

広義の前震・余震活動を伴った 1986 年長野県 北西部大町付近の地震 (M 5.9) の震源過程と 地震テクニクス

地震研究所

}	佃	為	成
	酒	井	要
	小	林	勝
	橋	本	信一
	羽	田	敏夫

(平成元年 6 月 28 日受理)

要 旨

北部フォッサマグナの糸魚川・静岡構造線に長野盆地西縁断層 (善光寺地震断層系) 及び千曲川構造線のそれぞれの延長がぶつかる地域において発生した 1986 年 12 月 30 日の地震の震源パラメータや余震活動および先駆的活動の特徴, テクニクスとの関連について調べた。

震源域直上の 1 臨時観測点を含む近傍の観測点のデータを用いて余震の高精度震源決定を行い, さらに本震の震源についても定常観測点に基づく結果を補正した。この際, 深発地震データから推定した走時の観測点補正時間を導入した。本震の深さは 5.5 km で, その近傍に集中した余震 (狭義の余震) の発生域は $N15\sim 20^{\circ}W$ の走向をもち, 僅かに西に傾いた, ほぼ垂直な面上にあり, 水平に 6 km, 深さ方向に 4 km の広さに収まる。この余震分布は初動の押し引きから得られた断層面の一つ (走向 $N19^{\circ}W$, 傾斜角 73° , すべり角 26°) にほぼ一致する。この狭義の余震の外に点在する広義の余震は東西, 南北にそれぞれ 20 km の広さに分布する。

気象庁の観測点の変位地震計記録の初動 P 波から推定した震源断層の破壊は, 本震の震源付近から, 余震が密集している南の領域へ向けて 3 km/s の速度で伝播した。その全面積は 6 km², 平均的な変位は 75 cm, 変位の立ち上がり時間は 0.5 s である。また, 地震モーメントは 1.3×10^{24} dyne·cm, 応力降下は 220 bar である。

本震の破壊領域は既存の断層上にはなかったが, 広義の余震は, 2 本の新第三紀層中の断層 (小谷-中山断層, 持京断層) が会合する地点, 両断層に画された東南側の領域一帯, 北部の両断層に挟まれた地域や, 孤立的に東部の一地点に分布する。活動の範囲は時間とともに, 拡大縮小の変化が認められた。最大余震は M 3.5 (広義の余震) で, 本震の大きさに比べ, 極めて小さく, 余震回数も多くはなかったが, その減衰の定数は $p=1$ で, 通常と変わらない。

この地震に先行した微小地震活動があった。その震源域は広義の余震の一つのクラスターとほぼ一致する。また, 周囲半径 100 km 以内の地震活動が 1~2 年前から 1 年後にかけて活発であった。直前の 5~9 日前には, 飛騨山地を隔てた跡津川断層でも, 目立った活動があった。大町市付近の糸魚川・静岡構造線に沿った地域には, 過去にも度々 M 6 程度の地震が発生している。その中で 1958 年の地震の震央は, 今回の地震の活動域にある。このときにも跡津川断層の活動が連動した (1858 年飛越地震, M 6.9)。糸魚川・静岡構造線等を含む広域のネオテクニクスの枠組みのなかに今回の地震の活動域が位置づけられるとともに, 小規模の地殻ブロックの役割も注目される。

1. はじめに

北部フォッサマグナの糸魚川・静岡構造線に長野盆地西縁断層（善光寺地震断層系）の延長と千曲川構造線（TAKEUCHI, 1978; 赤羽, 1981）の延長がぶつかる地域（長野県北西部大町市の北東約 10 km, 北安曇郡美麻村, 上水内郡小川村, 信州新町の境界付近）(Fig. 1)において, 1986年12月30日09時38分(JST), M 5.9の地震が発生した. この地域の地震としては, 1918年の大町地震(M 6.5)以来の規模であったが, 今回の地震の人的被害は, 落下物による軽いけが人が数人でた程度で済み(新聞報道), 物的被害も, アスファルト道路の亀裂, 中学校校舎の窓ガラスの破損, 煙突基部の亀裂などにとどまった(北安曇教育会・他, 1988).

本震直後の12月30日14時25分から翌1987年の4月22日12時00分まで

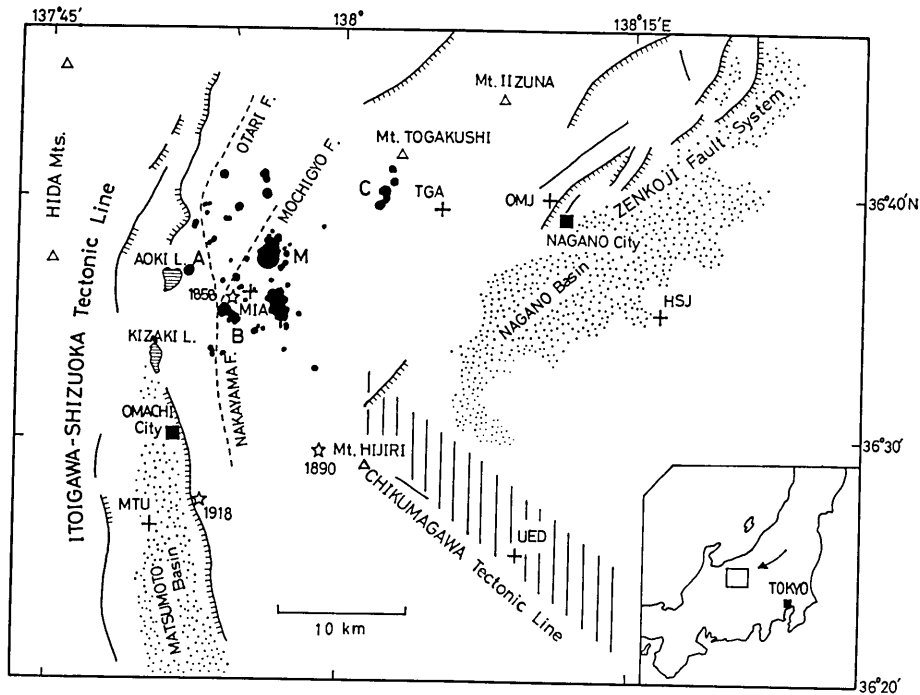


Fig. 1. Map showing major tectonic features around the source region of the 1986 earthquake of M 5.9 and distribution of seismic stations used for hypocentral determinations. Black spots describe the aftershock area based on Fig. 2. Solid lines are Quaternary active faults presented by Research Group for Active Faults (1980). Broken lines, on the other hand, indicate Tertiary faults close to the source region: Otari-Nakayama and Mochigyo faults. Vertically slashed zone represents the Chikumagawa tectonic line after TAKEUCHI (1978). Dotted zone indicates depression or basin. Crosses are seismic stations. M and A are the main shock and the largest aftershock, respectively. Two spots of clustering foci are indicated by B and C. Epicenters of the historical earthquakes (1858, M 5.7; 1890, M 6.2; 1918, M 6.5) are indicated by stars after USAMI (1987).

の期間、震源域の直上に高感度の上下動地震計 1 成分 (固有周期 1 秒) を設置した。この臨時観測点と常設の観測点のデータを用いて精密な本震・余震の震源とその分布構造を得た。

本論文では、震源再決定の方法を述べ、このデータと気象庁の観測点の変位地震計記録をもとに本震の震源過程を明らかにし、周辺地域の地震活動やテクトニクスとの関係を論ずる。

2. 震源決定と余震分布

震源域の近辺には Fig. 1 と Table 1 に示したような地震観測点が置かれている。美麻観測点 (MIA) は本震の 6 時間後から稼働した現地記録方式の臨時観測点である。地震計は定常観測点 (東京大学地震研究所信越地震観測所) と同種のもので、記録計は感熱紙を用いた高見沢サイバネティックス社のイベントレコーダである。その他の観測点は、信越地震観測所へ電話線によってテレメータされている。Fig. 2 は、これらの観測点のデータを精選し、さらに地表付近の地震波速度構造の不均質の影響の補正をおこなって震源を再決定し、最終的に最良と判断した余震分布である。以下に、震源再決定の方法を述べる。

堆積層が非常に厚い地帯 (糸魚川・静岡構造線と長野盆地に挟まれた隆起地帯) では、後で具体的に示すように、地震波の走時がかなり遅れる。爆破地震動から得られたこの地域の速度構造にも、速度の遅い厚い層が見える (ASANO *et al.*, 1969)。また、S 波は P 波に比べ、さらに遅れが大きい。観測点直下の走時の遅れを、標準の走時からのずれとして走時の補正を行う。P 波走時に対する各観測点の走時補正值 (station correction) は、震源域直下の深発地震 (Table 2) の走時の理論値からの残差 (O-C) の比較によって求めることにする。震源決定法は次に述べる余震再決定の方法と同様である。マンツルの速度構造は、市川・望月 (1971) のモデルに合わせた。 V_P/V_S は 1.73 とした。この残差 (走時異常) は深部の構造に起因する量を含むが、震央距離の差が小さいのでその影響は小さいと考え、無視した。長野盆地西縁一帯や松本盆地の厚い堆積層の地帯から外れた

Table 1. Observation stations for hypocenter determination. MIA is a temporary station equipped with a visible event recorder, which had been in operation from December 30, 1986, 14:25, to April 22, 1987, 12:00. Others are stationary telephone linked satellite stations of Shin'etsu Seismological Observatory, Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Station correction times for P arrival times are estimated by travel time residuals of deep earthquakes listed in Table 2. For S waves, apparent V_P/V_S values at respective stations are used.

