

飛騨地方北部特に跡津川断層付近の 地震活動と発震機構

京都大学防災研究所 和田 博夫
上宝地殻変動観測所

京都大学防災研究所 三雲 健・小泉 誠

(昭和54年5月21日受理)

Seismicity and Focal Mechanism of Local Earthquakes along the Atotsugawa Fault and in the Northern Hida Region

Hiroo WADA

Kamitakara Geophysical Observatory,
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Takeshi MIKUMO and Makoto KOIZUMI

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(Received May 21, 1979)

Seismicity in the northern Hida region, Japan, has been routinely observed since May, 1977 at telemeter-network stations of the Kamitakara Geophysical Observatory, and about 1500 local shocks with magnitudes greater than 0.5 have been located. (1) The observation reveals high seismicity along the Atotsugawa fault, along the northern Japan-Alps, south of Mt. Norikura and Mt. Ontake, and near Hida-Osaka, with focal depths shallower than 20 km. (2) Seismic activity along the Atotsugawa fault is high at the eastern and western portions, with an intermittent zone of low activity, extending over 70 km. Epicenters are deviated about 2-3 km north of the fault trace, and this deviation together with focal depth distribution suggests a slightly northwestward dipping fault plane. All these shocks are confined above 13 km, suggesting either that the fault plane extends down to this depth, or that minor brittle fractures do not take place under the depth due to some flow properties of rock materials there. (3) Nine shocks along the fault show focal mechanisms consistent with right-lateral strike-slip evidenced by geological and geomorphological surveys (MATSUDA, 1966). (4) Heavy damage along the fault region at the time of the 1858 Hida earthquake ($M=6.9$) appears to indicate that this large earthquake was caused by faulting motion of the Atotsugawa fault. Most of the present seismic activity along the fault might be associated with some readjustments of residual stresses around there.

1. ま え が き

中部地方北西部には跡津川、阿寺、根尾谷など国内第1級といわれる活断層のほか、飛驒断層系と呼ばれる多くの断層が存在し、詳しい地質学的・地形学的調査が行われている〔SUGIMURA and MATSUDA (1965), 松田 (1966), 松田ほか (1976), 垣見ほか (1978)〕. このうち跡津川断層は東は立山西側より西は天生峠付近まで延長約 60 km にわたり $N60^{\circ}E$ 方向に走る明瞭な右横ずれ断層であり〔松田 (1966)〕, 北北西-南南東方向に走る阿寺、根尾谷などの左横ずれ断層とは共役の関係にある. 1586 年天正・飛驒地震 ($M=7.9$) や、特に 1858 年安政・飛驒地震 ($M=6.0$) など飛驒地方の過去の大地震〔宇佐美 (1974)〕はこの跡津川断層の動きによつて起つたものと考えられている〔宇佐美ほか (1979)〕. またこの地域周辺には 1961 年北美濃地震 ($M=7.0$), 1969 年岐阜県中部地震 ($M=6.6$), 1972 年岐阜・福井県境地震 ($M=6.0$) など比較的大きい地震が起つており、最近においても御岳山南方で群発地震が発生するなど、地震活動度が高い. このような意味でこの地方の地震活動とその発生メカニズムを詳細に研究することは重要な問題である.

京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所では、すでに 1969 年以来跡津川断層周辺で微小地震活動の観測を行ない、断層沿いおよび乗鞍岳周辺で活動が比較的活発であることを見出した〔和田・岸本 (1974), 和田 (1975), 和田・三雲 (1975)〕. 飛驒地方南部〔山田ほか (1972), 藤井ほか (1973)〕や阿寺断層周辺〔渡辺・飯田 (1970), 伊神ほか (1972)〕の地震活動については主として名古屋大学により観測が行なわれている.

上宝地殻変動観測所では、地震予知計画の一環として 1977 年 5 月に地殻変動・地震観測のテレメーター・システムが完成し、飛驒地方北部の地震活動状況をさらに詳しく調査することが可能となつた. ここでは観測システムの概略と、爆破観測から得られたこの地方の地殻上部構造、および観測開始後 1978 年 12 月までの 1 年半の期間に得られた地震活動の観測結果と主な地震の発震機構について述べる.

2. 観測システム

観測点は、隣接観測網との位置関係を考慮した上、特に跡津川断層周辺の地震活動を明らかにする目的で、既設の上宝 (KTJ) のほか、断層を囲むように天生 (AMJ), 楡原 (NRJ) に配置した (Fig. 5~6). これらの位置と基盤の地質は Table 1 の通りである.

テレメーター・システムについては別に詳しく述べられている〔京大防災研究所上宝地殻変動観測所・地震予知計測部門 (1978)〕ので、ここでは概略のみを記す. センサーとしては通常の高感度短周期地震計 (固有周期 1 sec, 上下動および水平動 2 成分, 電圧感度 3.35V/kine)

Table 1.

Station	Lat. (N)	Long. (E)	Alt.	Base rock
Kamitakara (KTJ)	36°16'49"	137°19'37"	760m	granite
Amo (AMJ)	36°14'58"	137°01'42"	620m	gneiss
Nirehara (NRJ)	36°30'48"	137°14'18"	220m	conglomerate

を使用し、センサーからの出力は前置増幅器で 66 db 増幅した上、11 bits の分解能を持つ A/D 変換器により 100 Hz のサンプリング周波数でデジタル化し、D1 規格の専用回線により 4800 bits/sec の信号速度で各観測室より観測所へ搬送される。信号入力ダイナミックレンジは、圧伸処理により 78 db が確保されている。観測所では再び D/A 変換によりアナログ信号として出力されるが、この信号は遅延回路（遅延時間 13.5 sec）およびトリガー回路を通じて、地震が起つた場合には、1) 3 観測点の上下動成分をペン・レコーダーに 1.0~2.5 cm/sec の速度で直接記録、2) 全成分をアナログ・データレコーダーに収録し、適時 5 cm/sec 程度の速度で再生記録すると共に、3) 長時間レコーダーに常時モニター記録する 3 通りの方法を採用している。システムの総合速度特性は、1~30 Hz の周波数帯域でほぼ平坦で再生記録上の最高感度は 1 cm/30 μ kine、時間軸上の分解能は 1/100 sec 程度である。

3. 地殻構造および震源決定

地震活動の時間・空間的パターンを把握し、テクトニクスとの関連を議論するためには、この地域の地殻構造を考慮に入れて、個々の地震の震源をできる限り正確に決定することが必要である。この地方の地殻構造は、御母衣爆破 [MIKUMO *et al.* (1961)], 渥美-能登爆破 [AOKI *et al.* (1972)] の観測や、爆破地震動、表面波、重力データの解析 [MIKUMO (1966)] などから推定されているが、上部構造についてはデータが少ないため、あまり詳しくは分っていない。

