1964年新潟地震の余震分布再調査結果について

気象庁* 草野 富二雄
気象研究所** 浜田 信生

Re-investigation of Hypocentral Distribution of the 1964 Niigata Earthquake and Its Aftershocks

Fujio KUSANO

Japan Meteorological Agency, Ote-machi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100, Japan

and Nobuo HAMADA

Meteorological Research Institute, Nagamine 1-1, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

(Received August 16, 1991; Accepted December 18, 1991)

The focal process of the 1964 Niigata Earthquake was reinvestigated on the basis of hypocentral distribution of its aftershocks. This study indicates that the aftershocks are distributed on a fault plane dipping westward.

Although it has been clear that the fault strike of the mainshock was in N20°E direction, the dip of the fault was not still clear due to a poor resolution of hypocenter of aftershocks. To resolve the difficulty, we reexamined seismological data obtained by the Japan Meteorological Agency (JMA).

Reexamination of seismograms of nearby stations enabled us to supplement more than 1200 new P and S arrivals of aftershocks. We also identified a number of P and S arrivals from the data which were previously reported as unidentified phases. The Joint Hypocenter Determination method was used to get a more reliable aftershocks distribution. The number of located aftershocks much increased, as about 380 aftershocks are well located by this study.

Aftershocks on the vertical cross section which is normal to the fault strike shows that aftershocks are on a westward dipping plane. The dip of the plane is estimated as 50 degrees which is consistent with the focal mechanisms reported by several studies. Although the dip angle depends on the velocity model used in hypocenter location, westward dipping of aftershocks is valid, independent of several different velocity models. Therefore we estimate that the subduction of the Japan Sea under the north-east Honshu does not occur in the southern part of the eastern margin of the Japan Sea.

The aftershock activity is found to be low around the hypocenter of mainshock which is located near the bottom of aftershock region, suggesting a large strain release around the nucleation point of mainshock. Relative position of forerunning seismic activity which preceded the mainshock by two years seems to be within the shallow part of the aftershock region east of Awashima-island which is located in the western middle of the focal region. The epicentral distribution of aftershocks indicates that aftershock occurrence is scarce around Awashima-island. A similar relation was reported in the case of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake between its aftershocks and Kyurokujima-island, which is situated east of the middle of the aftershock region. Few aftershocks occurred in the area around Kyurokujima-island. In spite of the difference in relative location, that is, Awashima is situated west of the aftershock region while Kyurokujima is in the east, this suggests possibilities that crust around the islands cannot sustain enough strain to generate aftershocks or it behave as an earthquake barrier.

Key words: Niigata earthquake, Tectonics of the Japan sea, Aftershock distribution, Fault model.

* 〒100 東京都千代田区大手町 1-3-4

** 〒305 茨城県つくば市長峰 1-1

§ 1. はじめに

1964年新潟地震の震源過程については、当初、西傾斜の高角逆断層説が支配的であったが、1983年日本海中部地震の発生後は日本海中部地震と同じような東傾斜の低角逆断層説が現れ、その当否について多くの議論が行われて来た。これらの議論は、いずれも地殻変動または余震活動に関する資料に基づいているが、最近の詳しく調査されている地震の例では、実際の断層の形状や変位量の分布はかなり不規則であり余震の分布は、必ずしも断層の形状を示すとは限らない。当時の観測資料の精度を考慮すると、余震分布から断層の形状について明確な結論を得ることは難しい情勢にある。しかし、議論の行方はともかく、正確で詳しい資料を残すことの意義を考慮し、ここでは新たに資料の見直しを行い1964年新潟地震の余震活動について震源の再調査を行った。

§ 2. これまでの経緯

新潟地震発生後、まずHIRASAWA (1965) は、S波の偏角を用いた発震機構解析を行い、 $N10^{\circ}E$ の走向を持ち西に約60度傾斜した逆断層解を求めた。AKI (1966a, b) は、長周期表面波の解析を中心に、 $N20^{\circ}E$ の走向を持ち西に65度傾斜した断層面を求めた。ABE (1975) およびSUDO (1972) は、いずれもほぼ同様の断層モデルに基づき震源過程の解析を行っている。震源周辺海域における西傾斜の逆断層の存在や粟島の西傾斜の隆起 [NAKAMURA *et al.* (1964)] などの顕著な地殻変動がこれらの断層モデルでうまく説明できることから、当時は共役な東傾斜の低角な節面が断層面である可能性は多くの人の念頭になかったようである。その後RUFF and KANAMORI (1983) までは、同じ立場から震源過程の解析が行われている。