Code	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)	x	y	Station Correction (s)	
						P	S-P
MIA	137.9216	36.5995	590	-7.01	-44.44	-0.32	-0.29
MTU	137.8392	36.4394	680	-14.42	-62.20	0.0	0.0
UED	138.1526	36.4204	660	13.69	-64.31	-0.19	
HSJ	138.2736	36.5839	490	24.49	-46.14	-0.10	
OMJ	138.1819	36.6675	506	12.26	-36.88	-0.37	
TGA	138.0847	36.6593	760	7.57	-37.80	-0.32	-0.27

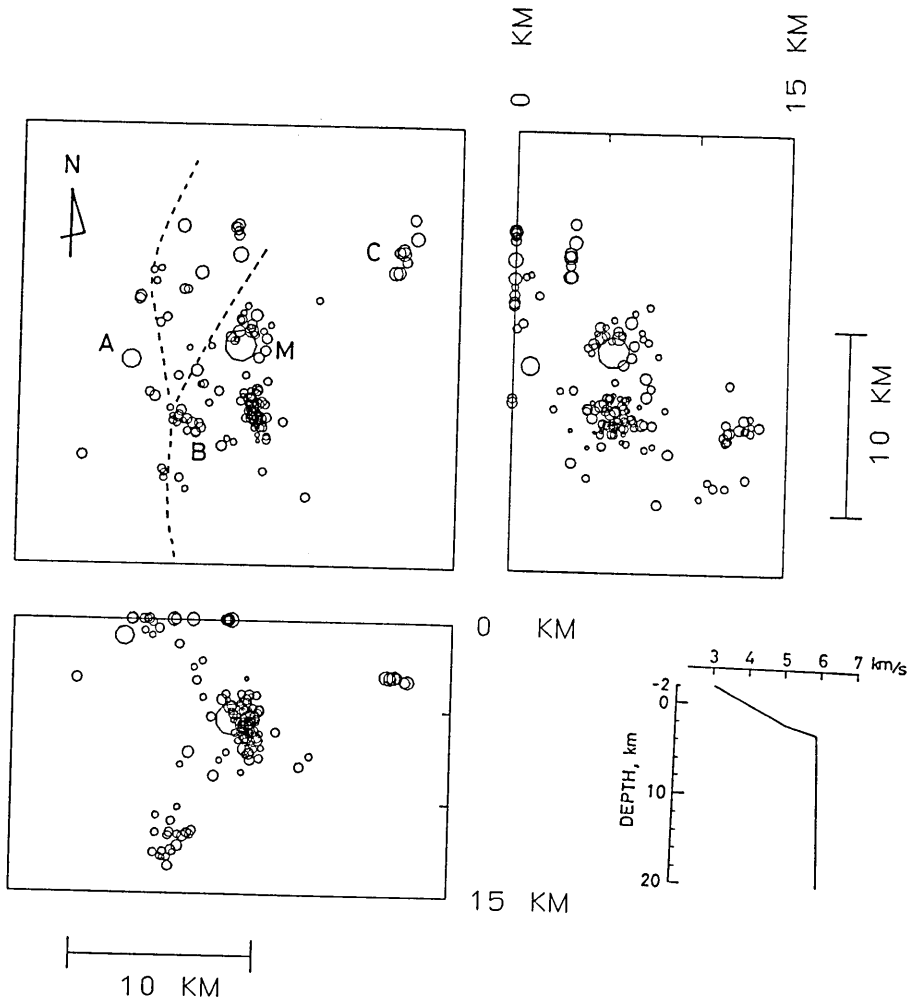


Fig. 2. Distribution of aftershocks with high accuracy based on the data set (a) in Table 3. The P velocity structure model is also shown. Broken lines are the Otari-Nakayama and Mochigyō faults. The marks M, A, B and C are the same as in Fig. 1.

松川観測点 (MTU) を標準に選び、ここでは、補正値を 0 とした。また、美麻観測点 (MIA) に対するデータはないので、近くの戸隠観測点 (TGA) と同じとした。結果は Table 1 に載せてある。P 時刻は MTU に対し最大 0.37 秒の遅れがある。

S 波走時の推定には、 V_P/V_S 値を利用する。堆積層の V_P/V_S 値は比較的大きく、2.0 にも達する (伊神・他, 1988)。震源域に最も近い観測点 MIA の S 時刻と 4 観測点 MIA, MTU, UED, TGA の P 時刻を用いて求めた震源解 (観測点補正なし) に対して求めた S 波の走時と P 波の走時の比 t_s/t_p (V_P/V_S と見做す) は、MIA, TGA, MTU ではそれぞれ、 1.89 ± 0.12 , 1.83 ± 0.07 , 1.69 ± 0.05 となった。震源決定のやり方によ

Table 2. Deep earthquakes just beneath the concerned seismic network used for estimating P travel time anomalies due to low velocities in the superficial layer in the crust. N and σ are number of stations and standard deviation of O-C residuals of P times in hypocenter determination, respectively.

Y	M	D	H	M	S	Longitude ($^{\circ}$ E)	Latitude ($^{\circ}$ N)	Depth (km)	Mag.	N	σ (s)
1982	10	24	16	26	25.07	137.7089	36.6383	277.6	3.1	8	0.29
1982	12	19	6	12	15.39	137.7264	36.7683	254.2	3.4	11	0.38
1985	7	26	3	48	58.31	138.0444	36.6678	218.0	3.4	22	0.18
1985	10	6	9	50	47.69	138.0775	36.4356	121.6	3.1	8	0.31
1986	11	25	13	26	21.75	137.7797	36.6722	248.8	3.2	15	0.51
1987	1	1	22	13	57.30	137.8750	36.5117	125.2	2.9	9	0.29
1987	8	14	11	59	58.51	138.0081	36.6197	210.0	4.4	23	0.20

って発生時刻が変わるので、この値の絶対値も変わり得るが、相対的な大小関係は、正しく表現されている。MTU における値 1.69 は、上部地殻 6 km/s 層の標準を示している (例えば、UKAWA and FUKAO, 1981)。ここでは、上の値をそのまま採用した。S-P 時間の O-C は、最大 0.29 秒となった (Table 1)。

定常観測のデータ処理では、和達ダイアグラム (P 時刻と S-P 時間の関係) から地震発生時刻を先に求め、固定された発生時刻に対し各 P 時刻にのみ最小自乗法を適用して震源を決めている。震源域は定常観測網のはずれにある (Fig. 1) ので、震源精度を上げることがもともと困難であるが、安定した結果を得ることはできた。この方法では、 V_P/V_S が媒質の深さや水平位置にあまり依存しないことが前提となっている。ところが、上に述べたように、みかけの V_P/V_S が観測点によってかなり異なるので、今の場合、この方法は適切ではない。そこで、今回の震源決定のアルゴリズムは MATSU'URA (1984) 及び HIRATA and MATSU'URA (1987) に依った。この方法では、発生時刻を先に決めるのではなく、S 波も P 波と対等に扱い、理論走時との差の誤差を最大尤度の意味で最小にするように解を求める。通常のリッジ最小自乗法に近い方法であるが、重みのかわりに、Gauss 分布のパラメータである読み取り誤差の標準偏差を与える。また、解の初期値とその先見確率を与えるのもこの方法の特徴である。この先見的な誤差を震源の各座標それぞれ 30 km のように、かなり大きくとったが、解の安定性には問題がなかった。計算に際し、P と S の時刻の誤差をそれぞれ 0.1, 0.2 秒とした (実際より大きくとっている)。用いた P 波速度構造モデルは、Fig. 2 に示してある。海拔下 0, 2, 3, 23 km の深さの P 波速度を、それぞれ 4.0, 5.0, 5.9, 6.1 km/s とし、各点を直線で結んでいる。S 波速度は、 $V_P/V_S=1.69$ を用いて求める。

我々の場合のように、観測点密度がそれほど高くない震源決定では、観測点の配置に結果が大きく依存する。Table 1 の観測点のうち S 波の読み取り値が豊富なものは、MIA, TGA, MTU の 3 点であり、他は、ほとんど P 波だけしか観測されていない (観測所のルーチン処理の都合による)。Table 3 は観測点の組合せや P や S データの用い方によって、震源の計算結果が統計的にどれくらい異なるかを示したものである。震源域に最も近い MIA に MTU, UED を加えた 3 点の P 時刻と、MIA および MTU の S 時刻

Table 3. Average discrepancy between different sets of estimated hypocenters. Hypocentral data sets are specified by observation stations used for P and S times. Δx , Δy , and Δh are displacements in the east, north and downward directions, respectively, in reference to the hypocenters from Data Set (a). Δt denotes origin time difference. Standard deviations are given in parentheses.

Data Set	Number of Hypocenters	Δx (km)	Δy (km)	Δh (km)	Δt (s)
(a) P: MIA, MTU, UED S: MIA, MTU					
(b) P: MIA, MTU, UED S: MIA	142	0.00 (0.18)	1.04 (0.73)	0.76 (0.76)	-0.16 (0.11)
(c) P: MIA, MTU, UED, TGA S: MIA, MTU, TGA	86	0.20 (0.67)	-1.61 (1.11)	-2.77 (2.35)	0.13 (0.10)
(d) Routine Data	150	-0.46 (0.73)	-1.50 (1.55)	3.80 (2.51)	0.07 (0.19)

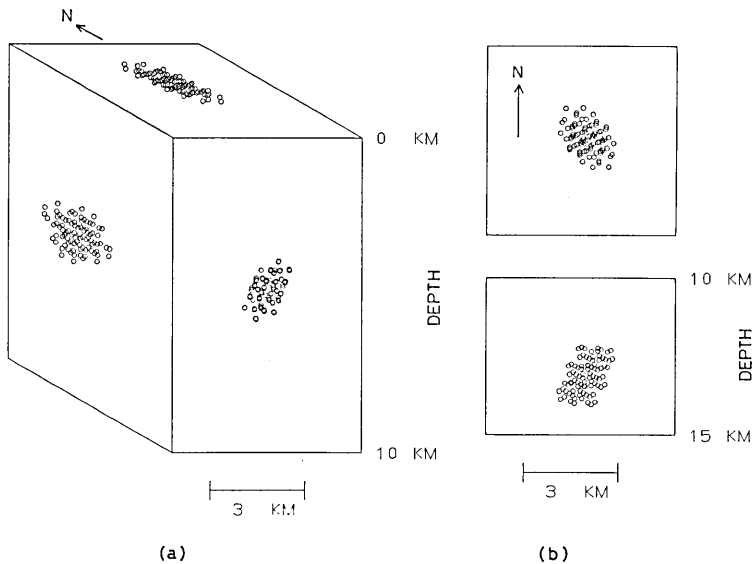


Fig. 3. Extent of hypocentral errors due to reading errors of P and S arrivals at the places M(a) and B(b) shown in Fig. 2. The procedure in hypocenter determination is the same as in Fig. 2. Assigned errors are ± 0.05 s and ± 0.1 s in P and S times, respectively. These values were added to the initial arrival times at stations selected by random sampling.

