

海溝周辺に発生する地震の余震分布に関する一つの検討

井元政二郎・岸本兆方

ON A BIAS OF AFTERSHOCK EPICENTERS AT TRENCHES OF THE PACIFIC OCEAN

By Masajiro IMOTO and Yoshimichi KISHIMOTO

Synopsis

In this paper, we discuss the difference in distributions between larger and smaller aftershocks that followed some large earthquakes with magnitude larger than 7 at trenches of the Pacific Ocean. By a method similar to the t-test, it seems probable that the epicenters of the smaller shocks are located slightly landward in comparison with those of the larger shocks, especially in South Kuril and Philippine.

On the statistic basis mentioned above, epicenters of the main shocks are compared with those of their aftershocks. It is ascertained that most of epicenters of the main shocks with reversal dip-slip fault are situated landward, except the events in New Britain Trench and New Hebrides.

1. はじめに

浅発大地震では多くの場合、余震が引続いて発生する。この余震分布を用いて、破壊域の大きさを推定したり、断層面の走行・傾斜を推定することがある。また、本震との位置関係から破壊拡大の様子を大雑把に調べることも可能だと考えられる。しかし、これらを論ずるについては、十分な注意が必要である。例えば、本震の破壊域と直接関係のある余震であるか、それが破壊域をよく表わす余震だとしても本震との比較にはどの程度の精度があるかなどである。この精度に関連した研究として、宇津^{1),2)} MITRONOVAS and ISACKS³⁾が挙げられる。これらはともに、異なった観測網（たとえば CGS と JMA のように、広範囲なものと同地方的なもの）で決定された同一の地震の震源を比較し、地震波速度構造の議論を行っている。これらで比較されているように、複雑な速度構造をもつ地域では、観測点配置によって決定される震源にかなりの差を生じる。同一観測網（例えば CGS）で決定された大きさの違う二つの地震（本震と余震）の震源を比べる場合にも、この様な差が含まれていると考えねばならない。二つの地震の相対位置だけを論ずる場合には、観測点配置が等しくなるように観測データを選択し、再決定を行うと精度は向上すると考えられる。しかし、本震と余震分布との相対位置を論ずる場合には、観測点配置を揃えることにより、再決定され得る余震がかなり減少したり、配置が貧弱なために誤差が大きくなる等の問題を引き起こす。従って、かなり小さな地震まで含む余震分布には、ある程度の誤差を覚悟しなければならない。

一方、KELLHER et al⁴⁾ は subduction zone に発生する大地震の余震分布を調べ、thrust 型の大地震はその余震域の陸寄りから発生し破壊拡大をすると結論している。筆者の一人⁵⁾ も北海道東方で近年発生した地震から同様の結果を得ている。これらはともに、余震分布として比較的大きな余震を用いており、先に述べた精度上の問題は無視できると思われる。

ここでは、海溝軸に直交する方向に関しての本震と余震との位置関係を調べることを目的とし、余震分布の誤差の傾向について考える。そのために、一つの余震群における比較的大きな余震の分布と小さな余震の

分布を比べ、違いを調べる。ここで、大きな余震と小さな余震とでは発生機構上分布に大きな違いはないと仮定し、分布の違いは、観測点配置が異なることによると見なす。これは、分布の違いを小さな余震の誤差によるとするものであるが、発生機構上の仮定が成立しない場合でも、小さな余震を含めて余震分布を論ずる上で参考になるだろう。

2. 資 料

解析にあたって、震源要素は NOAA の Earthquake Data File を利用し、最近の地震に関しては PDE を用いた。地震の選択に際しては、理科年表⁹⁾の世界大地震年代表を参考にした。海溝軸の走行算出には、Marine Geology of the Pacific⁷⁾ 他⁸⁾に記載されている図を使用した。なお、発震機構については、既に求められている場合それ (DENHAM⁹⁾ その他¹⁰⁾⁻¹⁷⁾ に従い、決定されていないものは世界標準地震計網の長周期地震計記録の P 波押引から推定した。

3. 解 析 方 法

ここで、海溝に発生する浅発大地震の本震・余震関係を調べることを目的とするため、本震として海溝周辺マグニチュード7以上深さ100km以下の地震を選び、この地震より400km以内30日間のものを余震として選んだ。期間は、同一の観測点網で得られた震源要素を用いるために、1963年1月から1974年12月までとした。これらから、余震域の重なる連発地震や余震の少ないものを除いた結果、解析に関係した本震は Table 1. で表わされている。

Table 1. Chronological catalog of the earthquakes. The earthquakes marked A and B are referred to Fig. 3 and Fig. 4, respectively.