しかし、「東北日本＝北米プレート」説の登場 [小林 (1983), 中村 (1983), SENO and EGUCHI (1983) など] と日本海中部地震の発生により、東北日本から北部フォッサマグナにかけての日本海の沿岸で、日本海が日本列島の下に潜り込むサブダクションが起きているという可能性を念頭において、新潟地震の断層モデルの再検討が始まった。

まずSATAKE and ABE (1983) は地殻変動データを検討し、海底の地殻変動 [Mogi *et al.* (1964)] をよりよく説明し、あわせて粟島の西傾斜の隆起も説明できる低角と高角の2枚の東傾斜の断層面からなるモデルを提案した。しかし浜田 (1983) は、地震月報データを見直し、Joint Hypocenter Determination (JHD) を用いて余震の震源を再決定した結果、余震域の北部では西下がりの余震分布が認められることから、やはり従来からの西下

がり高角の断層モデルが妥当であると報告した。その後、藤原・瀬野 (1985) およびMORI and BOYD (1985) は、それぞれ異なる手法により決定した余震の震源の深さ分布と、長周期P波の解析から東下がりの断層解を支持した。松橋・他 (1987) は陸上の測量の結果を説明するには西下がりの高角の断層の方が良いことを明らかにし、走向の若干異なる南北に並ぶ2枚の断層からなるモデルを提案した。最近、茅野・井元 (1989) は、気象庁データを用い、東傾斜の低角の断層面上に余震が分布すると仮定した場合の方が西傾斜の場合よりも誤差(AIC) が小さくなると報告している。一方、活断層調査の一環として断層を直接調査しようという試みも始まり、最近、島崎・他 (1990) は余震域の音波探査を始め、一部の地域で東落ちの断層と西落ちの副断層の存在を確認している。

§ 3. 資料と調査方法

余震に関する資料として今まで利用されてきたものに、気象庁の観測資料と余震合同観測班の観測結果がある。

このうち気象庁の資料で調査に利用されてきたものは、地震月報に掲載された地震に限られている。しかし、当時の調査能力の限界から、気象庁の地震調査原簿には震源決定に用いられなかった観測値が多数残されている。また、本震直後から1964年6月末までの半月間については、当時の記録の検測が不十分と考えられる。ここでは震源域に近い新潟、酒田、相川、福島、秋田について、地震計記録紙からの再検測を行った。

当時の観測点と地震計の種類を、Fig. 1に示した。ウィーヘルト地震計、普通地震計(固有周期2秒、倍率50倍、3成分)などの機械式地震計に加え、電磁式で水晶時計を装備した59型地震計が半数近くの観測点に展開されている。これらの観測点については時刻の精度は現在とあまり変わらず、59型は高感度の光学式記録があるので、現在の短周期の高感度地震計に匹敵する検知能力が認められる。

今回、これらの観測点の原記録にもどり再調査した結果、利用可能な検測値が大量に存在することがわかった。例えば相川の場合、本震後しばらくは、有感地震を除けば大部分の検測が省略されていた。また、当時はデータ処理能力の限界から震源計算の過程で残差の大きな検測値は再吟味されず、そのまま捨てられたようである。観測点間で記録の比較を行いながら調査を進めた結果、5観測点あわせて約1200個の検測値の追加が可能となった。なお、既存の検測値の ΔT に誤りがあった福島については検測値を修正した。また相川の振幅の読み

Fig. 1. Observation networks of the Japan Meteorological Agency in 1964. Squares show stations equipped with Wiechert type and other mechanical type seismographs with mechanical chronometers. Circles indicate stations with sensitive electromagnetic seismographs and crystal clocks. Stations with positive and negative mean residuals in Table 2 are shown by open and solid symbols, respectively.

