

1990年新潟県南部の地震 ($M 5.4$) の構造化された 前兆的空白域と余震域

佃 為成・酒井 要・橋本 信一
羽田 敏夫・小林 勝

東京大学地震研究所

(1992年6月30日受理)

Structural Features of the Precursory Seismic Gap and Aftershock Region of the 1990 Southern Niigata Earthquake of $M 5.4$

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

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received June 30, 1992)

Abstract

A moderate-sized earthquake of $M 5.4$ occurred at 18:38 on December 7, 1990 (JST), at the border of Kashiwazaki City and Takayanagi Town, Niigata Prefecture, in the region of the southern end of the Uetsu active fold system and the northern end of the Fossa-Magna. After 2 minutes this earthquake was accompanied by an event with a nearly identical magnitude, $M 5.3$. An area of 30 km in linear dimension covering the aftershock area had been a so-called seismic gap of the second kind since about one year before the earthquake. A detailed structure of the seismicity bordering the gap is disclosed by the method of volume visualization in computer graphics. The several linear peripheral active zones form a so-called doughnut-shaped pattern suggesting activation of the preexisting tectonic structure. Far surrounding seismic zones along the Shinano-gawa River and the Ogi-Kashiwazaki line in the Strait of Sado became active before the formation of the gap. When the after shock activity revived after a half year, the Ogi-Kashiwazaki zone was also activated.

The aftershocks were studied setting up four temporary seismic stations in the vicinity of the source region. To obtain the absolute hypocentral parameters of the mainshock and aftershocks before the initiation of the temporary observations, hypocentral parameters obtained by the permanent stations were corrected by comparison with those determined based on the local network which is made up of temporal stations and nearby permanent stations.

The aftershock distribution of major aftershocks and focal mechanism solutions suggest that the mainshock was generated by compression perpendicular to the fold system causing a high-angle reverse fault at a depth of 12 km. An absolute majority of the aftershocks took place in a disk-like region, 10 km wide horizontally and 4 km thick vertically. The depths are just around the border between the upper and lower crust. The framework of the core region of the aftershocks is composed of two linear configurations of hypocenters. Two similar lineaments are found in the outer region; they are parallel to the former two, respectively.

Travel times for regional earthquakes were studied to obtain a realistic crustal model, which is crucial in discussing the relation of the aftershock distribution to the crustal structure. The depth of the boundary between the upper and lower crust is estimated at 12 km, the same depth level as the aftershock region. The aftershock travel time data give the local V_p/V_s ratio as 1.67.

The aftershocks decayed exponentially at first over 10 hours with a time constant of 3.3 hours, but the long term decay curve is rather described by a power law or an approximate version of the so-called modified Omori law with $p=1.2$.

1. はじめに

1990年12月7日18時38分、新潟県南部の柏崎市と刈羽郡高柳町の境界付近、北北西の米山（標高993m）と南南東の黒姫山（標高889m）に挟まれた地域で M_{JMA} 5.4、その2分後に M_{JMA} 5.3の地震が相次いで発生した（双子地震）（Figs. 1~3）。震源域は北部フォッサマグナから日本海沿岸地域にかけての活褶曲変動帯にあり、この地震活動と褶曲運動との関連性が注目される。その震源域から褶曲帯に沿って20kmほど南西の東頸城郡安塚町、浦川原村、大島町付近には、20年ほど前（1971年2月26日）に今回とほぼ同じ規模（ M_{JMA} 5.5）の地震があり（気象庁、1971）、北北東20~30kmにも1961年2月2日の長岡地震（ M_{JMA} 5.2）（岡田、1961）があった（Fig. 2）。また、佐渡島の小木から柏崎を経て新潟県十日町市に至る微小地震の活動線（Figs. 3, 15; 佃、1990）にも近い。

この高柳町付近の地震に際して、信濃毎日新聞や新潟日報の報道によると、負傷者13人、中頸城郡吉川町川谷など十数カ所で山の土砂崩れが発生し、高柳町では、国道353号、県道、町道の5カ所で亀裂ないし決壊、とくに田代の町道では十数メートルにわたって陥没、県道3カ所で落石や土砂崩壊、水道管の破裂によって約50戸が断水するなどの被害が出た。高柳町のまとめによると、町の被害総額は1990年12月30日現在、6億5776万円であった。自治省の調べでは全地域の被害総額は約8億円である（気象庁、1991）。高柳町に被害が集中しているのが分かる。

地震に伴った現象として地鳴りや井戸水の濁りなどが伝えられているが、これについては通信調査をおこなったので別に報告する。また、この地震の23.5時間前から震源の南西30kmの新井市平丸の地回り地に設置してあった地電位計に変化が現れた（伊藤ほか、1991）。この地震の約1年前から震源域を囲む長径30kmの領域で微小地震が静穏化し、第2種空白域の形成があった。東京大学地震研究所信越地震観測所のルーチン観測によると1989年9月26日以降震源域付近に震源が決った地震はない。また、少なくとも1990年12月5日から本震発生時まで近くの柏崎観測点の連続記録に近傍の地震らしい信号は見出せない。つまり、極微小地震のレベルでも直前の前震はなかった。

柏崎市谷根の赤岩ダム、新潟県津南町、広神村などに信越地震観測所の常設高感度テレメータ観測点が配置されているが、40km スパンのネットワークのため余震の震源分布に対し1~2km 以内の精度を保証できない。そこで、震源地付近において余震観測をおこなった（Fig. 1, Table 1）。高柳町と三和村では12月8日から、吉川町と柏崎市折居では12月20日から観測を開始した。折居観測点の他は固有周期1秒の速度型地震計上下動1成分と現地記録方式の高見沢サイバネティックス社製の記録計STR-100を用いた。折居観測点には同じ1Hzの地震計3成分とマークランド社製のDACS-omega システムを用いてテレメータ伝送、東京の地震研究所にて波形を記録した。我々以外にも新

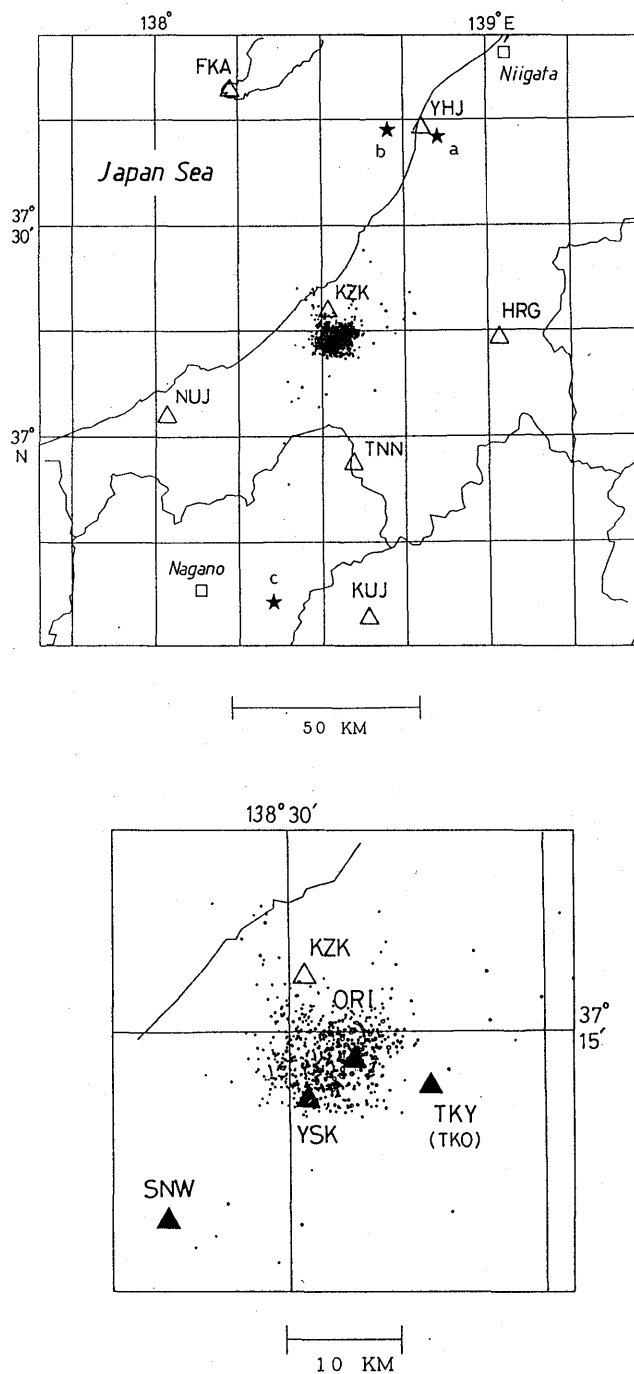


Fig. 1. Region map showing the source area of the 1990 southern Niigata earthquake and observation stations concerned. The aftershock epicenters (dots) are from the data set HPC (see Table 2). Upper map shows permanent stations (open triangles). The stars (a, b and c) show the epicenters for the study of travel times (Fig. 4). The lower figure is a local map with the temporary stations (solid triangles).

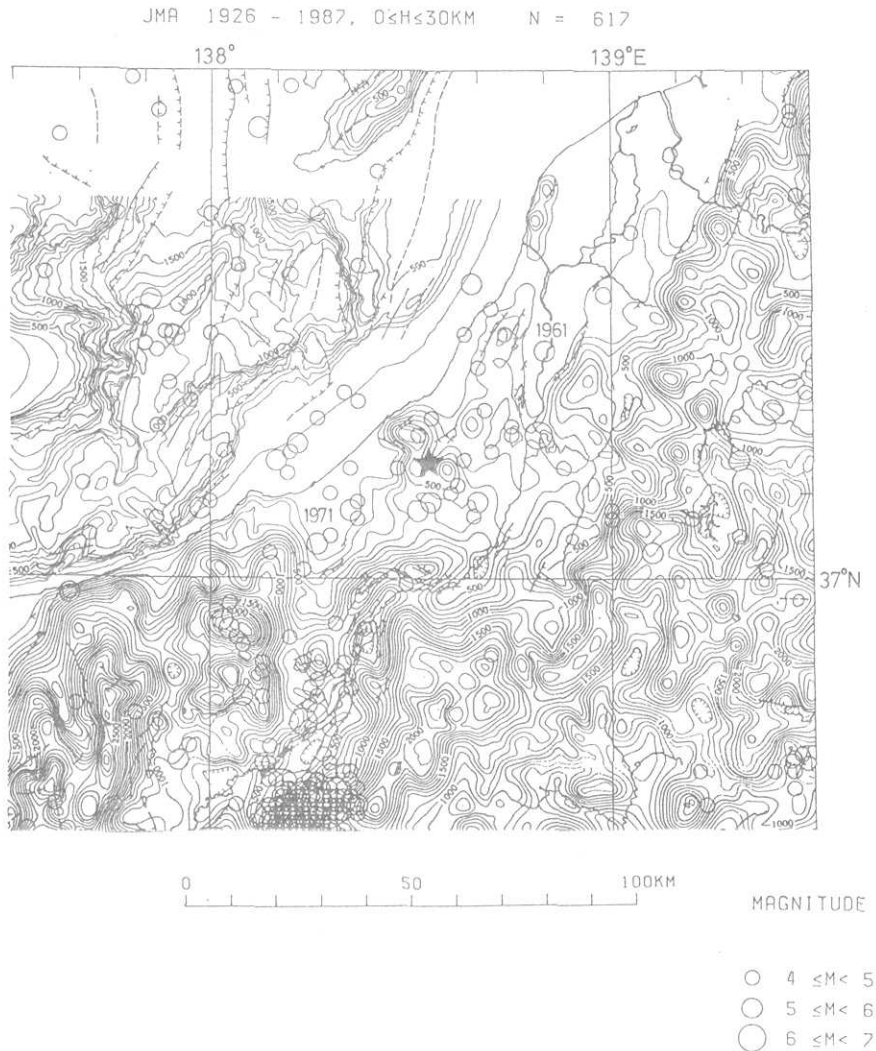


Fig. 2. Epicentral map of major shallow earthquakes during 62 years since 1926, with summit level contours at 100m intervals. Seismic data are from JMA (Japan Meteorological Agency). Traces of active faults are also drawn. The fluff attached to the fault traces indicates the downthrown side. The star indicates the epicenter of the 1990 southern Niigata earthquake of $M 5.4$. It is located at the trough between the two crests, corresponding to Mt. Yoneyama on the NNW side and Mt. Kurohime-yama on the SSE side. The 1961 Nagaoka ($M 5.2$) and 1971 Yasuzuka ($M 5.5$) events are recent remarkable earthquakes which occurred adjacent to the source region of the 1990 event. The method to obtain the summit level map is based on the report by the ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION (1988).