	Date			Time		Location			Magnitude		
	Y	M	D	h	m	Lat. °N	Long. °E	km	mb	Ms	
1	63	3	26	9	48	-29.7	-177.9	48	5.9		B
2	63	4	16	1	29	-0.9	128.2	6	5.0		A
3	63	9	17	19	20	-10.1	165.3	17	6.1		A
4	63	10	13	5	17	44.8	149.5	60			AB
5	64	3	28	3	36	61.0	-147.8	33			AB
6	64	7	24	8	12	47.2	153.8	33	5.9		AB
7	64	11	17	8	15	-5.7	150.7	45	6.7		B
8	65	2	4	5	1	51.3	178.6	40	6.0		AB
9	65	2	5	8	40	51.3	179.5	40	6.4		A
10	65	2	5	13	38	52.0	174.0	35	5.5		A
11	65	3	30	2	27	50.6	177.9	51	5.7		A
12	65	7	29	8	29	50.9	-171.4	22	6.3		A
13	65	8	11	3	40	-15.5	166.9	14	6.3		B
14	65	8	11	22	31	-15.8	167.2	13	6.4		A
15	65	8	13	12	40	-15.9	167.6	94	6.2		A
16	65	8	23	19	46	16.3	-95.8	20	6.9		B
17	66	6	15	0	59	-10.4	160.8	34			A
18	66	8	22	17	42	-22.4	170.6	36			AB
19	66	10	17	21	41	-10.7	-78.8	24	6.3		AB
20	66	12	28	8	18	-25.5	-70.7	32	6.8		AB
21	66	12	31	18	23	-11.9	166.4	56	5.5		AB
22	67	10	4	17	21	-5.7	153.9	52			B
23	67	12	25	1	23	-5.3	153.7	64			AB

	Y	Date		Time		Location			Magnitude		
		M	D	h	m	Lat. °N	Long. °E	km	mb	Ms	
24	68	1	29	10	19	43.6	146.7	40			AB
25	68	5	16	0	48	40.8	143.2	7	7.9		AB
26	68	5	16	10	39	41.5	142.7	33			A
27	68	5	20	20	5	-30.7	-178.4	46	7.0		AB
28	68	6	12	13	41	39.5	142.7	44	6.0	7.0	AB
29	68	6	19	8	13	-5.6	-77.2	28	6.4	6.9	A
30	68	8	2	14	6	16.6	-97.7	40	6.3	7.1	B
31	68	8	10	2	7	1.4	126.2	33	6.3	7.6	A
32	68	9	26	18	2	-30.5	-178.2	33	5.8	6.8	B
33	69	8	11	21	27	43.5	147.4	28	7.1	7.8	AB
34	70	1	10	12	7	6.8	126.7	73	6.1		AB
35	70	4	7	5	34	15.8	121.7	37	6.4	7.3	A
36	70	4	12	4	1	15.1	122.1	24	5.9	7.0	A
37	70	4	29	14	1	14.5	-92.6	33	5.8	7.3	B
38	70	12	10	4	34	-4.0	-80.7	25	6.3	7.6	A
39	71	7	9	3	3	-32.5	-71.2	58	6.6		AB
40	71	7	14	6	11	-5.5	153.9	47	7.9		AB
41	71	7	26	1	23	-4.9	153.2	48	6.3	7.9	A
42	71	12	15	8	29	56.0	163.3	33	6.1	7.8	AB
43	72	1	23	21	17	-13.2	166.4	33	5.9	7.1	B
44	72	2	29	9	22	33.3	140.8	56	6.3		AB
45	72	11	2	19	55	-20.0	168.8	32	6.3	7.0	B
46	72	12	2	0	19	6.5	126.6	33	6.3	7.4	AB
47	72	12	4	10	16	33.3	140.7	66	6.6		AB
48	73	2	28	6	37	50.5	156.6	27	6.3	7.2	B
49	73	6	17	3	55	43.2	145.8	48	6.5	7.7	AB
50	73	12	28	13	41	-14.5	166.6	26	6.4	7.5	AB
51	73	12	29	0	19	-15.1	166.9	47	6.2	7.2	A
52	74	1	31	23	30	-7.5	155.9	34	6.0	7.0	B
53	74	2	1	3	12	-7.4	155.6	40	6.2	7.1	A
54	74	7	13	1	18	7.7	-77.7	12	6.4	7.3	A
55	74	10	3	14	21	-12.3	-77.8	13	6.6	7.6	B

