

地震波形におよぼす Local Crustal Effects

古沢 保・竹本修三・入倉孝次郎・赤松純平

LOCAL CRUSTAL EFFECTS ON EARTHQUAKE SEISMOGRAMS

By *Tamotsu FURUZAWA, Shuzo TAKEMOTO, Kojiro IRIKURA*
and *Junpei AKAMATSU*

Synopsis

Seismic waves from micro earthquakes are observed with array system at Amagase Crustal Movement Observatory. Particle motions, apparent velocities, Fourier spectra and seismic coda are studied in order to obtain the station calibrations for local crustal effects.

Directivities of particle motions suggest dipping layer beneath the station. Displacement spectra and spectral ratio are seriously affected by the topography.

Distribution of SH first motions is compatible with the double couple force system reported by Okano and Hirano (1968).

1. はじめに

地震の震源での種々の parameters や地震波の通過してきた地球内部の物理情報を得るための data processing の方法は地震波の長周期成分を用いることにより近年急速に発達してきた。しかしながら微小地震は短周期の波動であるため、crust の微細構造など正確に押さえることの困難な種々の factor の影響を受け易く、長周期地震波の波形解析の方法をそのまま取り入れることは困難である。一方において微小地震は観測が比較的容易で豊富な data が得られるという特長があり、統計的処理に適しているが、それ以外にも観測された波形より、その震源規模、周波数帯域に応じた crust の物理情報を得るのにも有効な data となり得る。そのためには観測方法、解析方法の確立が必要である。

地震波の解析の手段として particle motion の directivity や rectilinearity を用いることや Fourier spectra を用いることはよく知られている。particle motion の解析は震源の位置や path の構造による地震波線の変化を求める data となり、Fourier spectra の density やその形は地震の規模による scaling law, similarity law あるいは crust の物性などの重要な data となり得る。しかしながら微小地震の波形を用いてこれらの議論を行なうには観測点近傍の特性の十分な calibration を行ない、観測点そのものの問題点の考察が必要である。我々は第一歩として三成分観測と小規模な array 観測を組み合わせ、site 特性の議論の方法を確立しようと考えた。

P 波や S 波あるいは表面波の particle motion や Fourier spectra を求めるのは地震波の deterministic な方法による議論であるが、水平方向の不均質の存在などの地殻の複雑さを考えると、地震波の coda parts を用いた statistical な方法の議論も同時に考慮していかなければならない。(K. AKI, 1969)¹⁾

以上のような観点から微小地震の data processing の問題点を議論する。

2. データと解析

解析に用いた記録は京都府宇治市の天ヶ瀬地殻変動観測室にて 1970 年 8 月 4 日～8 月 11 日の約 1 週間

(夜間のみ), 8月20日~9月1日の約10日間(24時間)にわたって観測された微小地震である。本観測室の約2kmの坑道を利用して, 坑道内に約500m間隔の4点からなる array 観測点を設置した。坑道と観測点の略図は Fig. 11 に示されている。Site 3 は三成分, Site 1, 2, 4 は8月24日までは坑道に平行な水平成分, 8月25日~9月1日は垂直成分の換振器をそれぞれ配置した。増巾器の gain は8月25日までは500倍, それ以後は1000倍である。記録は全て2台の data recorder (SONY DFM-45, TEAC R351-F) に集録した。観測機器およびデータ処理の詳細は昨年(昭和45年)の年報で報告されたものと同じである²⁾。

観測期間中に記録された地震は約120個あり, その中で $S-P$ time が5秒以下で阿武山地震観測所の微小地震観測網の記録により震源の決定できるものは約20個であった。観測点近傍には3カ所の砕石場 ($D=1\sim 5$ km) があり, 発破による爆破震動もいくつか記録された。shot の時刻を正確に得るため発破点での同時観測も行なった。なお4月に宇治地区で行なわれた UMP の震探の際に得られた3カ所 ($D=3\sim 9$ km) の爆破点の記録をも合わせて解析に使用した。

震源は阿武山地震観測所の微小地震観測網の記録と天ヶ瀬の記録より P onset と $S-P$ time を用いて求めた。その際, 地下構造は大爆破 group が行なった御母衣爆破の解析結果を採用し, Poisson's ratio を $1/4$ と仮定した。なお震源については阿武山地震観測所で決定したものを比較, 参考にさせていただいた³⁾。

3. Particle motion

解析された seismograms と P 波および S 波の particle motion の例が Figs. 1~4 に示されている。高周波成分の複雑さを避けるために, particle motion を描く前に seismograms は cut-off frequency 25 cps で 60 db/octave 落ちる low-pass filter を通した。

Figs. 1, 2 の例は P 波, S 波共に直線性もよく, P 波の方向に対して S 波はほぼ 90° 方向に polarize し

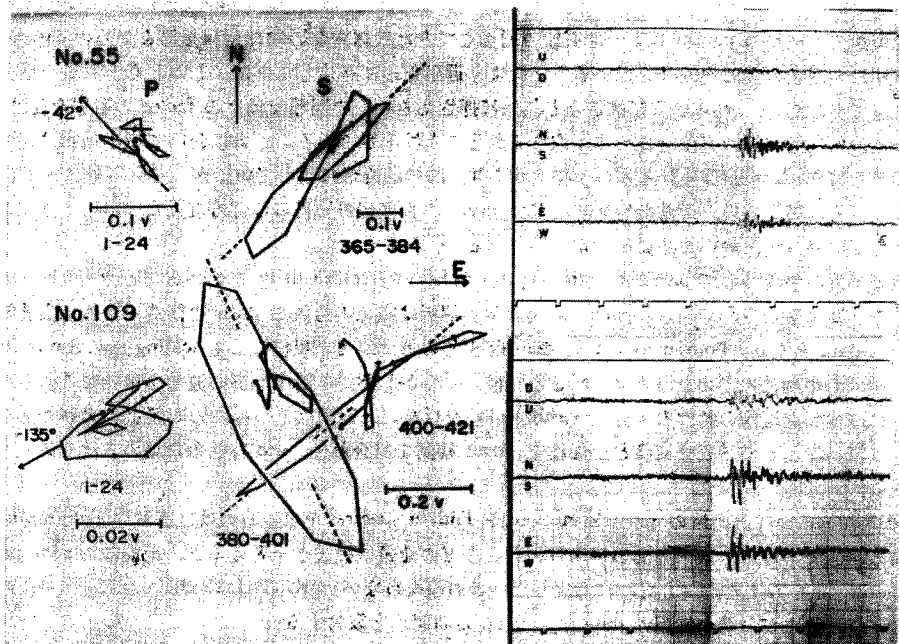


Fig. 1 The analysed high-cut filtered seismograms (cut-off frequency 25 cps) of the earthquake No. 55 and 109, and the particle motion diagrams of P and S waves, measured on the horizontal plane.

