

跡津川断層系付近における詳細な震源分布と地下構造

伊藤 潔・上野友岳・和田博夫・大見士朗・吉井弘治

要 旨

中部地方北部の跡津川断層系において、地震活動の調査を実施してきた。また、人工地震による地下構造調査も行われた。これらのデータを解析して、断層系を構成する跡津川断層と茂住-祐延断層では、それぞれ独立して垂直な地震活動が深さ15km程度まで見られ、別の断層面が活動していることがわかった。また、人工地震探査によって、深さ約12および20kmに反射面が検出された。浅い方の反射面は地震発生層の下限付近に対応し、大地震の発生機構に関連する可能性を示唆している。

キーワード：地震活動、跡津川断層、活断層、地下構造、地震波反射面、地震波速度

1. はじめに

跡津川断層系は、牛首断層・万波断層・茂住-祐延断層・跡津川断層・阿弥陀ヶ原断層からなり、飛騨山地北部を東北東-西南西方向に60~70kmにわたって併走する右横ずれの活断層群である(竹内, 1998)。1967年に開始された京都大学防災研究所の微小地震観測では、跡津川断層に沿う顕著な線上の地震分布(Mikumo et al., 1988; 和田・他, 1990)が見いだされている(Fig. 1)。長期間にわたる跡津川断層地域の地震活動は和田・伊藤(1995)によって詳細にまとめられている。その結果、跡津川断層の地震活動は断層に沿って一様ではなく、中央部から北西よりの地域で活動が低く、その両側で活発である。また、その後の稠密地震観測の結果によると、地震活動は深さ7-18kmの深さに限られており、地震活動が低い地域でもっとも深く両端へ向かうほど震源が浅くなることが分かった(Ito and Wada, 2001)。

跡津川断層系周辺の人工地震による地下構造探査はWatanabe and Fukui (1980)、伊藤・他(1993)、酒井・他(1996)、吉井・他(2001)、上野・他(2002)がある。この中で、富山-上宝側線を解析した伊藤・他(1993)は、富山平野では、表層の遅い速度の層が厚くなること、地殻中部に反射面があることを見いだした。吉井・他(2001)や上野・他(2002)は、2000

年および2001年に行われた人工地震探査データを用いて、茂住-祐延・跡津川断層付近に顕著な反射面を見だし、地震発生層との関連性を調査している。なお、ここでは万波断層と茂住-祐延断層は一続きの断層として考えている。

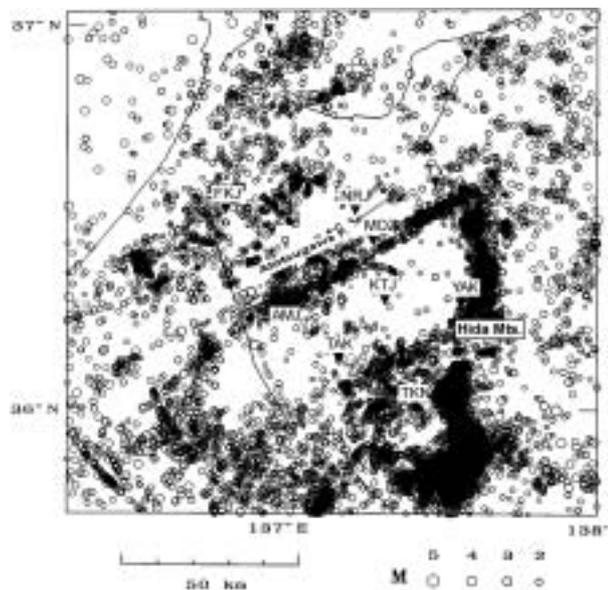


Fig. 1. Epicenter distribution of earthquakes in the northwestern Chubu district, central Japan from 1985-2002 determined by the Kamitakara Observatory, Kyoto University. Major active faults are shown by solid lines.

