

北陸地方の地震活動の時間変化

平野 憲雄・西上 欽也・竹内 文朗・渡辺 邦彦・安藤 雅孝

TEMPORAL CHANGE OF SEISMIC ACTIVITY IN AND AROUND THE HOKURIKU REGION

By Norio HIRANO, Kin'ya NISHIGAMI, Fumiaki TAKEUCHI,
Kunihiko WATANABE and Masataka ANDO

Synopsis

Hypocenter data obtained by the Hokuriku Observatory of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, during the recent 17 years since June, 1976 have been extensively analyzed, especially from the viewpoint of long-term variation of seismic activity in the Hokuriku area. During the study period the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake (M6.8) and its aftershocks were the most prominent activity in the present area, Hokuriku. The seismic activity in the study period has been nearly stationary except the above two periods. Temporal variation in the number of earthquakes shows a periodicity 5-6 years and its variational pattern is well correlated among the following three sub-areas: the Fukui earthquake fault area, the Yanagase fault area, and the Neodani fault area. On the otherhand, in the Hanaore fault and its vicinity, about 50 km west of the Yanagase fault area, the number of earthquakes shows a different pattern of temporal variation of earthquakes from the two sub-areas.

As to the secular variation of seismicity in the present area, the number of earthquakes has been decreasing with time in the sub-areas including the Fukui earthquake fault and the Yanagase fault, almost with a constant rate, but in and around the Neodani fault, seismicity has been increasing, which became obvious in particular since 1984.

1. はじめに

京都大学防災研究所北陸観測所は、1974年10月、北陸地域の地震活動の観測・研究を目的として福井県鯖江市に設立された。1976年5月には地震波形データ・テレメータシステムが導入され、観測所および6衛星観測点の計7点でのオンライン地震観測を開始した。その後は、地震活動や地殻・上部マントル構造の研究を中心に、地殻変動・重力・活断層探査・地球電磁気・地球化学等の観測も行なってきた。これらの研究は、学内外の共同研究者と実施されたものも多く、本観測所は北陸地域の地球科学の観測・研究の中心的役割を果たしてきた。これまでに発表された主な成果を付表1に示す。

本観測所の地震観測システムについては後で述べるが、最大の特徴はテレメータ観測の開始以来、観測諸条件に大きな変更がないことである。この間、波形収録システムの一部がアナログ方式からデジタル方式に改善された以外は、地震検知能力、読み取り・震源決定処理方式等については基本的に変わらず今日に至っている。このようにして本観測所で得られた均質な震源データは、地震活動の長期的な変動を解析するの

に適している。1976 年 5 月以来、ルーチン処理で読み取り・震源決定された地震の個数は、1993 年 6 月現在で 19,094 個、そのうち北陸地域に発生した地震数は 12,639 個に達する。本稿では、これらのデータを用いて、17 年間におよぶ北陸地域の地震活動について全般的なまとめを行うとともに、特にその長期的な時間変動の特性についての解析を試みる。

2. 北陸地域のサイスモテクトニクス

北陸地域の地震活動については後で述べるが、ここではそれ以外の地学的特徴について簡単に述べる。

北陸およびその周辺地域の主な活断層分布¹⁾を Fig. 1 に、また、主な歴史地震を Fig. 2 に示す。琵琶湖周辺から北陸地域にかけては南北方向に近い走向を持つ活断層が多い。活動度の最も高い A 級活断層としては、花折断層 (Fig. 2 中の a)、柳ヶ瀬断層 (b)、根尾谷断層 (c)、跡津川断層 (d)、福井地震断層 (e) などが挙げられる。主な歴史地震としては、跡津川断層の活動と考えられている 1858 年安政飛騨地震 (M6.9)²⁾、柳ヶ瀬断層またはそれに斜交する鍛冶屋断層⁴⁾の活動と推定される 1909 年姉川地震 (M6.9)³⁾、温見断層・根尾谷断層の活動である 1891 年濃尾地震 (M7.9)、福井地震断層を生じた 1948 年福井地震 (M7.1) 等があり、北陸地域ではこれまで A~B 級活断層において、多くの大・中規模地震が発生してきた。なお、福井地震に際しては、被害が激甚な地域が認められ、気象庁震度階において初めて震度 7 が制定されている。

北陸地域の地質としては、渡辺 (1980)⁵⁾により簡潔にまとめられたものを Fig. 3 に示す。大ざっぱには、琵琶湖周辺に古生層が分布し、その北部では、白山火山 (□印) の西方に第三紀火山岩類が、また東方に中・古生代の火山岩類が分布している。Fig. 3 には深さ 5 km より浅い地震の分布もプロットされており、これによると、総じて古生層域で微小地震活動が活発であり、火山岩域では不活発であるといえる。

この地域の火山としては、Fig. 3 に示した白山が第一級の火山である。その火山活動は約 40 万年前頃から断続的に続いており、最も新しい活動は、数万年前から始まり現在に至っている⁶⁾。しかし、1659 年の火山活動を最後に、現在まで目立った活動は報告されていない。

3. 地震観測システム

3.1 地震観測網

本観測所の地震観測のシステムについては岸本・他 (1976)⁷⁾にまとめられている。Fig. 1 に本観測所 (HKJ) および他の衛星観測点の配置を、また、Table 1 にそれらの位置などを示す。各観測点には固有周期 1 秒の速度型地震計 3 成分が設置され、その波形信号は NTT 専用電話回線により観測所へテレメータ伝送され、後に述べる幾つかの装置により収録されている。Table 1 には、各観測点の大体のノイズレベルも示されている。北陸地域では、日本海の波浪による脈動のため、冬季は全般的にノイズが大きい。

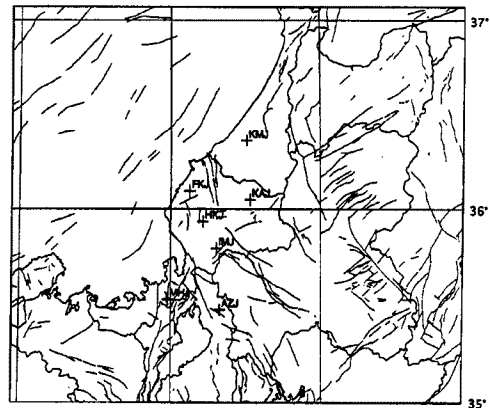


Fig. 1 Map showing locations of 6 telemetry stations (+) and the observatory (HKJ) of the Hokuriku Observatory of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, and the distribution of all active faults defined by the Research Group for Active Faults in Japan (1980).

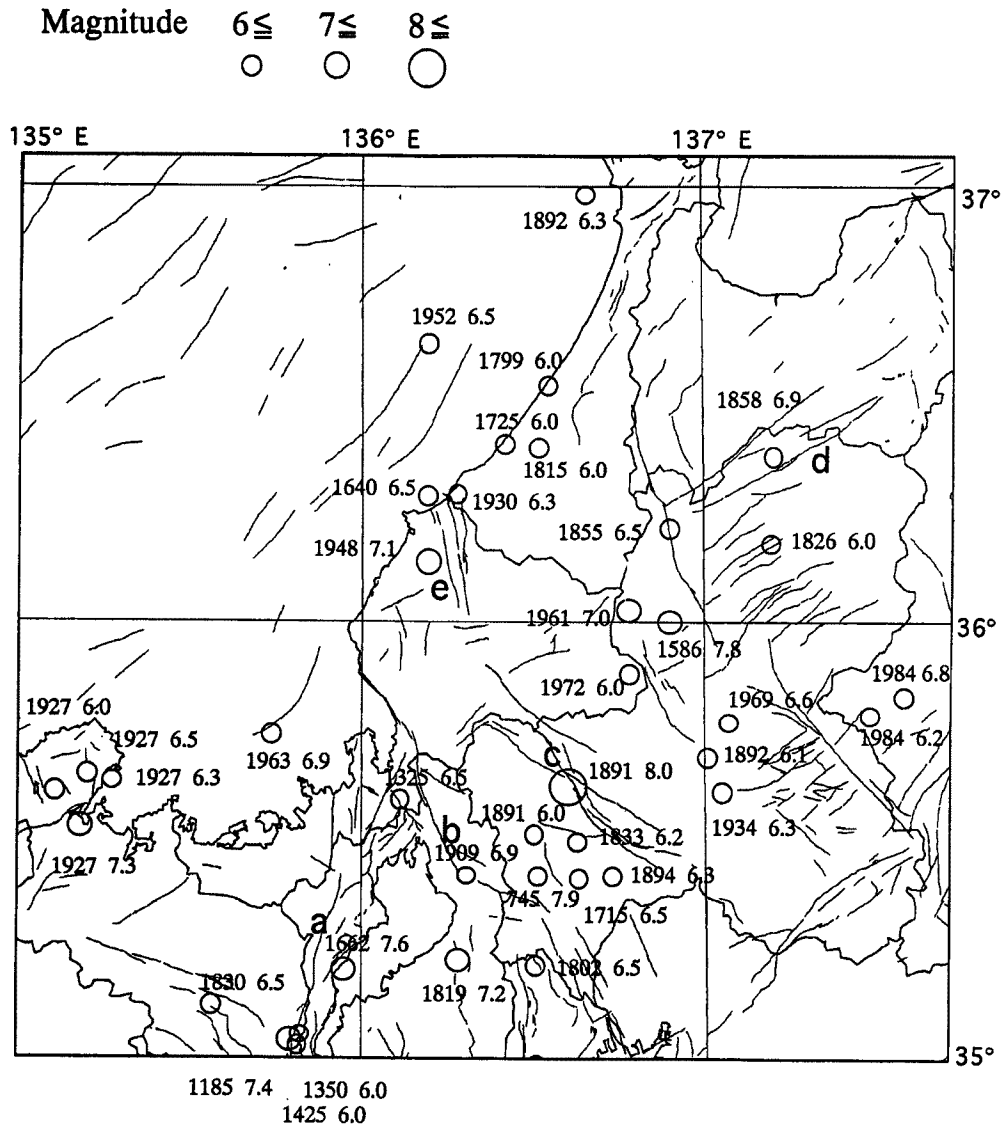


Fig. 2 Map showing locations of historical earthquakes with a magnitude of 6.5 or greater from Utsu (1987), and the distribution of major active faults taken from those shown in Fig. 1.