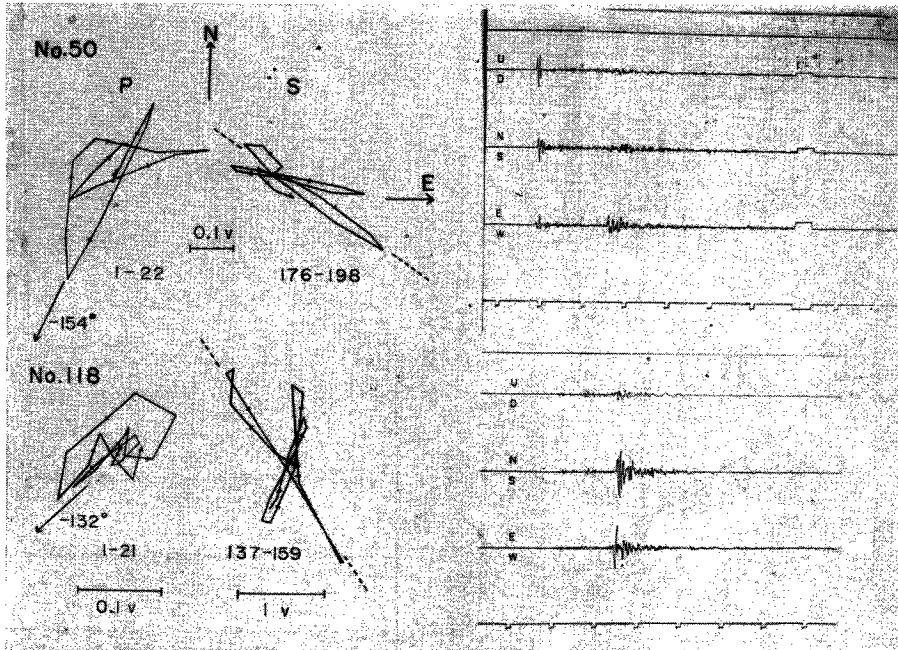


Fig. 2 The analysed high-cut filtered seismograms (cut-off frequency 25 cps) of the earthquake No. 50 and 118, and the particle motion diagrams of *P* and *S* waves, measured on the horizontal plane.

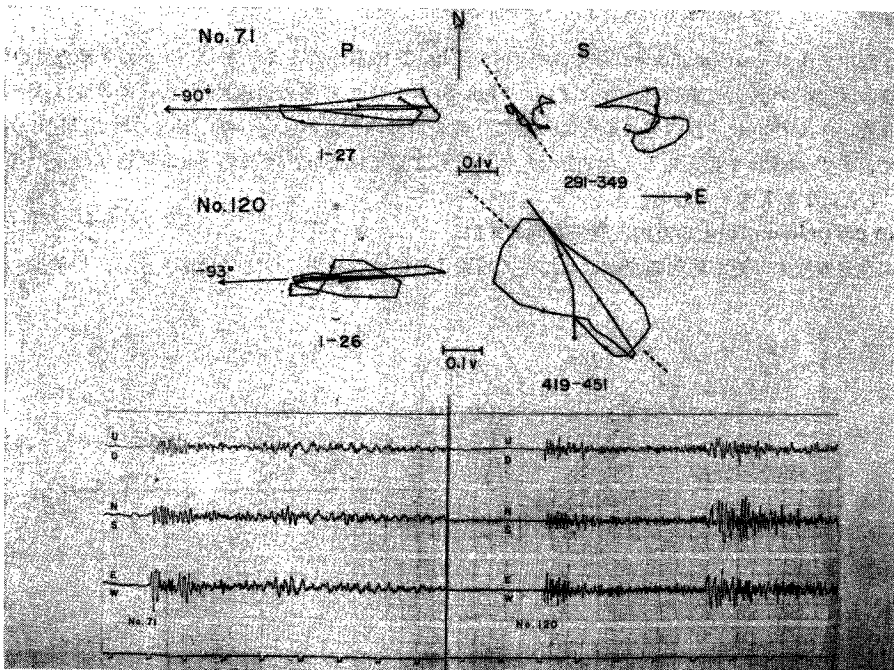


Fig. 3 The analysed high-cut filtered seismograms (cut-off frequency 25 cps) of the earthquake No. 71 and 120, and the particle motion diagrams of *P* and *S* waves, measured on the horizontal plane.