取りについても誤りがあり修正を行った。このように新たに得た資料を既存の資料に追加し震源の再決定を行った。震源決定には現在の気象庁の震源決定法を用いた。

新たに震源を求めた小さい地震の観測値の典型例を Table 1 に示す。これら観測値のうち () のついた観測値は、新たに追加した観測値、あるいは、従来、相名不明 (E 相) で処理されていたものである。相名不明で報告されている観測値の中に S 相が多く含まれていることは、新潟地震に限らずこの時代の気象庁の観測値の特徴である。

これらの観測値は、検知能力、刻時精度の高いと考えられる相川および松代の観測値をよりどころに、大きい地震の計算結果を参考にしながら相の同定を行い、震源決定の過程で試行錯誤的に修正を加えた。その結果、P および S 相の読み取り値 7 個以上の走時残差が一定限度 (P1.5 秒, S2.5 秒) 内に納まる余震は、地震月報に掲載されている余震約 190 個の倍、総計約 380 個となった (Fig. 2)。これらのうち、震源の深さが決まりにくく、深さを 30 km に仮定して決めた地震の数は、10 個以下であった。新潟県北部から山形県南部の内陸に決まる余

Table 1. An example of hypocenter parameters, station arrivals and their residuals of a newly located aftershock. Arrivals with parentheses are those which are newly picked up in the present study, or those which were originally reported as unidentified phases but properly incorporated into the hypocenter location in this study.

OT:17D 2H 2M 51.0s, 139 18.2'E, 38 32.0'N h=34km M=3.3									
station		primary			Res	secondary			Res
		hh	mm	ss.s		mm	ss.s		
SAKARA						(S)	03	10.7	0.5
AIKAWA	EP	02:03	08.6	-0.0		ES	03	22.0	0.4
FUKUSH	(P)	02:03	12.1	-0.0		(S)	03	27.4	-0.3
AKITA	E	02:03	16.5	2.4		(S)	03	30.8	-0.3
ISHINO	EP	02:03	17.0	-0.7		ES	03	38.0	0.6
SHIRAK						(S)	03	38.2	0.4
OFUNAT						(S)	03	49.	1.6
MATSUS	P	02:03	26.	-0.5		S	03	53.	0.1

Fig. 2. Epicentral distribution of the 1964 Niigata earthquake (solid symbol) and its well located aftershocks (open symbols) occurring in June, 1964.

震が少数あるが、これらは計算に使用した観測点の配置に偏りが見られるもので震源精度は低い。

再決定された地震の規模別頻度分布 (Fig. 3) から、M 3.5 以上の余震は、ほぼ漏れなく震源決定されたと判断できる。マグニチュードの求められた地震の割合が地震月報に比べ多くなっているが、これは主にマグニチュードの求め方の違いによるもので、振幅値データの存在する観測点が 2 点以上あればマグニチュードを決めることにしたためである。なお、相川の振幅の読み取りの訂正 (全振幅から半振幅) により、マグニチュードは地震

月報の値より 0.05~0.1 程度小さくなる場合が多い。地震の規模が大きいにも関わらず震源の決定精度の乏しい地震は、地震が連続して発生し、検測が困難なものに限られている。しかし、地震が重なって発生している本震直後の記象紙を点検した結果 $M5$ クラスの地震は、ほぼもれなく震源決定されているものと判断される。本震から約 30 分間は、本震の後続波により振幅の読み取りが難しく、余震については実際より大きい振幅が報告されている傾向がうかがわれる。このため、この間に発生した余震のマグニチュードは若干大きめに決められてい

Fig. 3. A magnitude versus cumulative frequency curve for the aftershocks of the Niigata earthquake, showing detection capability of aftershocks by the present investigation.

ると推定される。再決定の結果、本震直後の最大余震（地震月報で $M6.1$ ）は、震央が陸より移動し、マグニチュード ($M5.9$) は小さくなった。再検測によれば、最大余震は 16 日 15 時 53 分の地震 ($M6.0$) である。

震源域の地殻構造は、地殻の厚い内陸から地殻の薄い日本海へちょうど移り変わる地域であり、明かに水平方向に不均一な構造を持っていると考えられる [吉井 (1979)]。しかし震源域内に観測点が存在しないこと、地殻構造に関する情報が不十分であることから、水平成層の地殻構造を仮定して Joint Hypocenter Determination (JHD) 法を適用し、精密な震源相互の位置関係を調べることにした。成層構造としては、気象庁の標準成層構造の他、幾つかの成層構造 [浜田 (1984)] を用い、それらの結果を比較することにした。