これらの本震・余震分布の例として、1969年8月11日の地震の場合を Fig. 1 に示す。余震分布を調べるにあたって、Fig. 1 のような X-Y 座標系を用いている。すなわち、原点が本震震源にあり、X 軸は海溝軸に直交し島弧の外側へ向っており、Y 軸は海溝軸と平行である。以下では X 軸方向に関してのみ論じられる。その際、Y 軸方向に 50km 以上離れた余震は使われない。これは、1) 本震から 50km 程度で二、三の例外を除き余震のかなりの部分を含む。2) 海溝軸の走行に変化がないと見なせる範囲であることによる。Fig. 2 に X 軸方向に関する余震の頻度分布を示す。上の図が震源決定に使用された読取りが19以下の比較的小さな余震の場合であり、下の図が同じく20以上の大きな余震の場合である。この二つの頻度分布図から、大きな余震と小さな余震とでは、分布に違いがあるように見える。このことを次のようにして調べる。(a) 余震をなるべく等しい数になるように、その読取り数により二つの群に分ける。小さい方の余震数を n_1 、大きい方を n_2 とする。 n_1, n_2 ともに10以上の場合だけ論ずる。

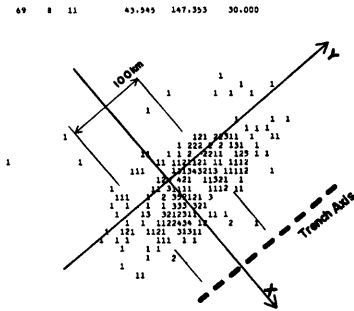


Fig. 1. An example of epicenters of aftershocks and their main shock. Numerals indicate the numbers of aftershocks in each area. X-Y axes are also shown.

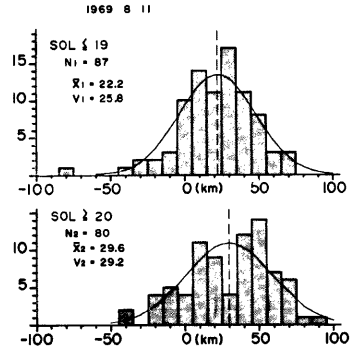


Fig. 2. Histograms of one dimensional distribution of aftershocks in Fig. 1.

Upper: the case of smaller shocks determined with the readings less than 20. Lower: larger shocks' case with the readings equal or more than 20. A curve in each figure is the best fitted Gaussian distribution.

(b) それぞれの分布の代表値として、余震位置 (X 座標) の平均 (\bar{x}_1, \bar{x}_2) と分散 (v_1, v_2) を求める。これは、余震分布を正規分布で近似する事に相当するが、分布関数が知られていない、厳密な検定ではないなどからこの点に関しては議論しない。

(c) t 検定の方法を下のように用いて、その分布の違い方を表現する。

$$t_0 = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{v_1^2}{n_1} + \frac{v_2^2}{n_2}}}$$

$$\text{自由度 } \phi = \frac{\left(\frac{v_1^2}{n_1} + \frac{v_2^2}{n_2}\right)^2}{\frac{(v_1^2/n_1)^2}{n_1-1} + \frac{(v_2^2/n_2)^2}{n_2-1}}$$

こうして求められた t_0, ϕ が次の式を満たすように (a_1, a_2) を決める。

$$t(\phi, a_1) \leq |t_0| \leq t(\phi, a_2)$$

ここに、(a_1, a_2) として (, 0.4), (0.4, 0.2), (0.2, 0.05), (0.05,) の4つの場合から選ぶ。これは、有意水準を 0.4, 0.2, 0.05 として t 検定を行うことに相当している。

Fig. 3(a) - (g) で地域別の結果を示す。矢印の長さが (a_1, a_2) を示しており、長い程分布が異なっている ($\bar{x}_1 \neq \bar{x}_2$) とするのが確からしくなる。長さは $|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|$ を直接表わしていない。また矢印の向きは、 \bar{x}_2 から \bar{x}_1 への向きを示しており、海溝軸と直交している。