このため、われわれは 1978 年に石川県手取川ダム建設のために行なわれた採石発破の共同観測 [手取川発破観測グループ (1978)] に参加し、発破による地震波走時を観測した。Fig. 1 にこの地域に配置した臨時観測点と前述の地震観測点合計 27 点の位置を示す。これらの観測点は、手取-天生-上宝方向の測線と跡津川断層近傍の測線 (Profile I)、手取-楡原と手取-栃原方向 (Profile II) の 4 測線に沿って配置した。観測方法および観測データの詳細は別に報告される予定 [Observation Group for the Tedoru Quarry Blasts (1979)] である。観測された P 波初動の走時 (T) および観測点の高度補正後の Reduced travel time ($T-d/v$) を Fig. 2 に示す。これら観測点の走時には測線によつて著しい差は見られず、跡津川断層の北側と南側およびすぐ近傍で有意な速度構造の差がないことを示している。平均的な見かけ速度

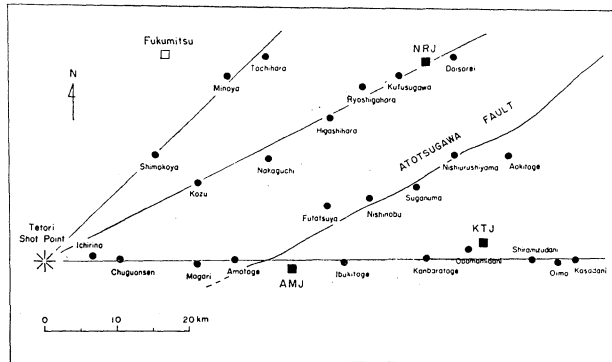


Fig. 1. Location of temporary observation sites for the Tedori quarry blasts (solid circles) and routine seismograph stations (solid squares), KTJ; Kamitakara, AMJ; Amo and NRJ; Nirehara.

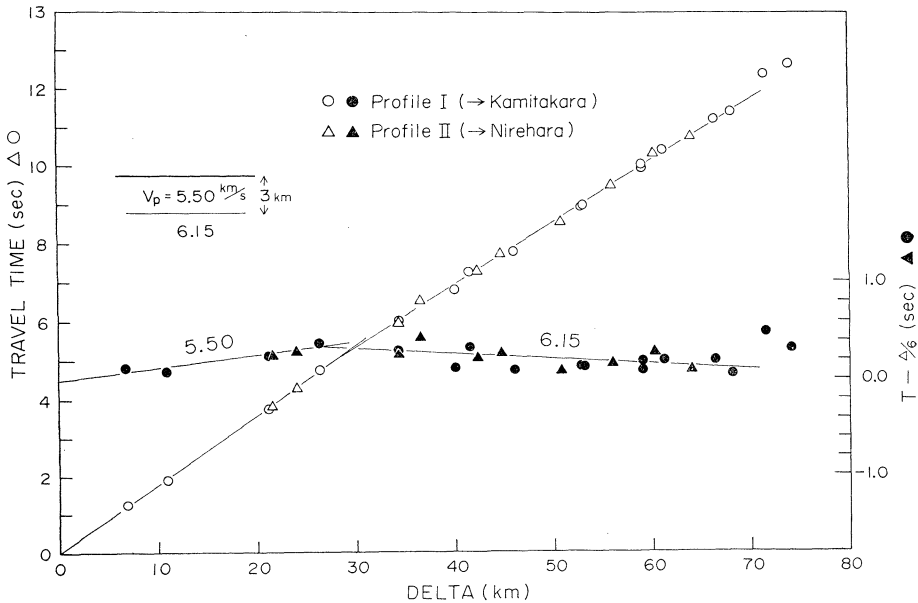


Fig. 2. Observed travel times (open symbols) and the corresponding reduced times $T-\Delta/6$ (solid symbols) from the Tedori quarry blasts. Apparent velocities and the upper crustal structures are also indicated.

は $\Delta < 26$ km で 5.5 km/sec, $\Delta > 26$ km の範囲では 6.15 km/sec の値を示し, これからの走時のばらつきは後者で最大 ± 0.1 sec 以内である. また 5.5 km/sec の見かけ速度を持つ走時の intercept time はほとんど 0 に近いため, これより遅い速度をもつ表層は存在したとしても非常に薄いものと思われる. この爆破観測には対応する逆測線の観測がないため, 第1近似として水平成層構造を仮定すれば, 第1層の厚さは約 3 km と見積られる. $\Delta > 70$ km の2観測点の遅い走時は初動ではなく, later phase を観測したものと思われるが, この phase の出

現する距離を考慮すれば、第2層の深さは10 km程度と考える良いかも知れない。これより深い部分の構造としては、先のMIKUMO(1966), AOKI *et al.* (1972)の2つの結果の平均的な値を用いることとし、震源決定にはに実線で示したような連続的に変化する速度構造を採用した。

震源決定には、各観測点で観測されたP波着震時とS-P時間を用い、観測走時と上の速度構造にもとづく計算走時との差の二乗和が最小になるように震源位置を決定する反復最小二乗法〔三雲ほか(1970)〕を用いた。今の場合の計算上の精度は $\Delta X=\Delta Y=1/4$ km, $\Delta Z=1$ km, $\Delta T_0=0.05$ secであるが、走時データの精度、観測点位置関係や表層構造などを考慮すれば、実際の決定精度は観測網の中心から、半径50 km程度以内の地震に関しては水平方向で ± 1 km, 深さ方向で $\pm 2\sim 3$ km程度と思われる。これより外側の震源位置に関しては精度は低下する。

4. 地震活動

Fig. 4に、1977年5月より1978年12月までの期間に3観測点で観測されたS-P時間が20 sec以内のすべての地震の個数を示す。楡原(NRJ)の観測個数が少ないのは、この付近のノイズレベルが他に比べて高いため、観測感度を約1/2低下させているためである。注目されるのは天生(AMJ)でS-P時間2 sec以下の地震が多数観測されていることであつて、跡津川

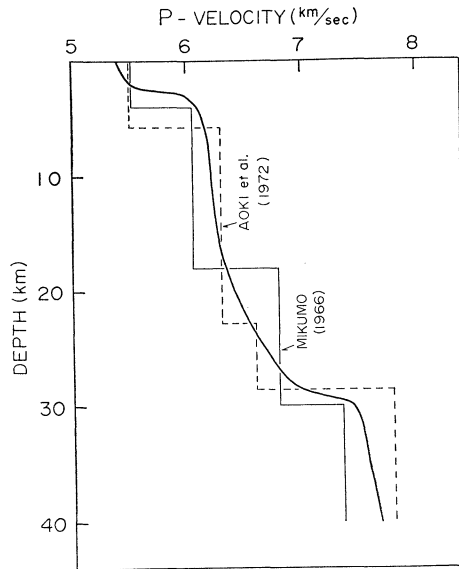


Fig. 3. Estimated velocity structures in the Hida region. Broken lines are taken from MIKUMO (1966) and AOKI *et al.* (1972). The smoothed solid curve is used for hypocenter locations.