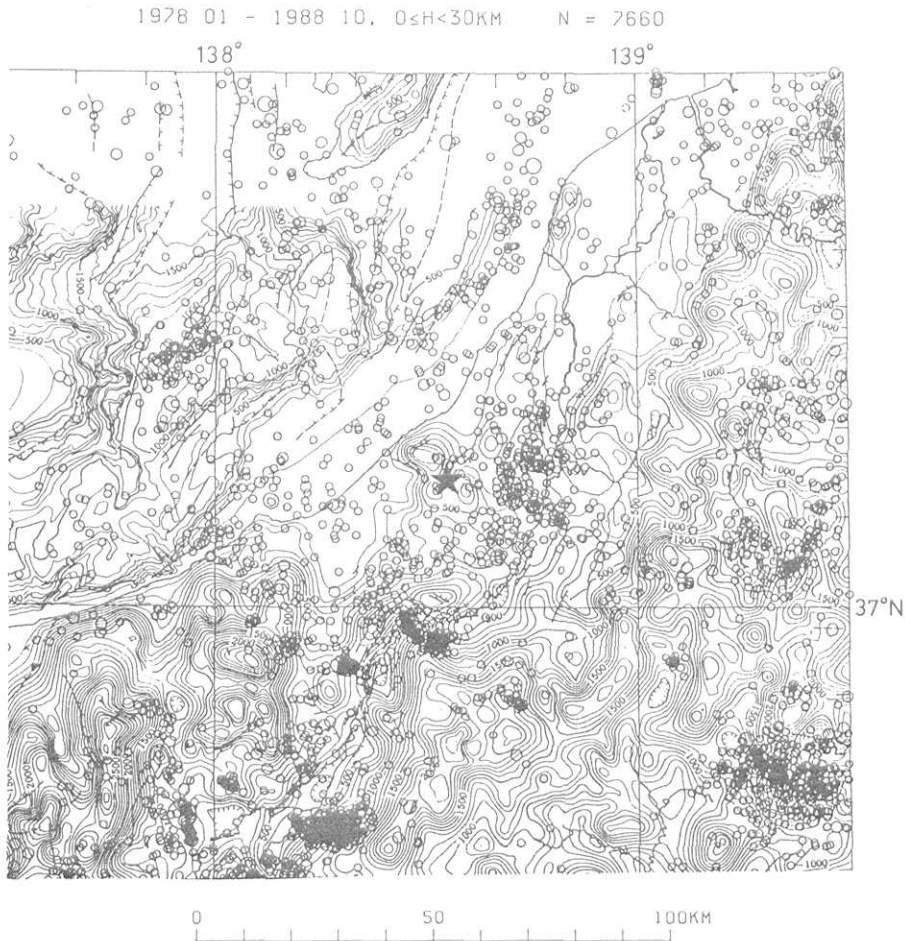


Fig. 3. Microearthquake distribution from January, 1978 to October, 1988. Data are from Shin'etsu Seismological Observatory, Earthquake Research Institute. Summit level contours, active faults and the star indicating the mainshock are the same as in Fig. 2.

潟大学積雪地域災害研究所（大木ほか，1990）や気象庁機動班が余震観測をおこなった。

本論文では定常観測と臨時観測の地震データをもとに，余震分布の微細構造から周囲の地震活動の分布構造までのいくつかのスケールの構造を明らかにする。

なお，本震の2分後の最大余震（あるいは2番目の本震）は，我々の高感度観測記録では本震の震動と重なっているため検測不可能であった。気象庁の地震月報によると，震源は本震とほぼ同じ位置らしい。

2. 震源決定

震源決定は HIRATA and MATSU'URA (1987) の方法を採用した。地震波到着時間の読み取りは立ち上がりが明瞭なものをI，やや明瞭なものをE，その他は不明瞭なものとした。読み取りの精度の判定は個人差があるし，同一人でも少しずつ変動がある。計算

Table 1. Observation stations used for hypocenter determination. Stations without observation periods are permanent stations.

Code	Region	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)	Observation period
TKY	新潟県刈羽郡高柳町岡野町	138.6371	37.2091	90	Dec. 8, 1990–Jan. 10, 1991 Apr. 18, 1991–Jul. 25, 1991
TKO	新潟県刈羽郡高柳町高尾	138.6327	37.2095	90	Jan. 10, 1991–Apr. 18, 1991
YSK	新潟県中頸城郡吉川町川谷	138.5183	37.1993	190	Dec. 20, 1990–Jul. 25, 1991
ORI	新潟県柏崎市折居	138.5647	37.2296	240	Dec. 20, 1990–Mar. 3, 1991
SNW	新潟県中頸城郡三和村大	138.3809	37.1044	90	Dec. 8, 1990–Apr. 22, 1991
KZK	新潟県柏崎市谷根	138.5157	37.2951	220	
TNN	新潟県中魚沼郡津南町	138.5947	36.9423	430	
HRG	新潟県北魚沼郡広神村	139.0361	37.2369	210	
NUJ	新潟県西頸城郡能生町島道	138.0308	37.0478	240	
KUJ	群馬県吾妻郡六合村赤岩	138.6353	36.5714	760	
FKA	新潟県佐渡郡小木町深浦	138.2243	37.8186	160	
YHJ	新潟県西蒲原郡岩室村間瀬	138.8030	37.7336	30	

の際用いるアプリオリの誤差は、P波では読み取りのランク I, E, そのほかに応じ、0.1s, 0.2s, 0.5s, S波では I, E に対しそれぞれ 0.2s, 0.5s であるとした。P波速度構造は 2.3 節で述べる。また、 $V_p/V_s=1.73$ を仮定した。震源計算の結果、全観測点平均の O-C が P 波, S 波, それぞれ 0.3s, 0.5s を越える場合は採用しない。結果は次に説明するデータ HM5 や HR3, HR7 では、P 波の場合、ほとんどが 0.15s 以下であった。マグニチュード M は、 $F-P$ 時間による。決定式は信越地震観測所のルーチン処理で採用しているものと同じ、 $M=2.85 \log_{10}(F-P)-2.36$ を用い、全観測点で平均する。 $F-P$ は秒単位。

2.1 震源決定の問題点

地下の地震波速度構造が正確に分かっており、観測点の配置が適切で観測点数も充分であれば、観測網による震源計算値の差異は充分小さいはずである。ところが、実際は観測が理想的ではないから、観測網の採り方によって震源計算値が異なってくる。別々の観測網で決定した震源に補正を施すことにより、データに一貫性をもたせる必要が生ずる。例えば、本震と余震分布の位置関係を論ずる場合にこの問題がクローズアップされる。本震発生時には臨時観測は始まっていないので、本震および初期の頃の余震の震源は定常観測網によって決定しなければならず、小さい余震は余震域近傍の臨時観測点などにしか検出されない。

次に、S波データの使い方にも注意が必要である。大きい地震の場合、高感度記録上では波形が振り切れるので初動はともかく、S波などの後続のフェーズは読み取ることが不可能ないし極めて困難である。そうすると、S波データが全く利用できないか、遠方の観測点についてのみ利用することになる。観測点が少ない場合、データの使い方の違いは震源決定結果にかなりの影響を及ぼす。3点だけしか利用できる観測点がない場合は、少なくとも1点のS時間のデータが必須である。どの観測点のS波データを用いるかで震源計算結果が変わり易い。

絶対震源決定は地震波速度の3次元構造に依存するが、1次元構造を仮定して観測点直下の速度異常を補正する方法はよく行われる [例えば、佃ほか (1989)]。本論文では適当な資料がないので、そのような補正なしで計算をした。

2.2 観測点の組合せ

観測網を次の4通りに分けるのが合理的である。

- (a) 余震域近傍の観測網 (NT4, NT5)
- (b) 近傍の観測点と近隣の常設観測点の組合せ (NM5, NM7)
- (c) 近隣の常設観測点網 (NP3)
- (d) やや広域の常設観測網 (NP7)

括弧内に示した記号, NT4, NM5, NM7, NP3, NP7 は実際に用いた観測網の名前である。NT4 は臨時観測点を主体にした4点観測網, NM5 は臨時と常設の観測点を混合した5点観測網, 同じく NM7 は7点混合観測網, NP3 は3点, NP7 は7点の常設観測網である。なお, 各観測網の全観測点においてP波が検出された地震のみを扱う。観測点や観測網の情報は Table 1 と Table 2 にまとめた。各観測網に対応する震源データセットの名前も示した (HT4 など)。

(a) は速度構造にあまり影響を受けない観測網で絶対震源決定には最適である。(b) は (a) の結果と (c) や (d) の常設観測網による結果との橋渡しに用いる。(c) の目的は本震直後を含めた長い観測期間の利を活かして余震分布の時間変化の解析に利用することである。(d) は, (c) では記録の振幅振り切れのためS波の読み取りが困難な大きな地震の震源決定を行う。

各震源要素の補正值は, 絶対震源決定に最適な基準の観測網を選び, その震源要素に対する各観測網の震源要素の平均的な変位の符号を変えたものとする。まず, 相互の震源要素を比較し, その平均的な差を計算した (Table 3)。震源データ HT4 と HT5 は震源域近傍の観測網によるもので, 震源精度が最も高いはずであるが, HT5 は本研究では採用しない。それは次の理由による。観測によると余震域直上の観測点の ORI において S-P 時間が 0.6~1.8s であり, 1.2s 付近のものが最も多い。2.3 節で述べるように大森係数は 9.0 であるから, 多くの余震の深さは 10km 程度と推定される。これは震源データ HT4 の平均的な深さでもある。しかるに, Table 3 から判るように HT5 の深さは HT4 に比べ平均 8.3km ほど浅い。この HT5 の異常は, 観測網の形がややいびつなことや NT4 や NM5 などが張る東部の地域に比べ震源域の西部の構造が異なるためであろう。観測点 SNW を加えた観測網の震源決定では NM7 の場合でも深さの決定が不安定になる。もう少し高密度の観測網を用いて研究しなければその原因を解明できないので将来への課題とする。

ところで, 震源データ HT4 と HM5 との差は小さい (水平 0.5km, 深さ 1km 以内) のでデータ量が多い HM5 を基準データとして用いることにする。両データのよい一致

Table 2. Combinations of seismic stations for hypocenter determination.