のデータ (データセット (a)) を標準データとする。これを用いた結果が最も正確であるという保証はないが、クラスター B (Fig. 2) などの地震密集部の分布のパラッキが最も小さい。データセット (a) に対しデータセット (b) は、震央、深さとも差の平均は 1 km 程度であるが、(c) や (d) ではその差はかなり大きい (特に深さの差の平均は 3~4 km)。また、(c) や (d) の場合、その差の標準偏差も大きく、計算された震源のまとまりが悪い

ことを表している。この原因は、震源計算の不安定によるものである。Fig. 2 の震源分布はデータセット (a) に基づくが、クラスター C の地震については、MTU の S データを欠き、(a) から除外されているので、データセット (b) の結果を用いている。

震源の相対的な精度を推定するために、震源決定のシミュレーションを行った。各観測点の読み取り値に P の場合は ± 0.05 秒、S の場合は ± 0.1 秒の擾乱をランダムに与えて震源がどのようにばらつくかを調べた。Fig. 3 の (a) と (b) は本震の位置にごく近い余震について、Fig. 2 のクラスター B の地震についての結果である。(a) では震源は東西、南北、深さに、それぞれ、 ± 0.8 km, ± 1.3 km, ± 1.0 km だけ広がっている。これは、震源の相対的な最大誤差を示すもので、多くの場合は、上の範囲の半分ぐらいに収まっているであろう。(b) についても同程度の震源誤差が読み取れる。

絶対精度は、観測点配置だけでなく速度構造モデルにも依存しているので、簡単な水平層構造に基づく震源 (Table 3 のデータセット (d) による) と、観測点補正值による構造の不均質を考慮した震源 (データセット (a)) を比較することによって推定を試みる。震央については、両者の差は 1.7 km である。この半分の 0.9 km 程度を震央の絶対誤差と考えてよいであろう。深さの絶対誤差は、同じように、1.8 km ぐらいであろう。

3. 震源過程

3.1. 本震の位置の推定

本震は、臨時観測以前の発生なので、前節と同様な方法では震源を決めることはできない。そのうえ、高感度地震計のために、S 波の読み取りが困難である。ここでは、とりあえず仮の震源を決定し、それに対して補正をおこなう。まず、本震と多くの余震について、MTU, UED, HSY, TGA の 4 観測点の P 時刻のみによって震源を求め、次に、前節で述べたデータセット (a) による震源と比較する。二者の間の震源位置のずれは、全領域で一様ではないから、本震 (仮震源) の近傍の余震のみに対象を限る。範囲は、その本震を中心に 5 km 立方以内とした。それぞれ対応する地震の震源のずれを求め、全体の平均と標準偏差を Table 4 に示す。S データのない最大余震についても同様な計算をした。ただ、この場合は対象の地震は 1 個のみである。

Table 4. Corrections of hypocentral parameters for the main shock and the largest aftershock. Comparison was made between hypocenters determined by the use of P times from stations MTU, UED, TGA and HSY and those of Data Set (a) in Table 3 in the vicinity of the respective concerned events within 2.5 km in the east-west, north-south and vertical directions. Standard deviations are given in parentheses.

	Number of Hypocenters	Δx (km)	Δy (km)	Δh (km)	Δt (s)
Main Shock (Dec. 30, 1986, 09:38)	24	0.18 (0.31)	0.37 (0.97)	-5.09 (2.11)	0.13 (0.21)
Aftershock (Jan. 9, 1987, 18:02)	1	0.31	-1.25	-6.45	-0.05

3.2. 発震機構

本震の発震機構は Fig. 4(a) に示したように、 $N19^{\circ}W$ の走向と 73° の傾斜角を持つ断層面解が存在し、これが、Fig. 2 の余震のうち、本震近傍の分布構造 ($N15^{\circ}\sim 20^{\circ}W$ の方角へ延びている) とよく対応する。本震近傍に集中している余震を狭義の余震と呼び、その分布を Fig. 5 に示す。これらの余震は小さいものばかりで最大のもので $M 3.3$

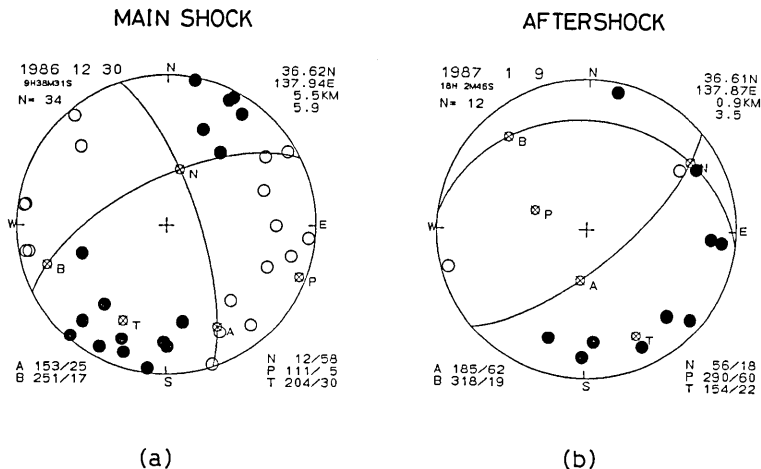


Fig. 4. Fault plane solutions for the main shock (a) and the largest aftershock (b) (Equal area projection on the lower hemisphere). Solid and open circles indicate compression and dilatation, respectively.

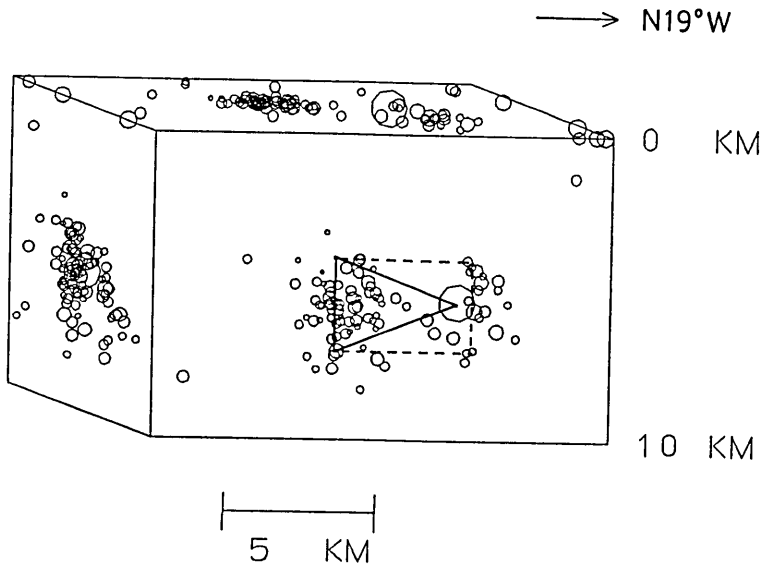


Fig. 5. Aftershock distribution in the vicinity of the main shock together with two possible fault models: triangular and rectangular faults.

なので、それぞれの地震の発震機構は一意には決められないが、押し引きが分かっている観測点では、ほとんど、本震の場合と変わっていない。発震機構と余震分布から推定される震源断層はほぼ垂直の左横ずれ断層である。

本震が $E21^{\circ}S$ の方向のほぼ水平の主圧力軸をもつものに対し、狭義の余震の周りに点在して分布する広義の余震の最大のもの ($M 3.5$) の発震機構は、これにやや近い方向 ($E64^{\circ}S$) の主張力軸をもつ (Fig. 4(b)).