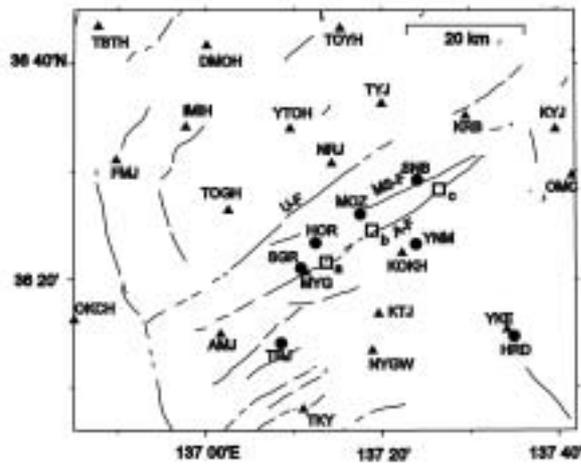


Fig.2 Distribution of stations. The solid triangle show routine stations and the solid circles, temporary stations. All data are sent to the Kamitakara Observatory (KTJ) and processed. The squares show geodetic networks by Geographical Survey Institute. A-F, MS-F and U-F show the Atotsugawa, the Mozumi-Sukenobu and the Ushikubi faults, respectively.

本論文では、まず、跡津川断層系の地震活動について、その後の調査結果を加えて、詳細な地震分布、特に深さ分布についての解析結果を述べる。続いて、2000年および2001年に実施されたこの地域の地下構造探査の解析結果を基に、地震活動と地下構造、特に地震波の反射面と地震発生層の関連を検討する。さらに、地震波反射面と速度構造から、地震発生層を考慮した模式的な地殻構造を示す。

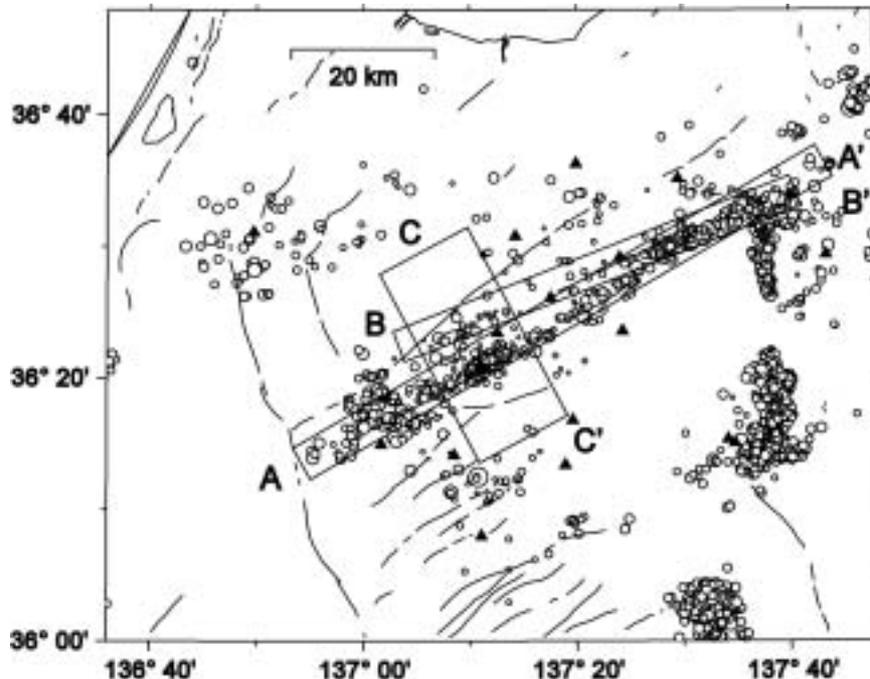


Fig.3. Distribution of relocated epicenters of earthquakes from 1996- 2002 in and around the Atotsugawa fault system.

2. 稠密地震観測とデータ解析の概要

1993年に神岡鉱山、茂住坑に地震の臨時観測点が設置されて以来(和田・他, 1996), 臨時観測点が順次増設され, 2002年にはFig.2に示すような観測点配置で観測が行われている。その間, 臨時観測点だけでなく, 地震観測データの一元化による気象庁の観測点データの利用(たとえば, <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/NEWSLETTER/EIC/letter09.htm>), 防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net, <http://www.hinet.bosai.go.jp/>) データの公開によるその利用の道が開かれ, 観測網が充実してきた。観測点の増設, データの伝送方法など観測システムについては, 和田・他(2001)に記載されている。しかし, Fig.2の地域の東部は山岳地帯であり, 現在の観測網のように, 電話線または衛星観測装置によってデータを伝送するのが困難である地域が広い。したがって, 均質な稠密観測網を目指してはいるが, まだ不十分な地域もある。

