency of SH waves. The source sizes of closed circles are at least two times smaller than those of open circles. The half closed circles are intermediate ones between the closed and open circles.

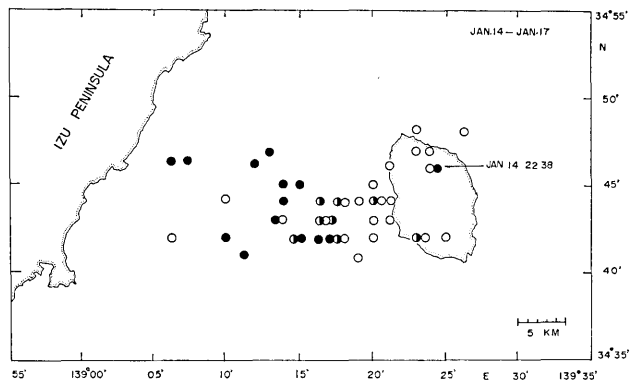


Fig. 15. Distribution of the source sizes derived from the corner frequency of S waves for aftershocks with $M=1.5-2.5$ during the three days after the main shock.

い、この地域における活動の活発であった本震後3日間の地震について調べ、その結果を第15図に示す。津村（私信）によると本期間中の震源決定精度はそれ以後のものに比べ悪く数 km の誤差が含まれる。しかしこれらの誤差を考慮しなければ略 $139^{\circ}18'E$ を境としてスペクトル地域性があるように見え、その傾向は堂平から求めた結果と調和する（第11図参照）。

3.3. 1976年河津地震との比較

今回の余震域の1部は1976年の河津地震 ($M=5.4$) の余震域と重複する(津村他, 1977, 1978). 河津地震の余震のスペクトルに明瞭な地域性が見られた(TSUJIURA, 1977). そこでスペクトルの地域性の検証, 並びに時間的変化をみるため両者のスペクトルについて比較を行なった. 第16図に河津地震の余震について今回と同じ大山観測所の水平動 (E-W) 成分で得られたフィルターリングによる記録例を示す. 左側2つの地震のスペクトルは右側4つの地震とは異なり, その違いは今回のものと同様である. 特に震源が同じならば, 両者の間で同じスペクトルを持つ. つまりこれらの結果は, 1976-1978の間で同地域における地震波スペクトルに変化がなかったことを示唆するものである.

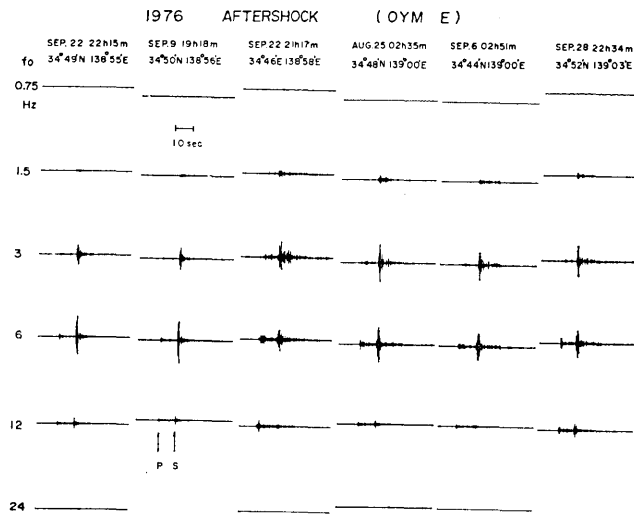


Fig. 16. An example of the filtered seismograms for aftershocks of the Kawazu earthquake ($M=5.4$) of 1976 in the Izu peninsula. Note the remarkable similarity of spectra of the two earthquake sequences of 1976 and 1978, when events with almost the same epicenters are compared (see Fig. 12).