3.3. 断層モデルと理論波形

本震の震源を破壊の出発点とし、南の余震密集域を終点とする Dislocation モデルを考える。簡単のため、すべり変位生成領域は出発点から一定の速度 V_r (rupture velocity) で同心円状に拡大するものとする。また、変位はその領域内で一様で、立ち上がり時間が τ (rise time) の ramp time function の時間関数をもつと仮定する。最終的なその領域の形状は、余震分布の拡がりや、観測波形の様子から決める。 V_r や τ も観測波形から推定される。断層モデルの概念図を Fig. 6 に示す。

無限一様媒質中の有限断層の Dislocation の理論 (SATO, 1975a; 佐藤, 1975b) に基づき、理論的な変位波形を計算し、観測波形と比べる。実際の媒質は一様ではないから、媒質の不均質性の影響が小さい初動 P 波の部分だけに注目する。P だけを用いるもう一つの理由は、利用できる多くの観測波形の S 波の部分の振幅が振り切れていることである。

理論波形は、観測波形と比べる前に、地震計の特性、地表付近の地震波速度構造の効果、伝播中の非弾性による減衰の効果など種々の補正を行う必要があるが、ここでは、簡単のため、地震計の伝達関数との convolution や、地表に近づく際、速度の減少に伴って波線の入射角が減少する (Fig. 7 参照) が、その補正と、自由表面での振幅の増加の補正 (一律に 2 倍とする) のみにとどめる。その理由は媒質の情報が非常に乏しいことによる。どの程度の媒質の影響が存在しているかは後で議論する。入射角は、3 成分の観測波形の初動の振幅を測り、入射波のベクトルから推定した。その値を Table 5 に載せた。均質媒質に基づく理論波形のベクトル成分を、この入射角に合うようにその成分の再配分をお

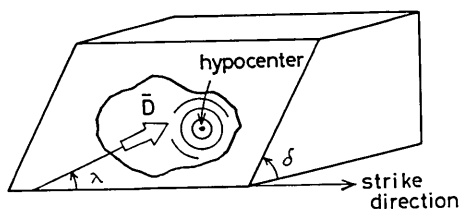


Fig. 6. Parameters of the fault model. \bar{D} , δ and λ denote dislocation displacement, dip angle and slip angle, respectively. Theoretical seismograms are calculated based on the moving dislocation theory in an infinite homogeneous medium by SATO (1975a, 1975b).

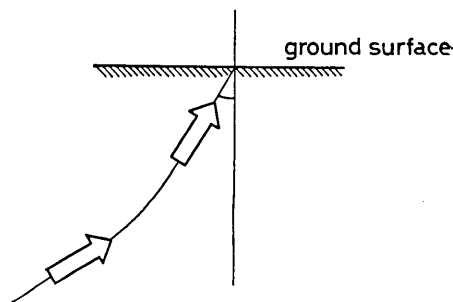


Fig. 7. Incidence of a P wave at near surface region. Observational angles of incidence at the ground surface are used for correction of the theoretical seismograms.

Table 5. List of stations (Japan Meteorological Agency) used for the study of the source process of the main shock. C and D in Initial Motion indicate compression and dilatation. Δ , ϕ , α , \bar{D} are epicentral distance, azimuth from the north clockwise, observed angle of incidence of initial P wave from vertical, and estimated average dislocation displacement over the fault, respectively.

Station	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Δ (km)	ϕ (°)	Initial Motion	α (°)	\bar{D} (cm)
TKD	138.250	37.105	60.7	27.5	C	44.5	8.5
TOY	137.208	36.707	65.7	-81.4	D	46.2	33.
MAE	139.065	36.402	104.1	103.1	D	25.2	29.
KOF	138.558	35.665	119.9	151.9	D	64.7	208
IID	137.835	35.510	123.5	184.2	C	58.6	39.
WAJ	136.898	37.390	125.8	-46.9	D	59.5	47.
KMG	139.385	36.147	140.3	111.6	D	31.1	20.
GIF	136.765	39.398	171.8	218.2	C	46.3	81.
SHZ	138.407	34.973	187.6	166.7	C	55.7	204.

こなつた。ただし、地表付近の速度の小さい層の厚みは無視した。

Fig. 5 に示したように、余震分布に適合した有限断層の形を二通り考えた。長方形 (4.5 km × 3 km) と三角形 (高さ 4 km 底辺 3 km の二等辺三角形、この頂点が本震の震源位置) である。媒質の P 波と S 波の速度を 6.0 km/s, 3.53 km/s とした。

3.4. 観測波形と理論波形の比較

用いた波形記録は、気象官署の 59 型 100 倍変位地震計の記録である。波形が振り切れていたり、記録が不鮮明な場合は使用しなかった。採用した観測点を Fig. 8 と Table 5 に示した。地震計の振子とガルバノメータの固有周期は、それぞれ 5 秒と 0.07 秒である。理論波形との比較は上下成分についておこなつた。

観測点 KOF は、まさに破壊が進行してくる方向に存在する (Fig. 8) ので、波形のパルス幅が最も小さい。Fig. 9 に示したように、この観測点の波形に注目すると、断層モデルや rupture velocity を変えても、rise time は、1 秒以下でなければならないことが分かる。しかし、0.1 秒のように非常に小さくはない。したがって 0.5 秒を採用することにする。誤差は ±0.3 秒程度である。次に rupture velocity を決定する。KOF とは、ほぼ対称の位置にある TOY との比較を行う。

Fig. 10 にその波形を示した。 $V_r=2$ km/s では、パルス幅が観測波形より有意に大きい。3 km/s が適当である。 V_r の誤差は、rise time の不確定さにも依存するので ±0.5 km/s 程度であろう。長方形モデルと三角形モデルでは、KOF においては、差異は認められないが、TOY では三角形モデルのほうでなければ適合しない。長方形の断層の場合、三角形の場合と違って、破壊が初期の段階から上下方向の領域へ拡大するので、理論波形にはピークが複数回あらわれる。

以上の考察により、三角形モデルと、 $V_r=3$ km/s, $\tau=0.5$ s のように決定する。他の観測点でも MAE や TKD を除けば、波形の適合性は概ね成立している (Fig. 11)。

MAE は表層の影響と思われる波の擾乱が見える。TKD では、観測波形は最初の部分

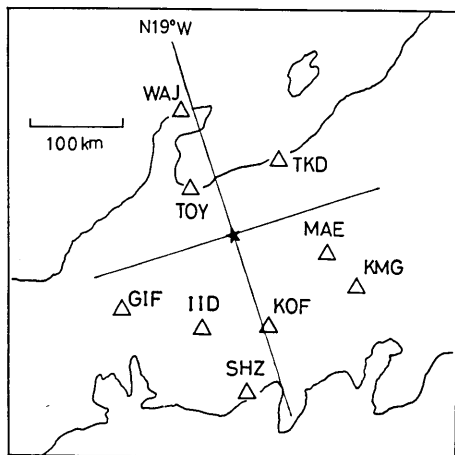


Fig. 8. Map showing the distribution of the stations used for the study of source process. Station coordinates are listed in Table 5. The strike direction of the earthquake fault, $N19^\circ W$, is shown.

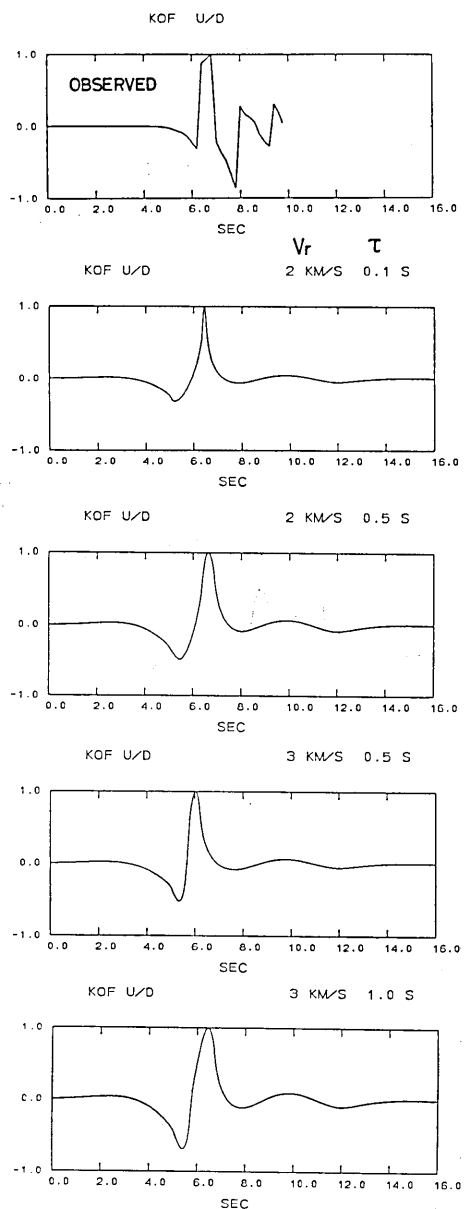


Fig. 9. Comparison of theoretical P waveforms at KOF for different rise time (τ) values. Triangle fault model is assumed. V_r denotes rupture velocity. Observed waveform is shown on the top.

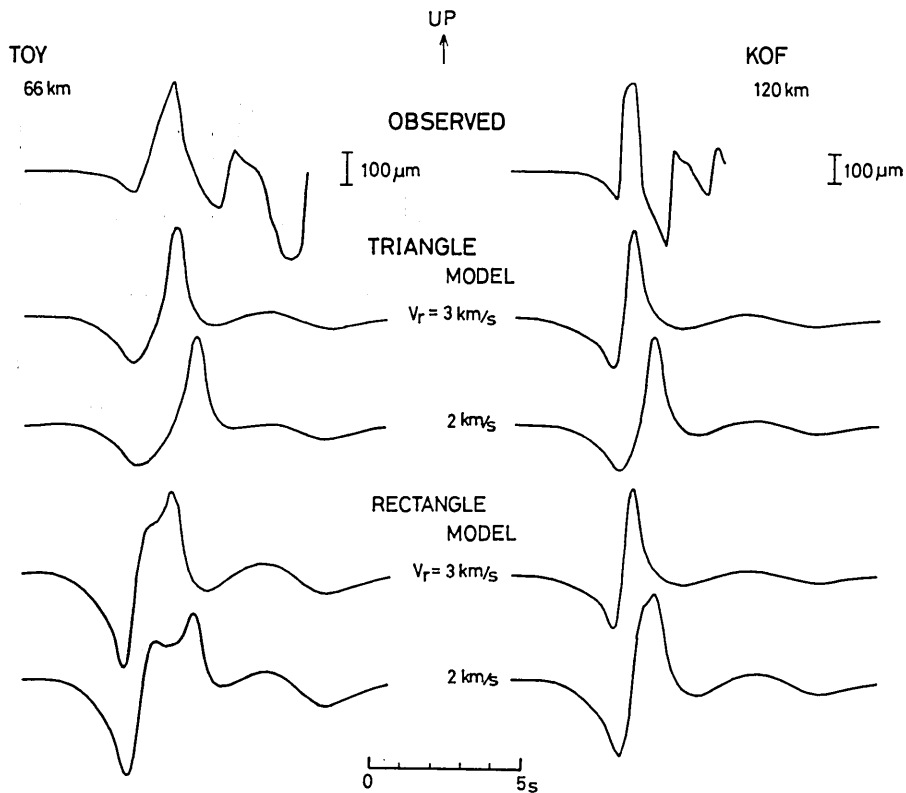


Fig. 10. Comparison of theoretical P waveforms with observed ones at TOY and KOF. KOF is located in the approaching direction of rupture propagation, whereas TOY is nearly in the opposite direction. Rise time is fixed here as 0.5 s. The triangle fault model with a rupture velocity of 3 km/s explains the observed waveforms from both stations well.