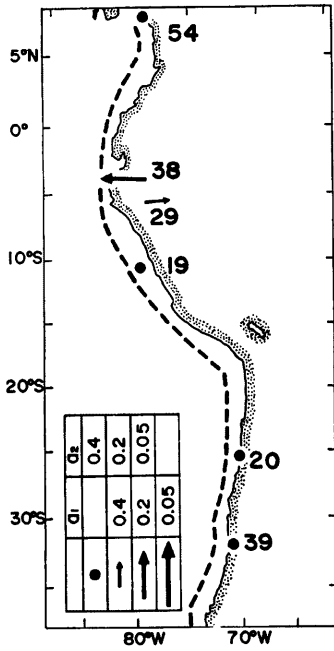


Fig. 3 (a)

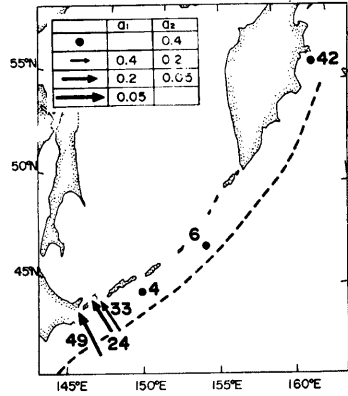


Fig. 3 (b)

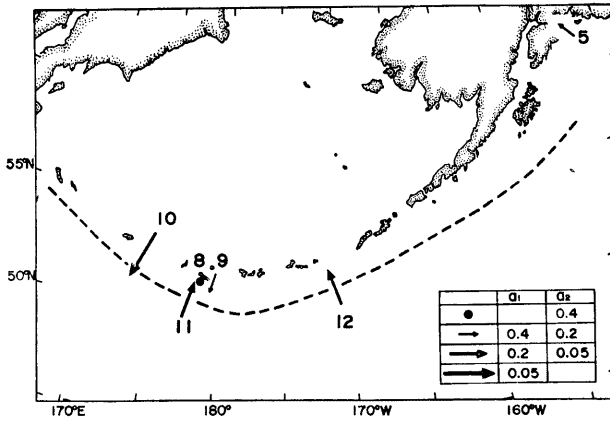


Fig. 3 (c)

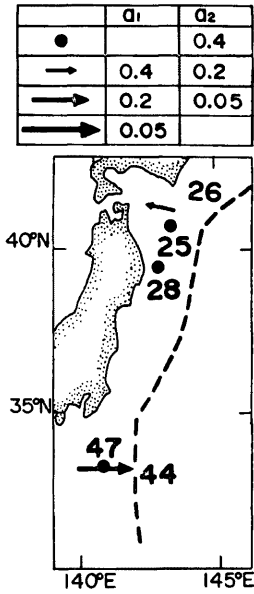


Fig. 3 (d)

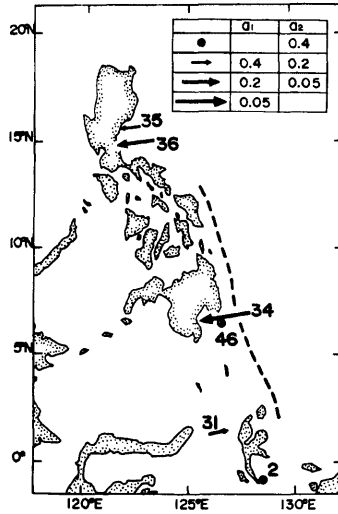


Fig. 3 (e)

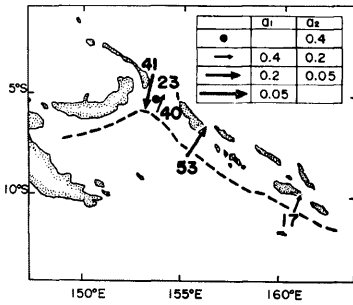


Fig. 3 (f)

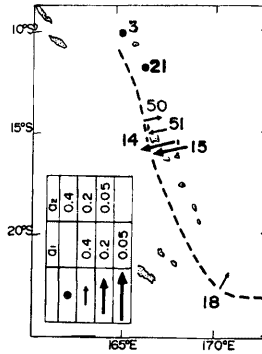


Fig. 3 (g)

Fig. 3. Results of the analysis. The each arrow shows the direction from \bar{x}_2 to \bar{x}_1 . The length of an arrow indicates the significance level at which the null hypothesis, \bar{x}_1 equal to \bar{x}_2 , is rejected. Numerals beside the arrows are the numbers in Table 1. The trench axes are shown by the dashed lines. (a) Chile-Peru Trench (b) Kuril (c) Aleutian (d) Japan and Bonin (e) Philippine (f) New Britain (g) New Hebrides.