Network	Stations	Hypocentral Data Set		
		Corrected	Compiled	
NT4	TKY(TKO) YSK ORI KZK			HT4
NT5	TKY(TKO) YSK ORI SNW KZK			HT5
NM5	TKY(TKO) YSK KZK TNN HRG			HM5
NM7	TKY(TKO) YSK ORI SNW KZK TNN HRG			HM7
NP3	KZK TNN HRG	HP3	HP3C } HP7C }	HPC
NP7	KZK TNN HRG YHJ FKA NUJ KUJ	HP7		

Table 3. Discrepancies between different hypocentral data. HP3-HT4 means to take differences between the hypocentral parameters [X (east), Y (north), H (depth) and T (origin time)] from the data set HP3 and those from HT4, and so on. Numerals in parentheses are standard deviations. The data set HP32 is a subset having S-P time data at KZK. HP33 is the complementary subset. The data HP7 P and HM5P are composed of only P time data for the observation network NP7 and NM5, respectively.

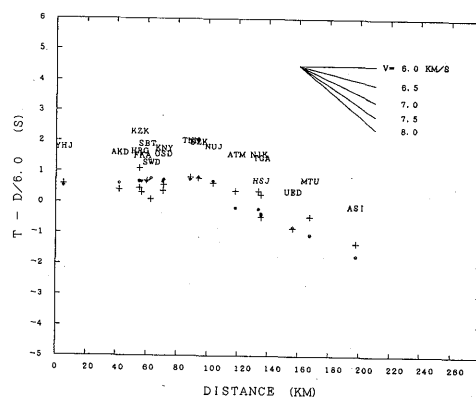
Data	Number of Common Data	Displacement			
		DX	DY (km)	DH	DT (s)
HP3-HT4	38	-2.23 (2.55)	1.11 (2.03)	2.03 (4.70)	0.105 (0.500)
HP32-HT4	21	-2.93 (2.74)	1.30 (1.95)	3.35 (2.67)	-0.056 (0.284)
HP33-HT4	17	-1.36 (1.99)	0.88 (2.10)	0.39 (5.97)	0.303 (0.624)
HP7-HT4	3	2.24 (2.35)	-1.10 (1.93)	-3.38 (3.10)	0.228 (0.377)
HM5-HT4	36	-0.29 (1.46)	0.34 (1.25)	-0.77 (4.07)	0.318 (0.424)
HT5-HT4	37	1.66 (2.32)	0.72 (1.30)	-8.25 (6.19)	0.036 (0.264)
HP7-HM5	19	1.84 (0.78)	-1.85 (0.89)	-6.71 (1.96)	0.299 (0.204)
HP7P-HM5	19	1.83 (0.75)	-1.64 (0.85)	-6.59 (2.26)	0.317 (0.144)
HM5P-HM5	100	0.61 (0.87)	-0.50 (0.46)	-1.89 (1.13)	0.190 (0.160)
HP3-HM5	121	-1.55 (1.50)	0.65 (1.34)	1.76 (2.30)	-0.111 (0.192)
HRS-HM5	121	0.88 (1.53)	-0.59 (1.19)	-2.59 (3.24)	-0.021 (0.202)

は 40 km のスケールの地域において速度構造を一樣と見做してもよいことを意味する。

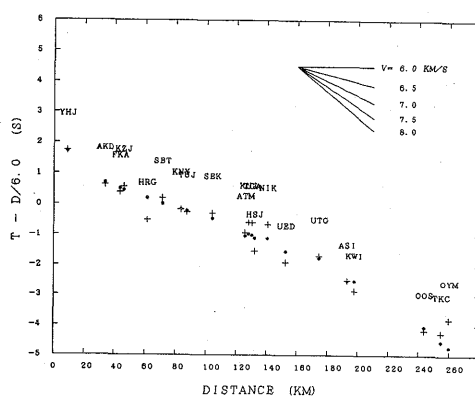
震源データ HP3C, HP7C は、それぞれ HP3, HP7 を HM5 を基準にして補正を施したデータである。HP3C の震源データのうち HP7C に同じものが存在する場合、この HP7C のデータと交換したものが、定常観測網 (NP3, NP7) に対する統合震源データ HPC である。

震源の深さを安定させるために重要な S 波データの数が少なく、使用できる観測点は佃ほか (1989) でおこなったように固定できない。観測点が 3 点しかない場合、震源決定は S 波データの選び方に強く影響を受ける。例として、観測網 NP3 において KZK の S-P がある場合とない場合の検討をした。Table 3 の HP32 と HP33 はそれぞれ前者と後者に対応する。KZK の S-P が使えないときは、震源の深さが相対的に 3 km ほど浅くなる傾向がある。もちろん震央も少し動く。しかし、HPC と HP32, HP33 の震源分布を眺めただけでは、分布パターンに大きな違いはない。

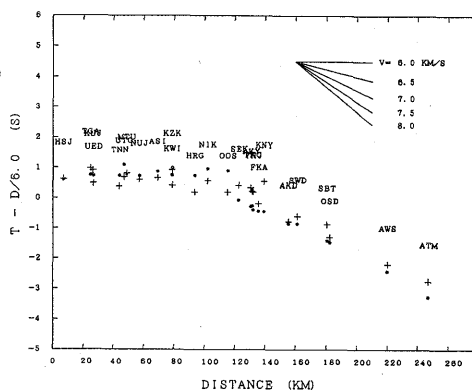
震源分布の研究には、臨時観測によるものは HM5、定常観測網によるものは HPC を用いる。ただ、いずれの観測網でも共通の観測点である KZK が 1991 年 1 月 21 日から 4 月 22 日まで欠測であったので、長時間の活動変化を研究するには不都合である。この



(a)



(b)



(c)

Fig. 4. Examples of observed (+) and calculated (*) travel times for each seismic event. The epicenters of analyzed earthquakes are plotted in Fig. 1. (a) For a shallow shock around YHJ station: 1991Y/1M/31D/01H:32M, $h=3.9$ km, $M 3.1$. (b) For a lower-crustal shock around YHJ station: 1987Y/2M/2D/21H:25M, $h=16.1$ km, $M 3.8$. (c) For a shock near Matsushiro, Nagano: 1990Y/12M/28D/11H:22M, $h=3.4$ km, $M 4.2$.

場合は信越観測所のルーチン・データ HRS を利用する。このデータは、震源精度や検知能力の一貫性において不十分な点があるが、概略 HP3 や HP3C に近く、KZK が欠測の場合は他の観測点によって検知できた地震データを網羅している点が強みである。この震源決定では、和達ダイアグラム (P 時刻と S-P 時間の関係; $V_p/V_s=1.73$ を仮定) から地震発生時刻を求め、これを既知として P 時刻に対する最小二乗法を適用する。走時の計算は成層構造 (層の厚さ, P 波速度: 3 km, 4 km/s; 20 km, 6 km/s; 10 km, 6.6 km/s; ∞ km, 7.8 km/s) を用いる。解が不安定な場合には深さを 3 km に固定する。Table 3 に示したように HRS と HM5 との差は平均すると水平距離で 1.1 km 以内、深さで 2.6 km 以内

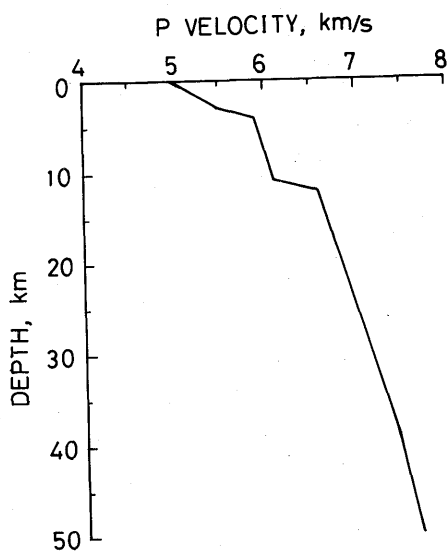


Fig. 5. P velocity structure model estimated from travel time studies of natural earthquakes. This model is used for locating hypocenters and discussing the relation between the aftershock distribution and the local crustal structure.

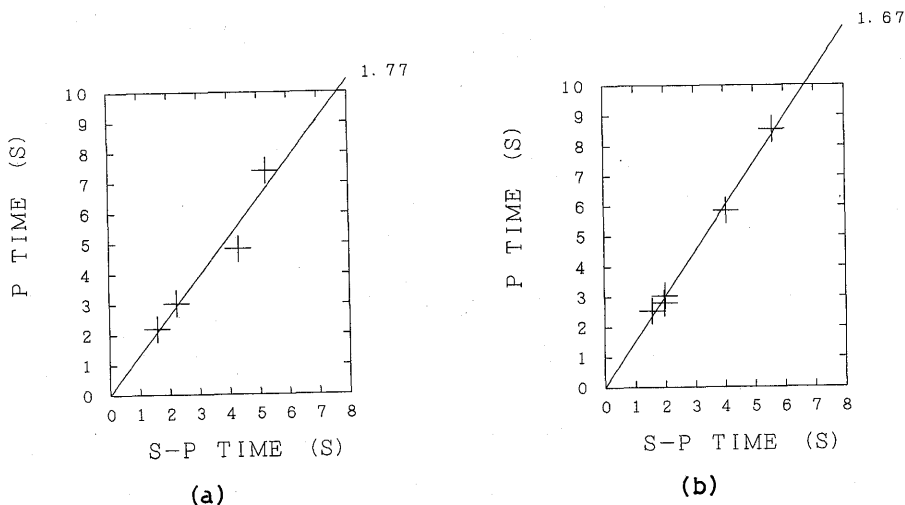


Fig. 6. Examples of P time versus S-P time diagrams. Data are from the network NM7. Numerals attached to the fitted regression lines are V_p/V_s values. (a) 1990 Y/12M/20D/19H:59M. (b) 1990 Y/12M/20D/20H:23M.

である。

2.3 地震波速度構造

絶対震源決定は速度構造モデルに依存する。この地域の速度構造については人工地震のデータはない。自然地震の走時の研究によると 6 km/s 層と 6.6 km/s 層の境界はやや浅く 10 km ($< 15 \text{ km}$) 程度である (佃, 1988)。余震分布と地殻構造との関係を研究するためにも重要なので、今回新たなデータをもとに走時解析を試みた。Fig. 4 に P 波走時データの例を示す。(a) と (b) はいずれも観測点 YHJ 付近の地震で、(c) は長野市松代付近の地震である。お互い波の進行方向が逆の関係になるように選んだ。(a), (c) は上部地殻の浅い地震で、(b) は 6.6 km/s 層の地震 (深さ 16 km) である。震源決定は余震と同様で、震源に近い 5 点の観測点を用いた。震源決定と理論走時の計算は Fig. 5 の構造モデルによる。このモデルは、 6 km/s と 6.6 km/s の境界の深さのみをパラメータに採り、これを 1 km ごとに変えてゆき、その中で理論走時が観測走時に最もよく合うものを選

Table 4. Hypocentral change due to the velocity structure change: the depth of the bottom of the 6 km/s layer is parameterized. Data source from NM 5. The standard hypocentral data are based on the depth of 12 km . Discrepancies between hypocentral results are similar to Table 3.