Table 2 に、各走時表を用いた場合の各観測点の走時残差の平均 (JHD に用いた値) と、その分散を示す。83A は気象庁の標準走時表に対応し、83C は地殻の厚さを 83A の場合より薄く仮定して作成された走時表に対応する。浜田 (1984) によれば、1983 年日本海中部地震の震源決定には、走時表として 83C の方が 83A より適している。震源域の直上に観測点のない今回の場合、震源の精度、特に深さの精度が低くなる。震源域に最も近い観測点は新潟と酒田であるが、機械式の時計と地震計による 2 観測点の時刻精度は震央距離を勘案すると他

Table 2. Lists of mean residuals and their standard deviations at each station for P and S arrivals from aftershocks of the 1964 Niigata earthquake. These values were employed as station corrections for the Joint Hypocenter Determination. However, to avoid instability of solutions, station corrections of Aikawa, Niigata and Sakata were assumed as null. 83A indicates JMA standard travel time and 83C [HAMADA (1984)] the travel time calculated for the velocity model with relatively thinner crustal layers.

station	83A [travel-time table]				83C			
	average residual		variance		average residual		variance	
	P	S	P	S	P	S	P	S
NIIGAT	0.45	0.78	0.668	1.229	0.39	0.62	0.863	1.266
SAKATA	0.16	0.96	0.601	1.166	0.14	0.54	0.705	1.179
AIKAWA	-0.30	-0.03	0.497	0.791	-0.21	-0.01	0.479	0.776
YAMAGA	-0.24	-0.89	0.604	0.725	-0.33	-0.91	0.587	0.877
FUKUSH	-0.02	-0.15	0.767	0.949	0.00	-0.19	0.859	1.059
SENDAI	0.40	0.61	0.741	1.001	0.38	0.59	0.761	0.993
TAKADA	0.42	1.16	0.758	1.022	0.34	1.27	0.838	1.022
SHIRAK	0.14	0.32	0.956	0.914	0.16	0.46	0.890	0.933
AKITA	0.30	0.77	0.841	1.014	0.20	0.74	0.808	1.137
ISHINO	-0.33	0.84	0.510	0.823	-0.38	0.78	0.612	0.819
UTSUNO	0.53	0.79	1.174	0.992	0.53	0.96	1.101	1.197
ONAHAM	0.31	0.80	0.659	0.923	0.28	0.82	0.655	0.996
MATSUS	-0.49	-0.25	0.609	1.145	-0.47	-0.23	0.734	1.192
MORIOK	-0.37	0.29	0.862	1.209	-0.84	0.20	0.898	1.145
OFUNAT	0.01	1.10	0.642	1.002	-0.04	1.00	0.778	0.961

の観測点に比べ明らかに低く、その走時残差をもって精度を評価することは妥当でない。ここでは震源の決定精度が震源計算に用いられた P および S 相の観測値の数に比例すると仮定し、一定の個数以上の条件を満たす震源についてその分布を検討した。

§ 4. 結 果

再調査により余震の数は大幅に増加したが、震央分布 (Fig. 2) の特徴は従来の地震月報、および浜田 (1983) の結果と基本的には変わらない。すなわち、余震は粟島の北側では島の東側に南北に並び、島の南で西の方に移動し、さらにそこから南に延びて新潟市の沖合いに達している。余震域全体としては、北北東、南南西の走向を持つが、粟島の周辺に余震の発生が少ない半円形の地域が存在することがわかる。これら余震の中から震源計算に用いた P, S の読み取り値が 15 個以上ある比較的精度のよいと考えられる震源をプロットした結果を、Mogi *et al.* (1964) による海底地形の変化と重ね合わせて Fig. 4 に示す。全体のパターンは Fig. 2 と同じであるが、余震域の輪郭がよりはっきりする。余震域と海底隆起の認められた範囲、および余震の密度と隆起量がよく対応していることがわかる。なお黒丸は、浜田 (1985) により調査された 1961 年以降本震発生までこの付近で発生した地震を示す。