のみかけの周期が理論に比べ、短かすぎる。この原因は不明である。ただ、水平動成分の波形ではその周期はもっとも長くなっており、これに基づけば理論波形との適合性は幾分改善される。

観測波形と理論波形の peak-to-peak の振幅を比較し、震源断層における dislocation の平均変位量を求めると、各観測点の波形からの推定値は Table 5 に挙げたようになる。この単純な平均と標準偏差をとれば $\bar{D}=75 \text{ cm} \pm 73 \text{ cm}$ である。

この値のバラツキは、異常に大きいように思われる。KOF にて値が非常に大きいのは、発震機構の nodal line に近いため、理論波形の振幅が非常に小さいことも、原因の一つかもしれない。また、地表付近の堆積層での増幅も一因であろう。TKD での異常に小さい値は、伝播途中の異常な幾何学的ないし非弾性的減衰と関係があると思われる。地震月報によると、震央距離 100 km を越える IID (飯田) や KOF (甲府) で震度 2 であるのに、60 km の TKD (高田) や TOY (富山) で震度 1, 81 km の高山では、震度 0 というような異常に低い震度が記録されている。茅野・他 (1987) の通信調査によっても

TKD のある新潟県上越市付近や、岐阜県高山市付近の低い震度が確認された。震源地から上越市へ向けての地域が、地震波速度の低異常地帯であるのは、前節で述べたが、黒姫山や飯縄山のような第四紀の火山帯が存在し、その直下は地震波の減衰が非常に大きいと考えられる。ちなみに、高山方面の low Q 地帯は、飛騨山地直下に存在する。

先ほど求められた断層のずれ変位から、剛性率を 3.0×10^{11} dyne/cm² と仮定すると、地震モーメントと応力降下量はそれぞれ、 1.3×10^{24} dyne·cm, 220 bar となる。ただし、応力降下については、簡単のため、円形のクラックを考え、楕円の対する ESHELBY (1957) の理論に依った。その際、破壊領域 (三角形) と同じ面積になるように円の半径を与えた。

なお、気象庁の地震月報には、 M 5.9 の地震の 1 秒ほど前にはほぼ同じ震源をもつ地震が記されている。3 節で調べた変位波形でも、いくつかの観測点において、約 1 秒前に先駆的なフェーズが認められた (Fig. 11 の WAJ や MAE の記録を参照)。大破壊に先行した小破壊があったと解釈される (第 1 の地震)。この研究で決定された本震の震源は、高感度の波形の初動が基になっているので、最初の地震のものである。第 1 と第 2 のフェーズの時間差は観測点によってほとんど変わらないので、第 2 の地震の位置もほぼ同じ場所であろう。

4. 地震活動の時間変化

4.1. 先駆的活動

今回の地震の発生以前の付近の活動を見るために、信越地震観測所のルーチン観測のデータを調べてみる。Fig. 12 は本震以前 (a) と以後 (b) の微小地震分布である。(a) では

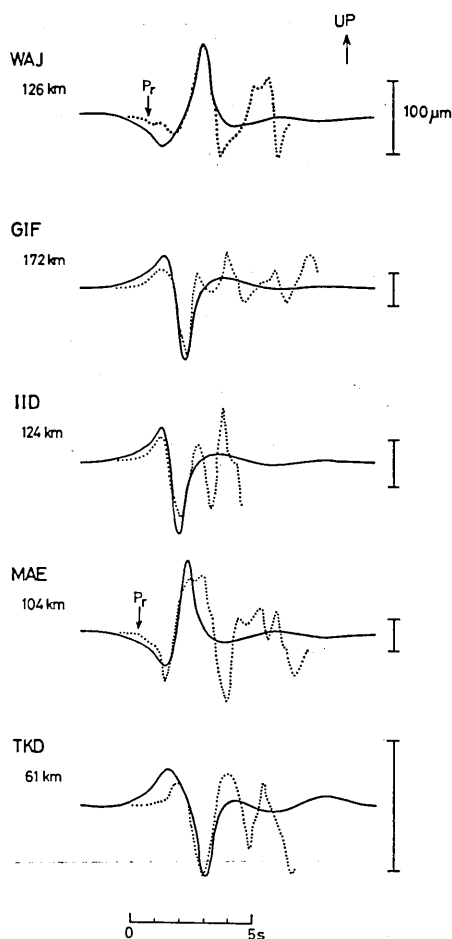


Fig. 11. Theoretical and observed P waveforms at various stations. The source parameters are: $\tau=0.5$ s, $V_r=3$ km/s. A precursory small phase is found on the seismograms at WAJ and MAE (indicated by Pr).

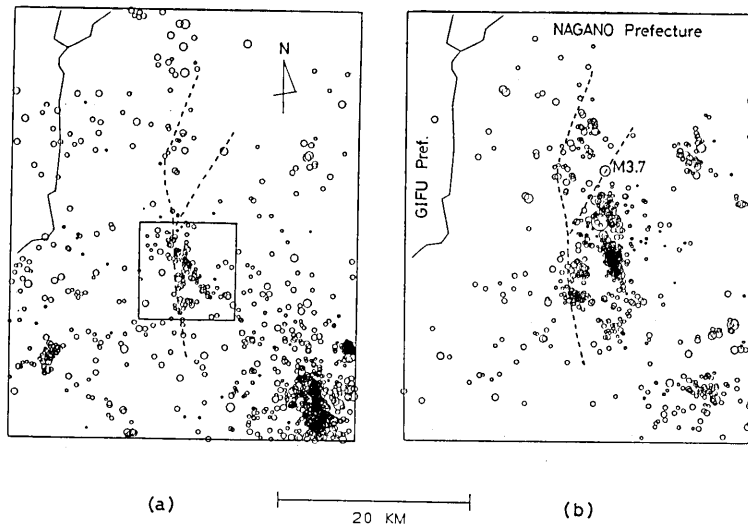


Fig. 12. Epicentral distribution of microearthquakes before and after the M 5.9 event from the routine data of Shin'etsu Seismological observatory, Earthquake Research Institute, University of Tokyo. (a): January 1, 1978–December 29, 1986. (b): December 30, 1986–December 31, 1988. Concentrated microearthquakes preceded the 1986 event (Box in (a)). A relatively large event of M 3.7 took place on October 4, 1987, at the seismic gap in the aftershock area (See (b)).

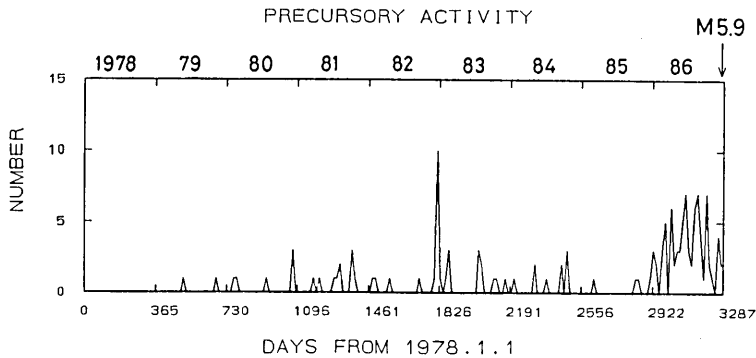


Fig. 13. Number of microearthquakes at every half month at the seismic spot shown by a box in Fig. 12 (a) before the M 5.9 event.

ボックスで示した地震のかたまりが目につくが、これは、余震のうちのクラスター B (Fig. 2) とほぼ同じ場所である。活動の時間経過は Fig. 13 に半月毎の回数で表した。1986 年の初め頃から活動が顕在化した。地震回数は 6 月頃までは上昇しその後ほぼ一定のレベルを維持したが、本震の直前の 2 カ月前から活動は低下した。

ルーチンのデータは長期間の活動をほとんど切れ目なく提供してくれるが、震源の精度には注意する必要がある。Fig. 12 の (b) と Fig. 2 を比べ、余震分布の差異を見れば、

ルーチンデータは絶対位置のみならず分布の拡がりの様子についてもかなり修正を要することが判る。先駆的な活動のクラスターと余震のクラスター B の相対的な位置関係を調べてみる。定常観測点のうち、TGA は 1986 年 12 月以降設置されたので、いまの目的にはこの観測点は使えない。その代わり OMJ に、MTU, UED, HSJ を加えた観測点の P 時刻データを用い、本震前後の震源位置を比較すると、先駆的活動の震央は、余震のグループに対し、相対的に南隣に位置していることが分かる。この震源決定では、深さの精度が非常に悪く、浅い方へ大きく分散している。したがって、この先駆活動の震源が余震のクラスター B と深さを含めてほぼ同じ位置を占めていたとは断定はできないが、その可能性はある。いずれにせよ、ほぼクラスター B の付近は、今回の地震の始まる 1 年前から活動が始まっており、本震発生の 2 日後からは、これに誘発されたように再活動した。