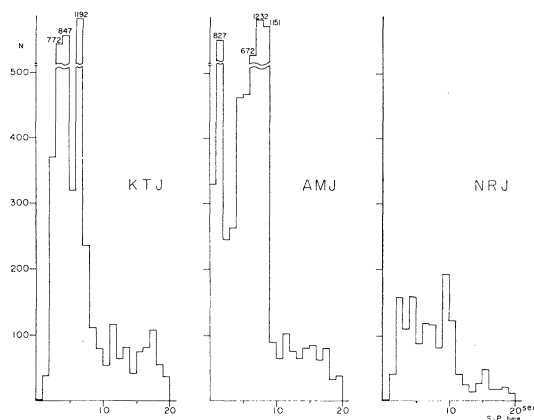


Fig. 4. Histograms of the S-P times observed at three routine stations.

断層西半部の地震活動が極めて活発であることを示唆している。上宝 (KTJ) および天生での 1,000 個を超える個数は御岳山南方の群発地震活動を記録したものである。

次にこの期間中の地震活動の時間的推移を見るために、半年毎の震央分布を Fig. 5 (a), (b), (c) に、また 1 年半の全期間中に震源が決定できた約 1,500 個の地震 ($M_L > 0.5$) の分布を Fig. 6 に示した。図中の大きい白丸は、上宝での $P \sim F$ 継続時間より推定したマグニチュード M_L が 3.0 以上のやや大きい地震である。また Fig. 6 には地震活動とテクトニクスとの関連性を調べるため、この地方の顕著な活断層の位置〔松田ほか (1976), 垣見ほか (1978)〕を示した。

(1) これから明らかなように、跡津川断層沿いにはかなり顕著な地震活動が見られる。活動はこの期間中ほぼ定常的であるが、震央分布は必ずしも一様でなく中央部での活動は比較的低い。断層西端の天生付近にはここに図示した地震のほか、先に述べたように $S-P$ 時間の分布から見て、震央位置の決められない多数の地震が発生していると思われる。なお断層の南側特に上宝 (KTJ) 周辺は低活動域であることがわかる。また跡津川断層の北側にほぼ平行する牛首断層付近や、この両断層にはさまれる祐延断層に沿つても活動が見られ、断層東部の活動は一見、祐延断層に関係するものように見える。この点に関しては震源の深さ分布とともにさらに後に議論を行なう。

(2) これらの断層の北方では、富山平野の西側に 1976 年以来継続している地震活動〔和田ほか (1977)〕があり、東側にも散発的活動が見られるが、平野中央部には殆ど地震は起っていない。またこのほか富山湾内や跡津川断層西端より北北西方向へ伸びる断層沿いにも若干の活動があるが、これらの地域には現在観測点がないため詳しい地震活動の様子は分らない。

(3) 跡津川断層の東側への延長部にあたる黒部湖西側にもすでに指摘されている〔HAGIWARA and OHTAKE (1972)〕ように活発な活動が見られるが、この位置は 1978 年にはやや南西へ移動しているように見える。この地震活動が跡津川断層の延長部としての活動を示すのか、あるいは黒部湖の水位変動などに関係する別の活動〔HAGIWARA and OHTAKE (1972)〕かは目下のところ不明である。立山付近・黒部湖西方から北アルプス沿いに南方へ伸びる活動も $M_L = 3.8$ 程度のやや大きい地震とこれに伴なう小規模の群発地震を含み、注目される。

(4) 乗鞍岳南方では、先の観測結果〔藤井ほか (1973), 和田 (1975)〕と同じく、東西および南北方向に伸びる塊状の震央分布が見られる。この活動が今回明らかになった立山付近より南下する北アルプス直下の活動と、さらに南側の御岳山南方の活動に連なるように見えるのは興味深い。この原因については火山性地震活動によるものか、あるいは急峻な山脈下でアイススタシー不均衡の回復のためなどで発生する微小破壊によるものか、いずれであるかは現在