観測所本館から約 50 m の位置（三里山）には、格子状に通路を持つ総延長約 400 m の観測坑があり、HKJ 観測点としての短周期・高感度地震計以外にも、サーボ型強震計、STS 高性能地震計⁸⁾、相対変位計⁹⁾などが設置されている。これらの観測機器の配置を Fig. 4 に、各測定機器の収録方式や観測開始時期を Table 2 に示す。また、地殻活動総合観測線を構成する小松（KMJ）、美浜（MHJ）観測点、および本所には鉛直振子型傾斜計も設置されている。

各衛星観測点から本所へのデータ送信は、当初からアナログ方式のテレメータが用いられていたが、より高精度のインテリジェント化テレメータ（デジタル方式）へのレベルアップが計画中であり、1993 年 4 月以来、小松、浅井（AZJ）、美浜の 3 観測点が順次、更新されている。これにより、波形データの精度は従来の 8 ビット相当（40 dB）から 12 ビットへと向上するとともに、従来の短周期地震計以外にも中・長周

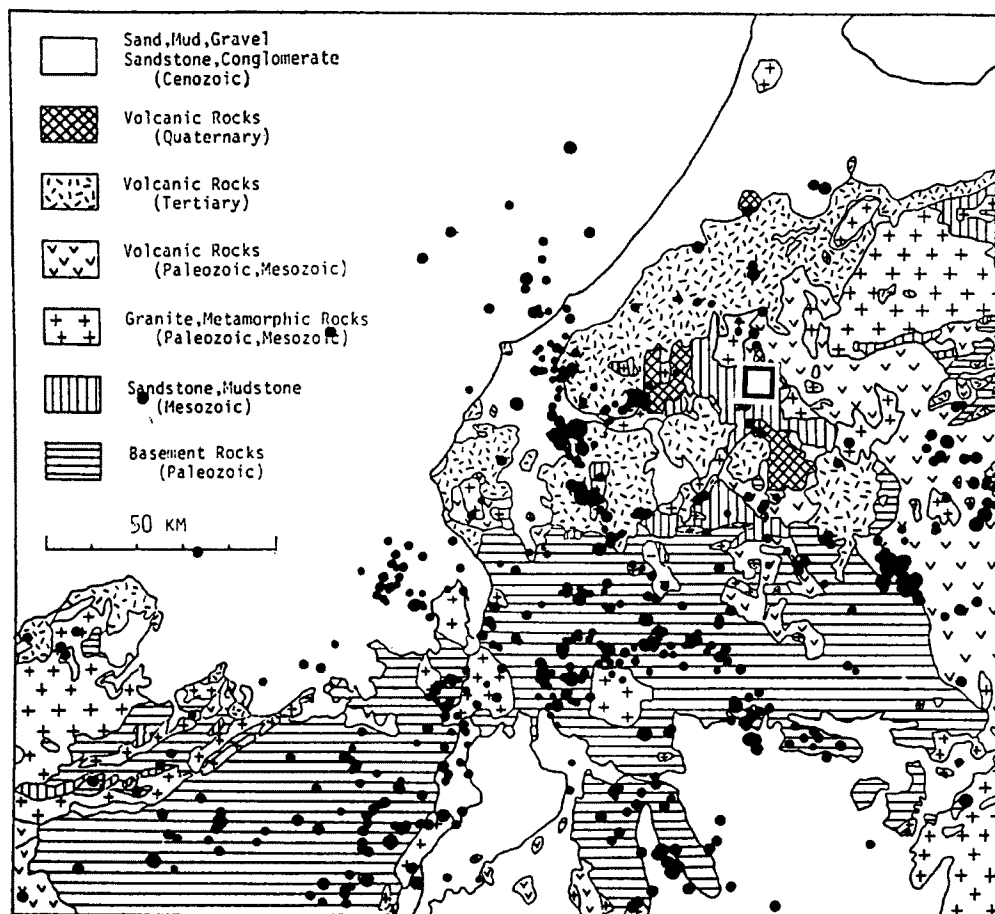


Fig. 3 Generalized geological structure in the Hokuriku district and distribution of microearthquakes with depths shallower than 5 km (from Watanabe, 1980). The location of Hakusan Volcano is indicated by a square.

Table 1. Location of seismographic stations of the Hokuriku Observatory network. Origin of X-Y coordinates is (136°E, 36°N). Ground noise level at each station is also indicated for long period microseisms in winter (L) and short period ground noise (S)

Station	Code	Longitude	Latitude	Height	X	Y	Noise level	
				m	km	km	(L)	(S)
							μ kine	
Hokuriku	HKJ	136°12'45.0"	35°56'15.0"	20	19.175	-6.914	80	70
Komatsu	KMJ	136 30 20.6	36 21 52.3	70	45.387	40.567	150	80
Fukui	FKJ	136 07 24.0	36 05 38.9	90	11.107	10.453	100	30
Katsuyama	KAJ	136 31 41.3	36 02 55.2	300	47.590	5.528	50	30
Imajou	IMJ	136 18 10.0	35 47 53.4	240	27.369	-22.353	10	10
Azai	AZJ	136 19 26.0	35 28 38.0	370	29.394	-57.956	20	20
Mihama	MHJ	135 58 44.2	35 31 50.2	260	-1.910	-52.091	80	30

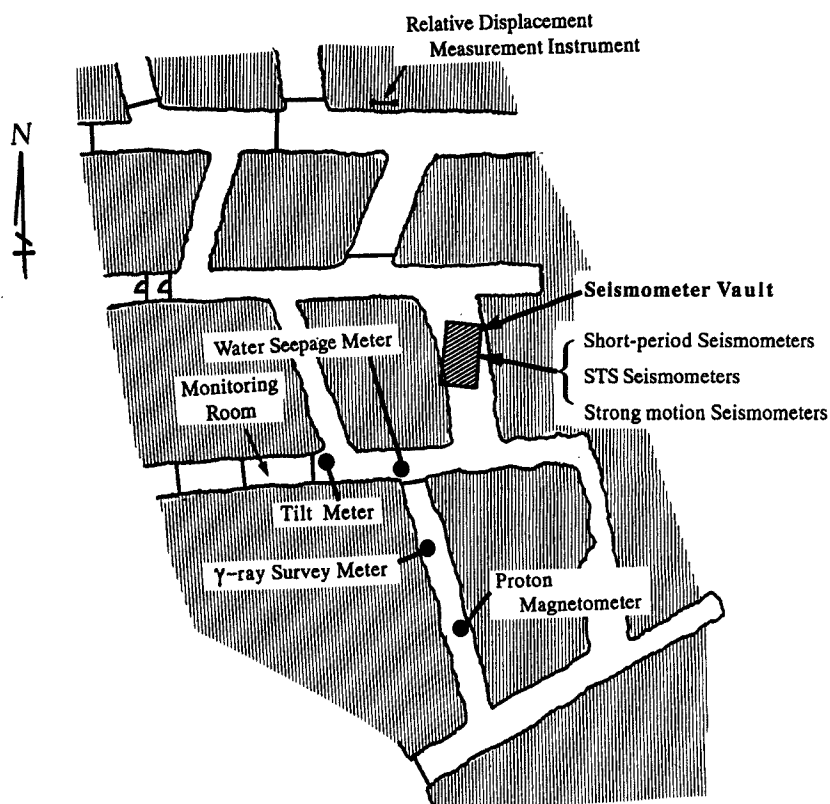


Fig. 4 Instruments for crustal activity measurement installed in the observation tunnels of the Hokuriku Observatory. The thickness over the tunnels is about 30 m in Tertiary sedimentary rocks of sandstone and shale. The annual temperature variation in the tunnels is within 1 degree.

Table 2. List of instruments installed inside the observation tunnels of Hokuriku Observatory. Component, recording method, and the time of installation are also shown

Instrument	Component	Method of Recording	Set up
Strong motion Seismometer	UD NS EW	Event trigger* Sf=200Hz	1993 Jan.
STS-1 Seismometer	UD NS EW	Continuous* Sf=20Hz	1988 Nov.
Relative Displacement	(UD, NS, EW) 4 Sets.	Event trigger* Sf=10Hz Continuous* Sf=0.003Hz	1986 July
Tiltmeter	(NS, EW) 2 Sets.	Paper Sf=0.03Hz	1982 Jan.
Water Seepage Meter	Counter of 50ml	Continuous* Sf=0.003Hz	1986 Nov.
Earth Potential	7 Poles (6ch)	Paper Sf=0.03Hz	1993 Jan.
Proton Magnetometer	Total intensity	Continuous* Sf=0.017Hz	1993 July
γ-ray Survey Meter	Fixed a point	Paper Sf=0.03Hz	1988 Sept.

*Using personal computer.

期地震計のデータも伝送できるようになった。

3.2 データ収録

テレメータにより本観測所に伝送された波形データは、連続およびトリガーの2方式によりレコーダに収録されている。まず、地動の連続記録については、当初より7観測点全ての上下動成分が長期連続記録装置 (LTR)¹⁰⁾ により、インク描きでモニターされていた。その後、パソコンを利用した追記型光ディスク (OD) への収録システムが開発された¹¹⁾。このシステムでは、7観測点の上下動成分データが61 Hz、7

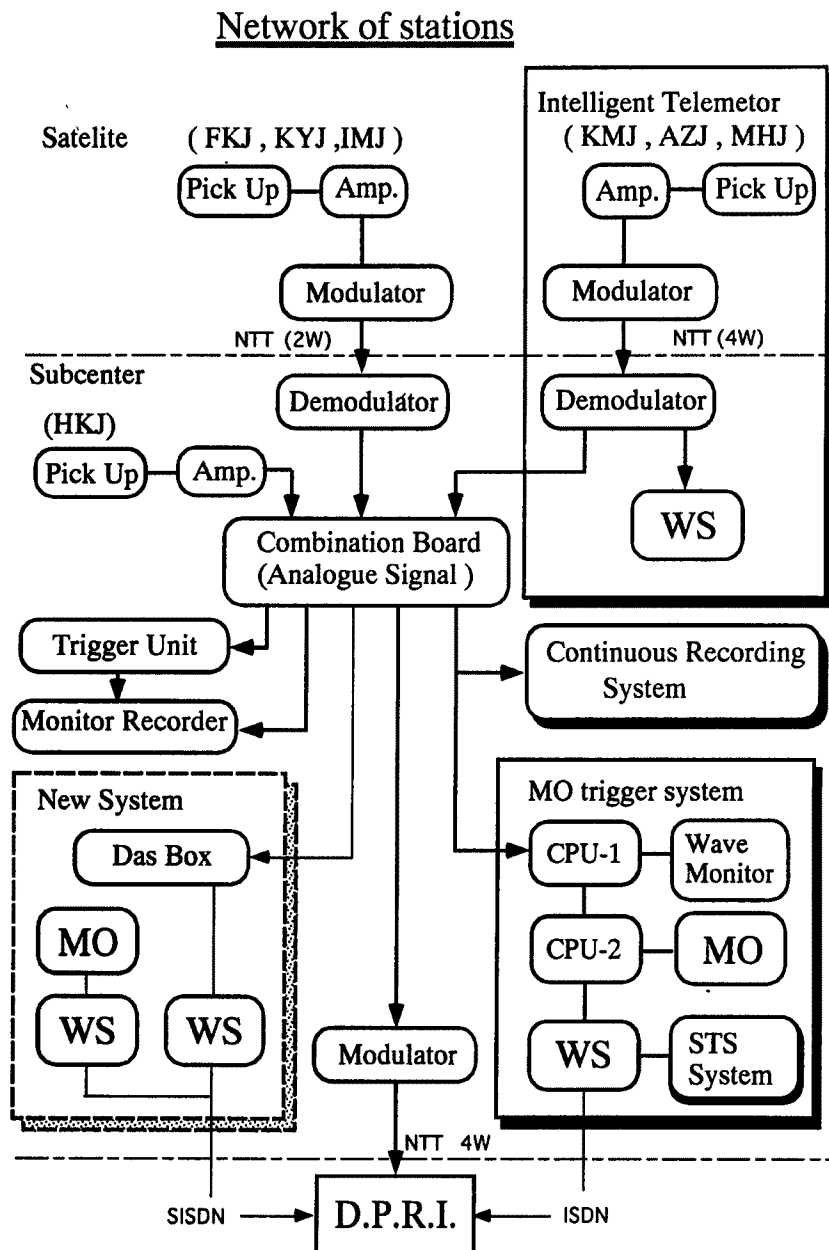


Fig. 5 Flow diagram of the seismic observation and recording system at the Hokuriku Observatory.