4.2. 余震活動

余震の回数を Fig. 14 及び Table 6, 7 に示した。余震は概して順調に減衰していった。12 月 30 日 22 時頃の小さなピークは、狭義の余震域の南端の活動である。破壊域の先端での応力集中を反映しているのであろう。改良大森公式を単純化した $n=ct^{-p}$ の p は Fig. 15 に示したようにだいたい 1 である。この図には、1918 年の大町地震のデータも比較のためプロットした。両者の傾向にほとんど差はない。

大きな余震が発生しなかったことも今回の地震の大きな特徴である。余震 (広義) のマグニチュード分布 (Fig. 16) の様子も特徴的である。本震直後の余震 (12 月 30 日) を

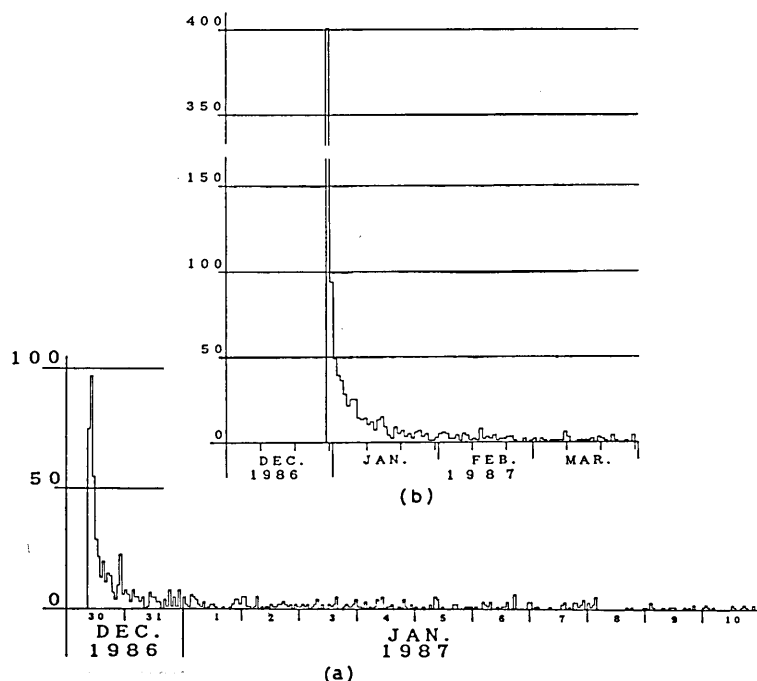


Fig. 14. Temporal change of the number of aftershocks: (a) hourly and (b) daily numbers.

Table 6. Hourly number of aftershocks detected at TGA for 10 days after the main shock.

Y	M	D	Hour																																			
			0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23												
1986	12	30																						75	97	55	29	22	13	20	11	15	14	7	4	10	23	6
		31	8	6	3	7	5	5	3	5	0	1	7	5	5	3	3	0	4	1	8	1	5	1	8	0												
1987	1	1	5	2	1	6	5	4	2	1	3	0	1	2	2	1	0	0	1	0	0	1	2	4	4	2												
		2	5	5	1	1	0	1	5	0	1	0	1	0	2	1	1	2	2	3	2	1	2	0	2	1												
		3	1	2	1	2	0	1	2	4	0	2	0	0	2	1	2	5	0	0	1	2	1	1	2	4												
		4	1	1	0	3	0	1	0	1	4	0	5	0	1	1	2	0	0	1	0	4	1	0	2	0												
		5	1	0	0	1	0	0	2	0	5	4	0	1	0	0	0	0	2	2	0	0	0	1	1	1												
		6	0	1	0	0	3	2	1	3	0	0	1	0	1	1	3	0	0	6	0	0	0	0	0	3												
		7	3	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	3	0	1	0	3	3	1	2	4	0												
		8	3	1	2	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1												
		9	1	0	3	1	0	0	0	1	0																											

Table 7. Daily number of aftershocks detected at TGA.

Y	M	D	N	Y	M	D	N	Y	M	D	N		
1986	12	30	401	1987	2	1	5	1987	3	1	2		
		31	94				2	6				2	0
1987	1	1	49				3	5				3	2
		2	39				4	2				4	1
		3	36				5	2				5	0
		4	28				6	4				6	1
		5	21				7	1				7	1
		6	25				8	5				8	1
		7	25				9	4				9	1
		8	14				10	1				10	6
		9	13				11	2				11	3
		10	14				12	1				12	0
		11	10				13	8				13	0
		12	12				14	2				14	1
		13	7				15	3				15	1
		14	13				16	2				16	1
		15	15				17	4				17	1
		16	9				18	1				18	2
		17	4				19	2				19	0
		18	2				20	2				20	3
		19	9				21	3				21	2
		20	5				22	3				22	1
		21	7				23	1				23	0
		22	3				24	0				24	4
		23	5				25	0				25	1
		24	2				26	2				26	0
		25	6				27	0				27	0
		26	7				28	1				28	1
		27	3									29	0
		28	5									30	4
		29	1									31	0
		30	1										
		31	3										

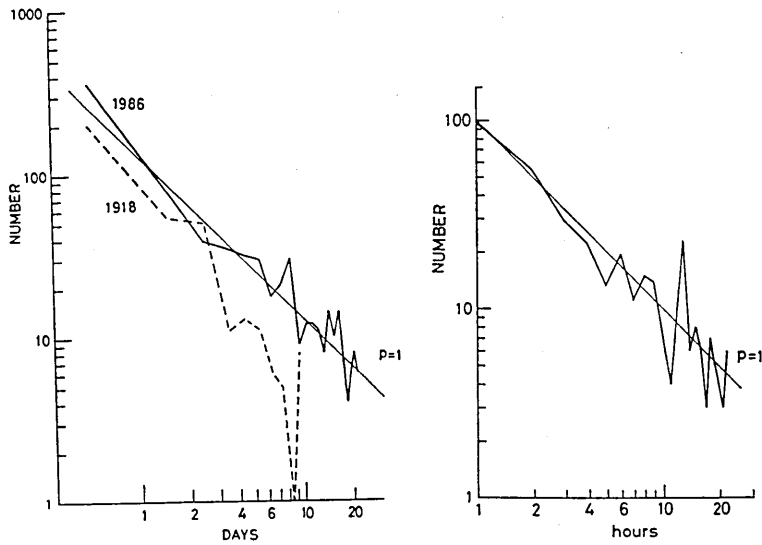


Fig. 15. Logarithmic plot of the daily and hourly number of aftershocks. Dashed line shows the decay curve of the aftershocks of the 1918 Omachi earthquake, after OMORI (1921).

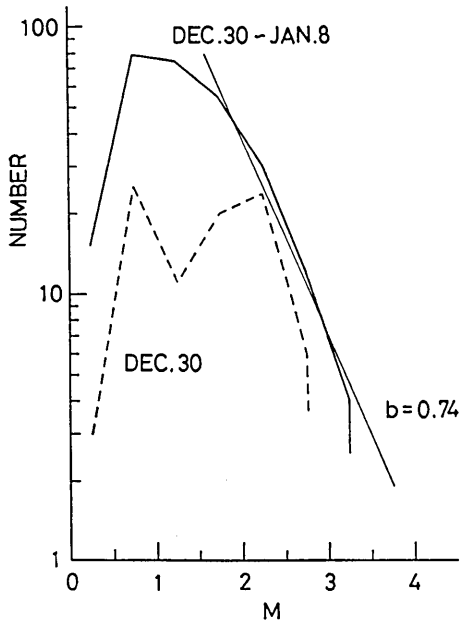


Fig. 16. Magnitude distribution of the aftershocks.

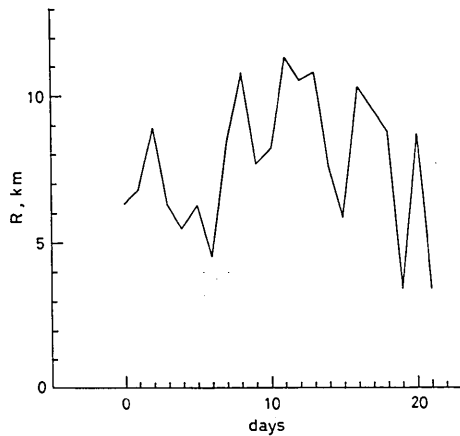


Fig. 17. Temporal change of the extent of the aftershock region. The largest epicentral distance of the aftershocks from the epicenter of the main shock for each day is plotted.

見ると、 $M 2$ 以下の地震の頻度は Gutenberg・Richter の法則から予想される頻度と比べ極めて少ない。それ以後 (12 月 31 日～翌年 1 月 8 日) は、小さい地震の回数の割合は増加したが、 $M 2$ 以上の頻度が相対的に減少している。全体の期間では $M 2$ 以上の地震に対して、 $b=0.74$ である。

余震 (広義) の活動域の広がり の時間変化を Fig. 17 に示す。これは、1 日ごとの震央分布の広がりを本震の位置から最も遠い余震までの水平距離で表したものである。ルーチンの震源データを用いた。余震活動域の拡大期と縮小期が見える。2 日後の拡大は Fig.