これらのデータは京都大学上宝観測所(Fig.2のKTJ)で集中記録され解析されている。観測網が小さくなると, 小区域でのみ観測できる地震が増加し, 観測の効率がよくなるように見える。しかし, 実際には雑微動のレベルは低いところでも高感度であるため無視できなくなる。また, 雑微動は天候, 時間等によっても異なり, 自動トリガーで検出できる地震には限度がある。多数の地震を記録するために,

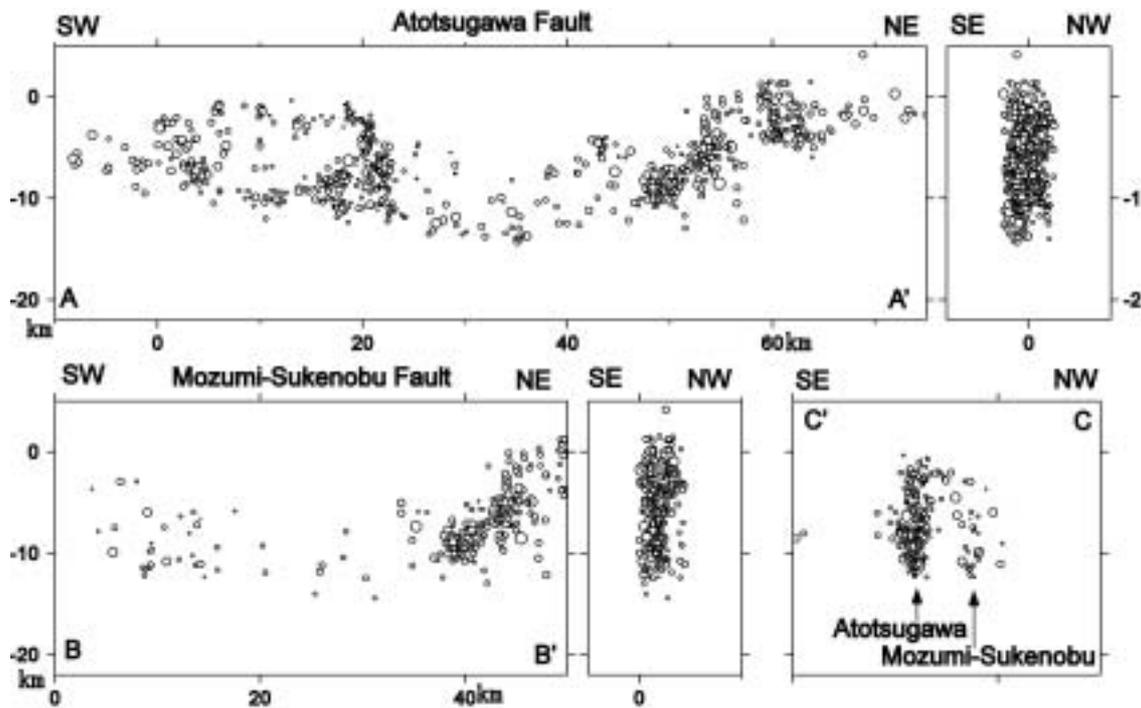


Fig.4. Focal depth sections of earthquakes along and crossing the Atotsugawa (upper figures) and the Mozumi-Sukenobu faults (lower figures) Locations of the sections are shown in Fig3.

トリガーレベルを下げると、ノイズが記録される割合が増加する。したがって、現実的にはトリガーレベルをある程度の高さにおさえ、トリガーがかからなかった地震については、連続記録のデータを用いて、手動でイベントを切り出す方法で、多くの地震の震源決定を行っている。この方法については和田・他(2002)に記されている。

自動的に検出された震源を手動で再検出したデータを用いて以下の解析を行った。処理はUnix(Linux)上のWINシステムにより、震源決定はHYPOMHを用いている。

3. 詳細な地震分布とその特徴

Fig.1には、1985年からの跡津川断層付近の震央分布を示す。図に見られるように、跡津川断層に沿って地震活動が見られる。これらの特徴については、これまでの研究で述べられている(たとえば、和田・他, 1996; 和田・他, 2001; Ito and Wada, 2001)。