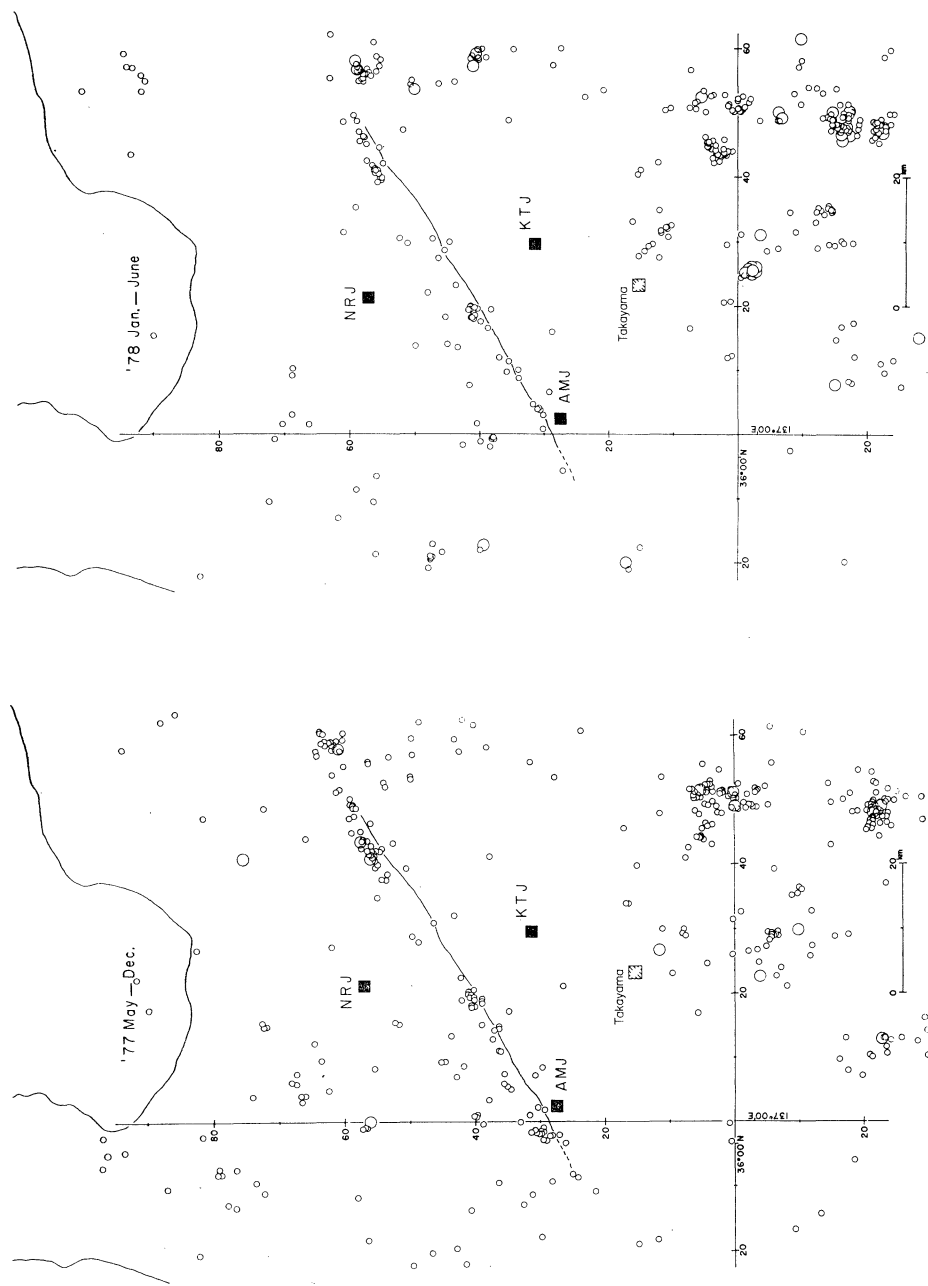


Fig. 5. Seismicity of local earthquakes in the Hida region. Large open circles indicate earthquakes with local magnitudes greater 3.0. Solid line shows the location of the Aotsugawa fault.
 (a) Period; May-December, 1977, (b) Period; January-June, 1978, (c) Period; July-December, 1978.

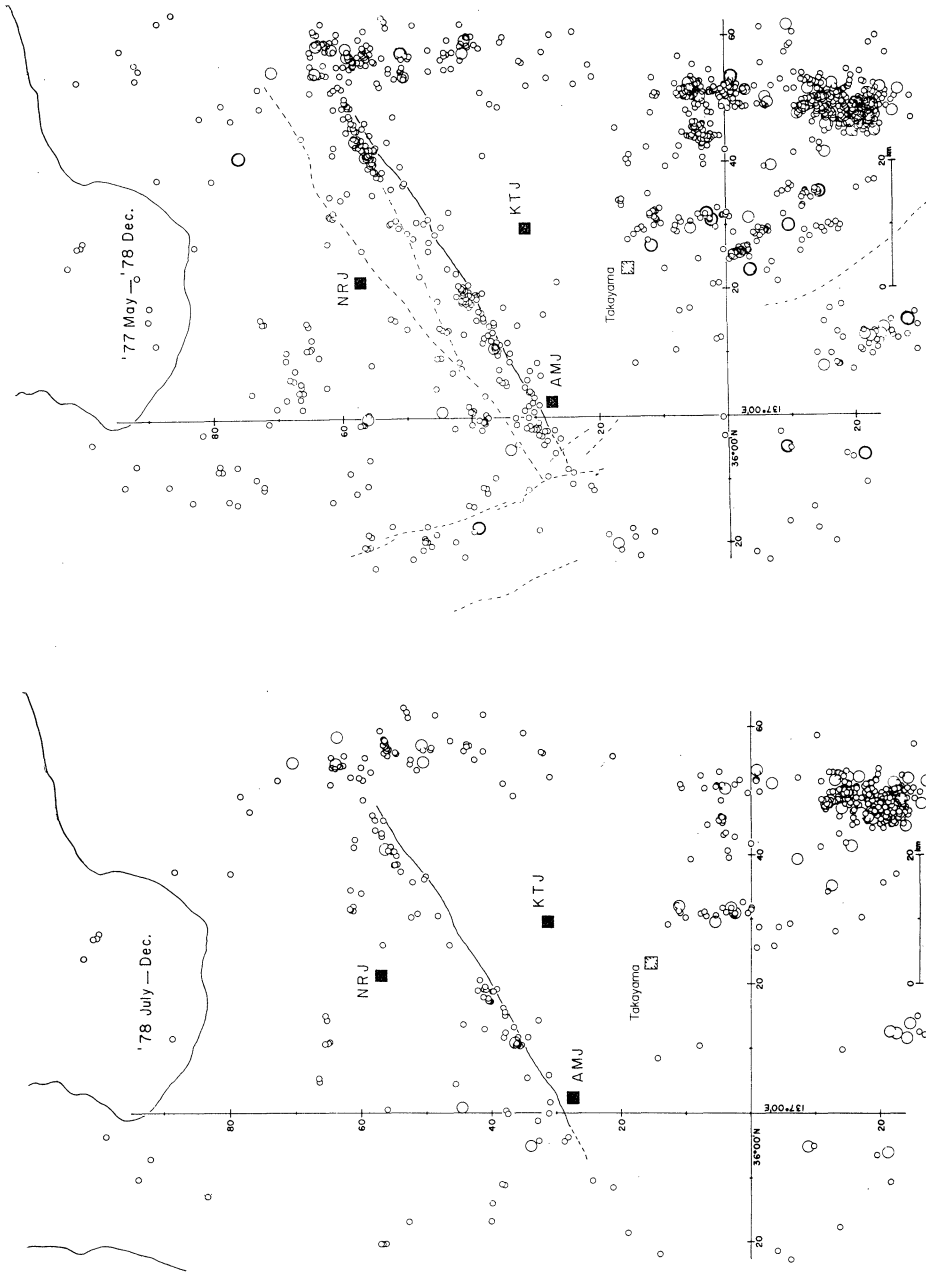


Fig. 6. Superposed seismicity during the period May, 1977-December, 1978. Broken curves indicate geological active faults (after MATSUDA *et al.* (1978) and Kakimi *et al.* (1978)).

