

地震実体波のフーリエ解析による震源機構の研究(I)

岸 本 兆 方

INVESTIGATION ON THE ORIGIN MECHANISM OF EARTHQUAKES BY THE FOURIER-ANALYSIS OF SEISMIC BODY WAVES (I).

by Dr. Sci. Yoshimichi KISHIMOTO

Synopsis

The P waves of forty earthquakes of various magnitudes and focal depths in various epicentral regions were Fourier-analysed for the purpose of investigating the origin mechanism.

First, the changes of spectrum with the epicentral distance, azimuth and the location of observation station were examined. The spectrum of P wave does not seem to change greatly with epicentral distance, at least, in the range of distance from 30° to 90° and in the range of wave period of 4 sec to 60 sec. The azimuthal change of spectrum of P wave seems to be serious in some large earthquakes.

It was still possible on the standpoint, particularly of the phase spectrum to classify most earthquakes into two groups. It was made clear that the earthquakes in one group have an impulsive P wave-form and their spectra of P wave are approximately expressed by the simple function, $t^p e^{-ct}$. This group includes mostly the earthquakes deeper than a certain depth, say, 40 km.

Another includes mostly shallow earthquakes, P wave-form of which are oscillatory. The P waves of these earthquakes are considered to consist of double impulses which were generated at the origin. Each of those double impulses seems to be of somewhat different spectral structure from that of the former group. These facts may suggest that there are some essential differences in the nature regarding the radiation-mechanism of seismic body wave at the origin between the deep and shallow earthquakes.

The suitability of the quadruple spherical origin model was examined from the viewpoint of the spectrum of S/P amplitude ratio. It seems to be reasonable to adopt this model not only for the deep earthquakes but also for very shallow ones in the latter group, if we assume the suitable values of the radius of spherical origin. On this assumption of the quadruple spherical origin model, the forces acting at the origin in these two groups were discussed.

1. 序 論

地震の震源における波動発生機構については、種々の方面から研究が進められて来た。例えば、いわゆる“fault-plane solution method”によって代表される発震機構の研究¹⁾、種々のモデルの理論的研究とその観測結果との比較²⁾、あるいは、地震のエネルギー・数・震源域の大きさ・余震の発生などに関する、いわゆる統計地震学的方法³⁾などによって挙げられた成果は枚挙にいとまがない。

一方、観測される地震波形、特にPやSの波形が、マゲニチュード、震源の深さ、そして時には震央地域

などによってかなり変り、且それらの量と波形との間に或る関連があるという事は、これまでも云われて来たことである。こう云う観測事実が、震源機構についての重要な情報を与えるであろうことは間違いないことであり、近年の観測及び解析のための計器や技術の急速な進歩を考えるならば、地震波動の更に詳しい解析が、震源機構解明のために当然なさるべきであると考えられる。このような観点のもとに、この研究ではなるべく多くの地震を取上げ、実体波(P波及びS波)のフーリエ解析によって波形と下記の様な諸量との間の関連を調べ、更にそれらの関係がどのような震源機構によってもたらされるかを考えようとするものである。

云うまでもなく、観測波形のフーリエ・スペクトラムは、(観測計器のレスポンスによる事はもちろんであるが)元来震源における条件によって決定されるスペクトラムと、伝播する媒質の構造や性質により附加されるものを含んでいる筈である。したがって観測波形の解析から震源機構を推定するためには、上記のような伝播中に起るスペクトラムの変形を引去らねばならない。この第1報においては、先ず40例の地震のP波のスペクトラムについて、伝播途上における変化の有無を調べ、更にそれぞれの地震におけるスペクトラムが、マグニチュード、震源の深さにどの様に関係するかについて述べる。最後に、これらの規則的な関係がどのような震源機構によるかについて簡単に考察を加えるが、この問題についてのくわしい取扱いは次報に述べる予定である。

2. 解析資料及び解析方法

(i) 解析資料

用いた地震を **Table 1** に、震央と観測点の位置を **Fig. 1** に示す。大部分は1961年から1962年にかけて、一部は1958年から1960年にかけて起ったもので、主として Canada, Dominion Observatory に属する観測所の Press-Ewing 型長周期地震計の上下動記録を用いた。少数の地震については、参考のため、USCGS, Lamont Observatory (Columbia University) 管下の観測所、及びアメリカ各地の観測所の記録を用いることができた。**Fig. 2** に、Press-Ewing 型長周期地震計の倍率曲線の代表的1例を示す。解析し

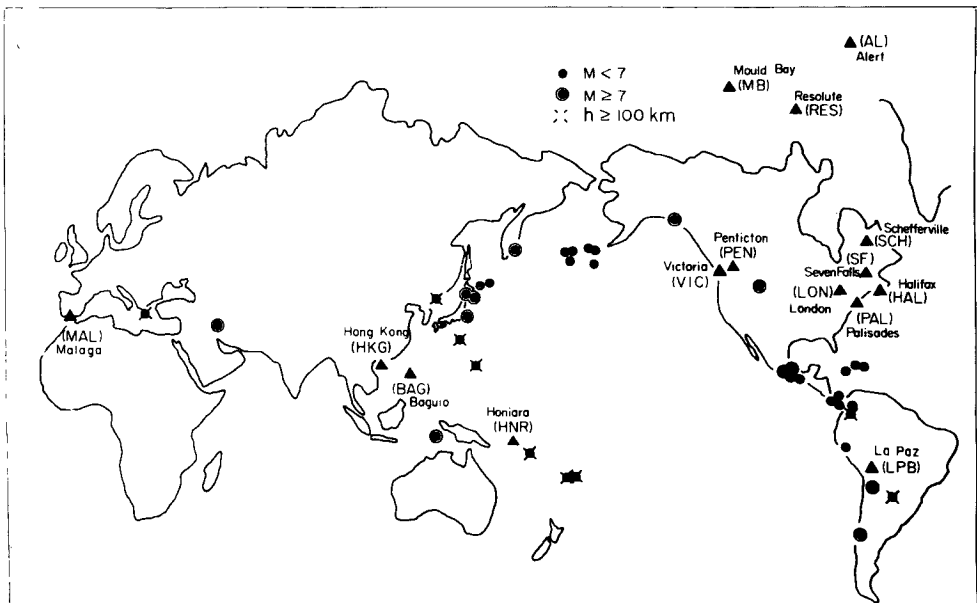


Fig. 1 Locations of observation station and epicenter.

Table 1 List of earthquakes analysed. Origin times, epicenters and most of focal depths are after USCGS. Some focal depths with asterisk were estimated by the author from the time interval between P and pP. Magnitude is the mean of the estimations published by several observatories.

No.	Date	Origin time (L.T.)	Epicenter	Location	Focal depth km	Magni- tude	Class. I	Class. II
1	1959	19h 17m 40. s	17 $\frac{1}{2}$ N	Mexico	100	6.8	A	A'
2	May 24	09 10 17.	26 $\frac{1}{2}$ S	Argentina	600	6.6	"	"
3	1960	05 53 01.1	40.0N	Japan Sea	608	6.5	"	"
4	1961	02 45 16.0	36.4N	Dodecanese Is.	49	6.3	"	"
5	1962	01 00 24.2	18.5N	Dominica	63	6.0	"	"
6	"	11 01 00.4	19.3N	Mariana	680	6.5	"	"
7	"	19 14 37.2	10.0S	Peru	79.0W	6.8	"	"
8	"	05 57 55.3	20.6N	Haiti	55*	6.5	"	"
9	"	22 04 45 20.3	15.5N	Mexico	69	5.4	"	"
10	"	05 58 04.9	42.9N	Japan	70*	7.1	"	"
11	May 22	08 06 38.7	12.3S	Santa Cruz	151	6.3	"	"
12	Aug. 3	08 56 12.1	23.2S	Chile-Arg. Border	71	7.0	"	"
13	"	10 59 58.5	38.0N	Greece	120	6.8	"	B'
14	"	31 17 02 43.4	51.3N	Rat Is.	26	6.4	"	"
15	Sept.	03 46 05.0	51.3N	"	42	6.1	"	A'
16	"	15 43 59.4	21.1S	Fiji	650	6.5	"	"
17	"	00 29 05.2	7.5N	Panama	33	6.9	"	"
18	Dec. 7	14 03 37.0	29.2N	Bonin Is.	411	6.9	"	"
19	"	08 42 48.3	52.4N	Fox Is.	33	6.5	"	B'
20	"	22 25 15.5	52.5N	Komandorski Is.	33	6.5	"	"
21	1961	15 51 35.4	42.9N	Japan	71	7.0	A?	"
22	1962	06 15 54.	17.0N	Mexico	25	7.1	A?	"
23	1958	07 15 42.	58.6N	Alaska	—	8	B	"
24	1959	06 15 54.	137.1W	Kamchatka	60	8	"	"
25	1961	09 01 41.8	52.5N	Kurile Is.	44	6.4	"	"
26	Aug. 8	12 18 18.9	44.6N	Fox Is.	24	6.1	"	"
27	Dec. 20	13 25 34.4	4.6N	Colombia	176	6.4	"	C'
28	"	06 36 01.3	38.1S	Chile	44	7.4	"	C'
29	Feb. 14	11 40 12.8	8.1N	Panama	58	6.6	"	C'
30	Mar. 12	00 52 47.0	38.2N	Japan	68	7.0	"	B'
31	Apr. 12	17 39 50.3	45.3N	Kurile Is.	25	6.5	"	"
32	"	05 23 45.9	7.3S	Banda Sea	34	7.3	"	"
33	"	19 14 58 13.3	17.2N	Mexico	20	7.1	"	"
34	"	21 15 31.0	20.0S	Fiji	379	6.9	"	C'
35	"	19 20 38.5	35.6N	Iran	21	7.3	"	B'
36	1959	06 37 13.	44.8N	Hebgen Lake	—	7.1	—	—
37	1961	00 39 24.1	52.3N	Rat Is.	32	6.8	—	—
38	1962	04 37 50.7	18.9N	Jamaica	64	5.8	—	—
39	"	08 14 41.8	7.5N	Panama	21	6.9	—	—
40	"	20 18 49.3	5.0N	Colombia	45	6.8	—	—