4. 考 察

Fig. 3 に示されているように、小さな余震は大きな余震に比べて、陸寄りに分布していることが多い。特にフィリピンや北海道東方で顕著である。解析に用いた余震群の本震は Table 1. にAと印されている地

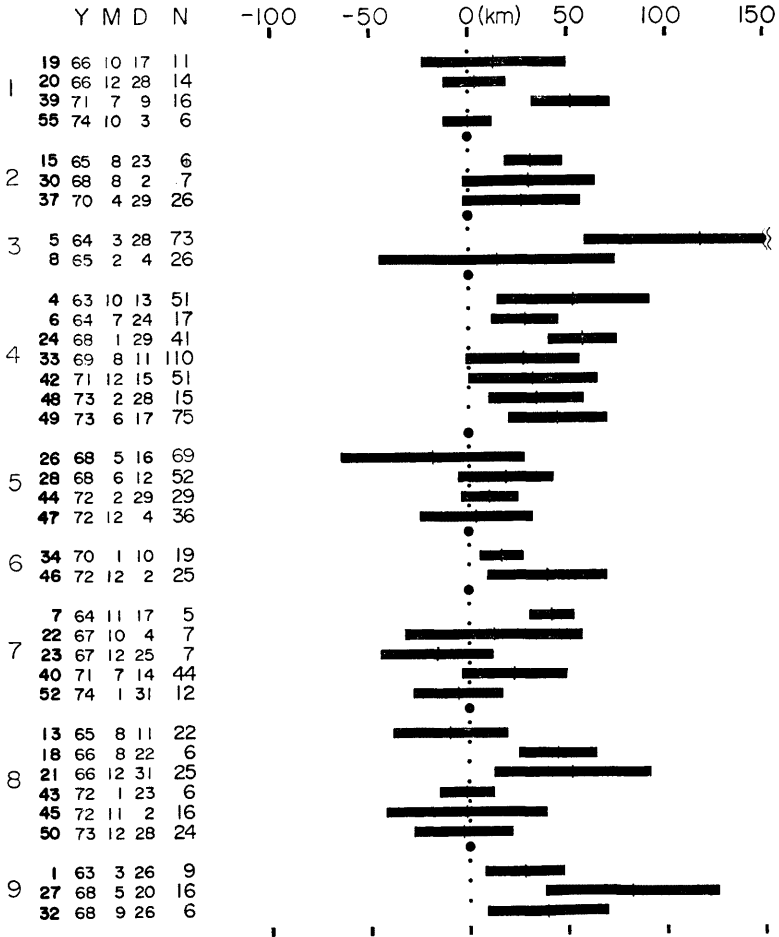


Fig. 4. One dimensional extent of aftershocks' area is indicated in the solid block. Their main shocks have reversal dip-slip faults and are put at 0(km). The positive direction is toward the trench axis. The numbers in the first row indicate the trenches as follows. 1. Chile-Peru 2. Middle America 3. Aleutian 4. Kuril 5. Japan and Bonin 6. Philippine 7. New Britain 8. New Hebrides 9. Kermadec. The earthquakes' numbers in Table 1. are in the second row. The numbers of aftershocks with readings more than 15 are in the last row.