Fig. 5 (c)

のデータからは判断できない。

(5) 御岳山南方(長野県王滝村)では1976年8月より群発地震活動が継続しているが、1978年5月にはかなり大きい地震が発生し、活動がやや北方へ移り、同年8月および10月には $M_L=5.4$ の地震に伴って活動がさらに活発化した。これに関しては名古屋大学の観測網により詳しい調査が行なわれている[大井田ほか(1978), 藤井ほか(1979)]。

(6) このほか高山南方の飛驒小坂-萩原付近にも $M_L=3.8$ 程度のやや大きいいくつかの地震が発生し比較的活動度が高い。また1969年岐阜県中部地震の余震域にはなお活動が継続している。この中間の阿寺断層(Fig. 6の南方の点線)に沿っては従来から殆ど地震活動が認められない[伊神ほか(1973)]。

上に述べた地震活動のうち、1) 跡津川断層に沿う方向の活動、3) 立山-北アルプスに沿う南北方向の活動、および6) 飛驒小坂付近の南北方向の活動の1年半の期間中の時間的経過をFig. 7に図示した。

先にも述べたように跡津川断層沿いの地震活動は東側と西半部ではほぼ定常的であり、中央部

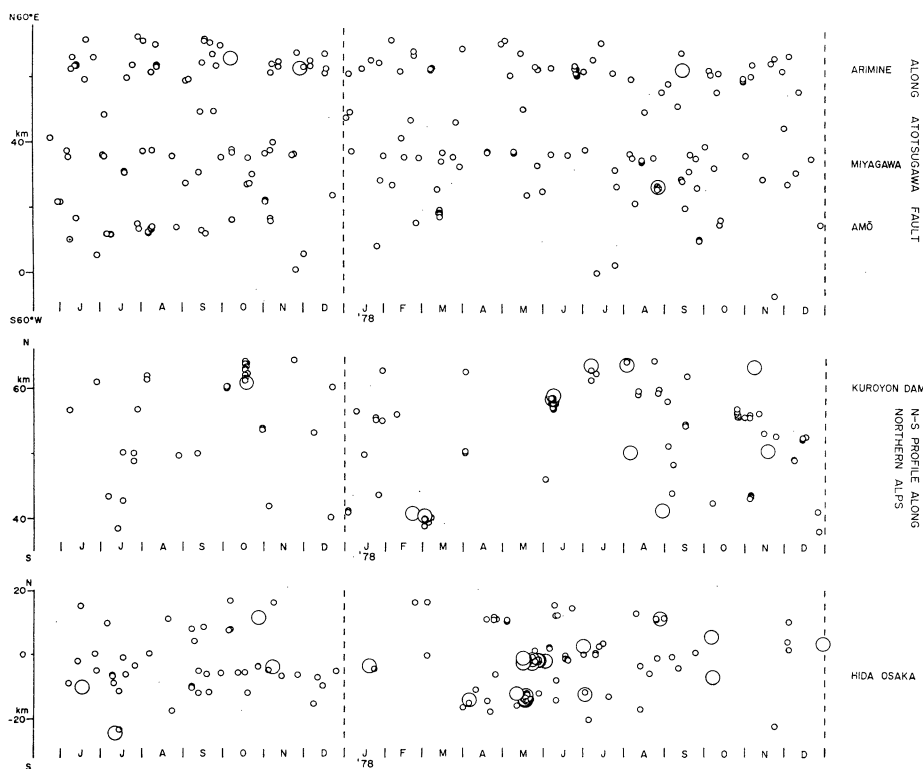


Fig. 7. Temporal variations of seismicity along the Japan-Alps (in the N-S direction), and near the Hida-Osaka region (in the N-S direction) south of Takayama.

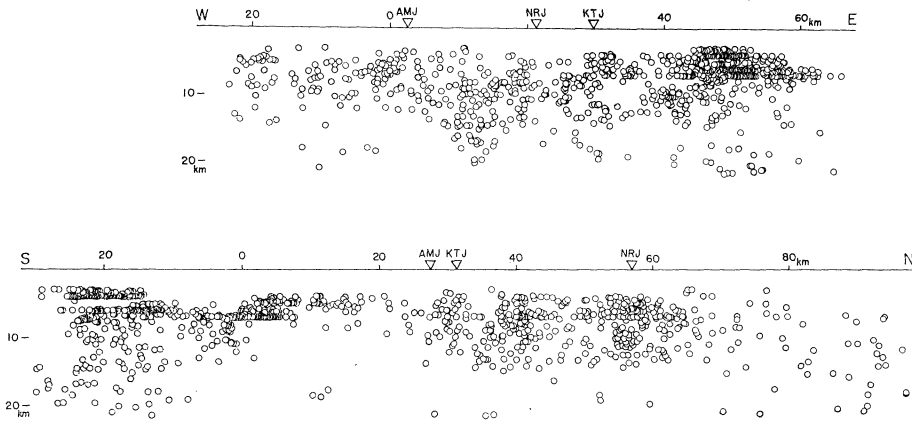


Fig. 8. Depth distribution of hypocenters projected along E-W and N-S profiles.

では稀にしか起つていない。 M_L が 3 を超える地震は比較的少ない。北アルプス沿いの活動は上に比べれば散発的であるが、やや大きい地震が起ると群発地震を伴うことがある。飛騨小坂付近の活動はかなり頻繁に $M_L > 3$ の地震を含み活発である。以上のいずれの場合にも地震活動が時間と共に移動して行くような現象はあまり明らかではない。

Fig. 8 は上に述べた全部の地震の E-W および N-S 断面での深さ分布を表わしたものである。第 1 層 (深さ 3 km) 内の地震は実際上ほとんど起つていないので、ここでは計算上の都合で深さの上限を 3 km としてある。この分布から明らかなように深さの下限は 20 km 程度であるが、大部分の地震は 15 km より浅いことが分る。E-W 断面の東側および N-S 断面の南側に位置する多数の地震は御岳山南方の群発地震であるが、われわれの観測網の大きさから見て位置深さとともに精度は高くない。

5. 跡津川断層沿いの地震と発震機構

(1) 地震活動

跡津川断層沿いの地震活動をさらに詳しく調べるために、Fig. 9 にこの断層付近の震央分布のみを示した。しかし Fig. 6 に見られるように、東端は黒部湖西方、立山付近の活動に連なり、境界は明瞭でない。西端は天生峠を越え、さらに白山東方まで達している可能性もあり、もしこれが断層の存在を示しているものとすれば、地表面で地質学的に認められている断層〔松田 (1966)〕よりは長く、延長は約 70 km に達する。震央分布は地表の断層線の位置より 2~3 km 北方へずれ、南側にはほとんど地震は起つていないことが注目される。この位置のずれが、断層両側での速度構造の差によつて震央決定の際に生じた見かけ上のものかも知れないとの見方もあり得るが、第 3 節で述べたように、爆破観測からは断層の北側と南側で有意な速度差が認