Depth of the Bottom of the 6 km/s Layer	Number of Common Data	Displacement			
		DX	DY (km)	DH	DT (s)
9 km	85	-1.15 (1.50)	0.24 (0.56)	0.08 (2.18)	0.055 (0.199)
10 km	86	-0.93 (1.44)	0.22 (0.52)	0.16 (2.08)	0.023 (0.189)
11 km	119	-0.58 (1.16)	0.14 (0.40)	0.23 (1.46)	0.007 (0.134)
15 km	121	-0.18 (0.85)	0.17 (0.30)	0.95 (1.22)	-0.132 (0.142)

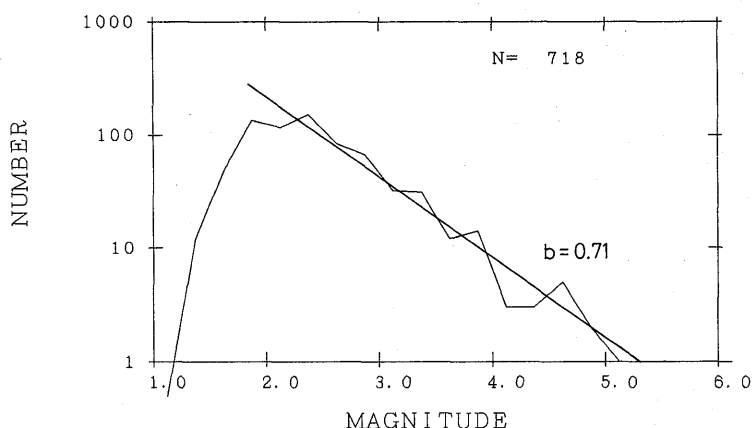


Fig. 7. Magnitude distribution of the aftershocks for the data set HPC. The b value is 0.71 for the events with magnitude greater than 2, which may be the lowest magnitude level for the stable detection of events.

んだ。

S波の構造の情報は V_p/V_s から得る。常設観測点ではS波の読み取り値が少なく、信頼性のある V_p/V_s 値が得られていないので1.73とし、全媒質中で一定という仮定をおいて震源決定をおこなっている。余震観測では多くのS波の読み取りデータが得られたので、震源域付近の V_p/V_s 値を決定してみた (Fig. 6)。一つの地震について4点以上のSデータをもち、回帰直線とのずれが小さい (P時刻に対し、標準偏差が0.5秒以下) ケースが50件あったが、それぞれの決定値の平均をとると $V_p/V_s = 1.67 \pm 0.05$ であった。この場合、震源距離を求めるときの大森係数 k は、平均的なP波速度 V_p を6km/sとすると、 $k = V_p/(V_p/V_s - 1) = 9.0$ となる。なお、 $V_p/V_s = 1.67$ とした震源位置は1.73とした場合と比べても有意 (0.1km) な差はない。

局地的な構造の変化が存在するかもしれないので、震源データが6km/s層の厚さを変えて震源がどれ位変化するかを調べてみる。Table 4はその結果である。変化率はわずかである。6.6km/s層の頭が浅くなるほうが影響が大きい。震源のずれが大きくなり震源

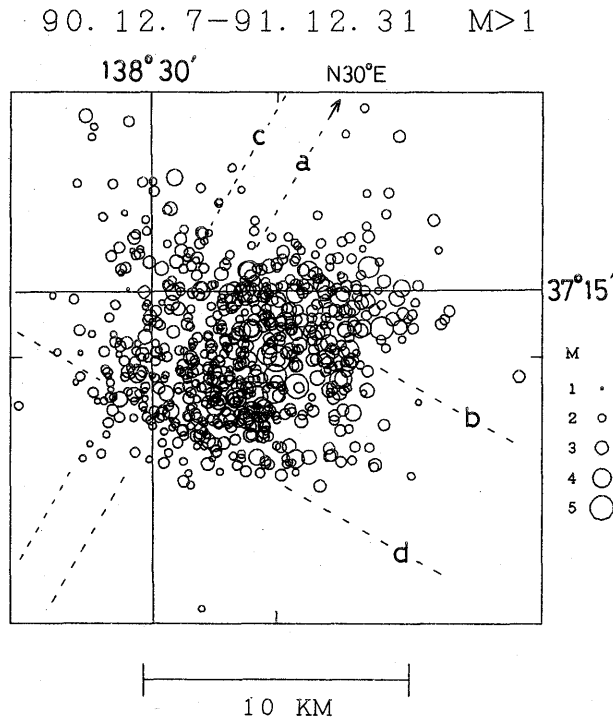


Fig. 8. Epicentral distribution of the aftershocks for the data set HPC. The mainshock is also plotted and located at the center of the map. The dotted lines indicate linear configuration of epicenters, which are possible earthquake faults. a is the top edge of the main fault associated with the mainshock and major aftershocks. b is the conjugate fault against the main fault. c and d may be peripheral conjugate faults surrounding the main conjugate faults. The linear configurations are well confirmed on the time dependent map (Fig. 9).

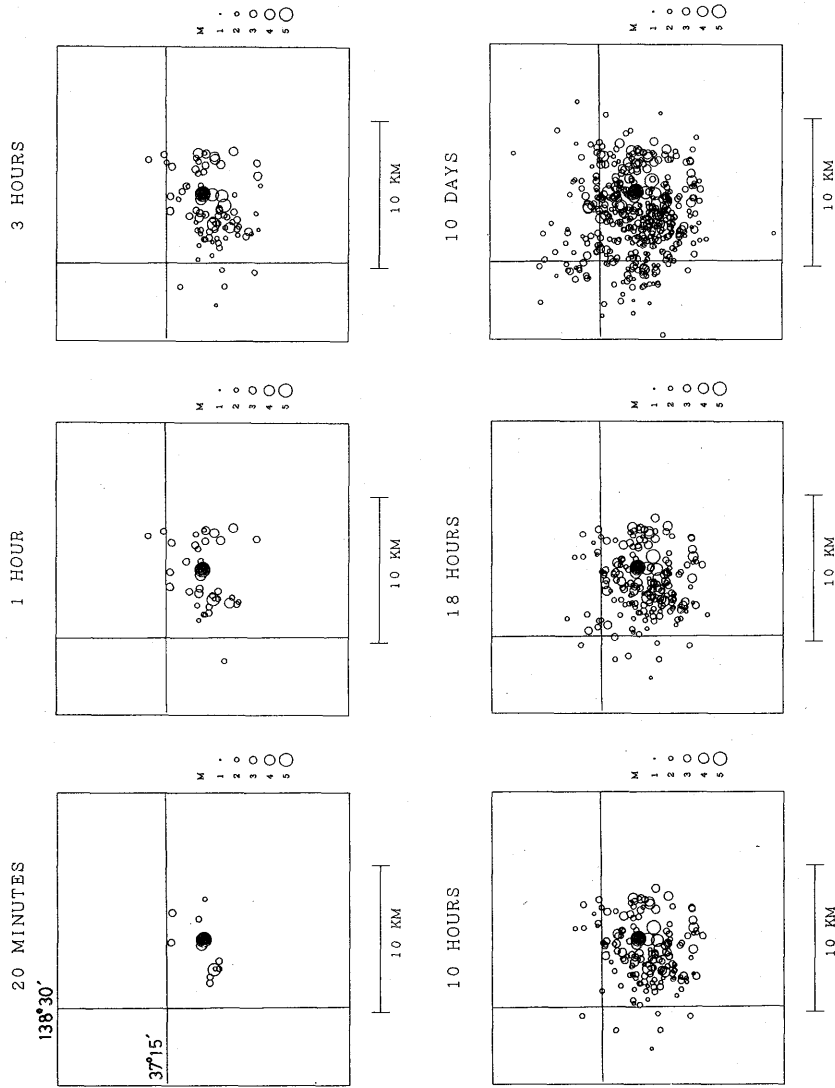
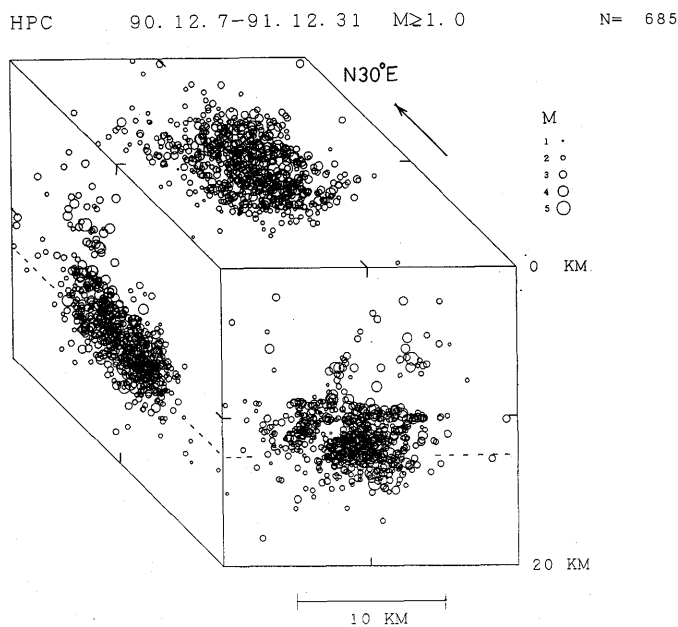
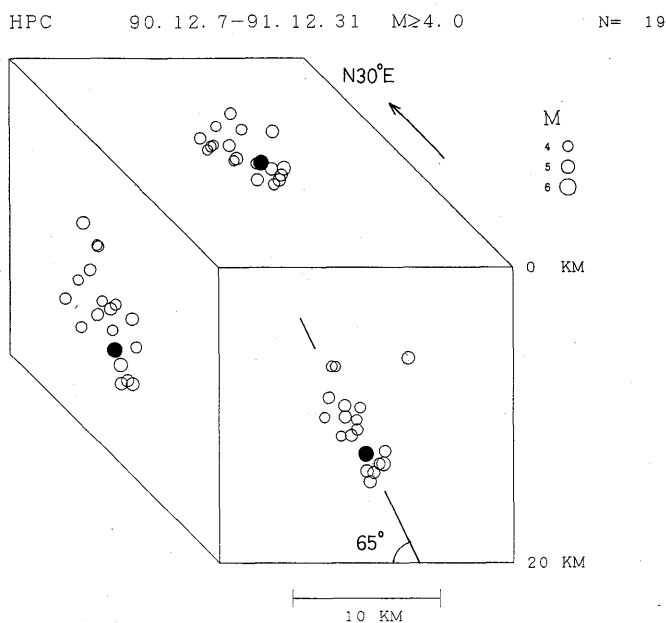


Fig. 9. Epicentral map showing the expansion of the aftershock area with time. Solid circle is the mainshock. The main fault system was formed within one hour after the mainshock. After 18 hours the framework of the aftershock distribution was completed. It took 10 days for the peripheral activity surrounding the core region around the main fault system to become significant.