今回の本震の破壊が大島側からスタートし, 伊豆半島内陸に及んだかどうか意見の分れるところである(島崎 and SOMERVILLE, 1978; 須藤他, 1978; 安藤他, 1978). 仮に本震の破壊が伊豆半島内陸に及んだとしてもスペクトルを変える程の効果を持たなかったようである. つまりここで見たスペクトルの地域的変化は本震の破壊による影響よりも, むしろこの地域特有の性質を反映した結果であろう. しかしながら観測される地震波スペクトルは伝播経路に沿っての局地的な減衰の違いの影響を受ける. 若し第14, 15図で見られたスペクトルの違いが伝播経路によるものとすれば, Q_β の違いがこれらの地震の間で2倍以上なければならぬ. 大山観測所は余震域から約 75 km 離れた場所に位置し(第1図), 伊豆半島内陸の地震でみる限り, 或は大島付近でみる限りその伝播経路は略等しく,

少なくとも2倍の Q_p の違いを説明し得る根拠に乏しい。以上のことを検証するため、余震域をはさんで吾々の観測所と反対側に位置する名古屋大学によって観測中の下賀茂観測点(34°38'N, 138°51'E)の磁気テープ記録についても同じ方法で解析した。これらの結果はOYMで見た程の地域性を示さないが、傾向としては先に述べた結果と矛盾するものではない。従って今回観測した地震波スペクトルの違いは、伝播経路による影響よりもむしろ震源スペクトル自身の違いとして処理することができるであろう。

震源スペクトルを決定する要素として震源の深さの問題がある。深さ(h)が増加すると共に短周期成分が増加する(TSUJIURA, 1969; 増田, 1978)。今回の地震の深さはJMA速報では0—20 kmの間で分布するが、余震域内での系統的な違いは見られない。一方津村他(1978)では $h \leq 15$ kmで分布し、比較的深い地震 $h > 6$ kmは大島寄りに集まる。しかしこれらの値と吾々の結果は必ずしも一致しない。いずれにしても深さとの関係を議論するには精度不十分であってこれらの問題については将来の結果を待たねばならない。

地震波の震源スペクトルは地震の発生する場のtectonicな影響を受け、Dimensionの大きい地震は相対的に弱い場で発生する(WYSS and BRUNE, 1971)。若しこのような事実が今回の地域にも適用されるならば断層上でのtectonicな性質が場所により異なり、伊豆大島付近並びに伊豆半島東岸部は他の地域に比べて構造的に弱い性質を持つことが推定される。

4. 結 語

地震波スペクトルの時間的変化をみるため、今回発生した伊豆大島近海地震系列、及び1974—1977において今回の余震域及びその周辺に発生した地震について、堂平、大山両観測所並びに1部下賀茂観測点の資料を用い、地震波のスペクトル解析を行なった。結果を要約すると次の通りである。

1) 1974年以後今回の余震系列の間で、堂平($\Delta=140$ km)、大山($\Delta=75$ km)の資料でみる限り、そのスペクトルに系統的な時間的変化は見られない(第10図で示した相似地震はこのことを示す端的な例であろう)。

2) スペクトルに地域性が見られる。大島付近略139°18'E、及び伊豆半島内陸略138°56'Eを境として夫々東側では西側に比べて長周期地震が卓越し、このような傾向は前震、余震とも共通である。従ってこのようなスペクトルの局地的変化は、本震の破壊による影響よりもむしろ夫々の地域特有のtectonicな性質の違いを反映したものであろう。

今後とも引き続き地震波のスペクトル解析を行ない、今回の余震域を含め関東地域に発生する地震のスペクトルについて、その時間的変化並びに地域性を明らかにすると共に、特に大地震前後の地震波のスペクトル解析から、前震のスペクトル的特徴を見出すことを目的にこの種の観測を続けてゆきたい。

謝 辞

未発表にもかかわらず微小地震の震源決定資料の提供をいただいた津村建四朗助教授並びに震源決定に協力された方々に感謝の意を表すると共に、名古屋大学大井田徹氏には下賀茂観測点の磁気テープ資料の提供をいただいた。あわせて感謝の意を表する次第である。