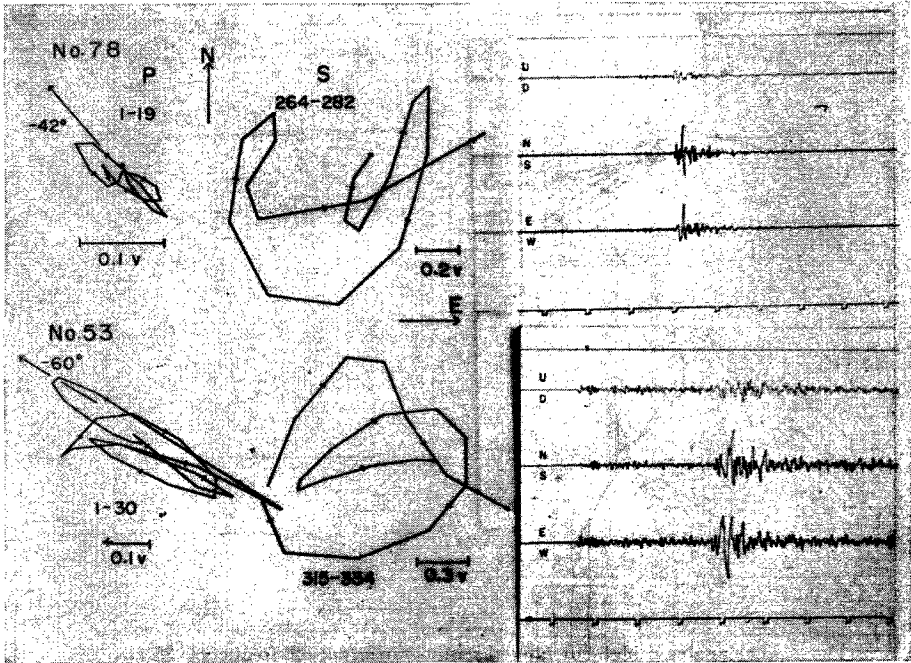


Fig. 4 The analysed high-cut filtered seismograms (cut-off frequency 25 cps) of the earthquake No. 78 and 53, and the particle motion diagrams of P and S waves, measured on the horizontal plane.

ている。図中矢印が particle motion の方向を示す。Fig. 2 に示されるような S-P time 2 秒程度の極めて近い地震は P 波, S 波共に直線性が特によい。Figs. 3, 4 の例は P 波の直線性は良いが, S 波は殆ど直線性がみられない。S-P time 3 秒以上の地震は一般に S 波の直線性が悪い。それはこれらの地震は深さが約 5~10 km で, S-P が 3 秒を越えると入射角が $\sin^{-1}(V_s/V_p)$ 以下になり, S 波の particle motion が nonlinear になる⁴⁾ ことによると考えられる。

P 波の particle motion の方向と震央方向のずれ

阿武山地震観測所の微小地震観測網の 5 地点で観測されている地震について震源を求め, P 波の particle

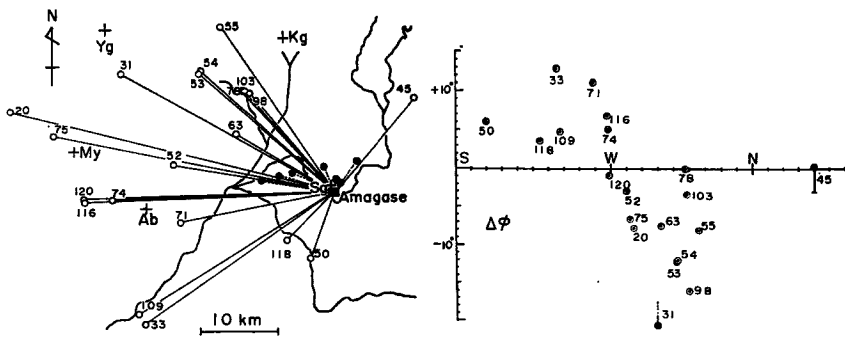


Fig. 5 Locations of epicenters and stations. (left)
Observed azimuthal deviations at the Amagase station as a function of azimuth. (right)

motion の方向と震央方向のずれを Fig. 5 に示した。ここで(+)は震央方向に対して particle motion の方向が時計廻りに偏倚していることを示し、(-)は反時計廻りに偏倚していることを示す。

Fig. 5 の下図をみると、西方向を中心にその南側と北側で偏倚の方向が全く逆になり、系統的なずれの存在が推定される。北側では(-)方向に最高約 15° 、南側では(+)方向に最高約 12° ずれている。このずれの角度は particle motion の方向の決定の際の error を考慮しても十分大きい。

震源のよくわかっている爆破点 (Fig. 5 ので図で黒丸で示された点) は $d=1\sim 9$ km にわたって6地点あるが、これらの震動波形の P 波の particle motion は $1\sim 2^\circ$ の精度で震央方向を指している。このことは偏倚が換振器の土台とか坑道の影響ではないことを示している。

現在のところ data が少ないので定量的な見積りは出来ないが、この偏倚が確かなものであるなら、可能性としては観測点付近の地下構造が西上がりの傾斜をしていることが考えられる。そこで次に array 観測の data を用いてその水平方向の拡がりを検討してみた。

Array 観測による apparent velocity

P 波の方位がわかっている時、坑道内に配置した4点の linear array の phase のずれより、apparent velocity が求まる。particle motion の方向より求められた P 波の到来方向を用いて求めた apparent velocity が Fig. 6 の上側の図に白丸で示されている。横軸は震央方向にとってある。linear array の phase のずれによる走時曲線より apparent velocity を求める際の精度は図中棒で各地震につき示されている。

さらに三成分観測点の particle motion から入射角を求め、その値を用いて媒質の P 波速度を求めた値が Fig. 6 の黒丸で示される。P 波のみかけの周波数は $10\sim 20$ cps 程度の高周波であるから、この値は表層付近の媒質の P 波速度に対応すると考えられる。Fig. 6 で P 波の速度は方位によらず、 4.6 ± 0.3 km/sec の範囲におさまることが示されている。この値は次の章で示す爆破の走時曲線により求められたものと極めてよく一致する。