bit で AD 変換され、1 枚の OD に約 20 日分の連続収録が行われる。1989 年 4 月から、LTR と OD システムとの並行収録が開始された。それに伴って、LTR によるモニターは徐々に減少され、現在では 1 観測点のみとなっている。

一方、トリガー方式による地震波形データ収録については、当初より、サンプリング周波数 195 Hz の遅延メモリ出力が、14 CH ペンレコーダおよび 14 ch アナログ磁気テープレコーダに記録されてきた。その後、光磁気ディスク (MO) を用いてトリガー収録を行うパソコンシステム^{12), 13)}が開始されたのに伴い、アナログ磁気テープによる収録は、1993 年 6 月をもって終了された。磁気テープ 1 巻に収録できる地震個数は最大約 160 個であり、そのテープ総数は 412 巻にのぼる。一方、MO システムでは、水平動成分を含む 32 ch データが、200 Hz、12 bit で AD 変換され、1 枚の MO に最大約 310 イベントの波形データが収録される。なお、インテリジェント化テレメータによる波形データは、ワークステーションによりデジタル収録が行われている。また、今後の予定としては、地震波形データ総合解析システムが導入され、本観測所と防災研究所 (京都府宇治市) とがデジタル専用回線で接続されると共に、リアルタイム・データ処理システムの質的向上が図られることになる。これら全ての観測・収録システムのブロックダイアグラムが、Fig. 5 にまとめられている。

イベントトリガー収録における地震判定論理は、14 ch ペンレコーダを含むアナログ収録についてはハードウェアにより行われている。8~20 Hz のバンドパスフィルター出力について、振幅がある設定値 (約 330 μ kine) を越えるかどうかを判定し、(KMJ と KAJ の AND) OR (AZJ と MHJ の AND) という論理回路により地震が判定されている。また、パソコンによるデジタル収録については、判定に用いる観測点の組み合わせが大幅に多くなり、より高度の処理・判定がソフトウェアにより行われている。

3.3 震源決定

テレメータ観測の当初から 1989 年 6 月までは、ミニコンシステムを用いて、14 ch 記録紙上での P、S タイムの読み取り・震源計算が行われた。ここで用いられたミニコン (HITAC-10 II) は記憶容量が極めて少なく (21 K ワード)、また紙テープを媒体としていたため、大量データの一括処理は不可能であった。その後、1989 年 7 月以降は、これらの処理がパソコンシステムで行われるようになった^{12), 13)}。約 20 倍のメインメモリ容量 (1 M) を持ち、クロック周波数 66 MHz のパソコンを用いた場合、100 個の地震の震源決定に旧来のミニコンで約 6 時間を要していたのが、わずか 5 分間で完了するようになった。なお、記録紙の送り速度は 8 mm/sec で、読み取りの時刻精度は 1/20 秒以下である。

震源決定には、Fig. 6 に示すような水平成層の P 波速度構造が用いられている。この構造は、御母衣、花房一倉吉、および渥美一能登測線で行われた爆破観測結果をもとに作成された¹⁴⁾。また、竹内・平野 (1985)¹⁴⁾に述べられているように、ミニコンでの震源決定では、発震時の計算に必ず (S-P) タイムを用いていたので、どのような地震に対しても必ず S 波を読む工夫が必要であったが、現在のパソコンによる計算プログラムでは、S タイムのデータが全くなくても、P タイムだけで震源決定できるように変更された。また、旧来は計算に用いる観測点数を最寄りの 3 点に限っていたが、現在のプログラムでは全観測点の P、S タイムが重み付きで使用されるようになっている。従って、現

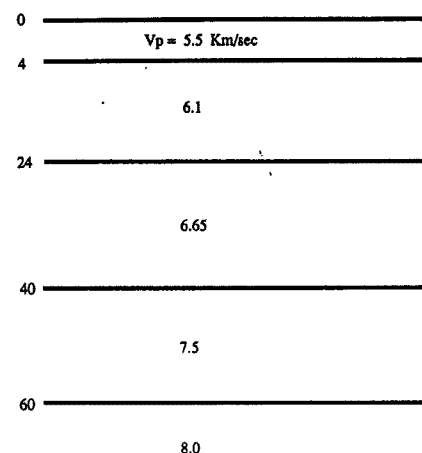


Fig. 6 Layered structure of P-wave velocity versus depth (km) adopted in the hypocenter determination by the Hokuriku Observatory.

在, ルーチン処理での読み取り・震源決定が行われる地震は以下のいずれかの条件を満たすものである。

① 4 観測点以上で P タイム読めるもの。

② 3 観測点でしか P タイムが読めない場合, その中の少なくとも 1 点以上で S タイムが読めるもの。これらを満足する, すなわち震源計算が行われるのは, トリガーされた地震総数の約 95% である。ここで言う総数には, S/N の極めて悪い地震や P 波初動の欠測した地震, あるいは時刻精度が極端に悪いデータも含まれる。なお, 北陸観測所における微小地震のマグニチュードは (F-P) タイムから求められている¹⁵⁾。

4. 北陸地域の地震活動の概略

4.1 震源分布

北陸地域の地震活動について考察する前に, その周辺域も含む広い範囲についての活動を見ておく。Fig. 7 に示す地震分布は中部地方北部から近畿地方北部にわたる広域の地震データをプロットしたものである。この地域をカバーしている大学の微小地震観測網は, 名古屋大学の高山観測所と京都大学の上宝, 北陸, 阿

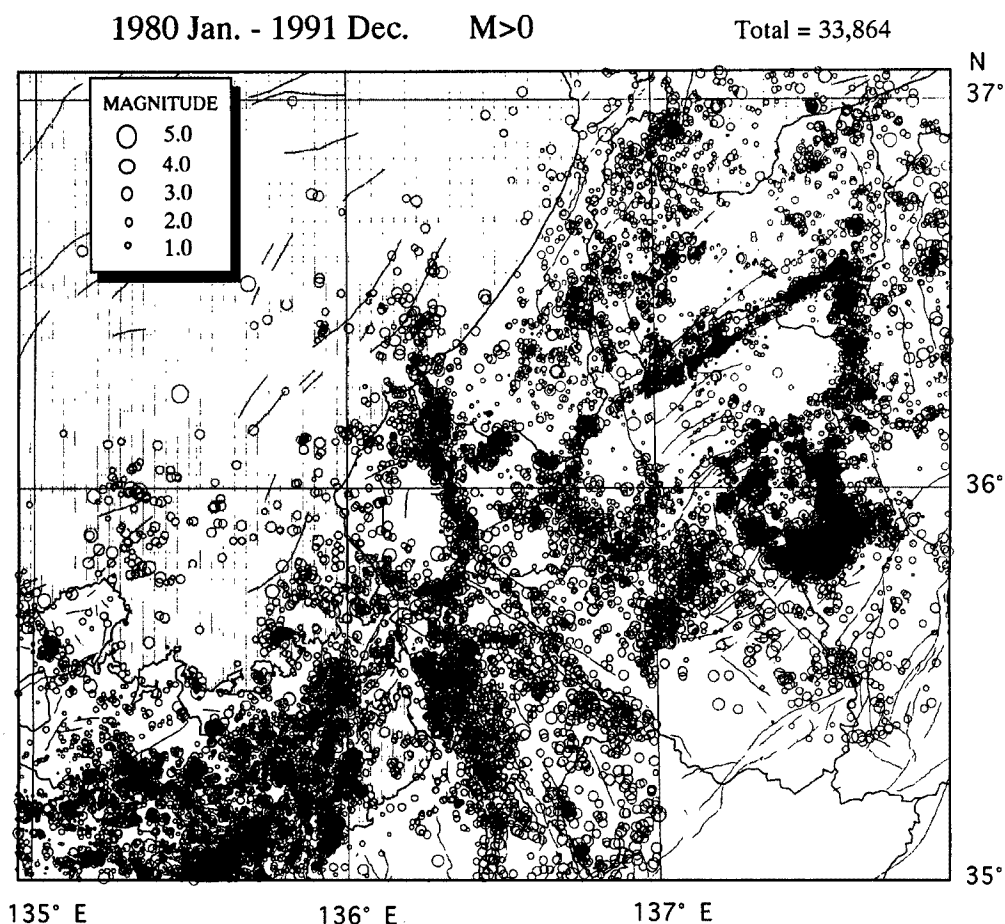


Fig. 7 Map showing epicenters of earthquakes determined by the Research Center for Earthquake Prediction, DPRI, Kyoto Univ., with depths shallower than 30 km and for the period between 1980 and 1991, compiled by Matsumura and Katao (1992).