大地震のマグニチュードの範囲は 5.5~8, 震源の深さの範囲は 20 km ~650 km である。Table 1 において, 震源における発震時刻, 震央の位置, 及び震源の深さの大部分は USCGS の発表によるものであり, マグニチュードは USCGS によって発表された数カ所の観測所での推定値の平均である。

(ii) 解析方法

$f(t)$ をある観測点における, ある “seismic phase” による地動の時間関数とすれば, よく知られているように, $f(t)$ は次のフーリエ積分によって表わされる,

$$f(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega) \cos[\omega t + \phi(\omega)] d\omega. \quad (1)$$

ここで各成分波の振幅 $S(\omega)$ 及び位相角 $\phi(\omega)$ は次の様に表わされる,

$$\left. \begin{aligned} S(\omega) &= \sqrt{[a(\omega)]^2 + [b(\omega)]^2}, \\ \phi(\omega) &= \tan^{-1}(-b(\omega)/a(\omega)), \\ a(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos \omega t dt, \\ b(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin \omega t dt. \end{aligned} \right\} (2)$$

角振動数 ω の間隔を十分細かくとり, 各成分波の振幅 $S(\omega)$ と位相 $\phi(\omega)$ を(2)によって求めれば, (1)によって元の地動を合成することができる。以下においては, $a(\omega)$ 及び $b(\omega)$ を数値積分によって求め, P波の振幅及び位相スペクトラムを併せて考慮することにする。 ω の間隔は 0.5 c/m にとり, 計算には IBM 1620が用いられた。

地震波特にP波からS波にかけての部分は, 次々に入射する “phase” が重なり合い, 特定の入射波の記象上の真のレスポンスを決めることは, P波についてさえ容易ではない。このため, 以下の解析においては, Convolution integral を求めた。すなわち, 解析すべき phase の時間関数を $f(t)$, それに乗ずる重み関数を $g(t)$ とし, そのようにして得られる函数

$$k(t) = f(t) \cdot g(t)$$

のフーリエ変換 $K(\omega)$ を求めると, $K(\omega)$ は次のような意味を持つ。 $f(t)$, $g(t)$ のフーリエ変換をそれぞれ $F(\omega)$, $G(\omega)$ とすれば,

$$K(\omega_1) = \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega_1 - \omega) F(\omega) d\omega \quad (3)$$

となる⁴⁾。すなわち $K(\omega)$ は, 真のスペクトラム $F(\omega)$ の周波数についての一種の weighted mean と見られ, 重み関数 $g(t)$ のスペクトラム $G(\omega)$ が十分鋭くければ, $K(\omega)$ は $F(\omega)$ にかなり近くなる。以下の解析においては, 重み関数として,

$$g(t) = e^{-c^2(t-t_0)^2} \quad (4)$$

を用いる⁵⁾。

フーリエ解析にかける記録の長さ及び重み関数の形によって, 得られるスペクトラムの形が変わってくることは云うまでもない。したがって予め種々の場合について, スペクトラムの変化の様子を確かめておくこと

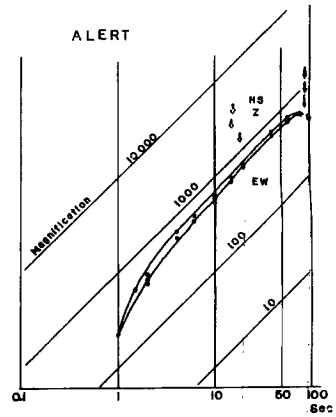


Fig. 2 An example of magnification curve of the Press-Ewing long-period seismograph. The white and black arrows show the periods of the pendulum and galvanometer, respectively.

が、解析結果の正しい解釈のために必要である。Press-Ewing 型長周期地震計の記録を見れば、マグニチュード6.5~7 sec 程度の地震については、P波と見なされる波連は30~40 sec 程度、それより小さいマグニチュードの場合には30 sec 以下の場合が多い。従ってこの解析では、大部分の地震に対しては解析区間30 sec、一部の大きな地震に対して45 sec とした。(4)式における重み函数中の c^2 の値としては、前者に対して0.003、後者に対して0.0015とした。このような解析区間の長さと言重み函数の組合せが、得られるスペクトラムにいかにか影響を与えるかについて示したのが Fig. 3. (a) 及び (b) である。

Fig. 3 においては、上記の組合せについて4つの場合を取って解析を行なった。すなわち、

- | | | | |
|-----|------|---------|-----------------|
| (1) | 解析区間 | 45 sec, | $c^2=0$ (重みなし), |
| (2) | 〃 | 45 sec, | 0.0015 |
| (3) | 〃 | 30 sec, | 0.0015 |
| (4) | 〃 | 30 sec, | 0.003 |

c^2 の値を小さくする程スペクトラムの形は山が高く谷が深くなる事がわかる。これは Convolution integral の意味から当然の結果である。しかしこの4つの場合におけるスペクトラムの形の間、本質的な相違は見られないことは注意すべきである。Fig. 3 (b) においては2つの場合(2)及び(4)が比較されている。この図において特に注意すべきは、スペクトラムにしばしば見られる深い谷についてである。Victoria (VIC) では、5.5 c/m辺に深い谷を生ずるが、これは30 sec—0.003の場合にはたゞ一つの谷となっているのに反して、45 sec—0.0015の場合にはこの谷が2つに分かれるように見える。更に London (LON) や Malaga (MAL) では、上記の谷は完全に2つに分離し、2つの解析結果はほとんど一致して

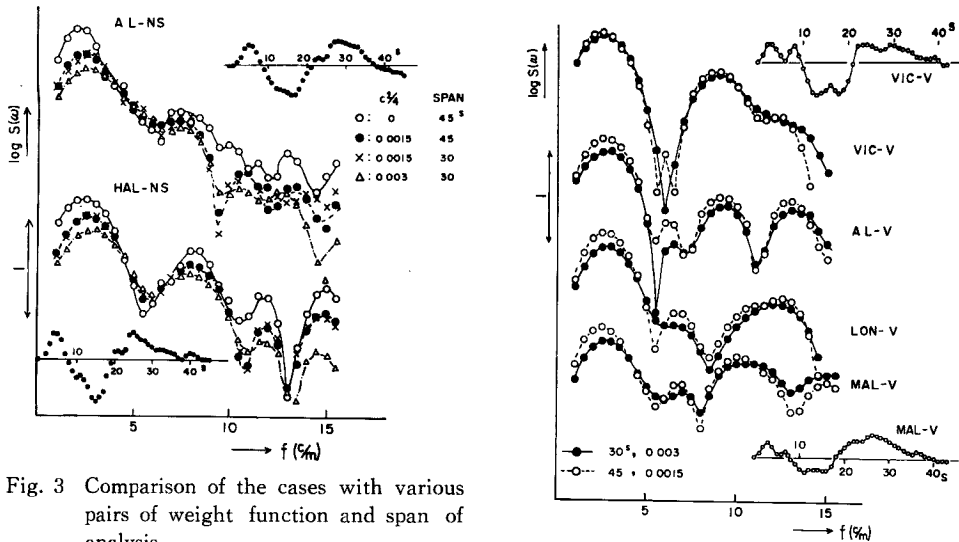


Fig. 3 Comparison of the cases with various pairs of weight function and span of analysis.

(a) Mexico, May 11, 1962 (No. 22, Table 1) (b) Mexico, May 19, 1962 (No. 33, Table 1)

いる。後節 (iii) に述べるように、この2つの谷の分離は十分な理由を持つと思われるが、ここでは、この例のように非常に鋭い谷を持つ場合には、解析方法に特に注意する必要があることを指摘するに止める。要するに、スペクトラムが比較的平坦である場合には、解析方法のこの程度の違いでは本質的な変化は起らないと云っていいであろう。

3. 解析結果とその解釈

(i) Table 1 の地震の P 波の振幅及び位相スペクトラムのいくつかの例を Figs. 4~8 に示す。これ

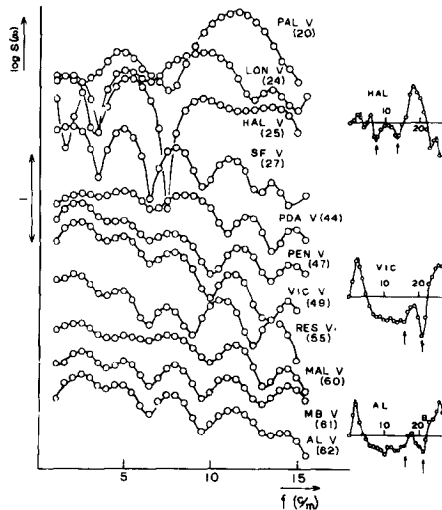


Fig. 4 Amplitude spectrum of the Haiti earthquake, Apr. 20, 1962 (No. 8, Table 1). The numeral in the parentheses is the epicentral distance in degree. (The same expression will be used in Figs. 7, 8, 15, 22 and 24.)