(a)



(b)

Fig. 10. Three dimensional hypocentral distribution for the data set HPC. The main-shock epicenter (138.5527°E , 37.2272°N) is located at the center. The size of the box is $20\text{ km} \times 20\text{ km} \times 20\text{ km}$. (a) For all the data. The dotted lines indicate the depth level of the mainshock (12.6 km). The dense aftershock region spreads horizontally. (b) For the events with $M \geq 4$. The solid circle is the mainshock.

精度が保てなくなるため、比較できるサンプル数が減少する。

3. 余震分布構造と発震機構

震源データ HPC を使って余震分布構造を調べよう。地震の検知能力をみるため Fig. 7 にデータセット HPC に対するマグニチュード分布を示す。Gutenberg-Richter の関係が成り立っている範囲によると常設観測網による検知能力は $M 2$ 以上と考えられる。この場合 b 値は 0.71 となる。Fig. 8 は HPC の震央分布である。その時間経過は Fig. 9, 3 次元震源分布は Fig. 10 に示した。いずれも本震の震央 (138.5527°E , 37.2272°N) を図の中心に置いている。Fig. 10 の縦、横、高さのそれぞれの軸のスケールは同一である。なお, Figs. 11, 14, 15 に示した震央分布図の中心もすべて上述の本震の位置である。

余震域は時間とともに拡大していった。本震から 20 分までは北東-南西方向の伸びが見られた。これは本震の震源断層を表わしている。1 時間後には $N30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{E}$ 方向に延びる線状配列とこれに直交する線状配列が生成された。鉤状のこの二組の断層系 (Fig. 8 の a, b) の近傍に密集域が造られる。約 3 時間経過すると、この密集域を越え南西部方面に弱い活動が始まった。10 時間後には北西部へ転移した活動が芽生える。18 時間経過した段階では余震域の骨格が出来上がった。数日~10 日で余震域はほぼ最大の直径 18 km に広がった。本震近傍の震源の高密度領域を狭義の余震域、周囲の領域を含む余震域は広義の余震域と呼ぶことにする。周囲の領域には狭義の余震域との間にある 1~2 km 幅の低活動域を挟んで線状配列 c, d が見える。これらはそれぞれ a, b に平行である。これらの活動線は密集度が低い初期の分布 (Fig. 9) を眺めた方が認め易い。a は本震が生成した地震断層、b はその副断層であろう。本震発生直後に現れたことと本震の震源

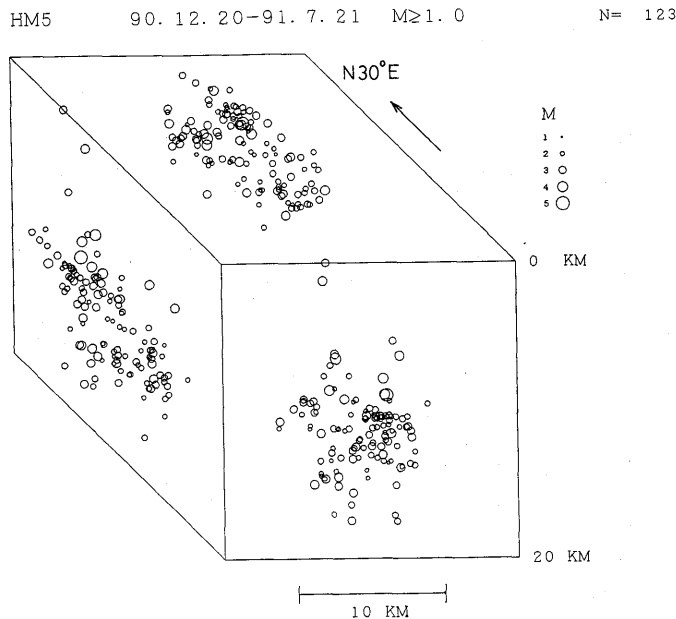


Fig. 11. Three dimensional hypocentral distribution for the data set HM5. The box is the same size as in Fig. 10. The center of the epicentral map is located at the epicenter of the mainshock based on the data HPC.

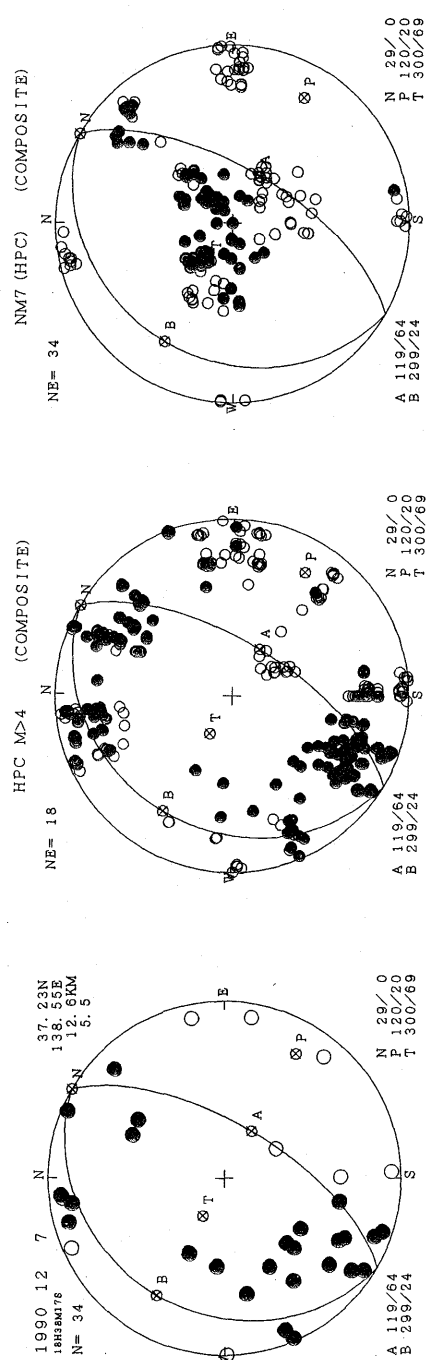


Fig. 12. Focal mechanism solutions (equal area projection on a lower-hemisphere). The angles of emergence are calculated based on the velocity model in Fig. 5. (a) Fault plane solution for the mainshock. Push-pull data are from the university seismic network. (b) Composite push-pull distribution for the major events with $M \geq 4$. Data are from Shin'etsu Seismological Observatory. The data of (a) are included. (c) Composite push-pull plot for the data from the local network (NM7).

の近傍に存在することが、その根拠である。一方、**c, d** 活動線は本震から3時間以降、徐々に形成された。これらは既存の弱線が、本震活動に刺激されて活動したものと思われる。

震源の深さ分布を Fig. 10 に示す (HPC)。震源データ HM5 についても Fig. 11 に示した。震源の深さは上部地殻と下部地殻の境界付近の 9~13 km に集中している。余震域の北西部の深さ 4~6 km に浅い少数の塊も存在する。

大きい地震 ($M \geq 4$) のみの震源は高傾斜角の面上に分布する (Fig. 10(b))。この面の傾斜の方向は $E30^\circ \pm 5^\circ S$ 、傾斜角は水平から $65^\circ \pm 5^\circ$ である。これは Fig. 12(a) で求めた本震の発震機構の断層面の一つとよく一致する。

大学の高感度観測網のデータによるこの本震の初動分布は必ずしも断層面解に適合していない。気象庁データによっても分布のパターンはあまりかわらない (気象庁, 1991)。ここでは射出角の計算に Fig. 5 の速度構造モデルを用いたが、市川-望月の走時に基づく日本の標準構造モデルによっても押し引きのパターンには大きな違いはない。いずれにしても、矛盾なく断層面解を求めることはできない。震源の近傍だけでなく、観測点の局所的な速度構造の影響が大きいのかかもしれない。

Fig. 12(b) は、(a) の本震と主な余震 ($M \geq 4$) 34 個の押し引きデータを重ね合わせたものである。概ね本震のパターンに一致する。Fig. 12(c) は近傍の観測網 NM7 による比較的小さな地震についての重ね合わせである。(a) や (b) と概略では一致する。しかし、明らかにそれと矛盾する押し引きの点も少なからず含まれている。断層面解を決定でき

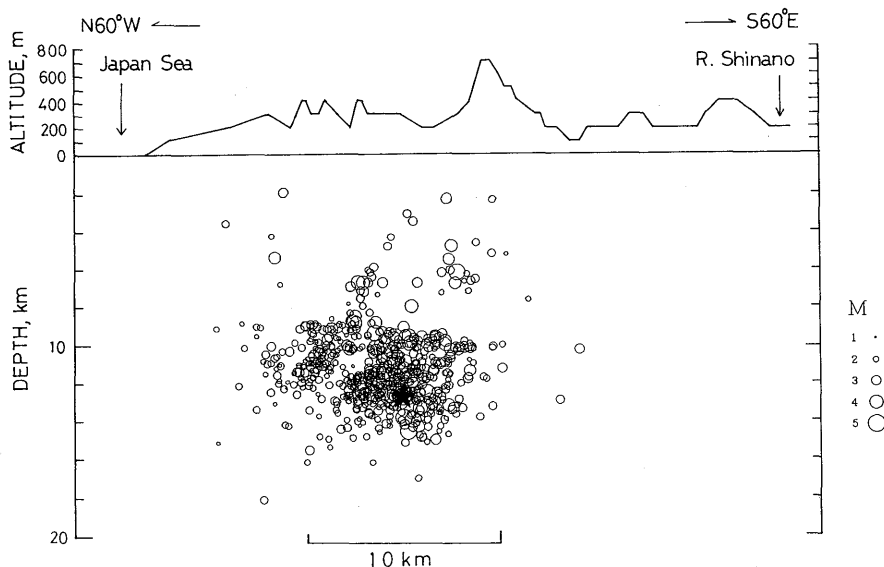


Fig. 13. Topographic profile across the source area of the 1990 Northern Niigata earthquake. The aftershock depth distribution (data set HPC) is also shown. The star represents the mainshock. The wavelength of the fold system and the depth of the aftershock region are comparable to each other. An interpretation of the horizontally expanded aftershock region is that due to folding a décollement-like detachment is under formation at that depth.