武山の3観測所である。このうち、京都大学の3観測所の震源データをもとにして統合震源ファイル (THANKS ファイル)¹⁶⁾が編集されている。編集は震源の再計算までは行われず、各観測所の震源データを適当につなげたものである。各観測所のネットワーク内の地震は無条件に採用され、ネットワークの境界領域では、同一地震の判定を行った後、より近いネットワークの方の震源データが採用されている。**Fig. 7**はこの統合ファイルから作成されたものである。期間は1980年1月から1991年12月までの12年間で、深さは100 km 以浅の全ての地震がプロットされている。

Fig. 7では、おおむね東経135.7~137°の範囲は北陸観測所で決定された震源が採用され、東経137°より東は上宝観測所による震源データが、また、東経135.7°より西は阿武山観測所のデータが採用されていると考えられる。ただし、上宝観測所では (S-P) タイムが10秒以上の地震については震源決定ルーチンが行われないので、図の南東隅、すなわち、東経137°以東、北緯35.3°以南の東海地域には地震がプロットされない領域が生じていることに注意が必要である。

北陸地域の地震活動の特性については渡辺・他(1978)¹⁶⁾、竹内・平野(1979, 1983)^{17), 14)}、西上・平野¹⁸⁾などにより順次、発表されてきた。それらによると、この地域の微小地震分布は大局的には地震断層やA~B級活断層に沿う分布として理解される。福井地震断層から南東に、温見断層、根尾谷断層へと横ずれ断層に沿って帯状の地震分布がみられる。琵琶湖東部の柳ヶ瀬断層、および西部の花折断層周辺では活発な活動が、それぞれ逆断層の隆起側に面的に広がっている。1961年北美濃地震 (M7.0) の震源断層とされ

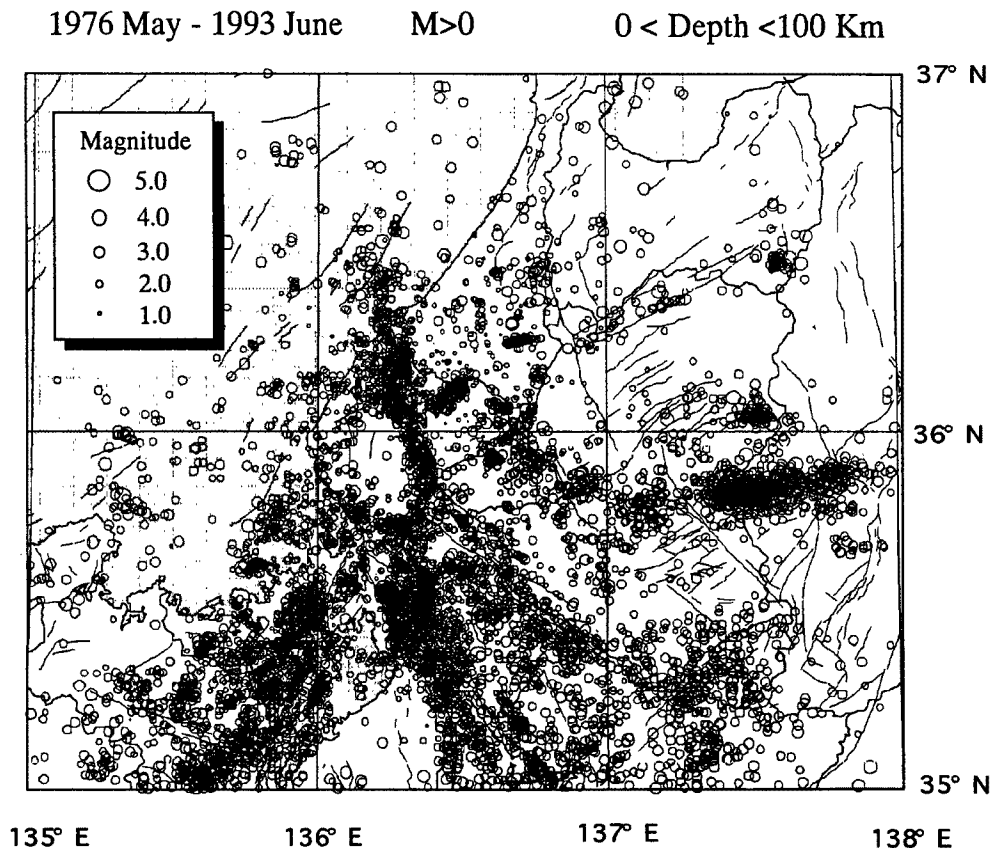


Fig. 8 Map showing epicenters of earthquakes used for the present study determined by the Hokuriku Observatory.

る鳩ヶ湯断層から1969年岐阜県中部地震(M6.9)の震源域へと南東に延びる地震分布も活動度が高い。さらに東の飛騨地方では、跡津川断層沿いに直線状に延びる活動、飛騨山脈直下を南北に延びる活動、さらにその南方の御嶽山付近の群発的活動、1984年長野県西部地震(M6.8)の余震活動などが顕著である。

北陸観測所のネットワークのみで決められた地震の分布図をFig. 8に示す。期間は、1976年5月から1993年6月までの17年間である。これをFig. 7と比べると、確かに、東経135.7~137°の範囲については、Fig. 7の地震分布はほぼ北陸観測所で決定されたものと見なせることが分かる。この範囲の外側では、当然ながら、Fig. 8の方の地震分布は少なくなっている。Fig. 8では特に、跡津川断層付近の地震数が極端に少ないのが目につく。これは、白山連峰下の地殻内で地震波を大きく減衰させ、北陸観測所のデータのみから震源決定が行えないことによる。高減衰領域が存在することを示唆され興味深い。

本研究では、以下に述べる地震活動解析においては、THANKS ファイルデータではなく、北陸観測所で決定された震源データを用いる。また、解析の対象とする領域はFig. 8に示す全範囲とする。

4.2 地震検知能力

Fig. 9は北陸観測所ネットワークの地震検知能力を示す図で、震源決定された地震のマグニチュード

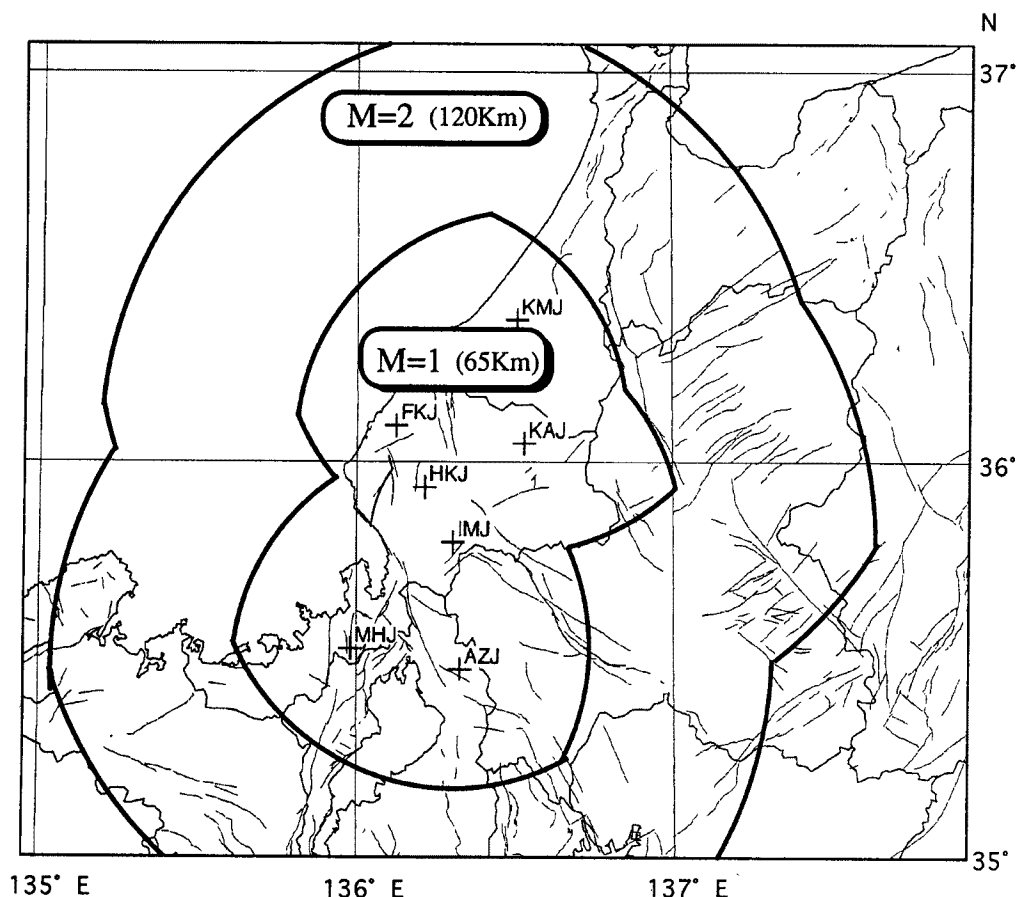


Fig. 9 Map showing the detectivity capability of earthquakes by the Hokuriku Observatory seismic network. The contours show the detection limit where about 95% of earthquakes with each magnitude can be located.

(M) 分布をもとに作成されたものである。例えば、 $M=0\sim1$ の全地震について、その地震の震源決定に用いられた観測点からの震央距離と地震数の頻度分布を調べ、最大の震央距離の95%を検知可能な最大距離とみなす。そして、それを半径とする円を各観測点を中心に描き、その論理積となる領域を $M=1$ の地震について検知可能な範囲と定義した¹⁷⁾。同様に $M=2$ についても検知能力の範囲が求められた。

Fig. 8の範囲内の全ての地震についての規模別頻度分布をFig. 10に示す。マグニチュード0.2毎に積算地震数がプロットされている。直線性の成り立つ範囲を $M2.2\sim5.0$ とすると b 値は1.1となる。ただし、この図では長野県西部地震 ($M=6.8$) は含まれていない。

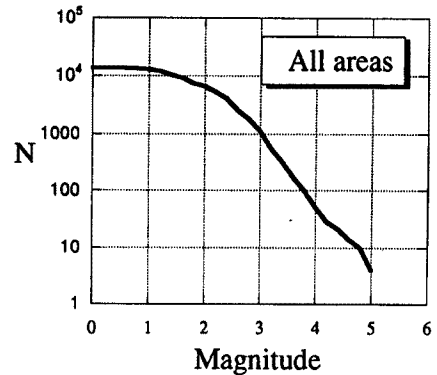


Fig. 10 Cumulative frequency of earthquakes versus magnitude plotted for the whole area shown in Fig. 8.