つぎに、余震域の走向と直交する方向の余震の垂直分布を検討した。Fig. 5a~c に走時表 83A, d~f に走時表 83C による投影面を 5 度づつ変えた 3 つの方向の断面図を観測値が 15 個以上あるもので示す。2 つの走時表による結果を比較すると 83C を用いた場合の方が 83A を用いた場合より全体的に余震の深さは浅くなる。全体として 83C による分布の方が余震のまとまりがよく、新潟地震の余震域に適用する走時表としてより適していると考えられる。この 3 方向の断面図のうち全体が最も薄く見えるのは N110°E の方向であることから余震は N 20°E の走行をもつものと推定される。また、余震は Fig. 5e に示した西に約 50 度傾斜した破線上に密に分布しており、この破線は断層面を表すものと推定される。この西下がりの傾向は余震の数が増えたこともあり、浜田 (1983) の結果に比べるとより明瞭である。

本震はいずれも余震域の最も深い場所で発生し、余震から推測される断層面の延長から下に外れた位置に決まるが、これは深さの決定に、P 相と S 相の読み取り値の質と割合など、本震と余震の震源決定に用いられる観測値の組合せの違いが微妙に影響しているためと考えられる。本震は断層面の底に位置すると考えると本震の深さは、やや浅い 30 km 前後となろう。Fig. 6 に読み取りの

Fig. 4. Epicenters of selected aftershocks (open symbols) and precursory earthquakes (solid symbols) are superimposed on the result of bathymetric survey reported by Mogi *et al.* (1964).

数により選択する地震数を変えて比較すると、読み取り数を増やしても必ずしも断層面がはっきりするとはいえないが、西下がりの傾向はいずれの場合も認められる。

つぎに、Fig. 7 に N20°E の断層の走向に沿った断面の余震分布を観測値が 15 個以上あるものについて 83C による結果で示す。これによると本震の震源のまわりでは余震がほとんど発生していないことがわかる。

最近の地震については、本震の震源のまわりに余震の少ない部分が存在する例が数多く報告されている。ごく最近では、1990 年 2 月の伊豆大島近海地震 (M 6.5) や 1989 年の Loma Prieta 地震の例が報告されている。1943 年鳥取地震 [浜田 (1988)], 1969 年岐阜県中部地震 [三上・武尾 (1986)], 1974 年伊豆半島沖地震 [武尾 (1989)], 1978 年伊豆大島近海地震 [津村・他 (1978)], 1980 年伊豆半島東方沖地震 [岩田・入倉 (1989), TAKEO (1988)], 1984 年長野県西部地震 [TAKEO and MIKAMI (1987)], 1987 年千葉県東方沖地震 [福山・木下 (1989), 草野・吉田 (1990)] など、横ずれ断層の場合にこのような例が多い。これは本震の震源近傍では、断層の変位量が大きく、歪がほぼ完全に解放され、余震が起りにくくなっているためと解釈される [梅田 (1985)]。本震の震源が断層の下部に位置するケースは、上記の一

Fig. 5. Comparison of hypocenter patterns obtained by employing the JMA standard travel time table (83A, left side Figure) and the 83C travel time table [HAMADA (1984) right side Figure]. Hypocenters are plotted along vertical planes which have slightly different azimuths but almost normal to the fault strike.

部の地震、およびサンアンドレアス断層周辺の地震について報告されている [MENDOZA and HARTZELL (1988)]. このような本震の震源と余震分布の関係および、本震の震源と本震断層の関係は、少なくとも浅いプレート内地震の特徴的な性質と考えられる。今回調査した新潟地震は逆断層型であるが、上記の関係が成り立つことを支持

しているとともに、見方を変えると観測精度が不十分であったにも関わらず、今回の余震分布の再調査の結果が妥当なものであることを示唆するものであろう。

§ 5. 先行地震活動と余震域

浜田 (1985) は、1960 年代の地震活動を再調査した際

X : Y = 1 : 1

1964/6/16 -->1964/6/30

Fig. 6. Comparison of hypocenter patterns located by using more than 10 (a: upper), 15 (b: middle) and 20 (c: lower) arrivals. Hypocenters are projected on the vertical plane normal to the fault strike.

X : Y = 1 : 1 1964/6/16 -->1964/6/30

Fig. 7. Plot of selected hypocenters on the vertical cross section which is parallel to the fault strike showing absence of aftershock occurrence around the main shock hypocenter. The JHD method and the 83C travel time table [HAMADA (1984)] were employed.