方位を震央方向にとって同様の手順で P 波の速度を求めると、その値はばらつきが大きい。

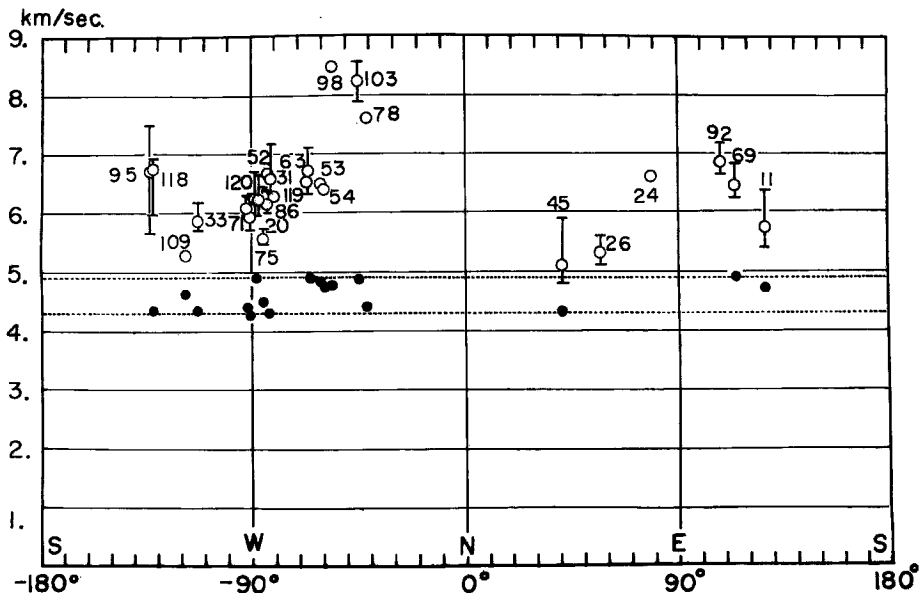


Fig. 6 ○: Observed apparent velocities of P waves.
●: P wave velocities of surface layer obtained from observed apparent velocities and incident angles.

これらの結果を基にすると、 P 波の particle motion の方向の震央方向に対する Fig. 6 のような偏倚は少なくとも linear array の span (約 1.5 km) よりは大きい規模で生じているものと考えられる。このことはもし傾斜層が存在するならば、天ヶ瀬観測室の地下で少なくとも数 km 以上にわたって西上りの傾斜をしているものと想定される。深さについてはこれだけの資料では推定できない。

4. 爆破観測による速度構造

Fig. 5 の地図の黒丸は UMP 震探および付近の採石場の発破点を示したものである。今回の観測期間中に行なわれた採石発破の発破時刻を得るために、発破点に shot mark 用の地震計を設置した。得られた走時から、space stationarity を仮定して求めた走時曲線を Fig. 7 に示す。UMP 震探の II, IV の発破点は約 500~700 m の沖積層 ($V_p=2.1$ km/sec) の上にあるため走時はおそくなっている。震央距離 5 km 以内の値を用いると $V_p=4.66$ km/sec となる。この速度層は横方向に 5 km 以上の拡がりを持つもので、御母衣大爆破で求められた 5.5 km/sec の速度層の上に存在する古成層と考えられる。震央距離 5 km 以内に下層からの head waves が現われないことから、4.66 km/sec の層は少なくとも厚さ 750 m 以上であることが推定される。

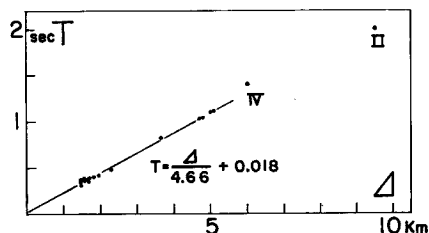


Fig. 7 Travel-time curve of explosions.

5. Fourier spectra

Fourier 変換は P 波 part について 1.28 秒間の time window で Cooley and Turkey の方法により行なわれた。truncate な影響を除くために中心で 1、両端で 1/10 になる Gauss 関数の weight をかけた。

Fig. 8 に P 波の vertical 成分と radial 成分の Fourier spectra の例が 3 つの地震について示されている。10 cps 以下の周波数成分の spectra の形を議論し易くするために、観測波形は particle velocity であるが、instrument correction を行なって displacement spectral density の形で表わした。spectra の形は vertical 成分、radial 成分共にかなり複雑であるが 10 cps 以下に限ってみると顕著な特徴がみられる。vertical 成分については各地震共 8 cps 前後に trough がみられる。radial 成分をみると vertical に比して幾分複雑ではあるが 3 cps 前後の trough はめだっている。vertical 成分の 8 cps 前後の trough は入射角の異なる地震について比較しても殆ど変化なく存在している。一方 radial 成分の 3 cps 前後の trough は地震によって、主としてその入射角の違いにより 1.5~5.0 cps 程度変化することがわかる。

Fig. 8 の spectra は source や radiation さらに地下構造の影響を含んでいる。そこで vertical 成分と radial 成分の spectra の比をとって、地下構造のみの response を検討してみた。Fig. 9 に spectral ratio が示されている。殆どの地震について 3 cps 前後の peak と 8 cps 前後の trough が顕著にみられる。3 cps の peak が多少変化するのは先に上げた入射角の相違に対応している。

Spectra に対するかぶりの影響

3 成分の観測点は坑道入口から 500 m はいったところに設置されており、その点のかぶりは約 140 m である。かぶりの厚さが spectra におよぼす effects を調べるために、half space 内の深さ 140 m のところにある点の、 P 波入射の transfer function を理論計算した。媒質の P 波および S 波速度を Table 1 に示した。 P 波速度は 4 章で示された観測値であるが、 S 波速度は物探資料に基づいて決めた⁵⁾。Fig. 10 の左図に入射角を変えた場合の transfer function の vertical と radial 成分の変化を示した。vertical 成分については約 8 cps の谷は入射角が変わっても変化しないが radial 成分については 6 cps 前後の trough が入射角が小さくなるとわずかではあるが低い方へ移り、入射角が大きくなると高い方へ移る。実際には地下構造は half space でなく多層構造と考えた方が reasonable であるから、次に層構造が存在する時の transfer function を