ないが、いくつかの地震はストライク・スリップ成分を有する。

新潟県から秋田県にかけての羽越活褶曲帯の圧縮応力場に合った起震応力によって深さ 12 km 付近に逆断層を生成したのが本震である。遠方の地震波形データの解析によると、本震も双子地震のもう一つの地震も同じ断層面で発生し、互いに逆の水平方向に破壊が伝播した（三上、私信）。余震はこの地震断層付近に密集しているが、余震分布の密集域は深さ方向に対し水平方向に 2~3 倍も広がっている。その場所はほぼ上部地殻と下部地殻の境界である。水平に広がった破壊領域は何を意味するのであろうか。池田（1992）に紹介されている褶曲帯でのデコルマン、つまり超低角の逆断層を作り上げる過程の現象なのだろうか。羽越褶曲帯の中では信濃川下流付近の、波長が比較的短く、せいぜい 1 km の褶曲帯がよく知られている [例えば、中村・太田（1968）]。今回の地震の発生地域においては褶曲帯の地形的特徴はあまり顕著ではないが、10 km 程度の波長をもった褶曲帯が存在する、あるいは現在そのような褶曲を形成しつつあると考えられる（Figs. 2, 13）。その褶曲運動はその波長の程度の深さまでの地殻を圧縮する（池田、1992）。したがって歪の蓄積が深さ 10 km 付近で大きくなる。水平圧縮の発震機構と水平に拡大した余震分布、地形的特徴から、褶曲運動によってデコルマンそのものではないがシア・ゾーンが深さ 12 km 付近に形成されていて、そのあたりで今回の地震が発生したというのが現在の時点における我々の解釈である。

余震域北東部には小規模の活断層、細越断層と水上断層（活断層研究会、1991）が記載されている。現地調査によっても今度の地震との直接的関係は認められない。ほとんどの地震の震源が深く、上下の震源の拡大が目立たないので、大木ほか（1992）の予想の

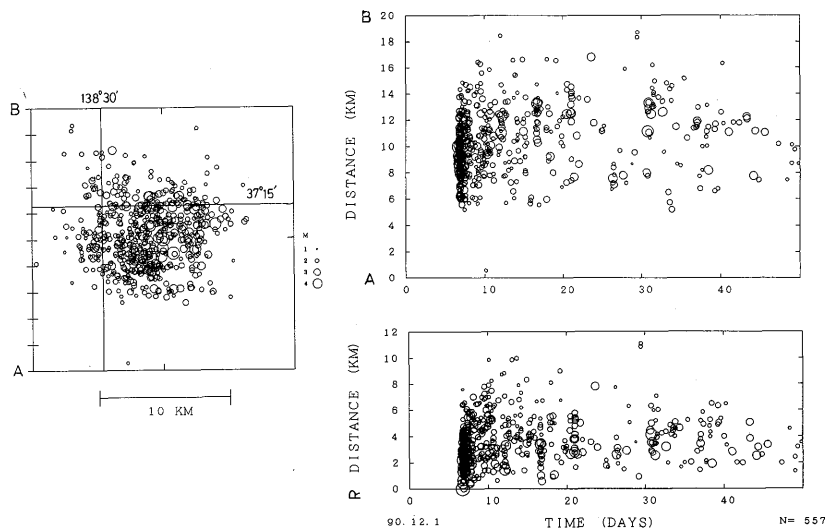


Fig. 14. Space-time distribution of aftershocks. The left figure is an epicentral map. The distance in the top time chart on the right hand side is taken from south to north. The bottom chart describes the temporal change of the epicentral distances of aftershocks from the mainshock epicenter for each aftershock. Data source is HPC.

ようなジオプレッシャー熱水系の活動とは思えない。関係があるとすれば、少数ながら存在する浅い地震のグループであろう。

4. 余震活動の時間変化

余震分布の時間変化については前節でも調べたが、時空間分布図を使ってもう一度検討する。Fig. 14 は初期の 50 日間の余震活動を示す。本震直後、南側には直ちに余震域が拡大したが、北側にはやや遅れて拡大したことが分かる。本震の震央からの距離を見ると、半径 6 km まで数時間で急速に拡大した後はゆっくりと約 10 日間で 3 km ほどさらに拡大した。本震付近の半径 2 km は活動が低調である。余震活動は 2 週間後に一旦停止したかに見える。その約 10 日後 (12 月 31 日) 活動は復活した。長期的な変動にも波があり、半年が経過した時点で余震域が収縮してしまったように見えたが、その後すぐ、

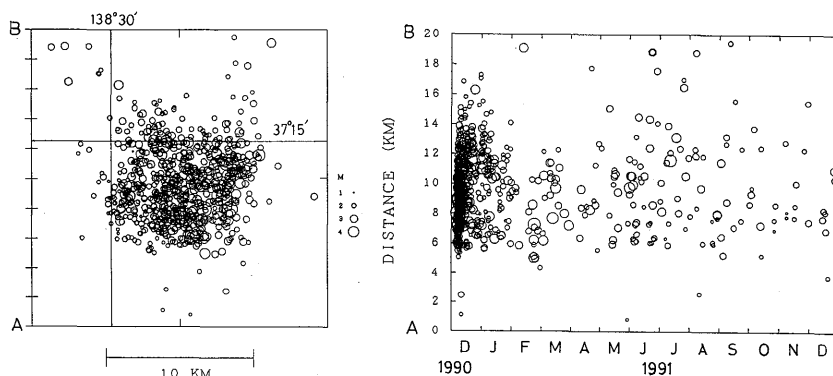


Fig. 15. Distance along N-S versus time for the one-year period. Data are from the hypocentral catalog of the Shin'etsu Seismological Observatory, or the data set HRS.

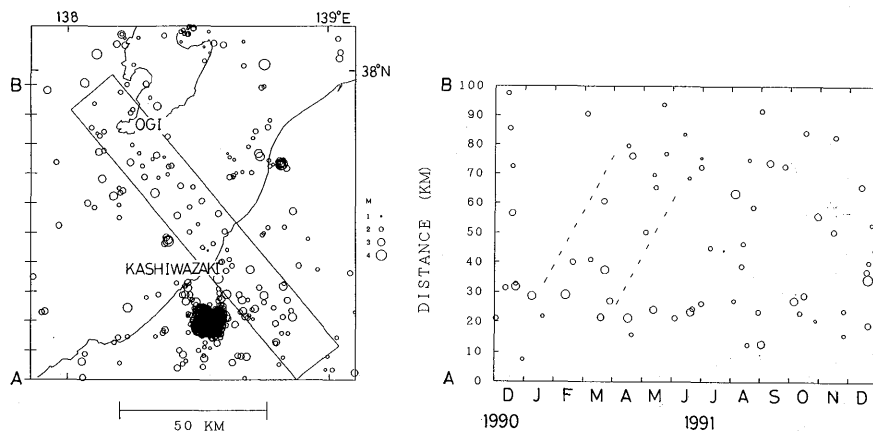


Fig. 16. Space-time diagram for the region surrounding the 1990 southern Niigata earthquake. Data source is HRS. Focal depths are restricted within 30 km. The epicenters with the block along the Ogi-Kashiwazaki seismic zone are projected on the vertical (North-West) axis. The period is the same as that of Fig. 14.

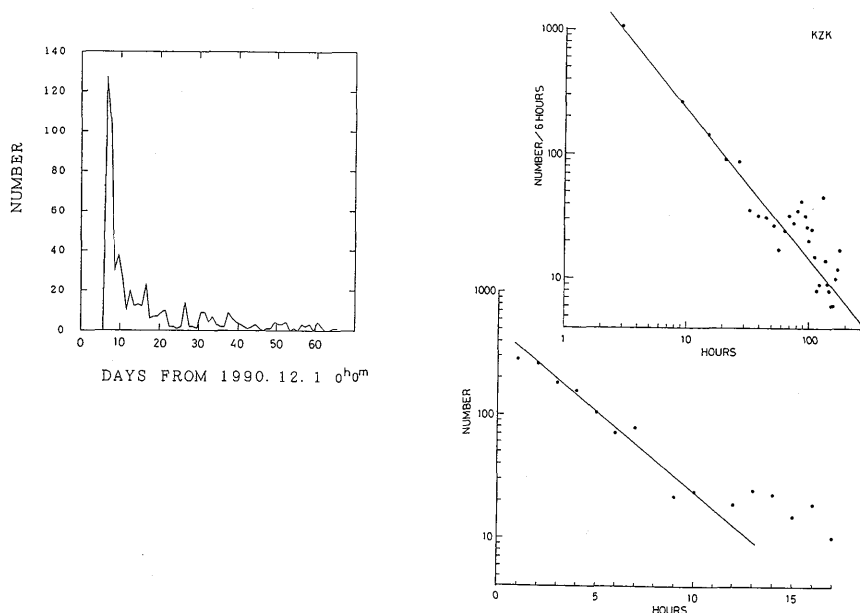


Fig. 17. Decay of the aftershock activity. (a) Daily number of events for the data set HRS. (b) Number of earthquakes per six hours detected at KZK. The decay curve of the number of events n is well expressed by a power law as a function of time t such as $n \propto t^{-p}$, where $p=1.2$. (c) Hourly number of events detected at KZK for the early part of the aftershock activity. The line in the figure describes an exponential law, $n \propto \exp(-t/\tau)$, where $\tau=3.3$ hours.

1991年5月の中頃から7月にかけて余震域は急激に元の領域まで拡大した (Fig. 15). 余震活動のこの再活動に先立つ期間 (1991年2月~4月) やその後の期間 (7~8月) には, Fig. 16 に示したように佐渡島の小木と柏崎を結ぶ地震活動線が活発化した. この地震帯は重力異常の構造線とも関係がある. 河野 (1988), 河野・古瀬 (1989) はブーゲ異常が急変する場所が帯をなしている例を挙げ, その中で直江津-銚子線はもっとも顕著で大規模なものの一つとした. 彼らは特に指摘していないが, この急変帯の北東数 10 km にはこれにほぼ平行なやや小規模の急変帯が重力異常図から読み取れる. これが小木-柏崎地震活動線に対応している. 上記 50~100 km スケールの地震活動線と今回の地震の震源域における地震活動線や褶曲運動との関係についての詳しい研究は今後の課題である.

常設観測点 KZK で検出した余震の回数を Fig. 17 と Table 5 に示した. Fig. 17 にはルーチンで震源が決まった地震の回数変化のグラフも示した. 100 日間について 6 時間毎の回数を両対数のグラフにプロットするとよく直線になる. すなわち, 時間の逆べき乗法則に従う. 余震回数減衰の改良大森公式の p は 1.2 となる. これをみれば, 典型的な余震と見做すことができる.

ところが, 本震直後の約 10 時間について 1 時間毎の回数をとれば, 片対数のグラフにすると直線性がよい. これは, 指数法則に従う. 群発地震のなかにこのようなものがある [例えば, 佃 (1991)]. また, 本震-余震系列では本震の大きさと余震の大きさの間に

Table 5. List of hourly numbers of earthquakes observed at KZK.