本報告では、跡津川断層に沿う地震活動を詳細に調べるため、次のようにして地震を選別した。Fig.2に示す断層近傍の観測点、茂住(MOZ)、山の村(YMNM)、洞(HORA)、宮川(MYG)、天生(AMO)、三川原(SNGR)および祐延ダム(SNB)のいずれかのP波の読み取りを含み、6点以上のP波、1点以上のS波の読み取り値がある地震で、震源決定後の0-C残差の標準偏差が、P波で0.2s、S波で0.4秒以内のものを選んだ。

さらに、震央から隣り合う観測点を見込む角度が200度以内、すなわち観測点の内部に近い範囲、および最も近い観測点までの震央距離が10km以内などの条件も加えたので、震源の深さ精度の良い地震が選ばれていることになる。

Fig.3によると震源が跡津川断層と茂住-祐延断層それぞれの地表活断層上に並んでいるのがわかる。Fig.3では飛騨山脈の地震が3つの群をなしているように見えるが、これは最も近い観測点が震央から10km以内という条件で地震を選んだので、観測点が近くにない地震が除かれたためである。跡津川断層沿いでは、観測点密度が10km以内なので、このようなことは起こっていない。

Fig.4にはFig.3に示すように、それぞれの断層に沿う狭い範囲での深さの断面を示す。AA'は跡津川断層に沿う分布で、地震の下限が鍋底をしているのがわかる。BB'は茂住祐延断層に沿う分布で、その東の部分では地震がAA'と重なっている。しかし、西半分は別の地震であり、やはり同じように地震の下限は鍋底型になっている。両者のもっとも深い地震を比べると茂住祐延断層に沿う地震の方が少し深いようであるが、これは誤差の範囲を大きくは上回っていないので、今後、さらに検討を要する。

Fig.4にはそれぞれの断層に垂直な断面も示したが、両方とも地震の並びは深さ方向にほぼ垂直に見える。このことはCC'断面(Fig.4右下図)を見るとさらによくわかる。この部分では地震発生層内の

地震分布はそれぞれの断層下に垂直で、断層の活動を表していると考えられ、これは少なくとも2枚の

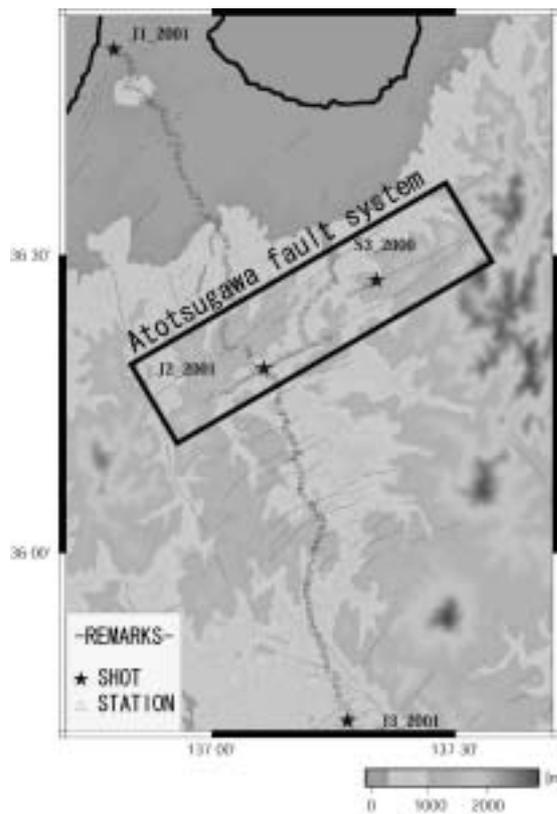


Fig.5 Map of shot (★) and observation(△) points of seismic surveys conducted in 2000 and in 2001 plotted on the local topography. Two profiles are measured along and perpendicular to the Atotsugawa fault. Lines show active faults.