に、余震域内で2,3年先行して発生した地震活動を見いだした。これらの活動 (Fig. 4) は粟島の東の海域に集中し、震源の深さは大部分 10 km 未満である。粟島の東側では浅い余震が集中的に発生していることを考慮すると、先行地震活動は本震の断層面上で発生した可能性が強い。前震あるいは先行地震活動は、本震の断層面上の浅い部分で発生するという考え [浜田 (1988)] は最近のものであるが、新潟地震はその一例と考えられる。

§ 6. 日本海中部地震と新潟地震の余震分布の対比

日本列島の日本海側で発生した地震で新潟地震に匹敵する地震は 1940 年積丹半島沖地震、1983 年日本海中部地震しかなく、いずれもフォッサマグナ以北の日本海東縁部に発生している。この地域は東西圧縮の共通なテクトニクスの場合にあると考えられており [竹内・他 (1979)], 余震の発生状況がよく分かっていない積丹半島沖地震を別にすると日本海中部地震と新潟地震には余震の発生状況などに幾つかの共通点が認められる (Fig. 8).

その第一は日本海中部地震の余震域には久六島、新潟地震の余震域には粟島が存在しており、いずれも断層の上盤側に島が位置することである。日本海中部地震は西から東への低角逆断層であり、久六島はその東側に位置する。これに対し新潟地震は東から西へ傾斜した高角の逆断層であり、粟島はその西側に位置し、日本海中部地震とは東西対称の関係になっている。

第二の共通点は、いずれの場合も南北に伸びる余震域の中間付近に位置する島の周辺では半円形に余震活動の不活発な領域が認められる。島のような地形上の特異点と断層運動の間には何らかの関係がある可能性がある。佐藤 (1990) は、島の存在が、ある種の地震の barrier の

Fig. 8. Comparison of epicentral distribution of aftershocks between the 1983 Nihonkai-chubu earthquake and the 1964 Niigata earthquake. The directions of the fault dip and positions of the island relative to the aftershock regions are symmetric and opposite to each other. The aftershock activity is low around the island for both earthquakes.

役割を持つ可能性を述べている。二つの地震の余震域に挟まれた男鹿半島から酒田にかけての沖合いは、地震空白域の観点から、将来の大地震発生の有効な候補地域であるが、ここにも飛島が存在し将来発生するであろう大地震の震源域との関係が注目されるところである。

§ 7. ま と め

新潟地震の余震分布を正確に求めるため、震源域に比較的近い気象官署の記録を再調査し、未利用の資料の発掘を行った。それらの新たな資料を加え、余震の震源の再決定を行った結果、従来の約2倍の総計約380個の余震の震源が決定された。これら余震の震央分布、および深さ分布を検討した結果、余震はN20°Eの走向をもち、西へ約50度傾斜した面上に分布することが推定された。これは新潟地震が西下がりの高角逆断層であったことを支持する。本震は余震発生域の最下部、深さ30 km付近で発生したものと考えられ、本震の震源の周囲では余震の発生が少ない。このことは本震の震源が断層の下部に位置し、かつ、その震源周辺の断層変位が大きかったことを示唆している。また粟島東方に本震発生の数年前に発生した先行地震活動は、本震の断層の上部に相当する浅い場所で発生したものと考えられる。

東北日本の日本海側に発生した最大規模の地震として、日本海中部地震と新潟地震を対比すると興味深い共

通点が認められる。すなわち、2つの震源域にはそれぞれ久六島、粟島があり、いずれも地震断層の上盤側に位置している。また島の周辺では余震活動が不活発である。このことは、震源域の形成と地形の間の密接な関連を示唆する。

謝 辞

地震記象紙の再調査にあたっては、震源域周辺の気象官署から記象紙利用につき多大の便宜を図っていただいたことに感謝します。

文 献

- ABE, K., 1975, Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- AKI, K., 1966a, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 1. A statistical analysis, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 23-72.
- AKI, K., 1966b, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 73-88.
- 藤原健治・瀬野徹三, 1985, 1964年新潟地震の余震分布の再決定, *地震*, **38**, 259-261.