Y	M	D	H	Number			Y	M	D	H	Number		
				Hourly	3 Hours	6 Hours					Hourly	3 Hours	6 Hours
1990	12	7	18	68			1990	12	9	19	2		
			19	285						20	4	12	
			20	261	614					21	5		
			21	183						22	5		
			22	156						23	5	25	27
			23	106	445	1059				10			17
		8	0	71									24
			1	78									32
			2	43	192								28
			3	23						11			35
			4	24									42
			5	23	70	262							32
			6	19									20
			7	25						12			25
			8	23	67								15
			9	27									8
			10	25									9
			11	23	75	142				13			46
			12	15									14
			13	19									9
			14	10	44								8
			15	23						14			7
			16	12									7
			17	13	48	92							10
			18	30									12
			19	16						15			17
			20	7	53								8
			21	14									2
			22	9									5
			23	12	35	88				16			23
		9	0	6									15
			1	5									1
			2	6	17								7
			3	7						17			3
			4	11									4
			5	2	20	37							51
			6	6									21
			7	6						18			5
			8	6	18								0
			9	7									0
			10	4									8
			11	3	14	32				19			8
			12	8									8
			13	3									6
			14	4	15								6
			15	9						20			5
			16	5									9
			17	2	16	31							5
			18	6									5

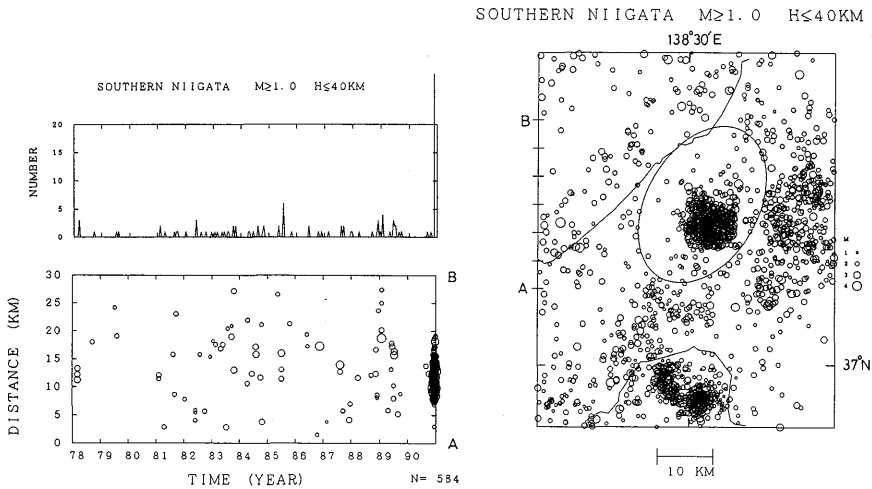


Fig. 18. Temporal change of the surrounding seismicity. Number-time and space-time diagrams for the elliptical region in the right figure show seismic quiescence of one year that preceded the 1990 Southern Niigata earthquake.

M で1程度のギャップが存在するのが普通であるが、今回の活動では、本震が双子地震であったことや、そのギャップが小さいことから、活動初期の10時間ぐらいに関しては群発地震の性格も否定できない。

5. 前兆的空白域

今回の活動の震源域付近は、気象庁のデータに基づく60年間の長期的な活動 (Fig. 2) においても、最近10年の微小地震活動 (Fig. 3) においても、定常的な活動のレベルはその東の隣接地域である新潟県十日町市や小千谷市付近に及ばないが、ある一定の地震活動が存続してきた。この活動が1990年12月の地震の約1年前から影を潜め空白域が形成されていた。これはMogi (1979) による第2種の空白域で、定常的な活動が静穏化して形成されるものである。Fig. 18はその様子を示すダイアグラムである。空白域はだいたい長径30kmの楕円で表わされるが、詳しい形状は次に述べる方法で解明される。

この空白域の発見は地震発生後の解析によるものであって、事前の発見には成功しなかった。データを常に解析していればそれが可能なのであるが、今日のように観測地域が広大になり、データ量が多くなると大変な仕事である。地震予知の実践のためぜひ何か工夫が必要である。最近、コンピュータグラフィックスによる地震活動の可視化 (visualization) の試みが始まった (Tsukuda *et al.*, 1992)。地震活動の空間分布の時間的推移を見やすくするには、地震が発生した後しばらくの間は残像として痕跡を残すようにして、時間的に連続した活動の空間パターンを作り出すのがよい。この技術を応用して空白域を可視化してみた。

各地震が時空間の場に影響を及ぼすとしてスカラーの影響関数を考える。空間に対しては例えば、震源を中心としマグニチュードに依存した広がりをもつ Gauss 型の関数を考える。時間については指数関数とし、地震の発生時刻を基準にしてそれより前は時定

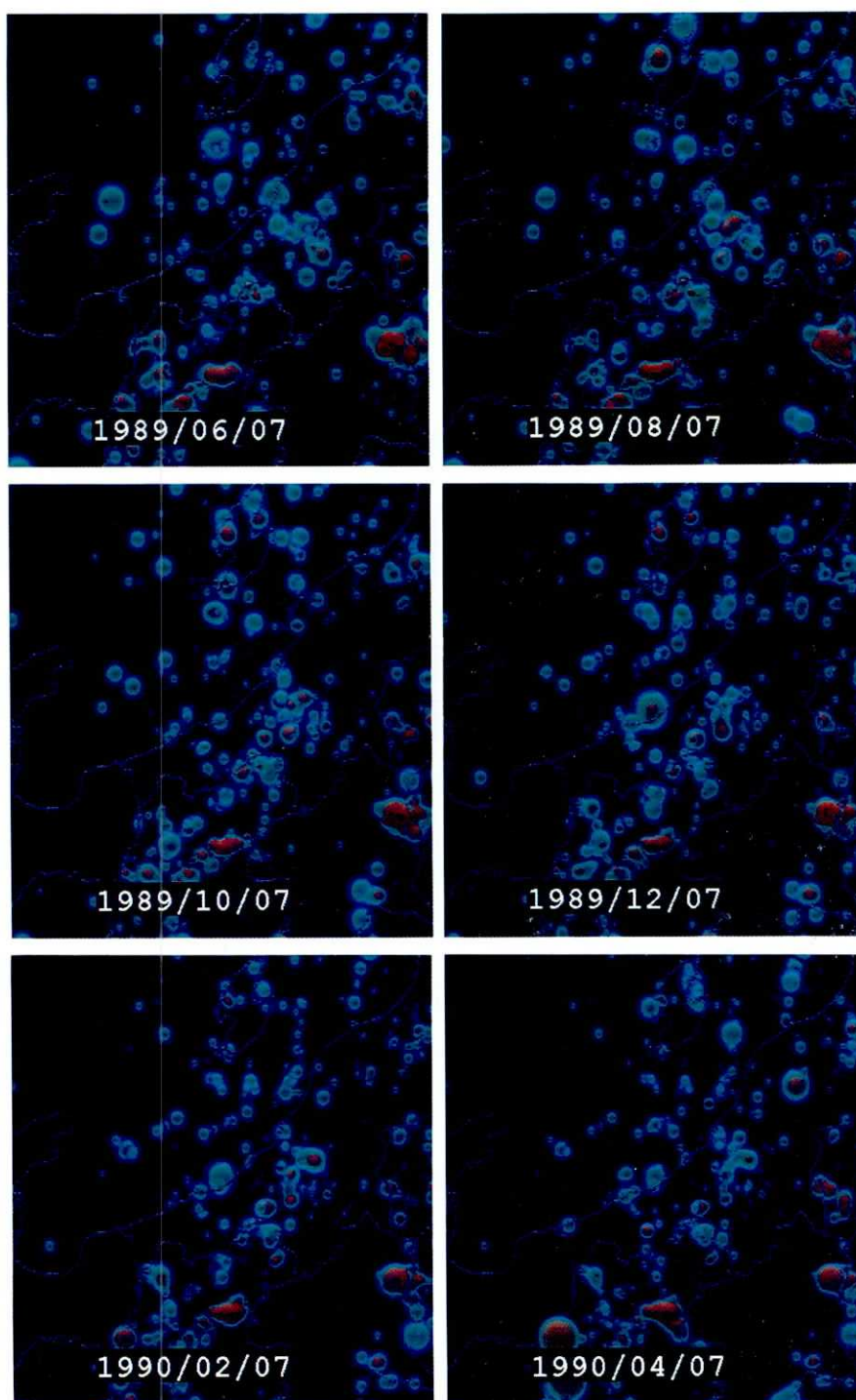


Fig. 19

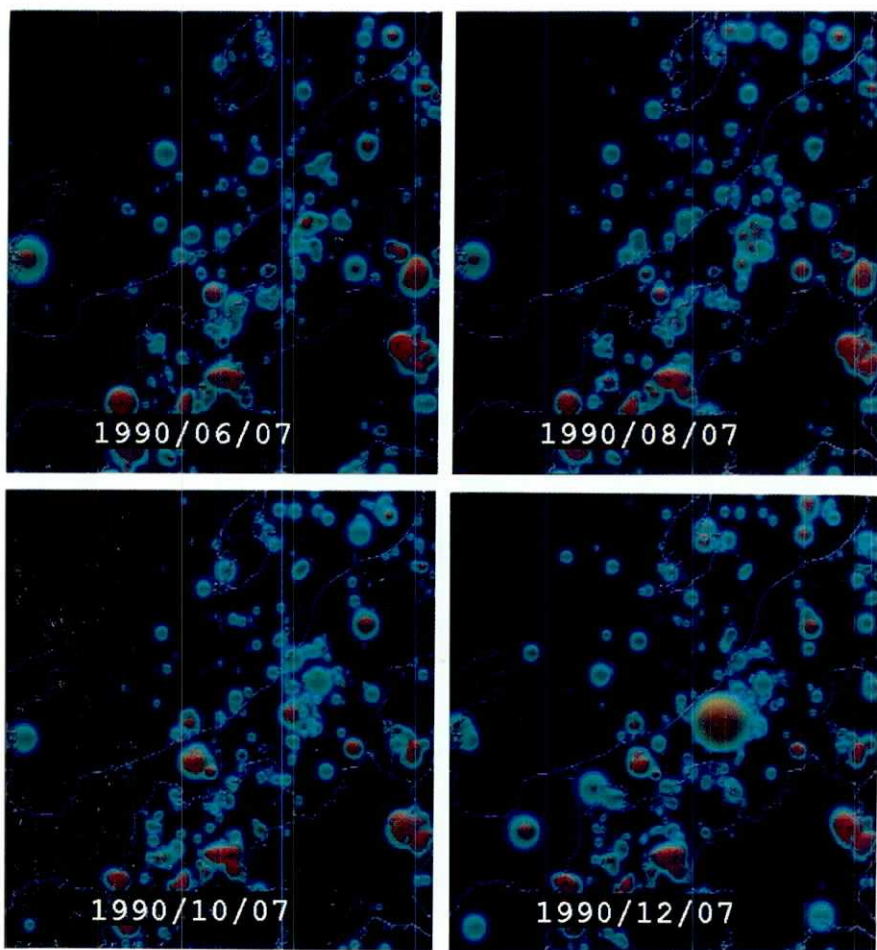


Fig. 19. Volume visualization of the seismicity. Snap photographs for every two months. The method is by TSUKUDA *et al.* (1992). Data source is HRS. Focal depths are less than 50 km. The seismic gap was made clear at around August, 1990. The boundary of the gap is made up with seismic lineaments.

数 τ_1 の増加関数, それ以後は時定数 τ_2 の減少関数とする. τ_1 の存在は何か前兆を表わす. 実際の地震現象に対応するモデルも考えられるが, 突然画面に地震が現れるのを防ぎ, 人間の目に優しくする意味もある. これらの個々の地震の影響関数を足し合わせて全体の影響関数とする.