らの結果は、地震計の倍率及び位相差の補正が加えられたものである。横軸は毎分の周波数を表わし、振巾スペクトラムは、比較を容易にするため対数を取ってかつ適当に並べてあるから、縦軸上の位置は任意である。位相スペクトラムは低周波においては、多くの観測所において殆ど一致するので煩雑を避けるため最大及び最小値のみを示した。

(ii) スペクトラムの震央距離、方位、観測所の位置による変化

序論において述べた様に、観測される地震波のスペクトラムから震源機構を推定するためには、先ず、伝播経路の媒質の構造や性質によるスペクトラムの変形を明らかにせねばならない。例えば、ある不連続面における屈折、媒質中における吸収や散乱などである。

この問題を十分に調べるには尙資料不足ではあったが、いくつかの地震はかなり広い距離の範囲において解析することができたので、以下に簡単に述べることにしよう。

Figs. 4, 6 は1962年4月20日、Haiti地震 (**Table 1**, No. 8) を示す。震央距離の範囲は $20^{\circ} \sim 62^{\circ}$ である。振巾及び位相スペクトラムは、3観測点、Palisades (PAL) (20°)、London (LON) (24°)及びHalifax (HAL) (25°)を除くと、 27° のSeven Falls (SF)よりも遠い観測点では殆ど等しいスペクトラムを示していることがわかる。上記3点におけるスペクトラムの異常は、恐らく 20° 附近において走時曲線がいくつかの“branch”によって複雑になる観測事実と関係をもつものであらうと思われる。このような 20° 附近におけるスペクトラムの異常は、他の2例の地震でもほぼ同様であった。**Fig. 8**はその1例で、約 20° において他の観測点と異なり深い谷が見られるが、一方最も近い観測点 (17°)及び遠い観測点におけるスペクトラムは互によく似ている。しかしこの問題は、現在資料の数が少なく、今後確かめる必要がある。

Figs. 5, 6 に示したものは、1962年4月23日の日本地震 (**Table 1**, No. 10) で、 $31^{\circ} \sim 90^{\circ}$ において解

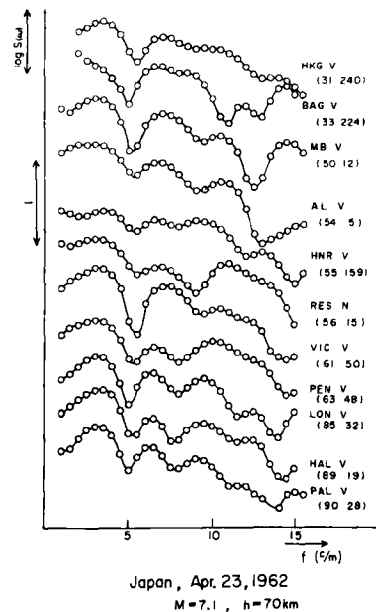


Fig. 5 Amplitude spectrum of Japan earthquake, Apr. 23, 1962 (No. 10, Table 1). The first and second numerals in the parentheses are the epicentral distance in degree and the azimuth of station in degree measured clockwise from the North, respectively.

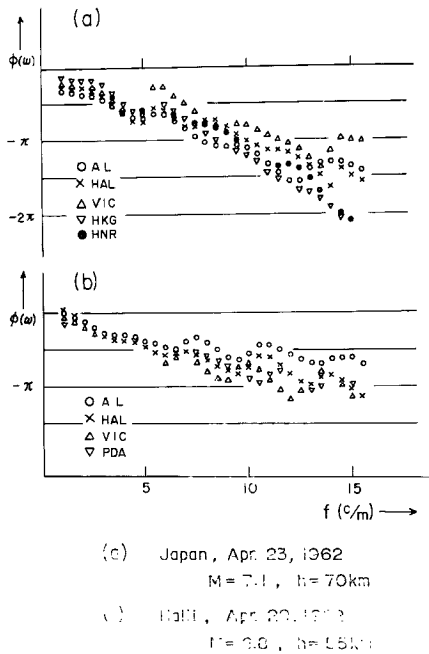


Fig. 6 Phase spectra of two earthquakes in Figs. 4 and 5.

析できた。この図においても、すべての観測所において極めてよく似たスペクトラムが得られていることがわかる。Fig. 22 における Mexico 地震 (Table 1, No. 22) においてもほぼ同様な傾向が見られる。

この問題をより見易くするために、それぞれの観測所間のスペクトラムの比をとったものが Figs. 9~11 である。後に述べるように、以上のスペクトラムに見られる周期的揺動は、いわゆる“later phase”の重なりによって生じたものと考えられるので、これらの揺動の周期についての移動平均をとってP波のスペクトラムと考えてよい。そのような移動平均を各観測所毎に求め、最も近い観測所を基準とした振巾比を求めたのが Figs. 9~11 である。これらの図から、大体 $30^\circ \sim 90^\circ$ の範囲においては、P波のスペクトラムの距離による系統的な変化は、少なくともこの程度の周期の範囲 (4 sec ~ 60 sec) では明瞭でないことがわかる。

$30^\circ \sim 90^\circ$ に到達するP波のスペクトラムが、ごく近距離におけるものと同じか否か、更に震源域から発射されたP波のそれと同じか否かについては、現在の段階においては資料がないので何も云えない。しかし、 $30^\circ \sim 90^\circ$ に入射するP波は、例えばマントル上部の複

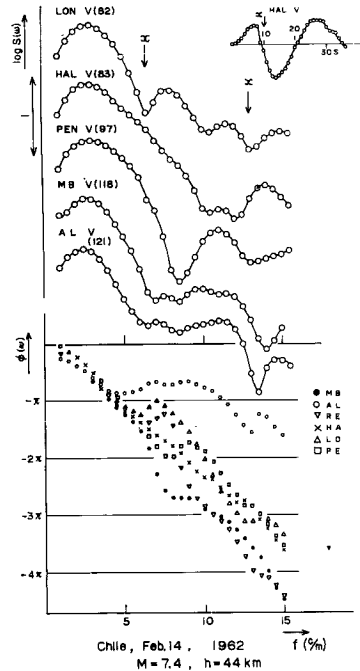


Fig. 7 Amplitude and phase spectra of the Chile earthquake, Feb. 14, 1962 (No. 28, Table 1).

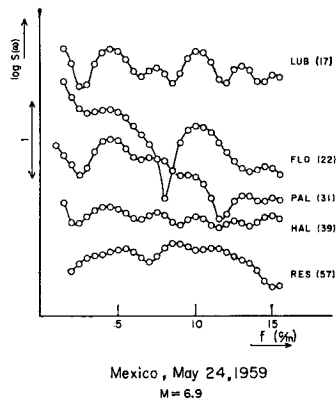


Fig. 8 Amplitude spectrum of the Mexico earthquake, May 24, 1959 (No. 1, Table 1). LUB: Lubbock, Texas Technological College; FLO: Florissant, Saint Louis University

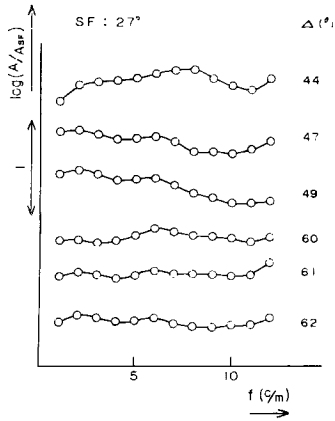


Fig. 9 Amplitude ratio of each component wave at various stations to Seven Falls. The Haiti earthquake in Fig. 4.

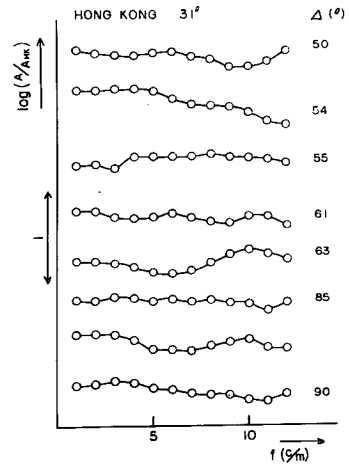


Fig. 10 Amplitude ratio of each component wave at various stations to Hong Kong. The Japan earthquake in Fig. 5.

雑な構造の影響を受ける事も少なく、本質的には震源から発射されたP波の性質が保持されていると考えて大きい間違いは犯さないであろう。このような考え方により、この研究においては、 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ における観測が震源における状態を伝えると一応考えておく。

次に、P波やS波が方位によって変るか否かについては笠原⁶⁾の研究がある。又 Ben-Menahem⁷⁾は、固定した震源の代わりに、strike slip fault に対応する moving source から発生する実体波のスペクトラムの方位的变化を理論的に導き、笠原の解析結果が、このような震源モデルで十分説明できることを示した。

この研究では、十分にこの問題を確かめることはできなかったが、4例の地震について、USCGS 及び Lamont Observatory 管下の観測所の記録を併せて解析することができた。その結果によると、3例は少なくともP波に関しては方位的变化が認められなかったが、内1例では明瞭な方位的变化が認められた。

Fig. 5 に示した地震の場合には、観測所は方位的にかなり広範囲に分布している。図において、観測所名の次の括弧内の2番目の数字は、震央から見た観測点の方位で、北を0とし時計廻りに計った方位を度で表わす。この地震については、P波のスペクトラムの変化は、震央距離のみならず方位に関しても認められない。Fig. 12 は1962年9月1日、Iran 地震 (Table 1, No. 35) であって、この場合の観測所の方位的分布は十分ではないが、やはり方位的变化はないようである。Fig. 13 は1962年4月12日、日本地震 (Table 1, No. 30) である。方位的分布はかなりよく、かつ図に示すように、押しと引きの両地域における観測が得られている。この場合は、波形及びスペクトラムがかなり複雑であるが、方位的变化があるようには見えない。

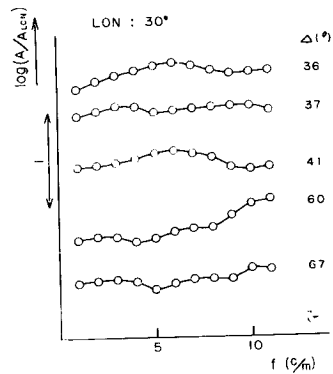


Fig. 11 Amplitude ratio of each component wave at various stations to London. The Mexico earthquake, May 11, 1962 (No. 22, Table 1).