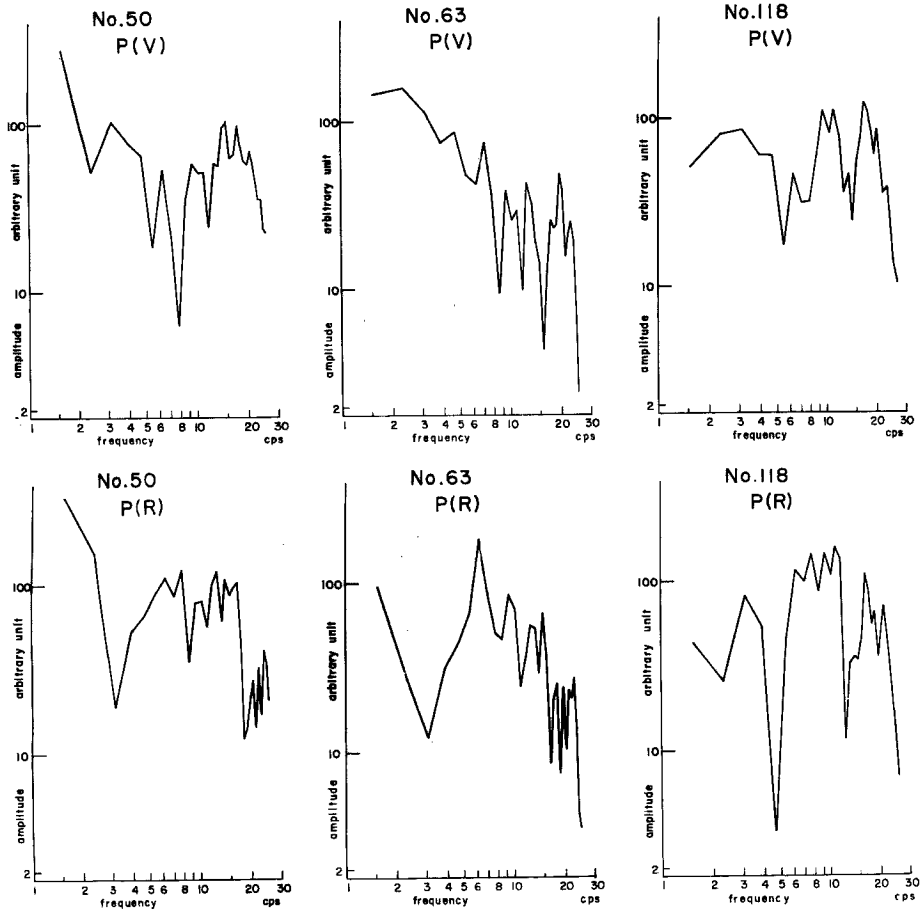


Fig. 8 Displacement spectra of vertical and radial components of P and S waves.

計算した。天ヶ瀬の地下構造は未だ詳細にはわかっていないので、4章で述べた値と大爆破 group の報告から適当に推定した layered model (Table 2 に示されている) について transfer function と spectral ratio を計算し、Fig. 9 の右図に示した。層による effect を反映して形は多少複雑になっているが、vertical の谷は依然として顕著にみられ、一方 radial 成分の谷も少し低くなって 4 cps 前後にみられる。このことは微小地震の spectrum を議論する際、この程度のかぶりでも極めて大きな影響を与えることを示している。Fig. 9 で示されている地震波の spectral ratio から layered model の検定などの議論は今後 data を増していけば可能であろう。

Array 観測と topography

今回の array 観測は直線的な坑道内に各点が配置されている。山の地形により各点のかぶりの厚さが異なる。各点の P 波の vertical 成分の spectra の例が Fig. 11 の左側に示され、各点に対応した山の形が右側に示されている。かぶりの最も厚い Site 2 の spectra の谷の位置は 5 cps 前後で、かぶりの薄い Site 1, 4 のそれは 10 cps 前後になっている。すなわちかぶりが増えれば谷の位置は低い周波数に移り、薄くなると高い周波数に移ることを示している。詳細に spectra の形を検討するには地形による scattering も考慮する必要があるが、かぶりの厚さがこの周波数範囲では非常に強く影響してくると考えてもよからう。

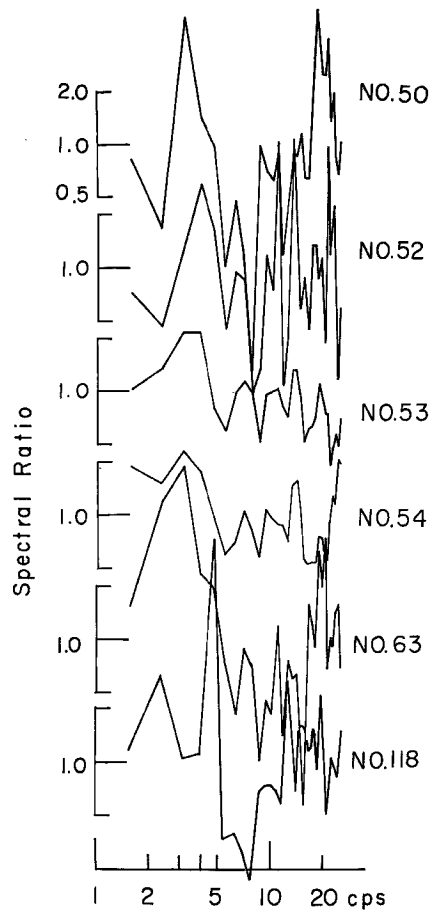
Fig. 9 Spectral ratios of *P* waves.

Table 1 Half-space parameters for transfer function.

<i>P</i>	<i>S</i>	ρ
4.66 km/sec	2.45 km/sec	2.5 g/cm ³

Table 2 Layer parameters for transfer function.

Layer	<i>P</i> km/sec	<i>S</i> km/sec	ρ g/cm ³	<i>H</i> km
1	4.66	2.45	2.5	0.94
2	5.5	3.175	2.6	5.4
3	6.2	3.579	2.7	∞