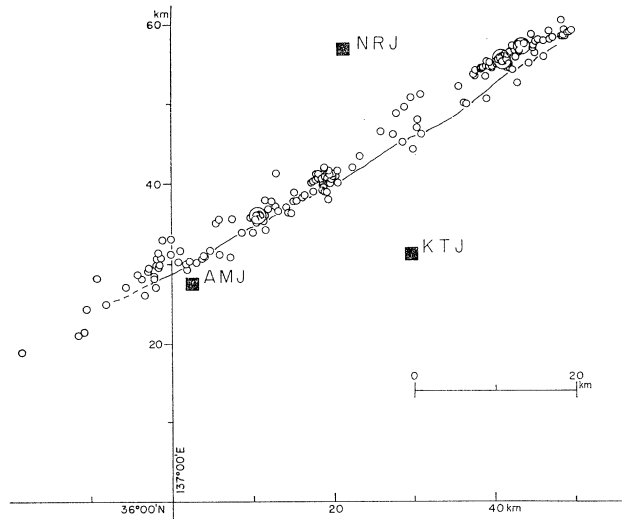


Fig. 9. Location of earthquakes along the Atotsugawa fault.

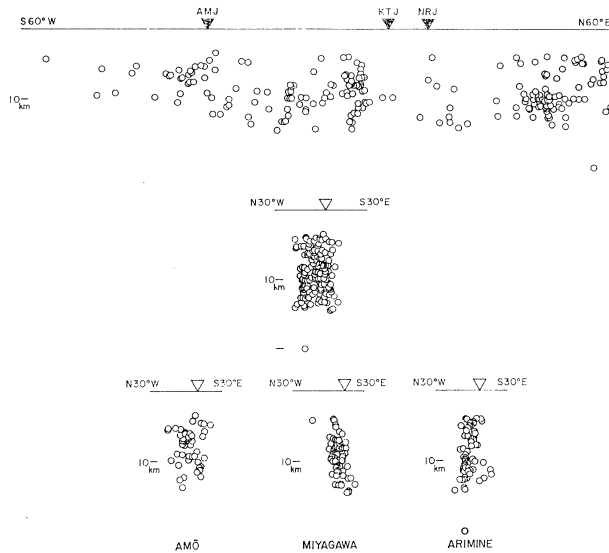


Fig. 10. Depth distribution of hypocenters projected along and perpendicular to the Atotsugawa fault. Lower three figures indicate the distribution in three regional profiles.

められないこと及び観測網内の震源決定の精度をあわせ考えれば、この震央位置のずれは実際に近いものと思われる。

次にこれらの地震の深さ分布を Fig. 10 に示す。上の図は断層の方向に沿う分布、中央および下の図は直角断面への投影で、▽印は地表面の断層の位置である。下図の右端に示した断層東半部（有峰）の地震の深さ分布は、北西方向へ85°程度傾斜しており、また左端の断層西

端部（天生）での分布もばらつきはあるが平均して北西へやや傾斜しているように見える。断層中央部（宮川）での分布は逆に南東側に傾斜しているように見えるが、地表の断層位置を考慮し最深部の数個の地震を除けば、大部分の震源はこれより北西側にあつてほぼ垂直であり、この見かけ上の傾きは必ずしも断層面の傾斜を示すものではなからう。震源分布が全体として多少北西側に傾斜していることは、断層面の平均的傾斜を表わしていると考えられ、この断層が

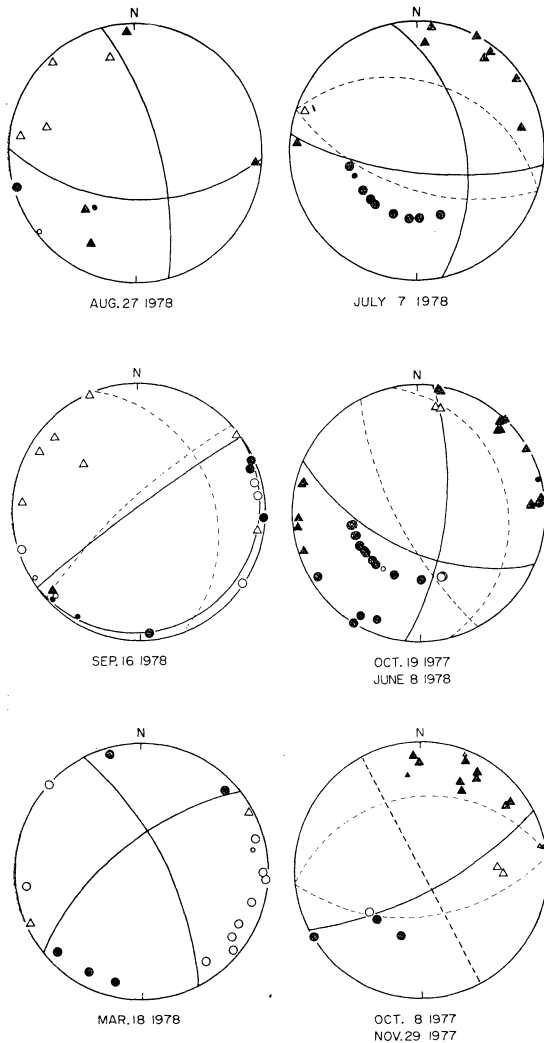


Fig. 11. Focal mechanisms of local earthquakes with $M \geq 3$ along the Atotsugawa fault, which are projected onto the lower hemisphere of the Wulff net. open symbols; dilatation, solid symbols; compression, triangles; direct P waves, circles; refracted P waves.

地質学的にも垂直ないし北西側へ傾斜する北側地盤隆起の逆断層と考えられている〔松田 (1966)〕ことと矛盾しない。また Fig. 10 から断層付近の震源の深さ分布の下限が約 13 km であり、Fig. 3 の速度構造では P 波速度 6.2 km/sec 以内の層にとどまっていることが分る。このことは断層面がこの深さまで達しているか、あるいはこれ以下の深さでは脆性的微小破壊が起りにくいことを示していると思われる。後者に関して小林 (1976) は、この地方は 2.0 H.F.U. 以上の高熱流量地域であり、このような地域の地殻内では約 300°C の温度で地殻物質が流動してしまうため、10 km 程度より深い地殻内では微小地震が起らなくなると述べており、1つの解釈を与える。

(2) 発震機構

跡津川断層は地質・地形学的には多少の北西側隆起の垂直成分を伴った右横ずれ変位が卓越する活断層とされている〔松田 (1966)〕。断層沿いに起っている現在の地震がこの運動とどのような関係にあるかを調べるため、この断層近傍に発生した $M_L > 3$ の比較的