4.3 深さ分布

Fig. 11に地震の深さ分布を示す。この図では4.1節

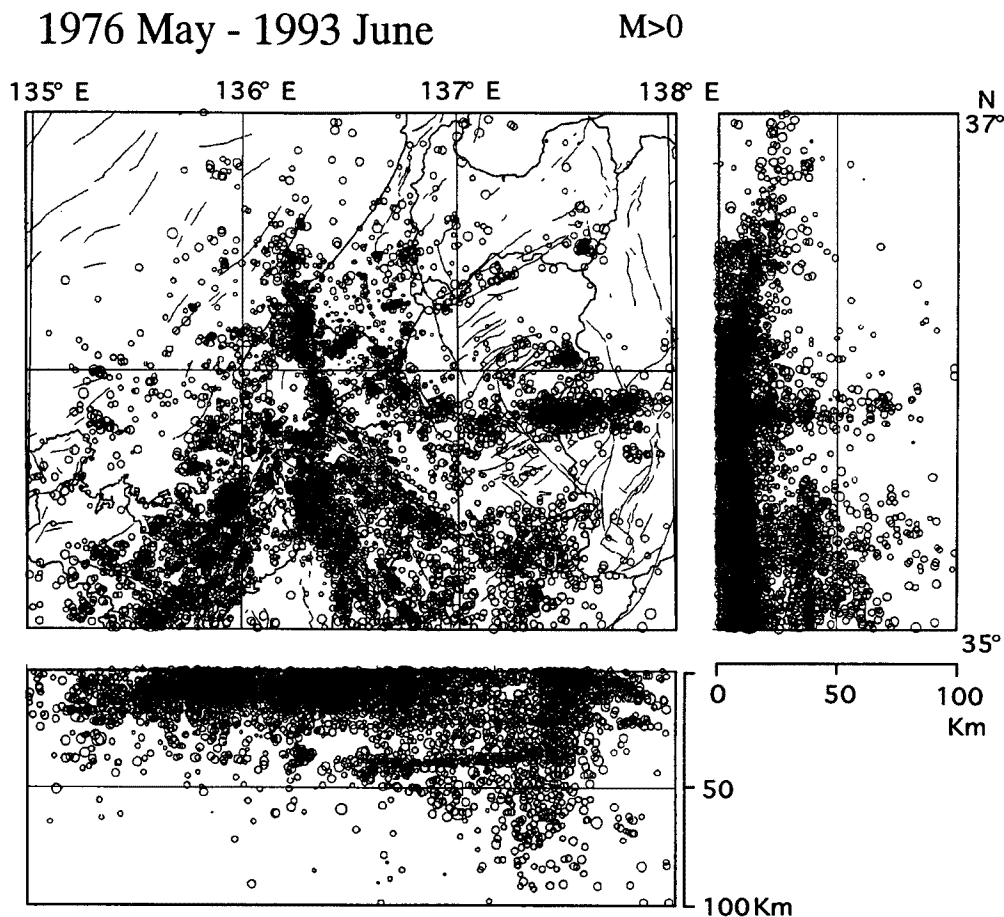


Fig. 11 N-S and E-W vertical cross sections of hypocenters.

で述べた東海地域での地震プロットの問題により、東経 137° から東側は除いてある。地震分布の下限は地域により異なるものの、大部分の地震は深さ 20 km 以内の上部地殻内に発生している。しかし、琵琶湖の東部には深さ約 40 km 付近にも地震分布が存在する。これらはフィリピン海プレートの沈み込みによるもので、次の章で詳しく述べる。

4. 4 発震機構

本研究では1976年6月～1993年6月までの17年間に、北陸観測所のネットワーク内に発生したマグニチュード3.5程度以上の地震についてP波初動の押し引き分布によるメカニズム解を求めた。初動データについては、北陸観測所の他にも、阿武山観測所、上宝観測所、および名古屋大学の波形データを参照し、また気象庁データ（地震月報）も使用した。琵琶湖の東部および西部地域について比較的良好なメカニズム解の得られたものを **Fig. 12** および **Table 3** に示す。また、琵琶湖から福井地震断層にかけての地域については、1987～1988年にかけて相次いで発生したM4クラスの地震についての西上(1989)¹⁸⁾によって決定されたメカニズム解を **Fig. 13** に示す。**Fig. 13(b)** ではT軸の含まれる象限が斜線で示されている。また、観測所(HKJ)と今庄(IMJ)で観測されたP波初動部分について、断層モデルで計算された波形との比較も示されている。

地震の発震機構から求められた北陸地域の広域的な主圧力(P軸)方向は、琵琶湖北部ではほぼ東西、福井

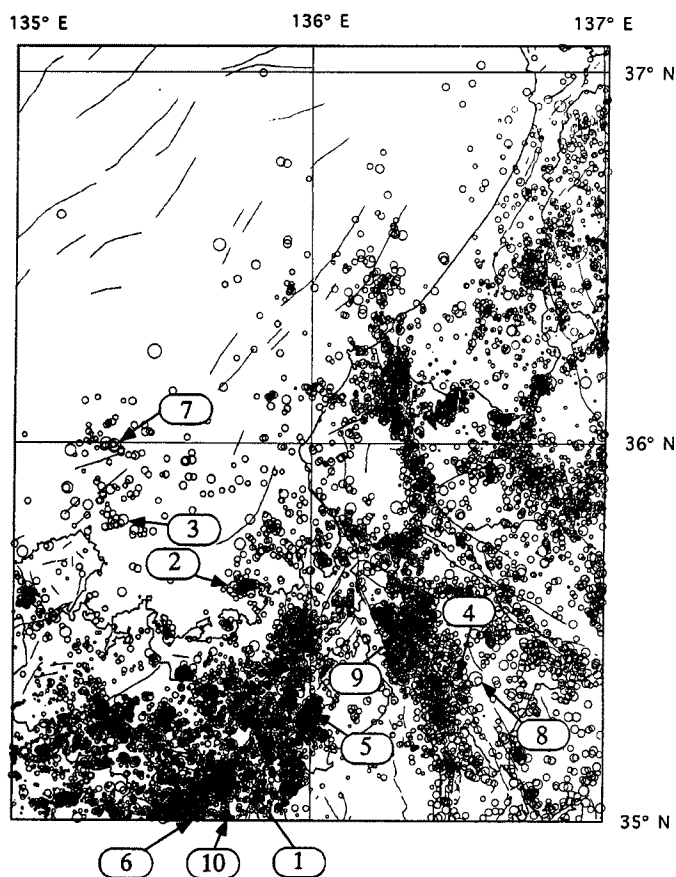


Fig. 12(a) Map showing locations of earthquakes 1-10 whose focal mechanism is shown in (b).

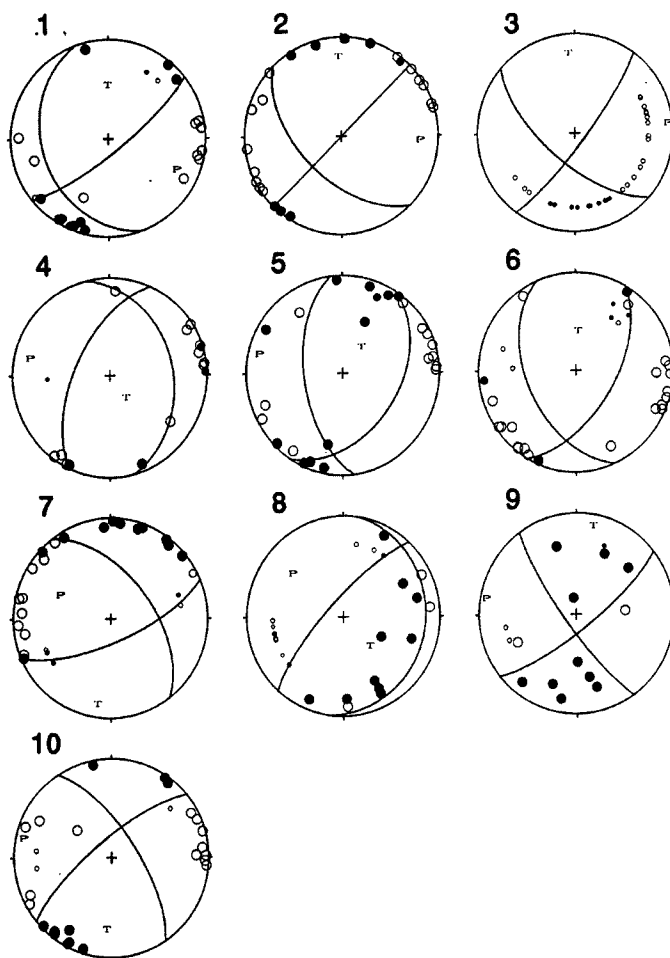


Fig. 12(b) Nodal plane solutions of P-wave first motion plotted on the upper hemisphere. Compressional and dilatational first motions are represented by solid and open symbols, respectively.

Table 3. List of earthquakes of which focal mechanisms are shown in Fig. 12. (Az, D, Sl): azimuth, dip, and slip direction of two nodal planes N1 and N2, (Az, D): azimuth and dip of P-, /T-, and B-axes, N: number of polarity data, Sc: score of fitting (%), Ns: number of possible solutions with the highest score

No.	Date	Time	Longitude (E)	Latitude (N)	H (km)	M	N1			N2			P		T		B		N	Sc	Ns	
							Az	D	Sl	Az	D	Sl	Az	D	Az	D	Az	D				
1	851003	2057	32.17	135° 47' 56"	35° 06' 36"	12.3	5.1	161	32	22	52	78	120	118	27	354	48	225	30	23	98.	2
2	851127	0901	57.78	135 44 21	35 37 11	7.3	5.1	135	55	0	225	-90	-75	96	24	354	24	225	55	22	95.	6
3	861023	1911	44.08	135 14 57	35 50 24	1.5	3.3	131	66	10	37	81	156	86	10	352	23	198	64	27	100.	21
4	861023	1023	36.07	136 30 07	35 22 12	9.9	4.0	347	36	57	205	61	111	280	13	156	67	14	19	16	84.	1
5	870521	0515	39.19	135 55 46	35 21 00	12.1	4.3	34	44	117	178	52	66	285	4	26	71	194	19	24	92.	2
6	870528	0603	34.24	135 32 49	35 01 12	12.1	4.8	157	48	48	30	57	126	95	5	357	60	188	30	29	90.	4
7	870721	0336	1.24	135 19 47	35 59 23	29.3	4.6	323	55	-24	67	71	-142	290	40	192	10	90	49	26	93.	1
8	90502	1608	17.50	136 33 43	35 22 48	35.4	5.0	9	15	58	222	76	99	305	31	144	58	41	9	23	93.	1
9	901104	1401	10.27	136 18 39	35 33 00	37.2	3.5	52	77	170	145	80	13	278	2	9	16	180	74	15	100.	21
10	910831	1326	36.13	135 47 56	35 17 24	11.2	4.3	327	70	15	231	76	159	280	4	188	25	18	64	26	100.	36

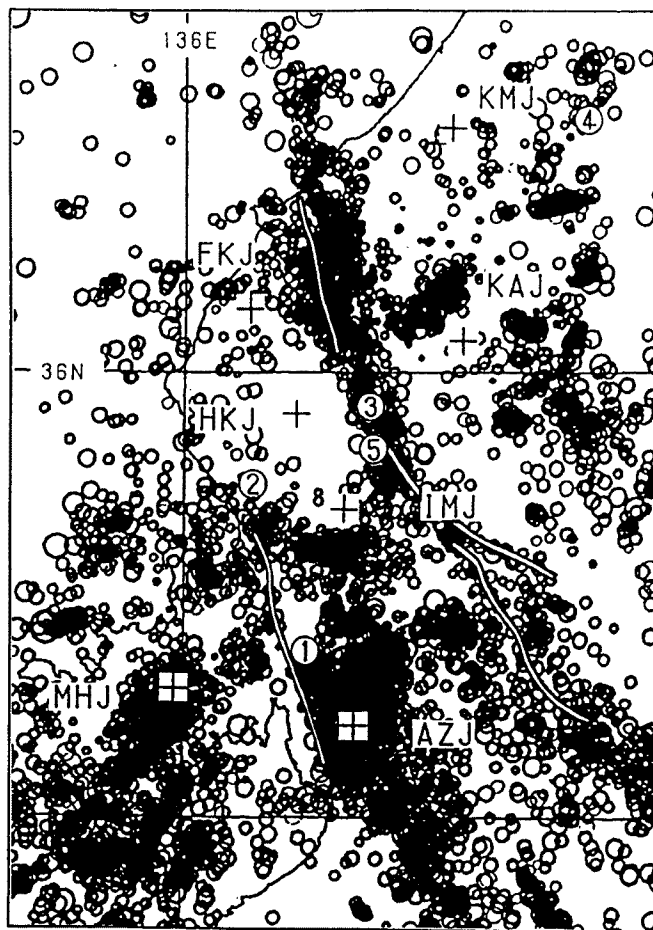


Fig. 13(a) Map showing locations of earthquakes 1-5 whose focal mechanism is shown in (b).