SEISMIC INFLUENCE MAP

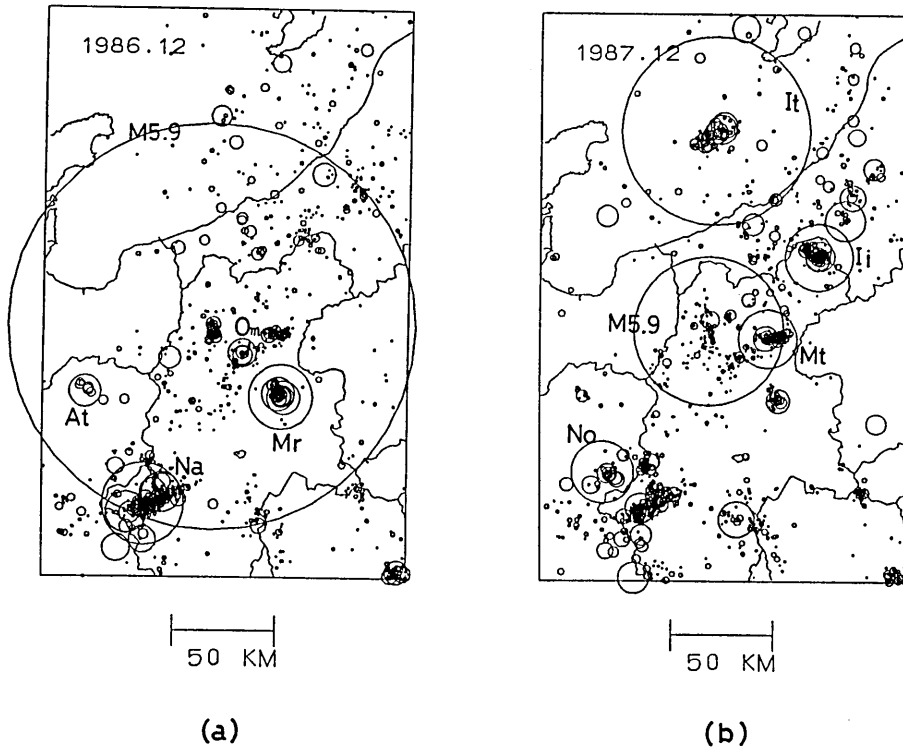


Fig. 18. Seismic activity in the surrounding area before and after the 1986 Omachi earthquake. (a): At the time on December 30, 1986. (b): At the time on December 31, 1987. The circles indicate the influence range of the respective earthquakes. The radius is as large as 10 times of the range of the aftershock area at the time of occurrence, decreasing with time exponentially with a time constant of 1 year. Major earthquake events are as follows. Na: September 14, 1984, $M 6.8$. Mr: August 24, 1986, $M 4.9$. At: December 25, 1986, $M 4.3$. Mt: January 22, 1987, $M 4.6$ and November 28, 1987, $M 4.6$. No: December 18, 1987, $M 4.6$. It: March 24, 1987, $M 5.9$. Ii: September 14, 1987, $M 4.9$.

2のクラスター B, 7~8日後の拡大はクラスター Cの活動に対応する。

4.3. 広域地震活動

今回の地震に先だって、長野県東部丸子町で M 4.9の地震が1986年8月24日に発生した。また、9月から10月には長野県麻積村付近でも M 4.1を含む群発活動があった。これらは千曲川構造線に沿っている(佃・他, 1988)。丸子町の地震の5時間後と12時間後には、クラスター Bでの先駆的微小地震活動のなかでは大きめの、 M 2クラスの地震が発生した。

直前には、岐阜県の跡津川断層中央部で最近では目立った活動があった。これは1986年12月21日に始まり、24日には一旦活動が停止したあと、25日より再活動し、その日の05時57分の M 4.1および M 4.3の地震が発生して、活動のピークを迎えた(京都大学防災研究所, 1987)。その後、活動は落ち着き、翌年1月2~3日に地震回数がやや増加した。これは今回の大町付近の地震の地震後の影響かもしれない。

このような活動を概観するために Fig. 18のような表示を試みた。それぞれの地震はつぎのようなマグニチュード M と発生からの経過時間 t に対応した半径 r をもつ円の内部で勢力ないし影響を有すると考えて表した図である。

$$r = r_0 \cdot 10^{0.5M} \cdot \exp(-t/\tau)$$

日本の主な地震について調べた結果、各地震の影響範囲は震源域(余震域)の半径の約5~10倍であり、その縮小の時定数 τ は1~2年である(佃, 1989a,b)。ここで影響範囲とは、ある注目する地震が発生する前後に、周囲に生成される地震の空白域や、その周りの目だった地震活動が認められる範囲のことである。

Fig. 18の(a)は大町付近の地震が発生した直後、(b)は1年後の状態を表す。この地震の前には、約2年前の1984年長野県西部地震(M 6.8)があり、この地震の後には、1987年3月24日の糸魚川沖の地震(M 5.9)や1987年9月14日の長野県北部飯山市付近の地震(M 4.9)などの活動が周辺で発生している。

5. テクトニクス

震源地は糸魚川・静岡構造線に近接し、信濃川に沿った地震帯の南西への延長や千曲川構造線(TAKEUCHI, 1978; 赤羽, 1981)の延長が会合するところである。そこは、西は飛騨山地、東は新第三紀に隆起した中央隆起帯(飯島, 1962, 1963)の両隆起帯に挟まれた、かつての沈降堆積地帯が第四紀以降、間欠的に隆起した大峰面(小林, 1953)と呼ばれる平坦な地形(準平原)群が発達しているところである。この領域には横ずれや縦ずれの動きを示す、明瞭な第四紀の活動層は確認されていない。

しかし、この大峰面には新第三紀に活動した中山断層(本間, 1928)や小谷断層(笹倉, 1932)、持京断層(千地, 1955)などが存在する(Fig. 1参照)。中山断層は西落ち(小林, 1955)の断層で、更新世の中ごろ再活動したのではないかと考えている研究者もいる(仁科, 1972)。この断層は北の小谷断層につながり、これらを一本の断層として、小谷—中山断層と呼ぶ場合もある(小坂・新井, 1982)。この南北方向の断層は、西の沈降地帯と東の隆起地帯の両地殻ブロックの境界にあたる。東側は持京断層によってさらに二つに分割されている。

1986年の地震は、これらの断層の会合点(分岐点)付近で活動した。先駆活動は、まさにそこで発生した。広義の余震としても活動があり、そのクラスターの精密な深さも明らかになった。それは11~13 kmであって、本震や他の余震に比べ、最も深い。地殻ブロックを分かち断層がこの深さまで達していることを意味するのであろうか。ところで、このクラスターの震源分布は、東南東へ延びている。震源決定の誤差による分布の偏りの影響も受けているが、分布の長軸の方向が誤差分布の長軸と少し異なる(Fig. 3(b))ので、全面的に誤差のせいにはできない。もし、この分布の延びが潜在的な地下の断層を表現しているとするれば、千曲川構造線へとつながる(Fig. 1 参照)。

本震は、持京断層のすぐ南で発生した。破壊は南へ進行し、断層を越えて北の方へは拡大しなかった。広義の余震もこの断層に沿った地帯には、ほとんど発生していない。ただ、1987年10月4日に、ほぼこの断層上、本震の北方にて M 3.7 の地震が発生している。この地震は単発型で、余震を伴っていない。

小谷-中山断層と持京断層との間の地帯にも広義の余震が広がっている。これらの断層の西側の余震は少ないが、1987年4月までの余震(広義)の中で最大のものが、青木湖の近くに発生した。この発震機構は正断層型である(Fig. 4(b))。沈降展張場の表現かもしれない。ただ、非常に浅い地震(深さ0.9 km)なので、局所的な地殻応力の乱れにすぎないのかもしれない。本震の震源断層は $N19^{\circ}W$ の走向をもち、ほぼ横ずれの動きをした。主圧力軸は、 $E21^{\circ}S$ で、東西から北西-南東の方向のこの地域の歪場(橋本・多田, 1986)と矛盾しない。周辺地域の圧縮応力場の高まりが、この地震を引き起こした可能性がある。前節で述べたように、この地震の起こる前から周辺の地震活動が活発化していたことも、それを裏づけている。この応力場によって生成された、本震の破壊領域は、知られている断層上には存在しなかった。Fig. 12 から判るように過去9年間の微小地震の分布でも、本震付近は地震の起こり方が少ない所であった。地殻内の比較的破壊強度が高い領域の破壊であったのではないだろうか。この点については、大きい余震の欠如や、三角形の形をした断層の破壊領域、その狭い面積などの特徴と関係がありそうであるが、さらに他の事例が必要であり、将来への課題としたい。

大町市付近は1858年、1890年、1918年というように、過去にも顕著な地震が発生している(宇佐美, 1985)。1858年の地震(M 5.7)の震央は、被害の資料(宇佐美, 1987)に基づけば、クラスターBに極く近いところを占める。この地震も中山断層などと密接に関係していたものと思われる。その主破壊が、今回の地震とほぼ同じ場所で発生した可能性もある。この地震の約1カ月前に岐阜・富山県境付近の跡津川断層で M 6.9 の地震が発生している(宇佐美, 1987)。1986年の地震でも、その9日前から跡津川断層で目立った活動があったことはすでに述べた。この二つの地域の間地震活動の同期性は注目する。

今回の活動域の南隣では、1918年に M 6.5 の地震があった(大森, 1921; 坪井, 1922; 多田・橋本, 1988)。この地震は上下変動を伴い、西落ちの断層である松本盆地東縁断層と密接に関係がある。多田・橋本(1988)は、大町での最大20 cmの隆起、木崎湖付近での最大8 cmの沈降を説明するために、長さ18 km、幅8 km、傾斜角 75° の逆断層モデルを考えた。この断層は $N15^{\circ}E$ の方向に延び、大町から青木湖の東3 kmの所まで達して

いる。この走向は、ほぼ南北に走る松本盆地東縁断層と斜交する。このモデルが正しいとすれば、中山断層も一緒に活動した可能性もある。

1890 年の地震 (M 6.2) は、上述の二つの地震より、やや東の地域で発生した。千曲川構造線に関係した地震であろう。

6. 結 論

1986 年 12 月 30 日の地震 (M 5.9) の諸要素は以下の通りである。

震 源 時: 09:38:31.09 (JST)