- 福山英一・木下繁雄, 1989, 1987年千葉県東方沖地震の破壊過程の推定—経験的グリーン関数を用いた解析—, 地震 2, **42**, 39-48.
- 浜田信生, 1983, 新潟地震の余震分布の再調査, 地震 2, **36**, 663-664.
- 浜田信生, 1984, 近地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, **35**, 109-167.
- 浜田信生, 1985, 新潟地震と松代群発地震に先行した地震活動について, 地震学会講演予稿集, No. 2, 7.
- 浜田信生, 1988, 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, **38**, 77-156.
- HIRASAWA, T., 1965, Source mechanism of the Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from body waves, J. Phys. Earth, **13**, 35-66.
- 岩田知孝・入倉孝次郎, 1989, トモグラフィ法による断層面上の不均質破壊過程の推定, 地震 2, **42**, 49-58.
- 茅野一郎・井元政二郎, 1989, Bayes の手法による震源分布の推定, 地震学会講演予稿集, No. 2, 139.
- 草野富二雄・吉田明夫, 1990, 1987年千葉県東方沖地震の余震活動, 地震 2, **43**, 459-469.
- 小林洋二, 1983, プレート「沈み込み」の始まり, 月刊地球, **5**, 510-514.
- 松橋ゆかり・油川 建・佐藤 裕, 1987, 1964年新潟地震に伴う地殻水平変動と断層モデル, 地震 2, **40**, 619-662.
- MENDOZA, C. and S. H. HARTZELL, 1988, Aftershock patterns and mainshock faulting, Bull. Seism. Soc. Am., **78**, 1438-1449.
- 三上直也・武尾 実, 1986, 1969年岐阜県中部地震の破壊過程, 地震学会講演予稿集, No. 1, 144.
- MOGI, A., B. KAWAMURA and Y. IWABUCHI, 1964, Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa-Shima Island, Japan Sea, J. Geod. Soc. Japan, **10**, 180-186.
- MORI J. and T. BOYD, 1985, Seismological evidence indicating rupture along an eastward dipping fault plane for the 1964 Niigata, Japan earthquake, J. Phys. Earth, **33**, 227-240.
- NAKAMURA, K., K. KASAHARA and T. MATSUDA, 1964, Tilting and uplift of an island, Awashima, near the epicenter of the Niigata earthquake in 1964, J. Geod. Soc. Japan, **10**, 172-179.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研彙報, **58**, 711-722.
- RUFF, L. and H. KANAMORI, 1983, The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, Phys. Earth Planet. Interiors, **31**, 202-230.
- SATAKE, K. and K. ABE, 1983, A fault model for the Niigata, Japan earthquake of June 16, 1964, J. Phys. Earth, **31**, 217-223.
- 佐藤魂夫, 1990, 1983年日本海中部地震の余震活動, 地震学会ニュースレター, **1**(5), 10-14.
- SENO, T. and T. EGUCHI, 1983, Seismotectonics of the western Pacific region, Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region, AGU Geodynamics Series, **10**, 5-40.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・岡村 眞・山口智香・小川光明, 1990, 新潟地震断層の変位の累積性, 地震学会講演予稿集, No. 1, 181.
- SUDO, K., 1972, Two distinct phases in the initial P-wave group of the Niigata earthquake of 1964 and of the Taiwan-Oki earthquake of 1966, J. Phys. Earth, **20**, 111-125.
- TAKEO, M. and N. MIKAMI, 1987, Inversion of strong motion seismograms for the source process of the Naganoken-Seibu earthquake of 1984, Tectonophysics, **144**, 271-285.
- TAKEO, M., 1988, Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, Bull. Seism. Soc. Am., **78**, 1074-1091.
- 武尾 実, 1989, 1974年伊豆半島沖地震の破壊過程, 地震 2, **42**, 59-66.
- 竹内 章・中村一明・小林洋二・堀 清彦, 1979, 岩脈群からみた本州中部の新生代応力場—古応力学序説—, 月刊地球, **1**, 447-452.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義, 1978, 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 地震研彙報, **53**, 675-706.
- 梅田康弘, 1985, 断層運動の加速と震源核の形成, 地震 2, **38**, 203-215.
- 吉井敏尅, 1979, 日本の地殻構造, 東京大学出版会, 121 pp.