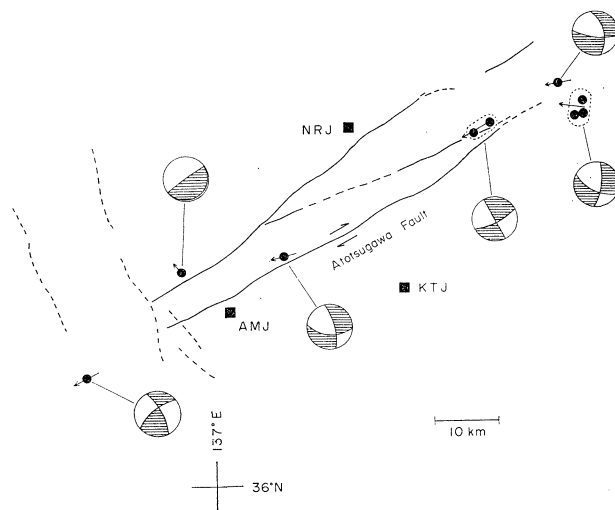


Fig. 12. Fault-plane solutions with assumed slip vectors, location of the shocks and geologically active faults.

大きい地震9個 (Fig. 12 参照) を選び、その発震機構を調べた。データは上宝観測所のほか近接する大学の微小地震観測網および気象庁管下の 2, 3 観測点で観測された P 波初動である。これら観測点へ到る震源での P 波射出角は先の速度構造 (Fig. 3) にもとづいて三雲ほか (1970) の方法で計算した。Fig. 11 はウルフ・ネット下半球に投影したこれら地震のメカニズム・ダイアグラムである。断層東部の有峰湖付近で近接する地震のうち P 波初動分布の類似性が強い 2 または 3 個のメカニズムは重ね合わせて示した。観測データが比較的小ないため、メカニズムを精度よく決定するのは難しく、図中の実線は **strike-slip** 型として決めたもの、点線はこれに代る可能性として正断層型と仮定した場合を示す。2つの節面の中、いずれが断層面かを一意的には決められないが、**strike-slip** 型として面の走向が断層の走向に比較的近い方を断層面と考え、**slip** ベクトルを震央位置とともに Fig. 12 に矢印で図示した。跡津川断層のすぐ北側に位置する 3 個の地震は、断層面の傾斜のため実際の位置は南西側ブロックに属する。したがってこれらの地震のスリップ方向は断層全体の右横ずれ運動と矛盾しない。断層東端延長部の 3 個の地震のスリップ方向の若干の乱れは、断層末端の応力方向のかたよりによるものと解釈できる。西端の地震のメカニズムは、共役な断層 (点線) に沿う左横ずれ型かも知れない。牛首断層に起つた 1 個の地震のみは例外的に南東側ブロック下りの高角逆断層型である。この地震の際には、天生観測点 (AMJ) の断層付近に設置したボア・ホール型傾斜計にストレイン・ステップが記録された [加藤ほか (1979)]。

(3) 1858 年飛騨地震との関連性

跡津川断層中央部の地形に見られる最大 3 km にも及ぶ右ずれ変位量は大地震時の変位の集

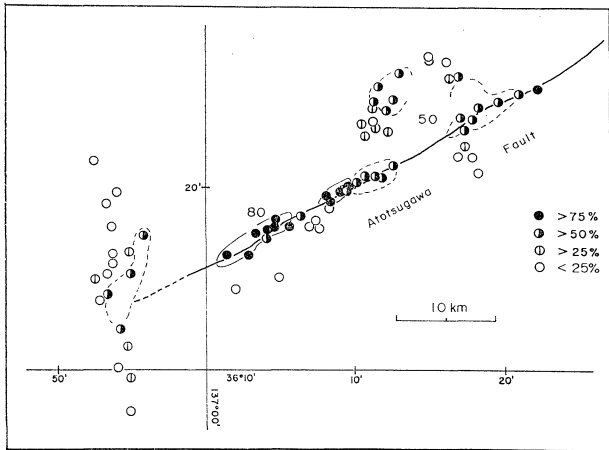


Fig. 13. Distribution of damage (collapse rate of houses in percentage) around the Atotsugawa fault at the time of the 1858 Hida Earthquake (after USAMI *et al.*, 1979).

積と考えられ、最近数万年間の平均変位速度は1～数mm/年に達する〔松田(1966)〕。この断層に関係する最も新しい大地震としては、1858年安政飛驒地震($M=6.9$)が考えられる。

Fig. 13はこの地震の際に生じたこの周辺地域での家屋の被害率((全壊戸数+0.5×半壊戸数)/全戸数)(パーセント)を示したものである〔宇佐美ほか(1979)〕。これから明らかなように、被害率50%以上の高被害が跡津川断層を含む幅1.5km以内の地帯に集中して

ており、特に飛驒角川付近ではすべて80%以上の被害を生じた。このような被害は断層線から離れると南東側では急減するが、北西側と断層西端付近ではなお50%を超える場所が存在する。このような事実は1858年飛驒地震が跡津川断層の動きによって起つたという従来からの推定を裏付ける。また被害率分布から見てこの地震時の断層変位は西半部で大きく、その西端は庄川沿いの村落まで達していたと思われる。断層東部については、資料が大多和付近までしかないので変位がどこまで達したかは不明である。

上の跡津川断層に沿う被害率分布と現在の断層沿いの地震活動(Fig. 6, Fig. 9)と比較すると、被害率の高かつた西半部の菅沼-天生付付近では現在もなお活動が活発であるが、中央部では被害率の程度と現在の比較的低い活動度との間の相関はあまり明らかではない。また現在、跡津川断層を横切つて実施している光波辺長測定の結果〔田中ほか(1977)〕は、ほとんど距離に有意な変化がなく、少なくとも現在、断層上部ではクリープの変位がないことを示唆している。したがつて断層沿いに見られる現在の地震活動の一部は、1858年飛驒地震以後断層面が固着し、応力の再配分ないしは回復に伴つて起る一種の余震活動〔MIKUMO and MIYATAKE, 1979〕と考えることが可能であろう。

6. むすび

上宝地殻変動観測所では、1977年5月よりテレメーターにより飛驒地方北部で地震活動の観測を開始し、1978年12月までの1年半の期間中に約1,500個の地震($M_L>0.5$)を観測した。(1)この地方での顕著な地震活動は、跡津川断層沿い、黒部湖西方より北アルプス沿い、乗鞍