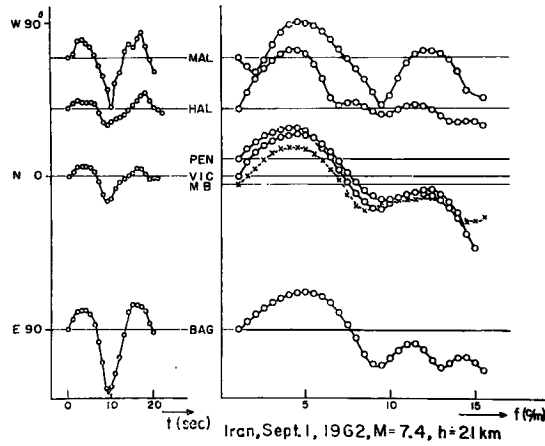


Fig. 12 Azimuthal distribution of amplitude spectrum of the Iran earthquake, Sept. 1, 1962 (No. 35, Table 1). The small figures at the left are the observed P waves.

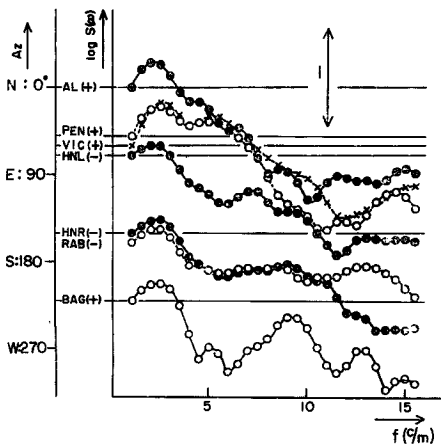


Fig. 13 Azimuthal distribution of amplitude spectrum of the Japan earthquake, Apr. 12, 1962 (No. 30, Table 1).

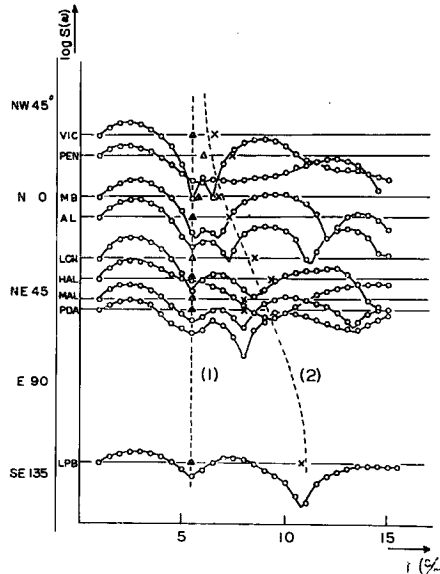


Fig. 14 Azimuthal change of the amplitude spectrum of the Mexico earthquake, May 19, 1962 (No. 33, Table 1).

一方 **Fig. 14** に示す1962年5月19日, Mexico 地震 (**Table 1**, No. 33) の場合は, 明瞭な方位的变化が認められる。観測所の方位的分布はN45°W~S45°Eの東側半分であるが, スペクトラムがかなり規則的に変化していることが判るであろう。N30°WのVictoriaでは, 大体5.5c/mにおいて2つのスペクトラムの谷が重なっているように見える。方位が時計廻りに変化するにつれて, その2つの谷はだんだんと分離して行き, Victoria とほぼ180°の方位差があるLa Pazにおいては, 2番目の谷はずっと周期の短い部分に移動し

ている。このようなスペクトラムの変化は、上述の Ben-Menahem による moving source によっても十分説明できるものである。ただし彼の結果は strike slip fault の場合であって、この地震の震源にそのような断層モデルを当てはめることの可否は、少なくとも fault-plane solution が得られてから検討すべきであろう。しかし仮りにこのモデルの適用が大きな間違いでないとして、その断層の長さの見積りをしてみると、その長さが後に述べるように球形震源モデルをあてはめた場合の震源域の大きさとあまり変わらないという興味ある事実が得られるので、ここではこの断層モデルの適用について簡単に述べることにしよう。Ben-Menahem によれば⁸⁾、深さ h にある長さ b の strike slip fault に沿い、割れ目が速度 V_f で進行する時、割れ目の進行方向と角 θ_0 をなす方位において観測される P波のスペクトラム (例えば Z 成分) は、

$$\left. \begin{aligned} U_{za} &= \frac{L \cos \theta_0}{\pi \mu_0 r_0} P_z(h, r_0) \frac{\sin X}{X} e^{i(\tau - \frac{\pi}{2})} \\ X &= \frac{\omega b}{2V_a} \left(\frac{V_a}{V_f} - \cos \theta_0 \right) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

で表わされる。ここで、震源に働く力はデルタ関数であり、 r_0 は震央距離、 V_a は任意の観測所で観測される P波の見掛けの速度 (Apparent velocity)、 P_z は Complex reflection coefficient である。今断層は N45°W ~ S45°E の方向にあるとし、割れ目が北西から南東方向に進むとすれば、各観測所におけるスペクトラムに最もよく合うような V_f 及び b を求めることができる。trial and error によって求められた結果は、

$$V_f = 3 \text{ km/sec}$$

$$b = 24 \text{ km}$$

となる。この V_f 及び b の値は、他方面からの結果を考慮すると⁹⁾、非常に不合理なものとは思われな

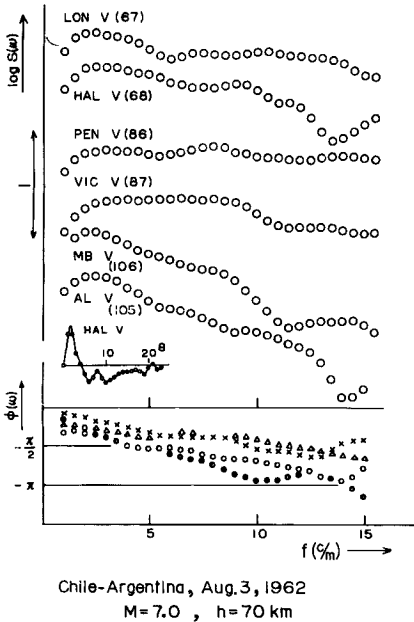


Fig. 15 Amplitude and phase spectra. The Chile-Argentina border, Aug. 3, 1962 (No. 12, Table 1.)

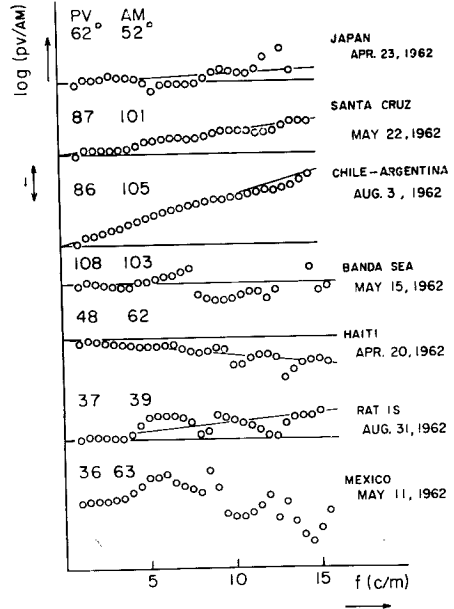


Fig. 16 The variation of amplitude spectrum in relation to the location of the observation station. PV and AM express the mean epicentral distances of two stations, Pen-ticton and Victoria, and Alert and Mould Bay, respectively.

い。Fig. 13 において、点線(2)は上の値を用いて式(5)から計算によって得られたものである。

このように、スペクトラムの方位的变化はある場合には非常に明瞭なものであり、逆に、震源機構解明のための有力な方法となりうると考えられるが、以下の取扱いにおいては、各々の地震におけるスペクトラムの特性のみを問題としているという意味で、方位的变化の問題は一応考えない事にする。

スペクトラムの形についてももう一つ明瞭に認められるのは、観測点の位置との関係である。ある近接した観測所の間ではスペクトラムがほぼ同一であるが、一方遠く離れた観測所の間ではかなり規則的な違いが見られることが多い。Fig. 15 はその代表的な 1 例である。互に近接した 2 点、London と Halifax、Alert と Mould Bay, Victoria と Penticton のそれぞれの組ではスペクトラムは似ているが、組相互間ではかなり違う。この例のような現象は多くの地震で見られるので、次に、組相互間の違いを調べて見よう。Alert, Mould Bay, Penticton, Victoria の 4 点で観測の得られた地震を選び、上記の組の平均値を求め、2 つの組の比を求めたのが Fig. 16 である (London, Halifax では観測が比較的少なかったので除外した)。ほとんどの地震において、2 つの組の比は周波数と共に規則的に変化している。しかしこの組相互間の違いが何によって起るかは、この図だけからでは明瞭でないが、震央距離よりもむしろ方位によるものではないかと思われる。

以上述べたように、スペクトラムの形のいろいろな原因による変化に関しては、未だ多くの問題が残されている。特に方位的な変化は、ある場合においては非常に大きなスペクトラムの変形をもたらすから、限られた数の観測所の結果から震源機構を考察するには、十分注意せねばならない。この方位変化は、恐らく震源の浅い地震の場合に著しいと考えられる。しかし上にも述べた様に、各地震の P 波のスペクトラムは、多くの場合それぞれの特性を持つように思われ、その特性は震央距離や方位による変化に拘らずかなりの程度に保たれているようである。更に、多くの地震においては、その特性が互に全く同じであると思われるものがあり、又一方その特性が全く変るものを見出すことができる。このような理由により、ここでは各観測所におけるスペクトラムの平均をとり、それを各地震の代表スペクトラムと考えることにする。