Fig. 19 は 2 ヶ月ごとの時点におけるスナップ写真である. 光は真北から水平に当て, 地域の上空から地下の地震活動を眺める. Volume Rendering のパラメータは TSUKUDA *et al.* (1992) の Fig. 8 とほぼ同じであるが, 空間の広がりをも半分にした. つまり, Gauss 型関数において $\sigma(M) = 0.8M$ (km) とした. ここで M はマグニチュードである. さらに, $\tau_1 = 80$ 日, $\tau_2 = 320$ 日とした. $\tau_1 = 0$ 日とした場合も試みたがスナップ写真の様子はほと

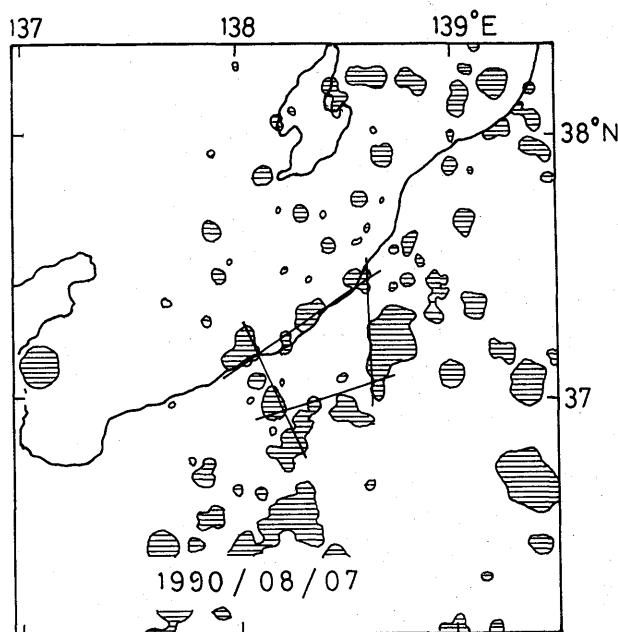


Fig. 20. Outline of the seismicity pattern reproduced from the photograph at the time of 1990/08/07 in Fig. 19. Solid lines at the boundary of the seismic gap represent lineament patterns in the peripheral seismic zones.

んど変わらない。 t_2 は 80 日毎に変えてみて、空白域の認識がもっともよい場合を選んだ。その他のパラメータで異なる点は、影響関数の等値面を 3 枚のうち、最下層の影響関数値を 2 倍の 0.4 にしたこと、color window の幅 h_1 のうち、緑について 5.0 に変更したことである。

グラフィックスの写真から空白域の縁ないしそれを囲む活動領域の形がはっきりするのは 1990 年 8 月頃と分かる。Fig. 20 に地震活動域の主なパターンを抜き出してみた。空白域はいわば角張った形をなす。周囲の活動はドーナツパターンと呼ばれる (MOGI, 1979) が、その形成過程やその構造が確認できた。既存の断層系ないし弱線が活性化したものと解釈できる。さらに周囲の活動では、1989 年 6 月頃は佐渡の小木から柏崎、新潟県中部にかけての活動ゾーンが見える。その後、1989 年 10 月頃は信濃川沿いの活動が鮮明となる。これは 1990 年前半の北アルプスの群発地震活動へつながっていく。一方、当該震源域付近の静穏化、その周りの活動線の鮮明化が進行していった。

大地震から $M 4$ 程度の小地震まで、空白域が見い出された例は数多い [例えば、大竹 (1980)] が、小さい地震に対するものでは明瞭なものは少ない。 $M 6$ 以上の地震の場合は数 10 km 以上のスケールに達するから確認が比較的容易である。今回の事例は、やや小さい地震 ($M 5.4$) ながら直径 30 km の空白域であったこと、ドーナツパターンが明瞭であったこと、そしてそれは構造線と関連していることが分かったことなどの点において他に類を見ない。

6. 結 論

震源近傍の観測点を含む高感度観測網に基づく震源決定の結果、本震と余震について次のような地震の性質やパラメータ値が明らかになった。

(1) 本震 ($M_{JMA} 5.4$) について:

震源時: 1990年12月7日18時38分17.84秒 (JST)

震央: 138.5527°E , 37.2272°N

震源の深さ: 12.6 km

(2) 比較的大きい余震の分布と発震機構から:

本震の震源断層:

走向: $\text{N}30^{\circ}\text{E}$

傾斜: 65° (北西落ち逆断層)

すべり角: 90°

(3) 余震分布から:

余震域の広がり:

狭義: $8\text{ km } (\text{N}30^{\circ}\text{E}) \times 6\text{ km } (\text{E}30^{\circ}\text{S})$

広義: $18\text{ km } (\text{N}30^{\circ}\text{E}) \times 18\text{ km } (\text{E}30^{\circ}\text{S})$

余震域の深さ: 一部に $4\sim 6\text{ km}$ のグループもあるが、ほとんどの地震は上部地殻と下部地殻の境界 (深さ 12 km) 付近である, $9\sim 13\text{ km}$ に集中している。

断層系: $\text{N}30^{\circ}\text{E}$ 走向 2本

$\text{E}30^{\circ}\text{S}$ 走向 2本

(4) 余震の統計から:

余震の b 値: 0.71 ($M \geq 2$)

余震回数の減衰定数: $p = 1.2$ (100日間)

ただし、最初の10時間は指数関数的で、時定数 $\tau = 3.3$ 時間。

震源決定を精密なものとし、余震分布と地殻構造の関係を明確にするため、自然地震の走時解析によってP波の速度構造を推定したり、余震観測データを用いて V_p/V_s 値の推定をおこなった。 6 km/s 層と 6.6 km/s 層の境界の深さは 12 km , V_p/V_s は 1.67 と求められた。

定常観測のデータによると、新潟県南部の地震の約1年前から震源域を含む長径 30 km の空白域 (正確には直線的な境界をもつ四角形) が形成されていた。時間変化を加味したコンピュータグラフィックスを用いることにより、 $M 5.4$ の比較的小さい規模の地震についてこの前兆的な空白域の形状や周囲のドーナツパターンの構造が明確化された。

謝 辞

臨時観測の設営や保守に関して、三和観測点では南雲直和氏、高柳観測点では、永井勇雄、村山與四松、石塚歳男、中村和成の各氏、折居観測点では、小林清一郎氏、吉川観測点では金井一春、小泉保義の両氏にお世話いただいた。富山大学教養部竹内 章氏には現地調査に同行していただき地質学的なご教示を受けた。京都大学防災研究所の和田博夫氏には発震機構のデータについてご協力いただいた。(株)計算流体力学研究所の

藤原公昭氏にはコンピュータグラフィックスの写真, (財)地震予知総合研究振興会には地形図の作成をお願いした。また, 地震研究所の故中村 功氏には折居臨時観測点の設備やデータ解析について援助していただいた。さらに, 原稿の改善において査読者のコメントが有益であった。これらの方々に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 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.
- 池田安隆, 1992, 日本の逆断層: flake tectonics の可能性について, 月刊地球 (号外), No. 5, 117-120.
- 伊藤芳朗・田中康裕・石井栄一・南雲政博・柴田 東・熊谷 忍, 1991, 新潟県中部群発地震 (1990年12月7日) にみられた土地電位変化, 地震学会講演予稿集, No. 1, 58.
- 地震予知総合研究振興会, 1988, 地震テクニクスに関する総合研究 報告書.
- 活断層研究会, 1991, [新編] 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.
- 気象庁, 1971, 新潟県南西部の地震について, 地震予知連絡会会報, **6**, 7-11.
- 気象庁, 1991, 新潟県南部の地震 (1990年12月7日・ $M 5.4$), 地震予知連絡会会報, **46**, 86-89.
- 河野芳輝, 1988, ブーゲ異常急変帯としての日本列島の構造—直江津・銚子線の提唱, 地震学会講演予稿集, No. 1, 231.
- 河野芳輝・古瀬慶博, 1989, 100万分の1 日本列島重力異常図, 東京大学出版会.
- MOGI, K., 1979, Two kinds of seismic gaps, *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1172-1186.
- 中村一明・太田陽子, 1968, 活褶曲—研究史と問題点—, 第四紀研究, **7**, 200-211.
- 岡田 惇, 1961, 長岡地震による地盤変動, 地震研究所彙報, **39**, 537-547.
- 大木靖衛・佐藤 修・青木 滋, 1992, 北部フォッサマグナジオプレッシャー熱水系に起因する地震と地すべり, 月刊地球 (号外), No. 5, 121-125.
- 大木靖衛・鈴木幸治・伊藤 博・青木 滋, 1990, 1990年東頸城群発地震について, 新潟大災害研年報, 第12号, 15-23.
- 大竹政和, 1980, 地震空白域にもとづく地震予知—1978年メキシコ地震の予知を例として—, 国立防災科学技術センター研究報告, 第23号, 65-110.
- 佃 為成, 1987, 北部フォッサマグナ—佐渡の地殻構造について—モホ面付近に発生した地震の走時解析—, 地震学会講演予稿集, No. 1, 158.
- 佃 為成, 1990, 北部フォッサマグナ地域の地震活動特性, 地学雑誌, **99**, 32-42.
- 佃 為成, 1991, 群発地震, 月刊地球, **13**, 673-678.
- 佃 為成・酒井 要・小林 勝・橋本信一・羽田敏夫, 1989, 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, 地震研究所彙報, **64**, 433-456.
- TSUKUDA, T., K. MIURA, K. FUJIWARA, K. HANABUSA and T. YAMASHITA, 1992, Volume visualization of seismicity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **67**, 21-36.

要 旨

新潟県南部東頸城丘陵, 羽越活褶曲地帯において1990年12月7日, 双子地震 ($M_{JMA} 5.4$, $M_{JMA} 5.3$) が発生した。震源域を囲む長径30kmの地域は約1年間, 微小地震レベルの活動もない明瞭な第2種空白域であった。地震活動のVolume Visualizationというコンピュータグラフィックスの手法を用い, 空白域の生成過程と周囲の地震分布の構造を調べた。空白域とそれを囲む活動域 (いわゆるドーナツ・パターン) の境界は線状である。これは, 潜在的な断層ないし構造線が活性化したものと考えられる。周囲の活動線 (小木-柏崎線) と余震との同期的活動も確認された。

本震の翌日に2点, 約2週間後にも2点, 合計4点の地震観測点を震源域近傍に設けた。常設の観測点にこの臨時観測点を加えた観測網によって1km程度の震源精度をもつ余震分布を得た。震源域付近の観測網による震源データを基準にして, 広い観測網による震源の系統的なずれを求め, 40kmのスパンをもつ常設観測網による震源データを補正した。余震の震央分布には, 最初から活動した直径10kmの円内にだいたい収まる核の部分 (狭義の余震域) とやや時間においてその周辺の直径18kmに広がった領域 (広義の余震域) がある。前者は本震の震央を中心にして走向 $N30^{\circ}E$

をもつ棒状の分布とこれに直交し北東側にて線状配列をなす分布が鉤型の形状を示す。本震の断層とその副断層を意味していると考えられる。これら二組の断層のそれぞれに平行な線状分布が1~2 kmの幅をもつ低活動域を挟んで広義の余震域に存在する。震源の深さは上部地殻と下部地殻の境界付近の9~13 kmに集中している。余震は上下に薄く(4 km)水平に広く(10 km)拡大したことになる。本震はその最下部域に位置し、本震および主な余震は本震などの発震機構の断層面解のうち高角の逆断層面に一致した分布を示す。なお、震源域一帯の地殻構造については、自然地震の走時を解析して震源域周辺の上部地殻と下部地殻の境界の深さを12 kmに求め、余震のデータから V_p/V_s 値1.67を得た。

余震はだいたい改良大森公式(近似的にベキ関数)に従い、 $p=1.2$ で減衰したが、最初の10時間は時定数3.3時間の指数関数的減衰を示した。