岳南方, 御岳山南方, 飛驒小坂付近に見られる。これらの地震の深さはすべて 20 km 以内である。(2) 跡津川断層沿いの震央分布の東端は黒部湖西方に連なり境界が不明瞭であるが, 西端は白山東方まで達しているように思われ, その延長は 70 km にも及ぶ。活動は東端の有峰湖付近と西半部の菅沼-天生間で活発であり, 中央部での活動は低い。震央分布は断層線の位置より 2~3 km 北方へずれるが, これは断層面がわずかに北西側に傾いているためと考えられる。震源の深さの下限は 13 km 程度で, 断層面がこの深さまで達しているか, あるいはこれ以下の深さではこの地域の地殻岩石の流動のため脆性微小破壊が起りにくいことを示しているものと思われる。(3) 跡津川断層沿いの比較的大きい地震 ($M_L > 3$) のメカニズムは地質・地形学的に見られる断層全体の右横ずれ運動と矛盾しない。(4) 1858 年飛驒安政地震は被害分布から見て, この断層の動きによつて起つたものと思われ, 現在の断層沿いの地震活動の相当部分は, この大地震後の応力再配分による一種の余震活動と見られる。

本観測所では 1980 年 3 月までに, さらに富山県福光町に 1 観測点を増設するとともに, 名古屋大学高山地震観測所との間で, リアル・タイムで 3 観測点のデータを交換し, 合計 7 観測点による観測を行なう予定であり, さらに広域の地震活動が明らかになるものと期待される。

終りに, この地域で行われた爆破観測に参加された防災研究所安藤雅孝, 細善信, 平原和郎, 三上直也の各氏, 日常の地震観測に協力を頂いている上宝観測所和田安男, 土居光の両氏, 震源決定に協力された宮武隆氏, またデータを提供して頂いた名古屋大学高山・犬山両地震観測所および地震予知観測地域センター, 東京大学地震研究所北信微小地震観測所, 京都大学防災研究所北陸微小地震観測所, 高山測候所, 松代地震観測所に感謝します。この研究の一部は昭和 52・53 年度文部省科学研究費一般研究 (B) (課題番号 246032) によつて行われた。

参 考 文 献

- AOKI, H., T. SASAKI, T. OOIDA, I. MURAMATSU, H. SHIMAMURA and I. FURUYA, 1972, Crustal Structure in the Profile across Central Japan as Derived from Explosion Seismic Observations, *J. Phys. Earth*, **20**, 197-223.
- 藤井 巖・中村 勝, 1973, 飛驒地方の微小地震活動 (2), 地震学会講演予稿集, No. 2, 123.
- 藤井 巖・中村 勝・青木治三, 1979, テレメーターシステムと長野県王滝村付近の地震活動について, 地震学会講演予稿集, No. 1, 87.
- HAGIWARA, T. and M. OHTAKE, 1972, Seismic Activity associated with the Filling of the Reservoir behind the Kurobe Dam, Japan, 1963-1970, *Tectonophysics*, **15**, 241-254.
- 伊神 輝・安久 勉・青木治三, 1972, 阿寺断層附近の低い地震活動, *地震 II*, **25**, 232-242.
- 垣見俊弘・衣笠善博・加藤碩一, 1978, 日本活断層図
- 加藤正明・土居 光・和田安男・三雲 健・田中寅夫・津嶋吉男・小泉 誠, 1979, 跡津川断層付近におけるボア・ホール型傾斜計による設測 (1), 京大防災研年報, **22B-1**, 45-54.

- 上宝地殻変動観測所・地震予知計測部門, 1978, 上宝地殻変動観測所の地殻変動・地震観測テレメータ・システム, 京大防災研年報, 21B, 119-135.
- 小林洋二, 1977, 西南日本及び中央日本における微小地震の震源分布と地表熱流量との関係, 地震予知シンポジウム特集, 1977年3月.
- 松田時彦, 1966, 跡津川断層の横ずれ変位, 震研彙報, 44, 1179-1212.
- 松田時彦・岡田篤正・藤田和夫, 1976, 「断層と地震」付録, 地質学論集, 第12号.
- MIKUMO, T., M. OTSUKA, T. UTSU, T. TERASHIMA and A. OKADA, 1961, Crustal Structure in Central Japan as derived from the Miboro-explosion Seismic Observations, Part 2. On the Crustal Structure, Bull. Earthq. Res. Inst., 39, 327-349.
- MIKUMO, T., 1966, A Study on Crustal Structure in Japan by the Use of Seismic and Gravity Data, Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 965-1007.
- 三雲 健・大塚道男・尾池和夫, 1970, 和歌山地方の地殻構造と微小地震の発震機構, 地震 II, 23, 213-225.
- MIKUMO, T. and T. MIYATAKE, 1979, Earthquake Sequences on a Frictional Fault Model with Non-uniform Strengths and Relaxation Times, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 59 (in press).
- Research Group for the TEDORI Explosions, 1979, Upper Crustal Structure in the Chubu District, Japan, as Derived from the Tedoru Quarry Blasts, Bull. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., (in preparation).
- 大井田徹・山崎文人, 1978, 中部地方地殻下の地震活動, 地震学会講演予稿集, No. 2, 6.
- SUGIMURA, A. and T. MATSUDA, 1965, Atera Fault and Its Displacement Vectors, Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 69-91.
- 手取川発破観測グループ, 1978, 手取川ダム工事碎石発破観測について (その1), 地震学会講演予稿集, No. 2, 66.
- 田中寅夫・細 善信・土居 光・加藤正明・小泉 誠・和田安男, 1977, 跡津川断層における光波測量 (第1報), 京大防災研年報, 20B-1, 69-75.
- 宇佐美竜夫, 1974, 歴史的地震の震央位置について, 震研速報, 12, 1-29.
- 宇佐美竜夫・松田時彦・東京大学史料編さん所・京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所, 1979, 飛越地震 (安政5年2月26日)と跡津川断層, 地震学会講演予稿集, No. 1, 108.
- 和田博夫・岸本兆方, 1974, 跡津川断層付近における微小地震活動第1報, 地震 II, 27, 1-9.
- 和田博夫, 1975, 跡津川断層付近における微小地震活動第2報, 地震 II, 28, 113-124.
- 和田博夫, 1975, 三雲 健, 1975, 中部地方北西部の地震活動, 京大防災研年報, 18B, 35-45.
- 和田博夫・小泉 誠・三雲 健, 1976, 1976年2月の富山平野西部の地震活動, 地震学会講演予稿集, No. 2, 35.
- 渡辺史郎・飯田汲事, 1970, 阿寺断層付近の微小地震活動, 地震 II, 22, 348-349.
- 山田功夫・宮島力雄・藤井 巖・中村 勝, 1972, 飛騨地方の微小地震活動 (1), 地震 II, 25, 124-133.