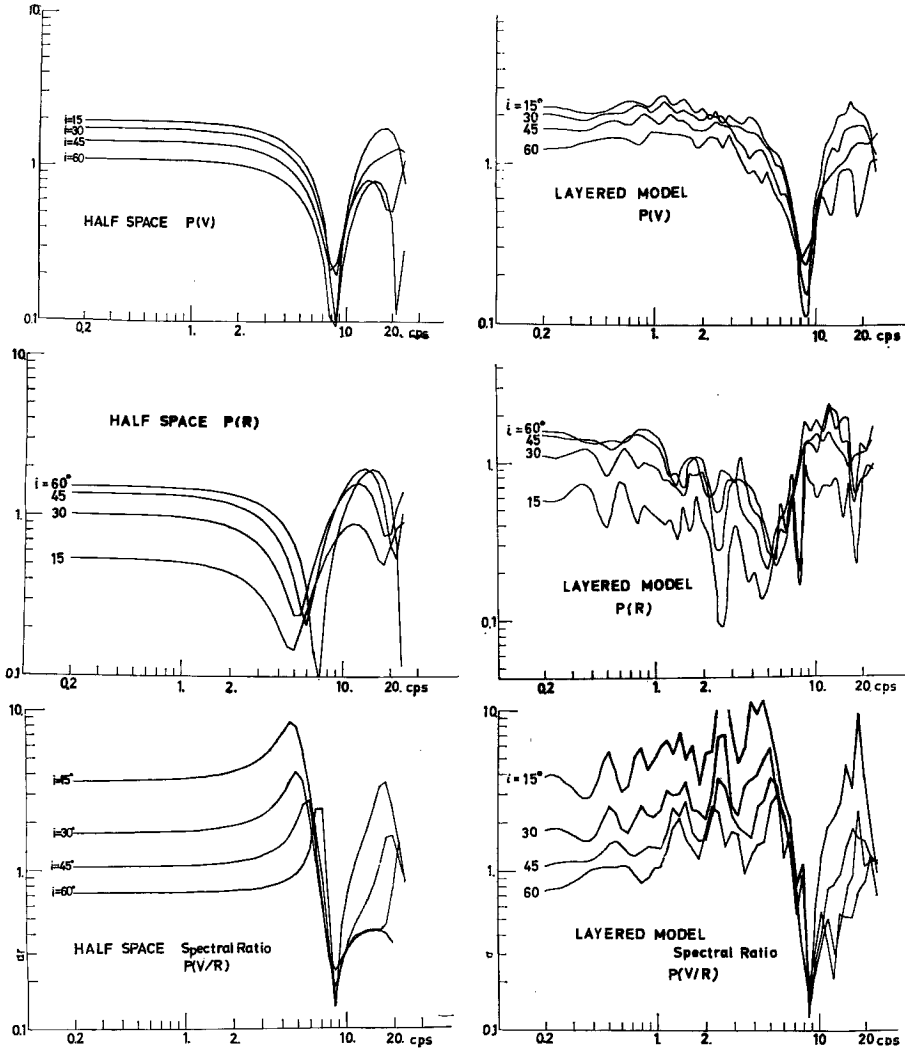


Fig. 10 Vertical and radial components of P waves' transfer function of half-space and layered model.

天ヶ瀬観測室の地震記録を解析して、その P 波の spectra より震源情報を引き出すには地形的影響の少ない 3 cps 以下の周波数に限って議論するか、あるいは適当な smoothing により顕著な地形効果を減じるか解析目的に応じて考慮していかねばならない。微小地震の predominant frequency は極めて高いため、deterministic な解析に限界があることは明らかである。

6. Seismic coda parts

天ヶ瀬観測室での地震波観測から、地震発生の mechanism を spectrum を用いて deterministic に調べるには、これまで述べてきたように観測点の上のかぶり、傾斜のある層構造、地形、媒質による波動エネルギーの吸収などの影響を知っておく必要があり、しかも一定の限界も押さえていかねばならない。一方、これ