References

- AKI, K. and B. CHOUET, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- 安藤雅孝・三雲 健・石川有三, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, No. 1.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- CHOUET, B. A., 1976, Source, scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves, *Ph. D. Thesis*, Massachusetts Institute Technology.
- DOUGLAS, B. M. and A. RYALL, 1972, Spectral characteristics and stress drop for micro-earthquakes near Fairview peak, Nevada, *J. Geophys. Res.*, **77**, 351-359.
- FEDOTOV, S. A., A. A. GUSEV and S. A. BOLDYREV, 1972, Progress of earthquake prediction in Kamchatka, *Tectonophysics*, **14** (3/4), 279-286.
- 増田 徹, 1978, 微小地震の Stress Drop の深さ分布, 地震学会講演予稿集, No. 1.
- SHIBUYA, K. and K. SUYEHIRO, 1976, Spectral analysis of the aftershocks of the earthquake off Izu peninsula, 1974, *J. Phys. Earth*, **24**, 189-203.
- 島崎邦彦 and P. SOMERVILLE, 1978, 伊豆大島近海地震の静的パラメーター, 地震学会講演予稿集, No. 1.
- 須藤 研・石橋克彦・平田 直・川崎一郎, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, No. 1.
- SUYEHIRO, S., 1968, Change in earthquake spectrum before and after the Matsushiro swarm, *Pap. Geophys.*, **19**, 427-435.
- THATCHER, W., 1972, Regional variations of seismic source parameters in the northern Baja California area, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1549-1565.
- THATCHER, W. and T. C. HANKS, 1973, Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **78**, 8547-8576.
- TSUJIURA, M., 1966, Frequency analysis of seismic waves (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 873-891.
- TSUJIURA, M., 1969, Regional variation of P wave spectrum (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 613-633.
- 辻浦 賢, 1973, 微小地震スペクトルの地域性 (1) — 関東地方 —, *地震*, **26**, 370-375.
- TSUJIURA, M., 1973, Spectrum of seismic waves and its dependence on magnitude (1), *J. Phys. Earth*, **21**, 373-391.
- TSUJIURA, M., 1977, Spectral features of foreshocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **52**, 357-371.
- TSUJIURA, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 1977, 伊豆半島における群発地震の観測 (1975-1977), *地震研究所彙報*, **52**, 113-140.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の前震・余震活動, 地震学会講演予稿集, No. 1.
- 渡辺 晃, 1974, 近地地震のマグニチュード (第3報) — マグニチュードと最大振幅の周期との関係 —, *地震*, **27**, 129-140.

- WYSS, M. and J. N. BRUNE, 1971, Regional variations of source properties in southern California estimated from the ratio of short-to long-period amplitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1153-1167.
-

37. *Spectral Analysis of Seismic Waves for a Sequence of
Foreshocks, Main Shock and Aftershocks:
the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978.*

By Masaru TSUJIURA,

Earthquake Research Institute.

In order to obtain the spectral features of foreshocks preceding a large earthquake, the spectra of foreshocks, main shock and aftershocks of the Izu-Oshima-kinkai earthquake ($M=7.0$) of 1978 are studied. The earthquakes which occurred in this area during the period of 1974-1977 are added as the events of normal activity. The analysis is done using the seismograms of the narrow band-pass filters obtained mainly from Dodaira (DDR) and Ohyama (OYM) located about 140 km and 75 km from the main shock, respectively. The source parameters of the events are determined from the *SH* waves using Brune's formula. The source dimensions for the events show a scatter within a factor of 4 even for the events with the same moment, and there is no systematic difference in the source spectra between the foreshocks, aftershocks and normal shocks. The scatter of the dimension can be interpreted in terms of the local variation of the source spectrum. The source spectra vary at the boundaries of about $138^{\circ}56'E$ and $139^{\circ}18'E$, and the events on the eastern sides of these boundaries are abundant in low frequency components corresponding to large source dimensions. This behavior is a result reflecting an inherent tectonic nature of the areas rather than an influence of the main shock occurrence.