震 央: 137.9852°E , 36.6201°N

震源の深さ: 5.5 km

震 源 断 層:

走 向: $\text{N}19^{\circ}\text{W}$

傾 斜 (θ): 東北東へ 73°

すべり角 (λ): 26°

断層の大きさ: 高さ 4 km \times 底辺 3 km (横向き三角形)

破壊伝播速度: 3 km/s

変位の立ち上がり時間: 0.5 s

平均的な変位: 75 cm

本震の地震モーメント: 1.3×10^{24} dyne \cdot cm

本震の応力降下: 220 bar

起震応力 (主圧力軸の方位): $\text{E}21^{\circ}\text{S}$

余震回数の減衰定数: $p=1$

余震の b 値: 0.74 ($M \geq 2$)

最大余震の M : 1987 年 1 月 9 日 18 時 02 分 M 3.5

(1987 年 4 月までの期間において)

(ただし、1987 年 10 月 4 日 21 時 25 分、本震の北方 5 km のところに M 3.7 の地震発生)

余震域 (広義) の拡がり: 20 km \times 20 km (主なものは、10 km \times 20 km)

(東西 \times 南北)

この地震活動は、広域の地震活動に付随して発生し、広域応力場に従った起震応力が原動力になった。本震による破壊は破壊強度が低い既存の断層上ではなく、破壊強度を高く保った地殻領域で起った。しかし、小谷-中山断層や、持京断層のような既存の新第三紀の断層の近傍において、先駆的微小地震活動や、広義の余震活動があった。これらの断層で区画される地殻ブロックの存在が余震分布の様子から推定される。

謝 辞

地震計を設置させて頂いた長野県北安曇郡美麻村千見の下篠照二氏、地震記象のコピーやデータの提供をお願いした京都大学上宝地殻変動観測所、名古屋大学高山地震観測所、岐阜、富山、長野、静岡、新潟、前橋の各地方気象台、輪島、松本、高田、相川、飯田、

軽井沢、秩父、熊谷の各測候所の方々、震源決定のプログラムを借していただいた千葉大学理学部の平田 直氏、地質の文献の紹介と用語等の御注意をいただいた信州大学教育学部の赤羽貞幸氏に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 赤羽貞幸, 1981, 北部フォッサマグナ地域における 後期新生代の地質構造発達史 (Ⅲ), 信州大学教育学部紀要, **45**, 273-332.
- ASANO, S., S. KUBOTA, H. OKADA, M. NOGOSHI, H. SUZUKI, K. ICHIKAWA and H. WATANABE, 1969, Explosion seismic studies of the underground structure in the Matushiro earthquake swarm area, *J. Phys. Earth*, **17**, 77-90.
- 千地万造, 1955, 上水内郡土尻川上流地域の地質, 長野県資源調査報告書, 59-68.
- ESHELBY, J. D., 1957, The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc., London*, **A241**, 376-396.
- 橋本 学・多田 堯, 1986, Fossa-magna 地域の応力場とテクトニクス (2)——北部 Fossa-magna 地域の応力場——, 地震学会講演予稿集, 1986 No. 2, 28.
- HIRATA, N. and M. MATSU'URA, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61.
- 本間不二男, 1928, 信濃中部第三紀層の分類 (1)~(5), 地球, **9**, 423-432.
- 飯島南海夫, 1962, 1963, フォッサマグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その 1, その 2), 信州大学教育学部紀要, 86-133; 研究論集, **14**, 91-122.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地震震用走時表について, 気象研究所研究報告, **22**, 229-290.
- 伊神 輝・浅野周三・額瀨一起・森谷武男・伊藤 潔・棚田俊收・吉田和正・矢吹哲一郎・平田 直, 1988, 人工地震観測による地殻構造, 月刊地球, **10**, 687-693.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 363 pp.
- 茅野一郎・酒井 要・小林 勝・羽田敏夫・橋本信一・佃 為成, 1987, 1986 年 12 月 30 日長野県北西部に発生した地震の通信調査 (概報), 地震学会講演予稿集, 1987 No. 2, 67.
- 北安曇教育会・南安曇教育会・松本市教育会・東筑摩塩尻教育会・自然観察資料作成委員会地学小委員会, 1988, 松本盆地における 1986 年長野県北部の地震の震度分布, 53 pp.
- 小林国夫, 1953, フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群, 地理評, **26**, 291-307.
- 小林国夫, 1955, 北安曇郡池田東方の地質, 長野県地質調査報告書, 263-277.
- 小坂共栄・新井健司, 1982, 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系と第四系 (2)——長野県姫川上流地域の第三系と第四系の層序学的・堆積学的研究——, 地団研専報, **24**, 181-198.
- 京都大学防災研究所, 1987, 中部地方北西部 (飛騨地方北部, 富山湾及び能登半島周辺) の地震活動 (1986 年 7 月~12 月), 地震予知連絡会会報, **38**, 410-413.
- MATSU'URA, M., 1984, Bayesian estimation of hypocenter with origin time eliminated, *J. Phys. Earth*, **32**, 469-483.
- 仁科良夫, 1972, 大峯面の形成過程, 地質学論集, **7**, 305-316.
- 大森房吉, 1921, 大正 7 年信州大町地方激震調査報告, 震災予防調査報告, **94**, 16-69.
- 笹倉正夫, 1932, 姫川中下流沿岸の地質構造的意義, 地球, **17**, 1-16.
- SATO, R., 1975a, Fast computation of theoretical seismograms for an infinite medium Part I. Rectangular fault, *J. Phys. Earth*, **23**, 323-331.
- 佐藤良輔, 1975b, 無限媒質中の有限断層によって生ずる変位を計算する program, 地震 **2**, **28**, 486-489.
- 多田 堯・橋本 学, 1988, 1918 年 (大正 7 年) 大町地震の断層モデルとその地学的意義, 地震 **2**, **41**, 259-262.
- TAKEUCHI, A., 1978, The pliocene stress field and tectonism in the Shin-Etsu region, central Japan, *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **21**, 37-52.
- 坪井誠太郎, 1922, 信州大町地震調査概報, 震災予防調査会報告, **98**, 13-21.
- 佃 為成・酒井 要・橋本信一・羽田敏夫・小林 勝, 1988, 長野県東部の地震 (1986 年, *M* 4.9)

- 及びそれに伴った地震群の活動特性とそのテクトニクス的意味, 地震研究所彙報, **63**, 237-272.
- 佃 為成, 1989a, 地震の経過時間とマグニチュードに依存したサイスマシニティマップ, 地震学会講演予稿集, 1989 No. 1, 144.
- 佃 為成, 1989b, 空白域の拡大・縮小と地震発生, 地震学会講演予稿集, 1989 No. 2, 141.
- UKAWA, M. and Y. FUKAO, 1981, Poisson's ratios of the upper and lower crust and the sub-Moho mantle beneath central Honshu, Japan, *Tectonophys.*, **77**, 233-256.
- 宇佐美龍夫, 1985, 飛騨地震と大町地震, 地震予知連絡会会報, **33**, 76-79.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 434 pp.

*Source Process, Characteristics of Associated Seismicity
and Seismotectonic Implications of the 1986 Omachi
Earthquake of M 5.9 in the Northwestern Part of
Nagano Prefecture, Central Japan*

Tameshige TSUKUDA, Kaname SAKAI, Masaru KOBAYASHI,
Shin'ichi HASHIMOTO and Toshio HANEDA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

A remarkable earthquake of M 5.9 occurred at 09:38 on December 30, 1986, 10 km northeast of Omachi city, Nagano Prefecture. This earthquake was accompanied by precursory microearthquake activity from one year before, at nearly the same place with one of the clustering spots of aftershocks, which is located in the vicinity of the meeting point of the Tertiary faults: the Otari-Nakayama and Mochigyou faults. The historical earthquake of M 5.7 in 1858 took place around this spot. Adjacent to this area, there were two other historical events with magnitude around 6 in 1890 and 1918. Synchronized seismic activity between the Omachi region and the Atotsugawa fault region, about 60 km apart from each other, was found in this 1986 event as in 1858. The surrounding seismicity within 100 km from the epicenter of the 1986 event had been active from several years before.

Hypocenters of aftershocks, relocated by incorporating data from a temporary station close to the aftershock area and making corrections of travel time anomalies obtained from the travel time residuals of deep earthquakes, reveal detailed structure of the aftershock distribution with high accuracy. Aftershocks are spread over 20 km in diameter, most of them being located in the crustal block bounded by the Nakayama and Mochigyou faults. Some are distributed in the zone between the Otari and Mochigyou faults. A seismic gap is found in the zone along Mochigyou fault. The main shock is located south of this gap together with aftershocks very close to its focus. The lineament of this distribution corresponds to the strike of one of the fault planes determined by initial motions.

Source parameters were deduced from P waveforms at JMA stations, comparing with theoretical seismograms. Fault shape is a triangle whose base (vertical direction) and height are 3 km and 4 km, respectively. Rise time and average displacement of dislocation are 0.5 s and 75 cm, respectively. The rupture started at the northern end of the fault surface and propagated southward with a velocity of 3 km/s. Seismic moment and stress drop are estimated to be 1.3×10^{24} dyne cm and 220 bars, respectively.

The source region of the 1986 earthquake is located at the place where the southward

extension of the fault system at the western margin of the Nagano basin and the westward extension of the Chikumagawa Tectonic Line meet with the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the major tectonic line in the Fossa-Magna region in central Japan. This tectonic setting may be the primary important clue to make clear the cause of the M 5.9 earthquake. However, a role of small scale structure in the crust divided by rather old geological faults should be emphasized to understand the nature of the seismic activity presented in this paper.