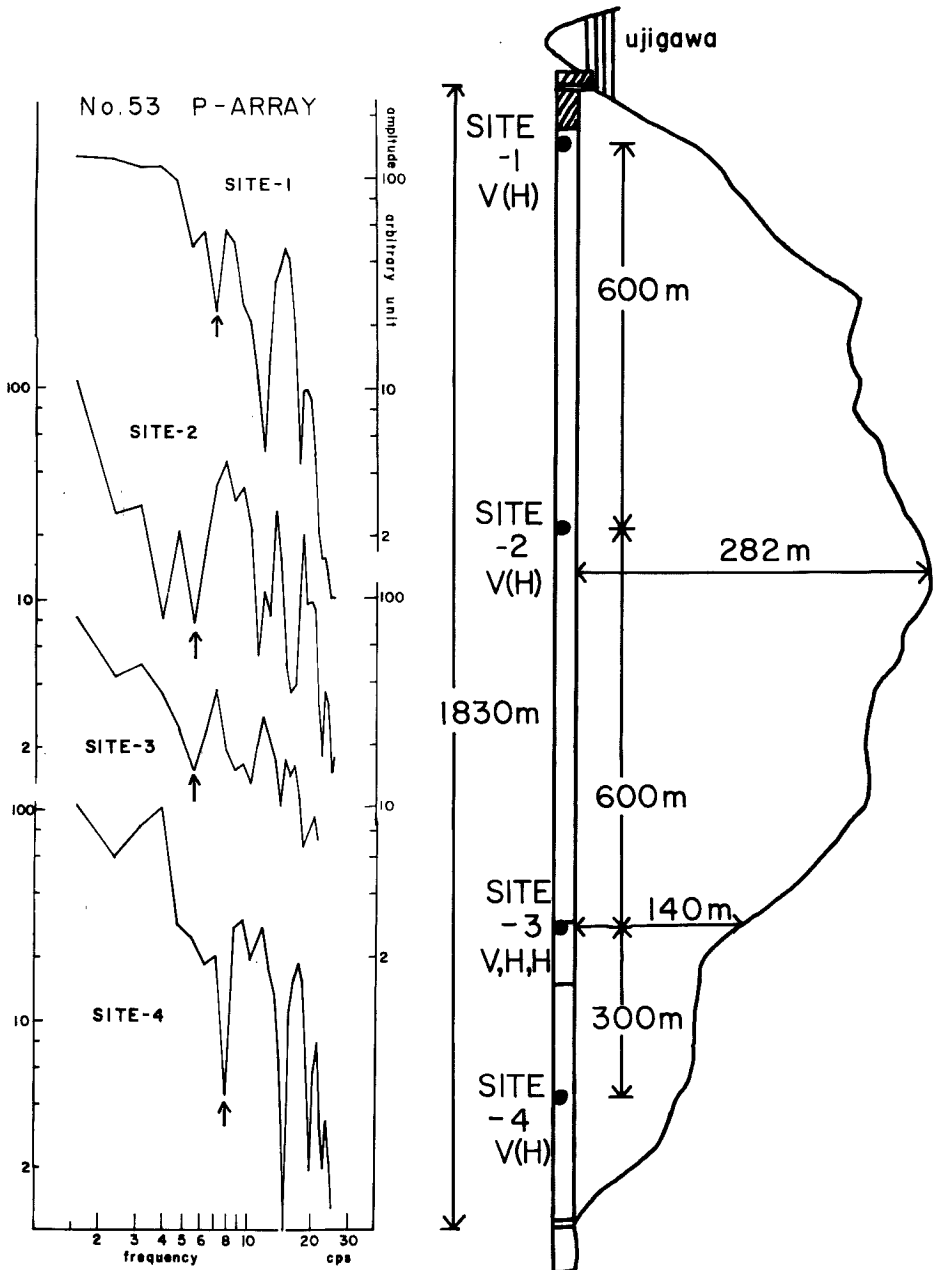


Fig. 11 Displacement spectra of earthquake No. 53 observed at linear array with four sites and topography of the vicinity.

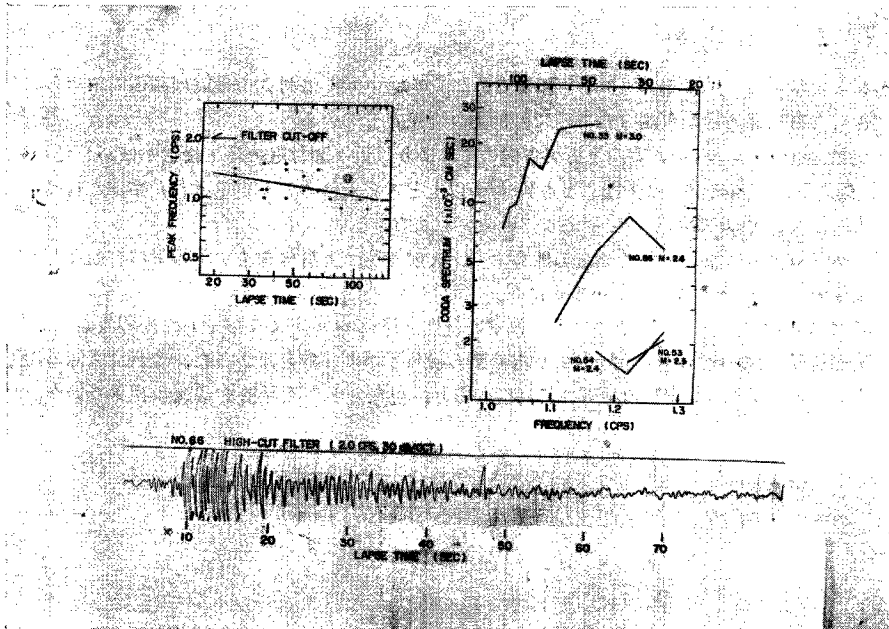


Fig. 12 Right : Relation between the peak frequency of coda and the time measured from the earthquake origin time.
 Left : Coda spectra for four earthquakes.
 Lower : An example of high-cut filtered seismogram (No. 33).

らの影響も空間的に広い領域の統計的な不均一性の一部と考えると、統計的な処理によって伝播経路全体の影響を除くこともできるであろう。安芸 (1969)¹¹ は近地震の coda parts を水平方向の不均質性によって生じた表面波の back scattering waves であるとして、その spectra の level から地震 moment を直接求めることを試みた。今回観測された地震のうち coda parts が back scattering waves とみなすことができ、かつ阿武山地震観測所の微小地震観測網によって magnitude の決定されている³⁾ 4 個の地震波について、安芸の方法を適用して coda spectra と magnitude の関係を求めてみた。

解析方法は data recorder の出力を cut-off frequency 2 cps で octave あたり 30 db 減衰する high-cut filter を通して pen recorder に再生し、発震時から 10 秒ごとにその区間の peak の数と最大振巾を読みとるものである。

Fig. 12 は発震時からの時間と 10 秒間の peak の個数との関係を 4 個の地震波について重ね合わせたものである。data の個数は少ないが最小自乗法で直線を引くと、

$$\frac{f}{1.03} = \left(\frac{t}{100}\right)^{-0.15}$$

となる。この関係式を用いて各 10 秒間の最大振巾に波面の拡がりや観測 system の特性を補正して spectra を出したのが Fig. 12 に示してある。先の関係式から時間による周期の伸びがわずかであって、spectra の周波数範囲が狭いことを考えると、これだけの data だけで moment の大きさによらない spectra の同一の形 (level のみ moment による) を求めることは出来ない。今後の観測による data の蓄積を待つべきであろう。

7. ま と め

今回解析した地震の一覧表を **Table 3** にまとめた。magnitude は阿武山地震観測所で求められたものである³⁾。第 4, 5 欄は北方向から測った方位で時計廻りを正としている。

P 波初動の particle motion の方向と震央方向のずれより、天ヶ瀬付近の地下構造が傾斜しており、linear array の観測より、その拡がりはいくつか数 km 以上と考えられることが示されたが、これは単に定性的な推定であり、今後 data を増して定量化していくつもりである。

particle motion は P 波に関しては直線性もよく、入射方位、入射角を決定する上に有効なことが linear array の観測 data より確かめることができた。

Table 3 では震源の深さも一応求めたが、仮定した地下構造 model より推定した地震波線による P 波の入射角は実際に P 波の particle motion より求めた入射角と殆ど一致しなかった。これは震源の深さ決定の精度、仮定した地下構造 model の両方共に問題があり、現在のところ詳細な議論は出来ないが、今後天ヶ

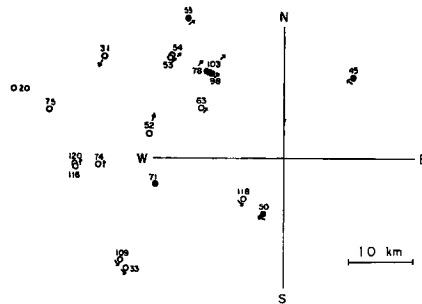


Fig. 13 Epicentral distribution plotted by using direction of P waves' initial motion and the first motion of SH waves.