震であり、その発震機構とは無関係に選ばれている。この発震機構の違いが結果に反映しているかもしれないが、関係の明らかなものはない。むしろ、地域に関係した傾向のようであり、速度構造の反映だと思われる。宇津⁹⁾の結果によると、日本付近においては、JMA の震源は CGS よりも海溝寄りに偏る。これと同じ結果を Mitronovas and Isacks⁹⁾ も Tonga-Kermadec 島弧で得ており、震央に近い観測点だけで決定された震源は、遠い点を含む場合に比べ海溝寄りに位置する。これらから、大きな地震と小さな地震を比較すると、小さな地震がより海溝寄りに決まるという結論が引き出されそうである。しかし、今回使用した CGS の震源では小さな地震であっても近い観測点の占める割合は大きくない。今回得られた結果は、近い観測点網による震源と遠いものとの比較の結果ではなく、むしろ観測点の方位分布が偏っている場合の速度構造の影響を表わしていると考えられる。この方位分布の偏り方は、余震群それぞれで異なっており、明確な結論を得るには個々について詳しく検討する必要がある。

最後に、本震と余震分布との関連について述べる。Fig. 4 は subduction zone に発生した逆断層型地震の本震・余震の相対位置関係を示している。本震位置が 0(km) に揃えられており、余震 (X 座標) の平均値と分散が黒いブロックで示されている。この計算には、読取り数が15以上あり、海溝軸方向には 50km 以内の余震が使われている。既に述べたように、読取り数の少ない余震を含んでいることによって余震分布が陸寄りに偏った図と考えられるが、それにもかかわらず、全体的に見て本震は余震の陸寄りに位置することが多いといえる。地域別に見ると、中米、千島、Philippine、Kermadec では、この傾向が明瞭である。しかし、New Britain や New Hebrides ではそれほどでもない。このように、陸寄りのところから破壊を始めるのは、深発地震面が明瞭で単調な場合に多いように思われる。すなわち、プレートテクトニクスにおける、ドラッグモデルがそのまま適用される地域に多いように思われる。これは、筆者の一人⁹⁾ が行なった議論を間接的に支持していると考えられる。

謝 辞

この研究に必要な NOAA の Data File 使用に際して、当研究所資料センターの松村一男助手、野田均技官にたいへんお世話になりました。また、DENHAM LIST に関しての国立防災科学技術センターの石田瑞穂博士、東京大学地震研究所の江口孝雄氏の厚意に感謝いたします。

なお、資料処理には、資料センターの FACOM 230-25 を使用しました。

参 考 文 献

- 1) Utsu, T.: Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 1971, pp. 839-890
- 2) Utsu, T.: Regional variation of travel-time residuals of P waves from nearby deep earthquakes in Japan and vicinity, *J. Phys. Earth.*, 23, 1975, pp. 367-380
- 3) Mitronovas, W., and B. L. Isacks: Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga-Kermadec island arc, *J. Geophys. Res.*, 76, 1971, pp. 7154-7180
- 4) Kelleher, J., L. R. Sykes, and J. Oliver: Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 1973, pp. 2547-2535
- 5) 井元政二郎: 1969年北海道東方沖地震の初期破壊過程, *地震*, 第29巻, 1976, pp. 1-13
- 6) 東京天文台編纂: 理科年表, 丸善株式会社, 1975
- 7) Menard, H. W.: *Marine Geology of the Pacific*, McGraw Hill, 1964, p. 271
- 8) 岩淵義郎: 海溝, 海洋科学基礎講座 8, 深海底質学, 東海大学出版会, 1970, p. 297
- 9) Denham, D.: Earthquake focal mechanism solutions for Western Pacific and Indonesian regions; for the Working Group 1 of the Geodynamics Project
- 10) Stauder, W., and G. A. Bollinger: The focal mechanism of the Alaska earthquake of March 28, 1964, and of its aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 71, 1966, pp. 5283-5296

- 11) Stauder, W. : Mechanism of the Rat Island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea-floor spreading, *J. Geophys. Res.*, 73, 1968, pp. 3847-3858
- 12) Stauder, W. : Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate, *J. Geophys. Res.*, 78, 1973, pp. 5033-5061
- 13) Stauder, W. : Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity, *J. Geophys. Res.*, 80, 1975, pp. 1053-1064
- 14) Stauder, W., and L. Mualchin : Fault motion in the larger earthquakes of the Kuril-Kamchatka arc and of the Kuril-Hokkaido corner, *J. Geophys. Res.*, 81, 1976, pp. 297-308
- 15) Molnar, P., and L. R. Sykes : Tectonic of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. America Bull.*, 80, 1969, pp. 1639-1684
- 16) Abe, K. : Tsunami and mechanism of great earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 7, 1973, pp. 143-153
- 17) 市川政治：八丈島付近の地震のメカニズム（第一報），昭和48年度地震学会春季大会講演予稿集