地震断層周辺から能登半島にかけては1948年福井地震、1952年大聖寺沖地震(M6.6)に代表されるようにほぼ北西-南東から西北西-東南東方向を示す^{19)~21)}。Fig. 12, 13において主圧力の方向はおおむねこれらと合っている。しかし、例えば、Fig. 13(b)の②、⑤の地震では $50^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 程度反時計回りに方向が異なる。琵琶湖北部では逆断層タイプの地震が多くみられるが^{21), 22)}、例えば、Fig. 13(b)の①の地震は同じ地域だが異なるメカニズム解を示す。そう考えることはできない。これらは、広域応力場の中での局地的な応力場の変化や既存の断層や滑り面の影響によるものと考えられる。なお、このような応力場の不均質性という観点から、今後、さらに解析を進める予定である。

4.5 時間的变化

Fig. 8の全域における地震数の時間変化をFig. 14に示す。ここでは採石発破は除かれ、10日毎の地震数がプロットされている。図の中央の大きいピークは1984年9月14日の長野県西部地震(M=6.8)の余震である。長野県西部地震が、この地域における特筆すべき地震であることは、地震分布図(Fig. 7)からも明かである。Fig. 7図内の北陸観測所で決定された平均の地震個数は1日あたり2個の割合である。地震数の積算曲線をFig. 15に示す。1978年にやや活発な活動があり、また1984年長野県西部地震の活動に

よるステップが見られる。これらの他は、おおむね直線を示し、この地域の地震活動は長野県西部地震を除けばほぼ定常的であると言える。

5. 地域別の地震活動特性

前章で北陸およびその周辺地域の地震活動特性について概観した。ここでは、幾つかの地域毎に、その活動特性、特に時間的変動についてさらに詳しく考察する。地域分けについては、これまでに述べた地震分布の特徴、テクトニクスなどを考慮して、Fig. 16のように、(a)福井地震断層・温見断層を含む地域 (Fukui), (b)柳ヶ瀬断層・養老断層を含む地域 (Yanagase), (c)根尾谷断層周辺 (Neodani), (d)花折断層を含む琵琶湖西部地域 (Hanaore) の4つの地域を選んだ。

5.1 規模別頻度分布

各地域毎のマグニチュード別頻度分布を Fig. 17 に示す。Gutenberg-Richter の直線的関係から外れるマグニチュードの下限は、おおむね $M = 1 \sim 2$ である。従って、これらの地域についての地震活動特性を調べるには、 $M 2$ 以上の地震を対象とするのが、適当と考えられる。このことは Fig. 9 に示した検知能力の図とも調和的である。なお、 $M 2$ 以上に対して最小二乗法で b 値を求めると、それぞれ (a) 1.19, (b) 1.11, (c) 1.12, (d) 0.99 となる。

5.2 深さ分布

Fig. 18 は、各地域毎の深さ別頻度分布図を示す。震源の深さの精度は観測網の中心部でおよそ $2 \sim 3$ km, 周辺部で 5 km 程度と見積もられる。全ての地域で地震分布は、深さ 10 km 付近にピークを持ち、大部分が深さ 20 km より浅い上部地殻内に発生している。細かくみると、福井地震断層周辺域 (a) では 8 km にピークを持ち、他の3地域より 2 km 浅くなっている。(a)の地域は観測網中央に位置し震源精度はよいものの、周辺域に比べて相対的に震源が浅く決まる可能性がある。このピークの違いについては、さらに検討が必要である。

地域 (b), (c) では、それぞれ深さ 35 km, あるいは 38 km 付近にも小さいピークが見える。この地域には、南海トラフから沈み込んだフィリピン海プレートの先端部が達していると考えられており、深さ 40 km より浅い地震は、それに伴って地殻最下部に発生する地震と考えられる。Yamazaki et al. (1989)²³⁾ によると、南海トラフから沈み込んだプレート・スラブは、その上面の分布形状により3つの領域に区分される。琵琶湖付近では、このうち、東海スラブと東南海スラブの境界に位置し、複雑な沈み込みが予想される。ま

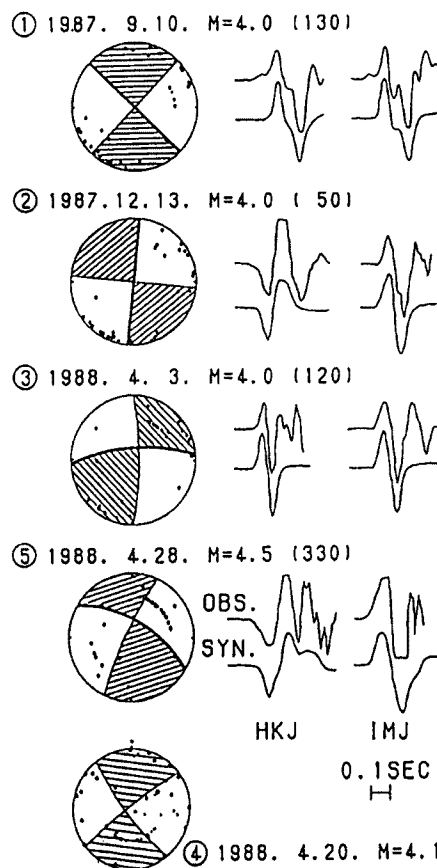


Fig. 13(b) Nodal plane solutions of P-wave first motion plotted on the upper hemisphere. Shaded area shows the T-axis quadrants and the thick nodal line represents the estimated fault plane. Observed and synthetic P-waves at HKJ and IMJ are also shown with estimated stress drops in parentheses (from Nishigami and Hirano, 1989).

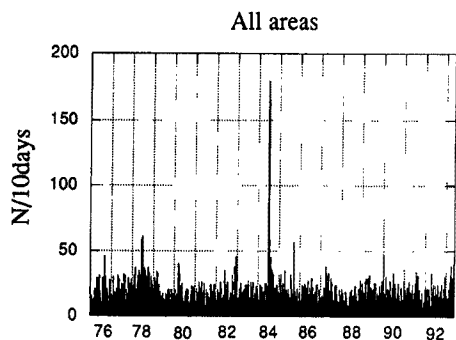


Fig. 14 Histogram showing the number of earthquakes per 10 days from June 1976 to June 1993 for the whole study area shown in Fig. 8.

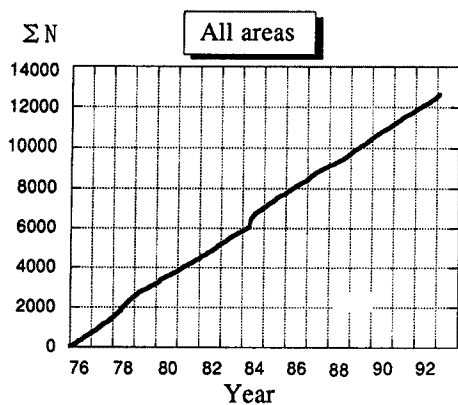


Fig. 15 Cumulative number of earthquakes for the whole analysis area.

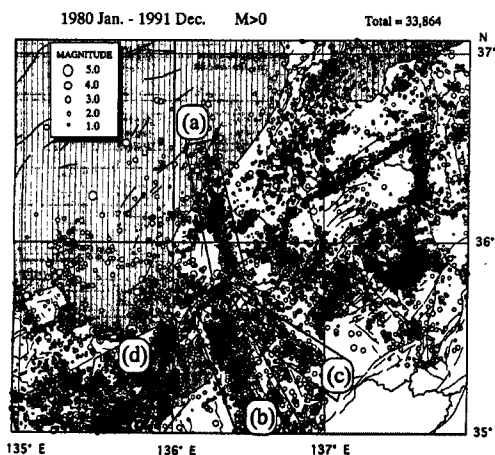


Fig. 16 Map showing locations of subareas used for the present analysis. (a) Fukui earthquake fault and Nukumi fault area, (b) Yanagase and Yoro faults area, (c) Neodani fault area, and (d) Hanaore fault and its vicinity area.

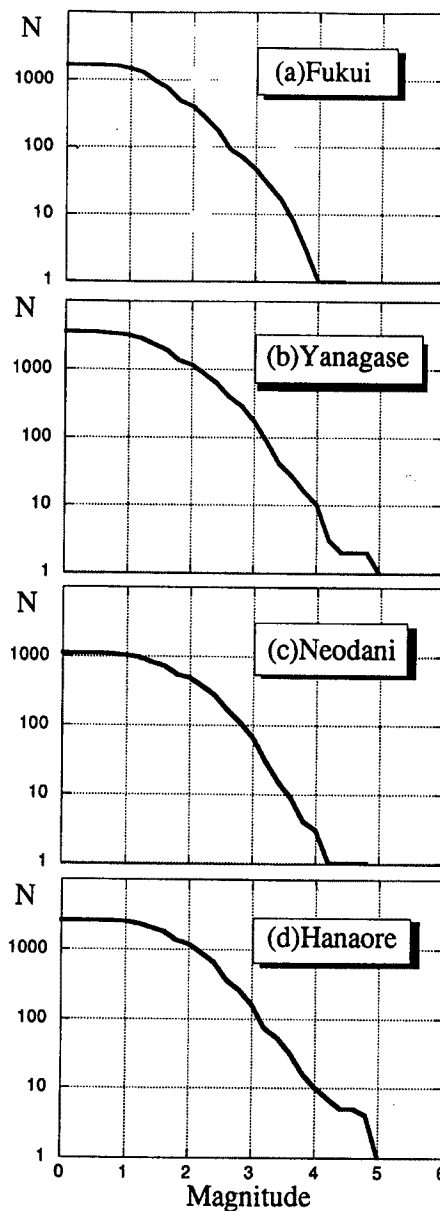


Fig. 17 Cumulative frequency of earthquakes versus magnitude plotted for each sub-area shown in Fig. 16.