○: dilatation, ●: compression,
↓: the first motion of SH waves.

瀬近傍の地下構造について P 波の spectral ratio や少し速い地震の表面波などによって精度よく推定されるならば、 P 波の particle motion を用いて求められる入射角により、近地地震の震源の深さの一つの check が可能であろう。実際に今回でも No. 50 や No. 118 の地震のように S - P time 2 秒以下の近距離のものは、particle motion より求めた入射角が地下構造 model より推定される値とよく一致している。

Fig. 13 に P 波初動の押し引き分布と SH 波の初動方向をまとめて plot した。 SH 波の方向は観測点で得られたものの逆の向きが epicenter 上に plot されている。 P 波の pushpull 分布、 SH 波の初動方向共に岡野・平野⁶⁾により報告された 4 象限型の double couple model にほぼ一致している。天ヶ瀬観測点からみて西方向にある No. 71 は押しで東西主圧力から予想されるのと全く逆 sense であるが、波形をみると S 波が殆どなく碎石場の発破であると思われる。この付近の地震が押しで東西主圧力に合わないことを昨年報告した (防災研年報第 13 号 A, 1970, pp. 157~158 で示される Group IV) がこれらも波形からみて発破と考えられる。

Table 3 の第 11 欄の E_p と E_s は半径 1 km の震源球上の単位面積当たりの energy flux であるが、計算の際 Q 値を neglect しており、seismic energy は減衰の大きい高周波成分に強く依存するところから値そのものの意味はあまりない。同じく、第 11 欄に E_s/E_p を記したが、震央方向に沿って配列された **Table** で系統的な変化は認められない。

震源での energy, moment, stress drop の定量的な見積りを行なうには、厳密な station correction が必要で

Table 3 Summnerized list of observed earthquakes.

No.	Date	Origin Time h m	Azi- muth of Epicen- ter	Direction of P Wave's Particle Motion	Devi- ation	Ap- parent Incident Angle	S-P Time (sec.)	Intial Mo- tion P SH	Depth (km)	Energy Flux			Mag- nitude
										E_p	E_s	E_s/E_p	
45	Aug. 23	07 53	+ 40°	+ 41°	+ 1°	56°	2.42	++	12.5	0.26	50		2.0
55	25	14 47	- 34	- 43	- 9	39	3.67	+ -	14	0.013	0.65	14	
98	30	03 15	- 40	- 57	- 17	41	2.62	+ -	12.5	0.014	0.19	13	
103	30	20 17	- 42	- 45	- 3	40	2.18	+ -	11	0.012	0.15		
78	27	23 03	- 42	- 42	0	39	2.64	+ -	12.5	0.026			1.5
54	25	14 41	- 48	- 60	- 12	51	3.17	- -	5	1.0	30.	30	2.4
53	25	14 39	- 48	- 61	- 13	51	3.16	- -	3	1.3	25.	19	2.5
63	26	23 50	- 59	- 66	- 7	50	2.04	- -	3	0.027	0.18	6.7	
31	20	18 05	- 61	~ - 82	~ - 21	(33)	3.95	-	11	1.7			1.8
20	8	04 47	- 76	- 84	- 8		5.42	-	15				2.1
75	27	19 07	- 78	- 85	- 7	56	4.94	-	11	0.022	0.11	5.0	1.6
52	25	10 53	- 80	- 83	- 3	43	3.17	- -	10	0.027	0.25	9.3	
120	Sep. 1	02 44	- 92	- 93	- 1		4.15	-	11	0.27	0.83	3.1	
74	Aug. 27	17 00	- 92	- 87	+ 5	54	3.97	- -	12.5	0.14			
116	Sep. 1	02 02	- 93	- 86	+ 7		4.15	- -	10	0.34			
71	Aug. 27	15 17	-102	- 91	+ 11	49	2.96	+	7.5	0.17			1.8
109	31	04 38	-122	-118	+ 4	61	3.75	- +	8	0.045	0.13	2.9	
33	21	03 47	-125	-113	+ 12		3.73	- +	5				3.0
118	Sep. 1	02 26	-136	-132	+ 4	43	1.38	- +	10	0.055	0.68	12	
50	Aug. 24	02 17	-160	-154	+ 6	34	1.66	+ -	14	0.28	0.28	1.0	1.6

ある。deterministic な方法による見積りを行なうには解析目的に応じて周波数範囲を select する必要がある。今回は地形的な factor が spectral density に大きく影響することが吟味されたが、適当な周波数を select することにより、地下構造の影響を避けることも可能であろう。

しかしながら deterministic な方法は周波数が高くなるにつれて限界がある。coda parts を利用するような statistical な処理法をもう少し吟味・検討し、今後 deterministic な方法との関連づけを議論していくつもりである。

謝 辞

終りに終始ご指導下さった吉川宗治、高田理夫両教授、データをお貸し下さり、さらに有益なる助言をいただいた阿武山地震観測所の岡野健之助助教授、ならびに平野勇氏に深謝いたします。また観測、解析にご協力下さった西正男技官、山田勝技官、広野秋男氏に心からお礼を申し上げます。

なお数値計算には京都大学大型計算機 FACOM 230-60 を使用した。

参 考 文 献

- 1) Aki, K.: Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. *J. Geophys. Res.*, Vol. 74, 1969, pp. 615-631.
- 2) 古沢 保・入倉孝次郎：局所地震の Particle Motion の方向について、京都大学防災研究所年報、第13号A, 昭45. 3, pp. 149-161.

- 3) 平野 勇：私信
- 4) Nuttli, O.: The Effect of the Earth's Surface on the *S* Wave Particle Motion. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 51, 1961, pp. 237-246.
- 5) 土木物探研究会：*S* 波速度について，第 3 回，物理探鉱，第 23 卷，昭 45, pp. 47-50.
- 6) Okano, K. and I. Hirano: Micro-Earthquakes Occurring in the Visinity of Kyoto (III). Special Contr., Geophys. Inst., Kyoto Univ., Vol. 6, 1966, pp. 281-287.