(iii) "Later phase" の影響

前節において述べたように、多くの地震において、振幅及び位相スペクトラムの両者が、周波数に関して振動的揺動を示すことがある。これが "later phase" の重なりによって起るものであることは容易に確かめられる。笠原¹⁰⁾によれば、P 波と同じスペクトラム構造を持つ later phase が P 波と時間間隔 τ をもって反射する時、この重なった波のスペクトラムは、

$$S(\omega)(1 + \alpha e^{-i\omega\tau})e^{i\phi(\omega)} \quad (6)$$

で表わされる。ここで $S(\omega)$ 及び $\phi(\omega)$ は、問題とする P 波の振幅及び位相スペクトラムで、 α は P 波と later phase との振幅比である。この式によって、振幅及び位相スペクトラムの揺動の様子を求め、それを観測結果と比較すれば、理論値と観測値とは非常によく一致することがわかる。Fig. 17 はその関係を示す。実線は、計算によって求めた振幅及び位相スペクトラムの揺動の振幅の関係であり、プロットされた点は、得られたスペクトラムの中振動的揺動の特に明瞭なものについての実測値である。又式(6)によれば、振幅と位相スペクトラムの揺動の位相差はほぼ 90° であるが、これも解析結果とよく一致し、逆にこの事は、スペクトラムから later phase の影響を見出すための一つの目安となる。

このように、たとえ地震記象の上で later phase の

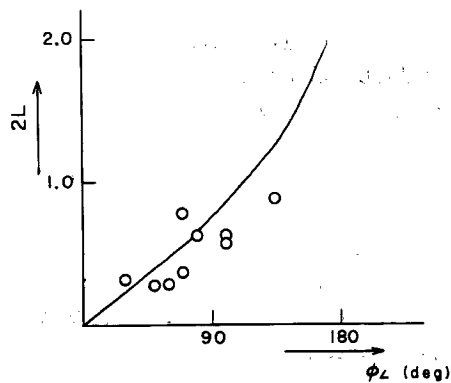


Fig. 17 Relation between the amplitudes of oscillatory fluctuation in the amplitude (ordinate) and phase (abscissa) spectra. $2L$ is the double amplitude of fluctuation of the amplitude spectrum in the logarithmic representation.

検出がむづかしい場合でも、振巾及び位相スペクトラムを対照することにより、かなり正確に later phase の存在を知ることができる。その場合には、前節に行なったように、移動平均を求めることによって、問題とする phase (ここでは P波) のスペクトラムと考えればよい。

(iv) 位相スペクトラムによる地震の分類

(ii) 及び (iii) で述べたようにして各地震における P波の代表スペクトラムを求めた。

一般に云って、振巾スペクトラムは地震によってかなり複雑に変化する。ある地震においてはかなり簡単な形になるが、他の地震においては、スペクトラムの深い谷などのためかなり複雑である。振巾スペクトラ

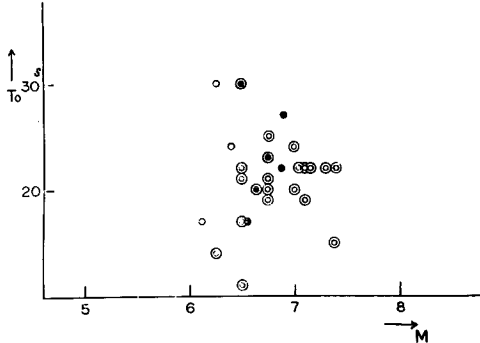


Fig. 18 Relation between the magnitude and the period (T_0) at which the intensity of the amplitude spectrum is the maximum. The white and black symbols denote the earthquakes shallower and deeper than 100 km, and double symbols are the means of the stations more than 2.

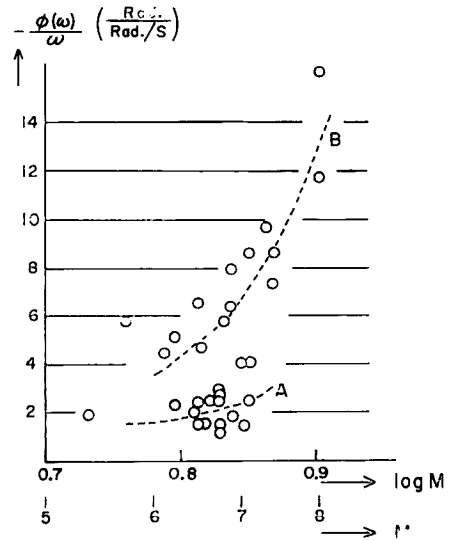


Fig. 19 Relation between the magnitude and the change of phase spectrum per unit angular frequency.

ムがある周期で最大強度を示し、その周期がマグニチュードの大なる程大きくなることが知られている¹¹⁾。この最大強度を示す周期の存在はこの解析においても見られるが、Fig. 18 に示すように、マグニチュードとの関係はあまり明瞭でない。

一方位相スペクトラムは比較的簡単である。多くの場合、周波数の増大と共に減少(負で絶対値増大)する。その減少の仕方は、ある地震においてほぼ直線と見なされ (Fig. 6, 7), 他の地震ではやゝ下に凸になるが、それらの減少の量はマグニチュードとの間にある関係を持つように見える。位相スペクトラムの形が曲率を持つ場合でも、近似的には直線と考えて大差はないので、すべて直線と見なし、その勾配を求め、それとマグニチュードとの関係を調べる。Fig. 19 はこの関係を示す。この図から、大部分の地震が2つのグループに分けられることがわかる。2本の点線 A 及び B は、これらの2グループを示す。グループ A と名付けられた地震群では、位相スペクトラムの周波数による減少の量は、マグニチュードによっては大して変わらない (Fig. 6)。一方他の地震群 (グループ B) では、減少の絶対値がマグニチュードと共に急激に増大する (Fig. 7)。この分類は、Table 1 において CLASS. I と名付けた欄に記されている。

これら2グループの地震群は、観測される P波形についても、震源の深さについても、互にかなりはっきりした違いを持っている。以下の各節において、これらの問題を少し詳しく取扱うであろう。

(v) グループ A

このグループの地震の深さの分布については(viii)に述べるが、一般的に云って、大部分はある程度(40

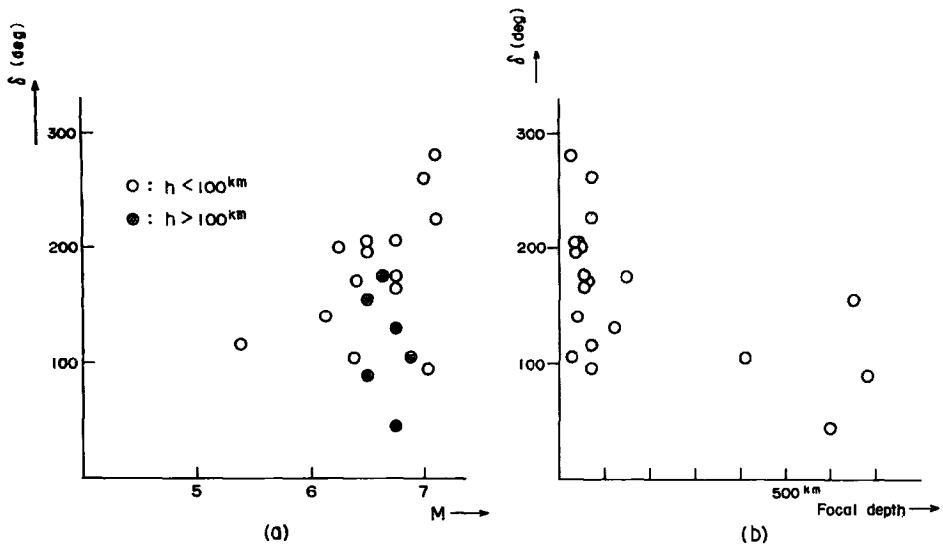


Fig. 20 (a) Relation between the magnitude and the phase difference from 1 c/m to 15 c/m in the group A.

(b) Relation between the focal depth and the phase difference from 1 c/m to 15 c/m in the group A.