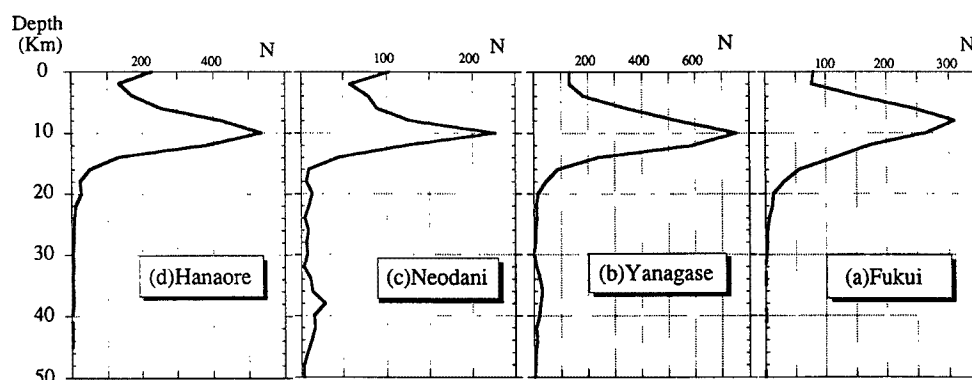


Fig. 18 Depth distribution of earthquakes for each subarea shown in Fig. 16.

た, Hurukawa (1981)²⁴⁾によると, 琵琶湖東岸部 (地域(b)に含まれる) の深さ 40 km の地震は大部分が正断層タイプのメカニズムを持ち, フィリピン海プレートの影響以外にも, この地域の地殻が琵琶湖付近で厚くなるようにたわんでいることの影響も大きいと考えられる。このように, 琵琶湖東部に発生する深さ 40 km 付近の地震について, そのメカニズムを詳細に調べることは, この地域におけるフィリピン海プレートの状態を理解する上で極めて重要である。

5.3 時間的变化

前章で述べたように, 全地域 (Fig. 8) における地震の発生数は平均して 1 日あたり 2 個程度と, 活動度はあまり高くない。したがって, ここでは 10 日あたりの地震個数を解析に用いる。また, 検知能力の違いにより活動度に差が生じるのを防ぐため, すでに述べたように M2 以上の地震のデータを用いる。

各地域毎の地震発生の時系列を Fig. 19 に, またその積算図を Fig. 20 に示す。各地域の地震数の変動には数年におよぶ長周期の変動が認められ, また, それらには地域間に共通した変動パターンも含まれるように見える。そこで, このような長周期変動を抽出するために, Fig. 19 に移動平均をかけることを試みる。まず, (a) の福井地震断層周辺地域について, ウィンドウ幅 100 日～1500 日の移動平均をかけたものを Fig. 21 に示す。これらの結果からはほぼ 5～6 年周期の活動変化が見られる。これらの結果より, 解析に用いる移動平均のウィンドウ幅としては 1000 日を採用する。

他の 3 地域についても同様に 1000 日間の移動平均を行った結果を Fig. 22 に示す。(a), (b), (c) の 3 地域では地震数の長期的な変動パターン (変動の山谷) が非常によく似ていることが分かる。これに対し, (d) の地域はこれら 3 地域と比較して 1984 年頃からのパターンが大きく異なっている。また, 長期的にみると, (a), (b) の 2 地域はいずれも地震数が減少する傾向にあり, (c) はおおむね一定で, (d) では 1984 年以降, 増加傾向に転じている。これは Fig. 19, 20 から読み取れる, 大きな特徴である。

このような北陸地域における微小地震活動の時系列解析については竹内 (1983)²⁵⁾によっても, 1976 年から 1982 年の期間について行われている。それによると, 琵琶湖北東部から長野県王滝村にかけての地域は活動の山谷が一致する傾向が強いのにに対し, 琵琶湖の北西部からさらに西方域についてはそれらとの相関がない, あるいは活動のピークが 1～2 年遅れるといった傾向が見いだされている。本研究の結果は, これらの特徴がさらに長期間にわたって継続していることを明確に示すものである。また, 地震活動が広域に連動する例としては, 例えば, 1983 年日本海中部地震 (M7.7) 後の本州各地での活動の活発化, あるいは静穏化の対応などが指摘されている²⁶⁾。さらには世界的規模では, 複数のプレート境界間で地震活動が対応する例も報告されている²⁷⁾。本研究で示されたような地震活動の変動パターンは, 広域応力場の変動などに

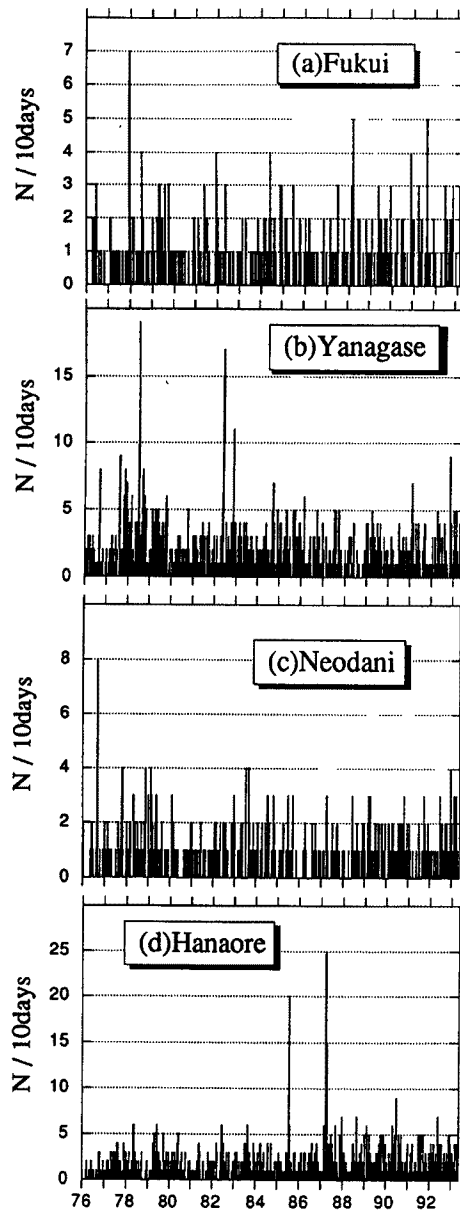


Fig. 19 Histograms showing the number of earthquakes per 10 days for each sub-area shown in Fig. 16.

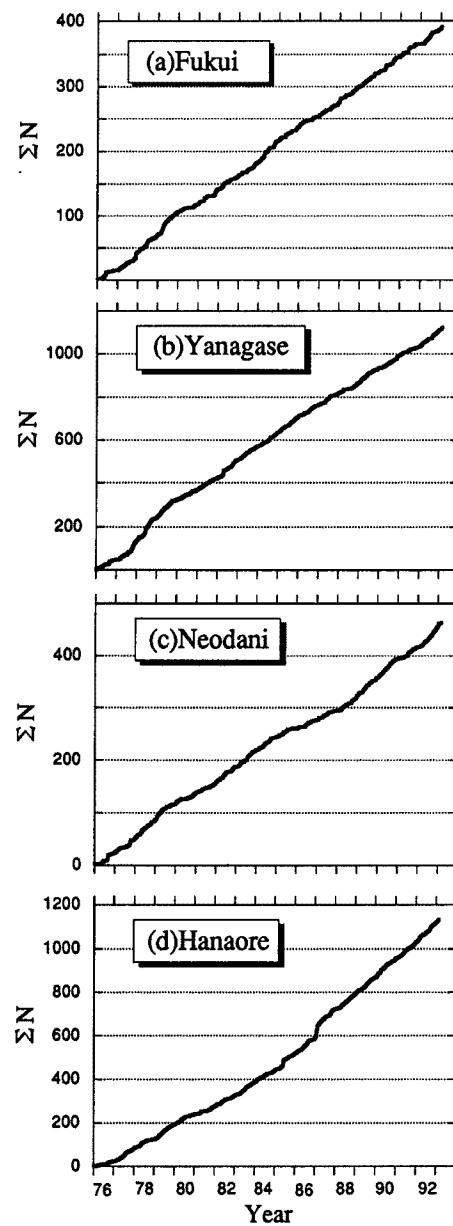


Fig. 20 Cumulative number of earthquakes for each subarea shown in Fig. 16.

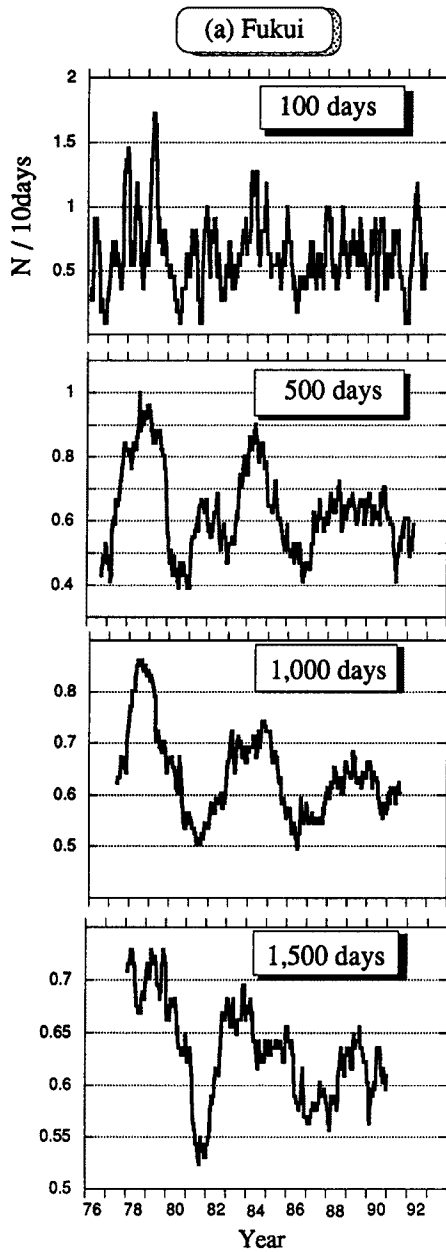


Fig. 21 Temporal change of the number of earthquakes in subarea (a), running-mean processed with time windows of 100, 500, 1000, and 1500 days.