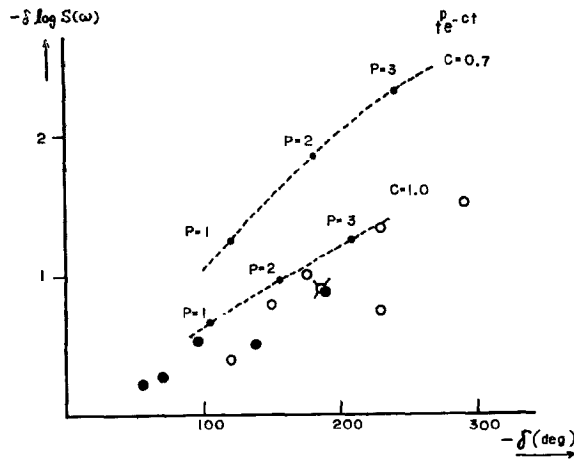


Fig. 21 Relation between the gradients of amplitude and phase spectra in the group A. The ordinate denotes the decrease of the mean amplitude spectrum in logarithmic representation per 1 c/m and the abscissa the phase difference from 1 c/m to 15 c/m.

km 程度)以上の深さに起ったものである。**Fig. 20 (a)** は **Fig. 19** におけるグループ A の部分を拡大して画いたもので、こゝでは位相スペクトラムの勾配の代りに $1 \text{ c/m} \sim 15 \text{ c/m}$ における位相スペクトラムの差を縦軸にとってある (**Fig. 20 (b)**, **Fig. 21** においても同じとり方である)。今仮りに、 100 km よりも深い地震を除くと、やはりマグニチュードと共に位相スペクトラムが規則的に変ることがわかる。図において黒丸で示された深さ 100 km 以上の深い地震は、同じマグニチュードでは、位相スペクトラムの減少の勾配が浅発地震に比べてゆるやかである。この事は、深さ数 10 km 程度の浅い地震と、 100 km 以上の深い地震との間には、P 波の波形に系統的な違いがあることを示すものと思われるが、これは振巾スペクトラムを考え合せれば一層はっきりする。

(iv) で述べたように、振巾スペクトラムには、最大強度を与える周期が存在するが、このグループでは、その周期より短周期部で単調に減少し、対数表示の場合その減少はほぼ直線的と見なしうる。**Fig. 21** は、この振巾スペクトラムの減少の勾配と、位相スペクトラムのそれと関係を示したもので、規則的な関係があることがわかる。このような関係を持つような簡単な関数を探することは可能で、図に示したように、 $t^p e^{-ct}$ なる関数のスペクトラムは、パラメーター p 及び c を適当に変えれば、解析結果にほぼ合致せしめることができる。もちろん、長周期部で振巾スペクトルは減少するから、正確にこの関数とは一致しないが、大体においてこの関数に近い P 波形となるのであろう。

この図において、深発地震はやはり小さい振巾スペクトラムの勾配を持ち、結局、深発地震の P 波形は、浅発地震のそれに比べて鋭いという事になる。この事は、浅発地震と深発地震との震源における物質の性質や力の働き具合の相違を示すものであろうと思われ極めて興味ある結果と思われる。

結局このグループの地震の波の特徴は、その波形が $t^p e^{-ct}$ で近似できるような衝撃波形であること、更に浅発地震と深発地震との間に規則的な違いがあることと云える。

(vi) グループ B

このグループでは、位相スペクトラムの周波数による減少が、A グループに比して著しく大きく、且マグニチュードによって急激に変る。更にこのグループに属する地震の大部分がかなり浅い部分に起ることが著しい(後節 (viii) 参照)。

このグループのスペクトラムを (iii) 節に述べたように調べて見ると、この場合もやはり later phase が重なったものとして解釈できる。たゞしほとんどの場合、later phase として、いわゆる第 2 動即ち P 波の最初の半周期の後に続く方向反対の振動の初まりが対応する。**Figs. 7, 22** は代表的な 1 例であって、文字 x は観測波形における later phase の位置及びそれに対応するスペクトラムの谷の位置を示している。もしこのようなスペクトラムの解釈が正しいならば、位相スペクトラムの性質も都合よく説明できる。式 (6) において $\alpha > 1$ ならば、位相スペクトラムは $\omega = 2\pi/\tau$ 毎に 2π づつの見掛けの減少を示すことが簡単に導かれる。 τ は初動から第 2 動の初まりまでの時間差であって、よく知られているように、P 波の見掛けの周期 (あるいは P 波の初めの半周期をとってもよい) は一般にマグニチュードと共に延びるから、 $2\pi/\tau$

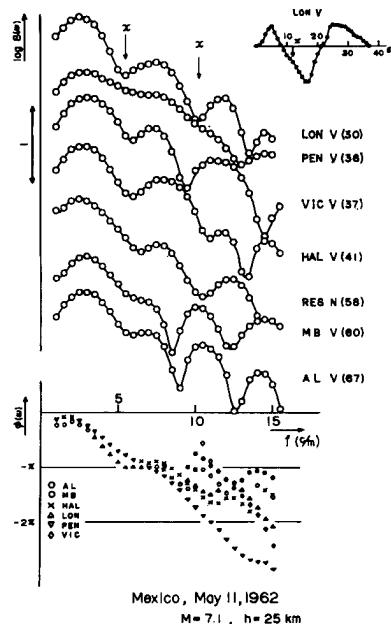


Fig. 22 Amplitude and phase spectra of the Mexico earthquake, May 11, 1962 (No. 22, Table 1).

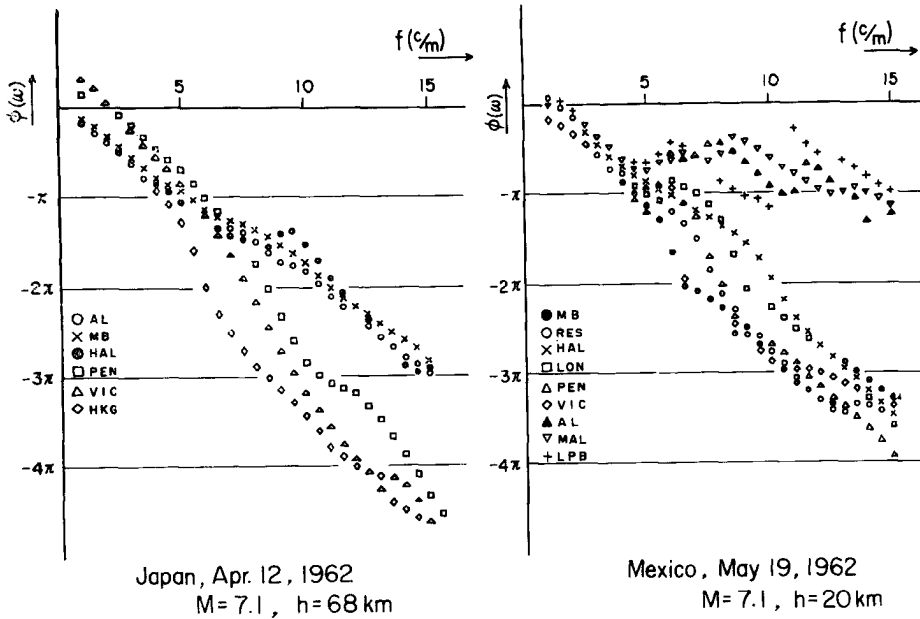


Fig. 23 Phase spectra of the Mexico earthquake, May 19, 1962 (No. 33, Table 1), and the Japan earthquake, Apr. 12, 1962 (No. 30, Table 1).

はマグニチュードと共に小さくなり、したがって位相スペクトラムの減少の割合は急激になる。この結果は、少なくとも定性的には **Fig. 19** の結果を説明できる。

このような考えからすれば、**Fig. 23** に示す Mexico 地震の位相スペクトラムは興味のある結果を示している。この地震は前節 (ii) に示した方位的变化の著しい例であるが (**Fig. 14** 参照), Alert Malaga, Ponta Delgada, La Paz における位相スペクトラムは、他の観測所におけるものと異なり、グループ A におけるものとは異なる形を持っている事がわかる。これは、これらの観測所においては、第 2 動の振巾が最初の半周期の振巾よりも小さかったものと考えられる。これら 4 観測所がすべて北東から南東にかけての方位 (震央から見て) にある事は、第 2 動の振巾もまた方位に関係するのではないかと思われるのが、これは第 2 動の性質についてある示唆を与えるものかも知れない。

グループ B の地震の大部分は、このようになかなか奇妙な P 波形を持つことになるが、この later phase として取扱いはできる第 2 動は、恐らく pP や sP の如く伝播径路の違いなどによってできるものでなく、震源における力の働き方に関係するものであろう。そこで取扱いの便宜上、このグループの P 波はある衝撃波型の動きに、方向反対で振巾は一般により大きい波が少し遅れて重なったものであると考え、初めの動きのスペクトラム構造を考えよう。それには前と同様にして、得られたスペクトラムの移動平均あるいは滑らかにしたものをとればよいが、そのようにして得られたスペクトラムは、グループ A に比して複雑である。大雑把に云って、振巾スペクトラムは、短周期部において特に小さい傾向があるようである。このことは、波形がグループ A におけるものに比べて鈍いことに対応するが、このことに関しては次章に少しくわしく取扱うことにする。

このような見方に従えば、グループ A の中にもグループ B の如く第 2 動を later phase と見なすべきものがあり、たゞすべての観測所において第 2 動が第 1 動より小さいため、見掛上グループ A に属していたものである。したがって、グループ A の中完全に衝撃波型をもつものを新たにグループ A' とし、上に述べたものはグループ B に入れ、新たにグループ B' と名付ける。これはグループ B の中には、次節で述べるよう

に、更に一つの別のタイプがあるように思われるからである。A', B' の分類は **Table 1** の最後の欄に記入してある。このように分類をし直せば、両グループ A' 及び B' には、一層明瞭な震源の深さの分布の違いがあることがわかるが、これは後節 (viii) に述べる。

(vii) 其の他の地震

グループ A の地震は、すべて A' 或いは B' に属するが、グループ B の中には、A', B' 何れにも属さないものがある。これらの地震の振巾及び位相スペクトラムは、大体の傾向としてはグループ B' のそれに等しいが、たゞ異なる点は、この場合には later phase として第1動と同方向の第2動が重なったものと考えられることである。**Fig. 24** はその1例を示す。この phase が pP や sP の如く伝播径路の違いによるものであるか、あるいはグループ B' の如く震源における別の動きであるかは、資料が少ないのでここでは述べる事ができない。しかし、この phase の P 初動からの遅れは、深さ 150~400 km 位の深発地震でも数秒程度であるから、pP や sP とは考えにくい。又 **Fig. 24** に見られるように、この入射時間差は震央距離に関係しないように思われる。このような理由によって、この phase もまた、震源における動きに関するように思われるが、くわしい議論は将来に譲って、ここではこれらの地震をグループ C' と名付けるだけに止める (**Table 1** 第9欄)。

以上3グループ (A', B' 及び C') の他に、振巾及び位相スペクトラムのいずれかあるいは両方が観測所によって異なったり、特異な形をとったりして、いずれのグループにも属させることができなかったものが数例ある (**Table 1** 参照) が、それらの数は解析例の10%程度である。とにかく解析された40例中の大部分が数少ないいくつかのグループに属するという事は、地震発生機構を考える上で興味あることと思われる。

(viii) 震源の深さの分布

上に簡単に触れたように、グループ A' と B' に属する地震には、震源の深さに関してかなりはっきりした区別がある。**Fig. 25** は各グループ毎の震源の深さの分布を示す。一般的に云って、グループ A' の地震は40 km 程度以上の深さに起るが、グループ B' の大部分はそれより浅い部分に密集している。深さ数 100 km 以上の深発地震は、1例を除きグループ A' に属し、B' には1例もない。グループ C' に関しては資料が少ないが、深い地震が比較的多いように見える。

このように、50 km 位の深さが、グループ A' と B' が主として起る深さの範囲の境になっているのは興味深い。この深さは、大体の所地殻の底面かあるいは少し深い所であるが、グループ A' と B' の地震における P 波形の違いは、結局地殻とマントルとにおける地震発生機構の違いを表わしているとも考えられる。更にその違いは、震源域の大きさや形、あるいは震源に働く力の違いによるものであろうが、これは地球内部の物質の性質あるいは地震エネルギーの性質などを追究する上の重要な手掛りになるとと思われる。次章において、これらのグループの震源機構について簡単な考察を加えよう。

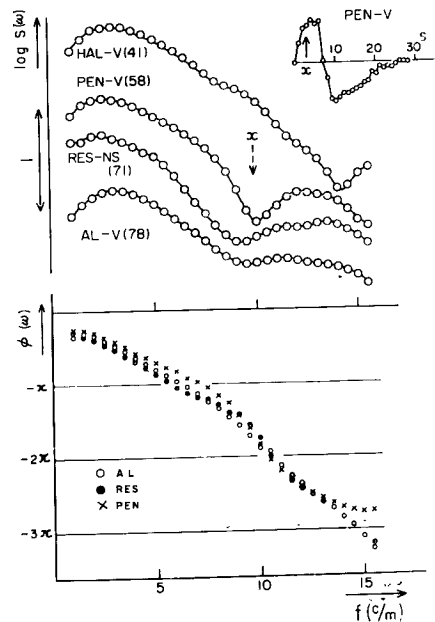


Fig. 24 Amplitude and phase spectra of the Colombia earthquake, Dec. 20, 1961 (No. 27, Table 1).

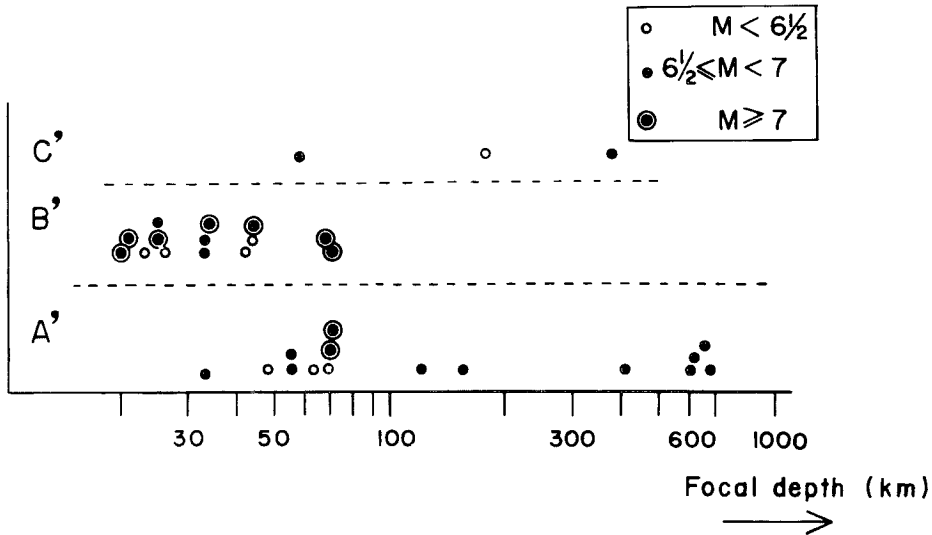


Fig. 25 Distributions of the focal depth in 3 groups A', B', and C'.

4. いくつかの考察

(i) S/P 振巾比のスペクトラム

前章に述べた A', B' 及び C' 各グループは、それぞれに特有な震源機構を持つと考えられるが、それぞれにどのような震源機構が最も適当であるかを定めるのは簡単ではない。そのためには、例えばそれらの地震の fault-plane solution (P 波のみならず、でき得れば S 波についても) を参照し、考えられる種々のモデルについて、P 波のみならず S 波をも考慮に入れた吟味を行なうべきであろう。更に表面波のスペクトラムを考え合せることが、完全な震源機構の把握には必要である。このように現在の段階では、各グループの震源機構を推定するにはなお資料不足であって、詳しい議論は将来に俟つほかないが、以下では、各グループの P 波形の特徴をはっきりさせるために、簡単なモデルを考えて見よう。

いわゆる 4 象限型球形震源モデルは、これまでもしばしば研究され、特に深発地震の震源モデルとしてかなりよい近似であることが示された。これは球形の震源域を考え、中心において直交する 2 平面によって球面を 4 部分に分けた時、相対する 2 部分で同方向の力が、又隣合った 2 部分では反対方向の力が働くようなものである。このモデルは、Type II¹²⁾ と呼ばれるもので、P 波の初動分布についてはほとんどの場合、S 波についてもかなりの場合をうまく説明しうる。このような震源モデルの表面に働く力の形を種々仮定して、深発地震の P 波及び S 波形を説明しようという試みもなされている¹³⁾¹⁴⁾。グループ A' の場合には、前章に述べたようにあまり浅い地震を含まず、深さ数 100 km の深い地震の大部分はこれに属するから、このグループに対して 4 象限型球形震源モデルは適当であるかも知れない。以下に、このモデルの適合性を調べるための一方法として、S/P 振巾比のスペクトラムについて考えて見よう。

本多¹⁵⁾、井上¹⁶⁾によれば、4 象限型球形震源モデルの場合には、S 波と P 波の振巾比が、震源球の半径 a と P 波もしくは S 波の波長との比に従って特殊な形を示す。これは、 a を一定とすれば S/P のスペクトラムに他ならない。したがって、逆に S/P のスペクトラムを求めれば、このモデルの妥当性をある程度確かめることができ、半径 a の値を推定できるであろう。

S 波の解析は、浅発地震の場合には、立上りの不明瞭さや S/N 比の小さいことなどのため、P 波に比べて信頼度が落ちることが多い。この取扱いにおいても、多くの観測所において同時に明瞭な S 波が記録されたのは 10 数例に過ぎなかった。Fig. 26 (a), (b) には、特に S 波の明瞭であった 10 例 (A': 6 例, B': 2

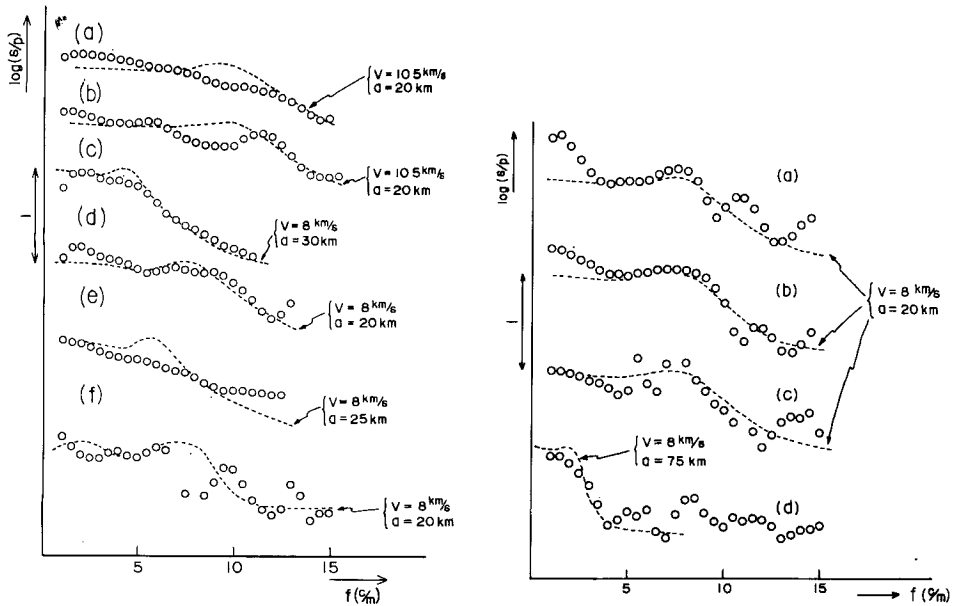


Fig. 26 (a) Spectra of S/P amplitude ratio in the group A'.

- (a) Mariana, Mar. 7, 1962, $h=680$ km, $M=6.5$ (group A')
- (b) Fiji, Sept. 10, 1962, $h=650$ km, $M=6.5$ (group A')
- (c) Peru, Apr. 18, 1962, $h=55$ km, $M=6.8$ (group A')
- (d) Greece, Aug. 28, 1962, $h=120$ km, $M=6.8$ (group A')
- (e) Chile-Argentina, Aug. 3, 1962, $h=71$ km, $M=7.0$ (group A')
- (f) Haiti, Apr. 20, 1962, $h=55$ km, $M=6.5$ (group A')

(b) Spectra of S/P amplitude ratio in the groups B' and C'.