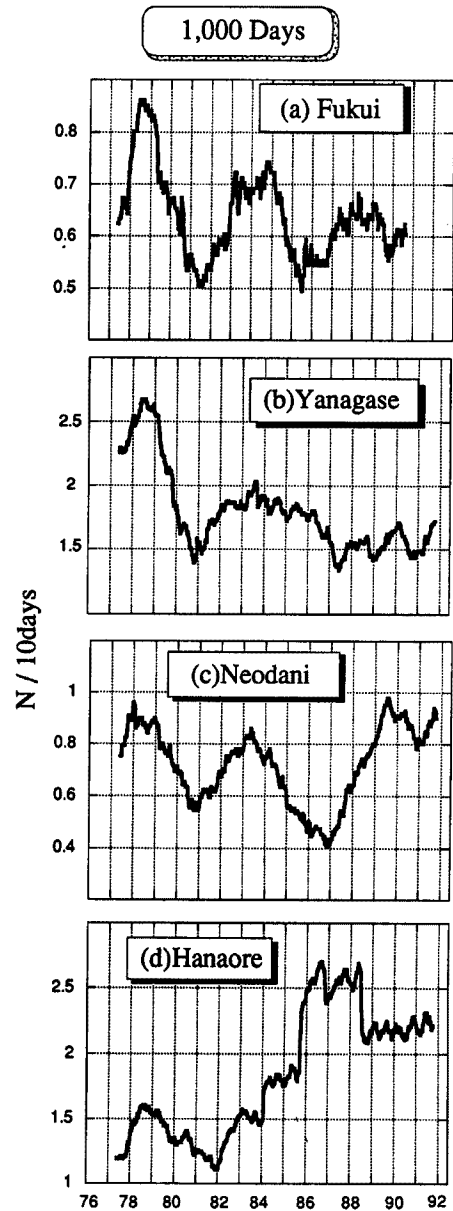


Fig. 22 Temporal change of the number of earthquakes in each subarea shown in Fig. 16, running-mean processed with time windows of 1000 days.

大きく関わっていると推定され、今後、さらに詳細に検討を進めることが必要である。

6. 結 論

本稿では、北陸観測所で決定された 1976 年 5 月から 1993 年 6 月までの、最近約 17 年間の震源データをもとに、北陸およびその周辺地域の地震活動特性について全般的な解析を行った。この期間、北陸およびその周辺域においては、1984 年長野県西部地震 (M6.8) が特筆すべき活動であり、それを除けば、おおむね定常的な地震活動と見なせる。この定常的な活動も、もう少し細かく、地域別に見ると、福井地震断層周辺、柳ヶ瀬断層周辺、根尾谷断層周辺の 3 地域では地震数の長期的な変動が 5～6 年の周期性を持ち、その変動パターンが相互に非常によく似ているのに対し、花折断層周辺およびその西部域ではこれら 3 地域と比較して 1984 年頃からパターンが大きく異なっていることが分かった。また、長期的にみると、福井地震断層周辺、柳ヶ瀬断層周辺の 2 地域ではいずれも地震数が減少する傾向にあり、根尾谷断層周辺ではおおむね一定、花折断層周辺では 1984 年以降、増加傾向に転じていることも分かった。このような地震活動の変動パターンの違いがどのような原因によるものかは、今後検討すべき課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、波形データを参照させていただいた名古屋大学理学部高山地震観測所、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの上宝観測所、および阿武山観測所の方々、また、統合震源ファイルおよびその表示ソフトウェアの使用でお世話になった京都大学防災研究所の松村一男助教授、片尾 浩博士にお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 活断層研究会：日本の活断層—分布図と資料，東京大学出版会，1980，PP.208-211.
- 2) Mikumo, T., H. Wada, and M. Koizumi: Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, Tectonophysics, Vol.147, 1988, pp.95-119.
- 3) 杉村 新：柳ヶ瀬断層，第四紀研究，Vol.2, 1963, pp.208-211.
- 4) 小林啓昭：1909 年姉川地震の解析的再現，富山大学理学部卒業論文，1983，pp.1-31.
- 5) 渡辺邦彦：北陸地方の地質構造と微小地震分布，地震，Ser.2, Vol.33, 1980, pp.79-89.
- 6) 山崎正男・中西信弘・松原幹夫：白山火山の形成史，火山，Vol.13, 1968, pp.32-43.
- 7) 岸本北方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃 為茂・平野憲雄・中尾節郎：北陸および鳥取微小地震観測所のテレメータ・システムについて，地震，Ser.2, Vol.31, 1978, PP.265-274.
- 8) 渋谷拓郎・尾池和夫・平原和朗・西上欽也・和田博夫・中尾節郎・平野憲雄：超高性能地震計 (STS) による地震観測，京都大学防災研究所年報，第 33 号 B-1, 1990, PP.39-56.
- 9) 谷口慶祐：断層破碎帯(1)，京都教育大紀要，1989.
- 10) 尾池和夫・松村一男・竹内文朗・松尾成光・清水 昇：地震観測用長期間連続インク書き記録装置の開発，地震，Ser.2, Vol.29, 1976, PP.127-135.
- 11) 平野憲雄：パソコンによる波形のモニターおよび光ディスクへの連続波形収録システム，京都大学防災研究所年報，第 32 号 B-1, 1989, PP.125-132.
- 12) 平野憲雄：パソコンによる地震波形の収録と読み取り，京都大学防災研究所年報，第 30 号 B-1, 1987, PP.85-94.
- 13) 平野憲雄：パソコン 2 台を用いた多成分トリガー地震収録システムの開発，京都大学防災研究所年

- 報, 第 36 号 B-1, 1993, PP.399-407.
- 14) 竹内文朗・平野憲雄：北陸微小地震観測所の震源マップについて, 京都大学防災研究所年報, 第 28 号 B-1, 1985, PP.157-170.
 - 15) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本北方：北陸地方の微小地震活動, 京都大学防災研究所年報, 第 18 号 B-1, 1978, PP.57-67.
 - 16) 松村一男・片尾 浩：統合震源ファイル (THANKS), 私信, 1992.
 - 17) 竹内文朗・平野憲雄：北陸地方の微小地震活動の特徴について (その 1), 京都大学防災研究所年報, 第 22 号 B-1, 1979, PP.11-18.
 - 18) 西上欽也・平野憲雄：北陸地方の微小地震活動, 月刊地球, Vol.11, 1989, pp.59-62.
 - 19) Ichikawa, M. : Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and spatial studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, 35, 1971, pp.207-274.
 - 20) 三雲 健・石川有三：日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知, 地震予知研究シンポジウム, 1987, pp.259-269.
 - 21) 大倉敬宏：山陰, 近畿, 北陸に発生する浅発地震の発震機構, 地震, Ser.2, Vol.41, 1988, pp.89-96.
 - 22) 伊藤 潔・渡辺邦彦：琵琶湖周辺における極浅発地震の発震機構, 地震, Ser.2, Vol.30, 1977, pp.43-54.
 - 23) Yamazaki, F., T. Ooida, and H. Aoki : Subduction of Philippine sea plate beneath the Tokai area, Central Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, Vol.36, 1989, pp.15-26.
 - 24) Hurukawa, N. : Normal faulting earthquakes occurring near the Moho discontinuity in the north-eastern Kinki district, Japan, *J. Phys. Earth*, Vol.29, 1981, pp.519-535.
 - 25) 竹内文朗：北陸地方の微小地震活動の特徴について (その 2), 京都大学防災研究所年報, 第 26 号 B-1, 1983, PP.145-151.
 - 26) Oike, K., and K. Hujita : Relation between characteristics of seismic activity and neotectonics in Honshu, Japan, *Tectonophysics*, Vol.148, 1988, pp.115-131.
 - 27) Mogi, K. : Active periods in the world's chief seismic belts, *Tectonophysics*, Vol.22, 1974, pp.265-282.

付表 1

北陸観測所のデータを主に用いて得られた研究成果

分 野	題 名	著者名	機関誌名	発表年
地震活動	琵琶湖周辺の地震活動について	三木・他	防災研究所年報	1976
	北陸地方の微小地震活動 (第 1 報)	渡辺・他	防災研究所年報	1978
	北陸地方の微小地震活動の特徴について(1)	竹内・他	防災研究所年報	1979
	手取川ダム採石発破記録を利用した Vp の変化について	平野・他	防災研究所年報	1979
	北陸地方の地質構造と微小地震分布	渡辺	地震	1980
	Normal faulting microearthquakes occurring near the Moho discontinuity in the northeastern Kinki district, JAPAN	Hurukawa	J. Physics of the Earth	1981
	北陸地方の微小地震活動の特徴について(2)	竹内	防災研究所年報	1983
	北陸微小地震観測所の震源マップの概要	竹内・他	防災研究所年報	1983
	福井地震の繰り返しの総合的解釈	竹内	月刊地球	1988
	1987 年 9 月 10 日柳ヶ瀬断層に発生した小地震 (M4.0) について	西上・他	防災研究所年報	1988
	北陸地方の微小地震活動	西上・他	月刊地球	1989
	白山付近に発生する地震の震源再決定	東田・田	地震	1990
地殻構造 断層探査	北陸地方南部の地殻構造について	松村・他	防災研究所年報	1979
	福井地震断層周辺でのやや長周期微動観測	古川・他	防府研究所年報	1983
	やや長周期微動の群列観測による福井県地震断層探査	古川・他	地震	1983
	Recurrence of the large earthquakes associated with the Fukui earthquake fault, as derived from subsurface structure, topography and the present day seismic activity	Takeuchi	Bull. Dis. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.	1989
	福井地震断層周辺でのボーリング調査	岡本・他	月刊地球	1989
	A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle	Nishigami	Geophysical Research Letter	1991
地殻変動	鯖江地殻変動観測室序報	岸本・他	防災研究所年報	1960
	北陸微小地震観測所坑道内における傾斜変動	平野	月刊地球	1987
	断層破砕帯(1)	谷口	京都教育大紀要	1989
	断層破砕帯(2)	谷口	京都教育大紀要	1990
システム	鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータシステムについて	岸本・他	防災研究所年報	1976
	パソコンを用いた臨時地震観測システム	平野	防災研究所年	1986
	パソコンによる地震波形の収録と読み取り	平野	防災研究所年	1987
	パソコンによる波形モニターおよび光ディスクへの連続波形収録システム	平野	防災研究所年	1989
	パソコン 2 台を用いた多成分トリガー地震収録システムの開発	平野	防災研究所年報	1993
	超高性能地震計(STS)による地震観測	渋谷・他	防災研究所年報	1990
そ の 他	P 波の到来方向から傾斜計の設置方位を求める試み	平野	防災研究所年配	1983
	北陸地方南部の活段層(1)	見野・他	防災研究所年報	1986
	北陸地方南部の活段層(2)	見野	地震	1986
	甲楽城断層周辺での地震活動と地震伝播特性	岡本・他	防災研究所年報	1989
	微小地震の応力降下量の空間分布	西上	防災研究所年報	1991
	福井県周辺における活断層探査と地震活動について	岡本・他	福井県高専年報	1993