- (a) Panama, Mar. 12, 1962, $h=58$ km, $M=6.6$ (group C')
- (b) Colombia, Dec. 20, 1961, $h=176$ km, $M=6.4$ (group ♯)
- (c) Mexico, May 19, 1962, $h=20$ km, $M=7.1$ (group B')
- (d) Japan, Apr. 12, 1962, $h=68$ km, $M=7.0$ (group ♯)

例, C' : 2例) を選び, S/P 振巾比のスペクトラムを求めた結果を示す。各地震について, 観測所間の平均が示してある。この図に, 重ねて引かれている点線は, 適当な a を仮定しかつ力としては normal stress のみが働き, tangential stress は働かないとした場合の計算値である。細かい部分はあまりよく合致するとは云えないが, 少なくとも短周期部で振巾比の急に減少する特性についてはかなりよく合致していると言える。これらの図から判る興味ある点は次の如くである。

- (1) グループ A' のみならず B' と C' に対してもかなりよい合致を示す。故に, もし逆にこの事から 4 象限型球形モデルの適用が近似的に正しいと云えるならば, 浅い地震に対する適用も深い地震に対するのと同程度に正しい。
- (2) もしこのモデルの適用が妥当だとすれば, 震源球の半径 a は, マグニチュード 6.5~7 程度では 20~30 km 程度となる。
- (3) Fig. (b), の (c) は, 前章に述べた方位的变化の明瞭な Mexico 地震であるが, S/P 振巾比は計算値とよく合い, その半径 a の長さは, 前に求めたさ層の長さと同ほゞ等しい。
- (4) Fig. (b) の (c) Mexico 地震と (d) 日本地震とは, 発表によるとマグニチュードほゞ等しく 7

程度であるが、半径 a の大きさはかなり違う。もしマグニチュードの推定が正しいならば、この事実は震源域に関して興味ある資料を提供すると思われる。

(ii) モデルのあてはめ

前節に述べた所により、これら各グループに 4 象限型球形モデルが近似的に適用できると仮定し、且震源に働く力の違いによって、A', B' 両グループの P 波形の違いが与えられるとする。B' グループの P 波については、第 1 動の形のみをとり上げ、A' グループの P 波との比較をするだけに止める。

観測波形のスペクトラムは、震源において働く力のスペクトラムと、震源球の表面における境界条件によって決められるものとの積 (振巾スペクトラム) 及び和 (位相スペクトラム) となる。震源に働く力としては、前章 (v) で述べたように、 $t^p e^{-ct}$ が A' グループの P 波形をかなりよく表わしており、B' グループの第 1 動のスペクトラムも、 p と c の値を適当に変えれば、同じ函数で近似的に表わしうるように思われるから、以下にはこの函数を用いることにする。これは、西村・高山¹⁷⁾によって深発地震の場合に仮定されたものの一般化である。境界条件で与えられるスペクトラムとしては、井上¹⁸⁾の結果を用いた。

震源球の半径 a 、上記函数における p 、 c の値をいろいろに組合せて、それぞれの場合における振巾スペクトラムを求めておき、地震毎に最もよく合致するものを求めた (位相スペクトラムについては、特に B' グループでは正確なスペクトラムを決定できないので、ここでは振巾スペクトラムだけについて行なった)。この操作は多分に主観的なものであるし、又他のモデルでも同程度の適合を得ることができるかも知れない。したがってここでは、単に両グループの P 波形の違いに対する目安と考えればよい。Table 2 に示したのは、このようにして決定された半径 a 、 p 、 c の値である。最後の欄における t_m は、函数 $t^p e^{-ct}$ が立上りから最大値に達するまでの時間である。Table に見られるように、グループ B' の t_m は一般にグル

Table 2 Estimations of the radius of spherical origin, a and the parameters of force function acting at the origin (p and c). t_m is the time necessary for the force function to reach the maximum value.

Date	Location	Focal depth km	Magnitude	p	c	a km	t_m sec
Group A'							
1959 July 6	Argentina	600	6.6	1	1.0	24	1.0
1960 Oct. 8	Japan Sea	608	6.5	1	1.0	12	1.0
1961 May 23	Dodecanese Is.	49	6.3	2	1.0	30	2.0
1962 Mar. 7	Mariana	680	6.5	1	1.0	30	1.0
" Apr. 18	Peru	55	6.8	2	1.0	24	2.0
" " 20	Haiti	55	6.5	2	1.0	30	2.0
" " 22	Mexico	69	5.4	1	1.0	20	1.0
" " 23	Japan	55	7.1	2	1.0	24	2.0
" May 22	Santa Cruz	151	6.3	1	0.7	22	1.4
" Aug. 3	Chile-Arg.	71	7.0	1	1.0	22	1.0
" " 28	Greece	120	6.8	1	1.0	12	1.0
" Sept. 10	Fiji Is.	650	6.5	1	0.7	15	1.4
" Dec. 7	Bonin Is.	411	6.9	1	1.0	24	1.0
Group B'							
1961 Aug. 11	Japan	71	7.0	2	0.7	17	2.9
1962 Feb. 14	Chile	44	7.4	2	0.4	17	5.0
" Apr. 12	Japan	68	7.0	2	0.4	24	5.0
" May 15	Banda Sea	34	7.3	2	0.4	15	5.0
" " 19	Mexico	20	7.1	2	0.7	24	2.9
" Aug. 31	Rat Is.	26	6.4	1	0.7	15	1.4
" Sept. 1	"	42	6.1	1	0.3	15	3.3
" Dec. 21	Fox Is.	33	6.5	2	0.4	15	5.0
" " 26	Komandorski Is.	33	6.5	2	0.4	15	5.0
Group C'							
1961 Dec. 20	Colombia	176	6.4	2	0.7	20	2.9
1962 May 21	Fiji Is.	379	6.9	1	0.7	30	1.4

ープ A' のそれよりかなり大きい値をとる。これは、グループ B' の震源における力の働き方が、A' のそれに比べてゆるやかである事を示している。更に震源域の半径 a については、一般に考えられている程度のもとなるが、その大きさとマグニチュードとの関係はあまり明瞭でない。このような結果から、地震のマグニチュードは、震源域の大きさと震源に働く力との両方に関係するのではないかとも思われる。

以上第1報においては、主としてP波のスペクトラム解析結果について述べ、ある観測点で観測されるP波のスペクトラムから、どの程度に震源状態を推定し得るかを考察した。次に、浅発地震と深発地震とでは、P波形にかなりの違いがあり、その違いが震源における波動発生機構によると考えられることを述べた。更に、それらの地震の震源機構について、ごく簡単なモデル的考察を行なったが、詳しい議論については次報に述べる予定である。

謝 辞

この研究は、著者が Postdoctrate Fellow, National Research Council, Canada として、Ottawa, Dominion Observatory に滞在中になされたものである。研究中を通して有益な示唆と懇切な助言を借しまれなかった Dr. J. H. Hodgson に深甚の謝意を表したいと思う。又地震記象の解析をお許し下さった、United States Coast and Geodetic Surveys, Prof. J. Oliver (Lamont Geological Observatory, Columbia University), Prof. W. Stauder (Saint Louis University), Prof. D. H. Shurbet (Texas Technological College) に厚くお礼申上げる。

参 考 文 献

- 1) 例えば、Hodgson, J. H. (Editor), The Mechanics of Faulting, with Special Reference to the Fault-plane Work, Publ. Dom. Obs., Ottawa, 20 (1957), 251-418.
 —— (Editor), A Symposium on Earthquake Mechanism, Publ. Dom. Obs., Ottawa, 24 (1960), 299-397.
 Honda, H., Earthquake Mechanism and Seismic Waves, Geophys. Notes, 15 (Suppl), (1962), 1-97.
- 2) 例えば、Inouye, W., Notes on the Origins of Earthquakes, Bull. Earthq. Res. Inst., 14, 582-598, 15, 90-101, 674-585, 956-964, 16, 125-130, 597-631, (1936, 1937, 1938), Nishimura, G. and Takayam, T., Seismic Waves due to Traction Applied to the Inner Surface of a Spherical Cavity in an Elastic Earth, Bull. Earthq. Res. Inst., 16 (1938), 317-354.
- 3) 例えば、Tsuboi, C., Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area and Strength of the Earth's Crust, Journ. Phys. Earth. 4 (1956), 63-66.
 宇津徳治, 関彰, 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震II, 7(1955), 233-240.
- 4) Blackman, R. B. and Tukey, J. W., The Measurement of Power Spectra, Publ. by Dover (1958).
- 5) Kasahara, K., The Nature of Seismic Origin as Inferred from Seismological and Geodetic Observations, Bull. Earthq. Res. Inst., 35 (1957), 473-532.
- 6) ——, An Attempt to Detect Azimuth Effect on Spectral Structures of Seismic Waves. (The Alaskan Earthquake of April 7, 1958), Bull. Earthq. Res. Inst., 38 (1960), 207-218.
- 7) Ben-Menahem, A., Radiation of Seismic Body Waves from a Finite Moving Source in the Earth, Journ. Geophys. Res., 67 (1962), 345-350.
- 8) loc. cit. 7)
- 9) V_f については,
 Ben-Menahem, A. and Toksoz, M. N., Source-Mechanism from Spectra of Long-Period Seismic Surface Waves. I. The Mongolian Earthquake of December 4, 1957, Journ. Geophys. Res., 67 (1962), 1943-1955.
 b については,
 loc. cit. 5) and 3).
- 10) loc. cit. 5)
- 11) loc. cit. 5)

- 12) loc. cit. 1)
- 13) loc. cit. 2)
- 14) loc. cit. 2)
- 15) loc. cit. 1)
- 16) loc. cit. 2)
- 17) loc. cit. 2)
- 18) loc. cit. 2)