垂直な断層面の活動を表していると考えられる。すなわち、茂住祐延断層は形態的には跡津川断層とは別の垂直な断層である。跡津川断層のトレンチなどの結果から断層は北上がりの逆断層成分を持つこと、地震活動が跡津川断層の北側に多いことなどから、跡津川断層が北傾斜であるとされてきたが、少なくとも地震活動からはこの考えは支持されない。北傾斜であるとする、それは地震発生層より深い部分でなければならない。

4. 人工地震データによる構造調査の概要

解析に用いた人工地震によるデータは 2000 年および 2001 年の実験で得られたものである。これらの概要は次の通りである。2000 年 10 月に実施された人工地震探査は、トラップ波の観測を目的に実施された爆破を利用したもので、跡津川断層上に発破点から南西に延びる全長約 40 km の測線上で観測した。観測点間隔は約 1km である (吉井・他, 2000)。また、2001 年 8 月に行われた実験は固体地球総合フロンティア (Institute for Frontier Research on Earth Evolution) および全国の大学からなる爆破地震動研究グループ (Research Group for Explosion Seismology) によってなされた。この測線は跡津川断層西部を横断しており、断層に直交する方向の構造を得ることができる。また、この実験の際に、2000 年の観測の逆測にあたるデータの取得が行われた (上野・他, 2002)。これらのデータにより跡津川断

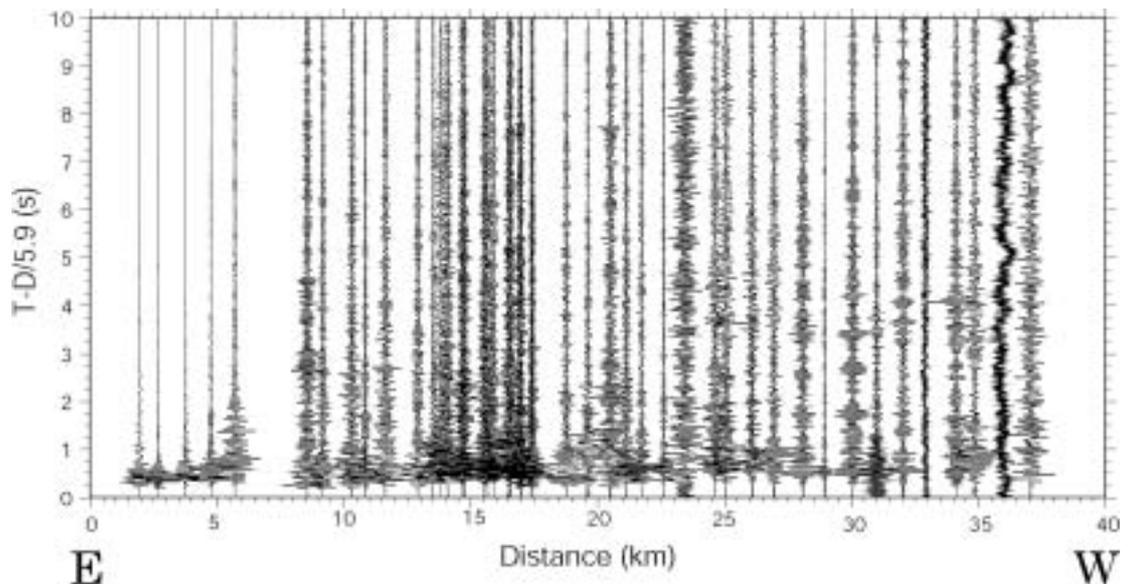


Fig.6a Record section of shot S-3 along the Atotsugawa fault profile. Travel time is reduced by a velocity of 5.9 km/s. Each trace is normalized by its maximum amplitude.

層に平行な地下構造を求めることができる。Fig. 5にこれらの実験のうち、解析に用いた発破点と観測点を示す。★は発破点を、△は観測点を示している。

得られた波形のトレースアップ例を Figs. 6a, 6bに示す。Fig. 6a は 2000 年の実験のもので、跡津川断層に沿う測線、Fig. 6b は 2001 年に断層上で実施された爆破地震動を断層を横断する測線で観測したものである。これらの波形はすべて横軸が発破点と

れ速度 5.9km/s , および 6.0 km/s で reduce されている。これらのデータを用いて、初動および後続波の解析を行い、P 波速度構造および地震波反射面の分布を得た。

5. 地震波速度構造

得られた走時曲線によると、約 6km/s 層の上に表

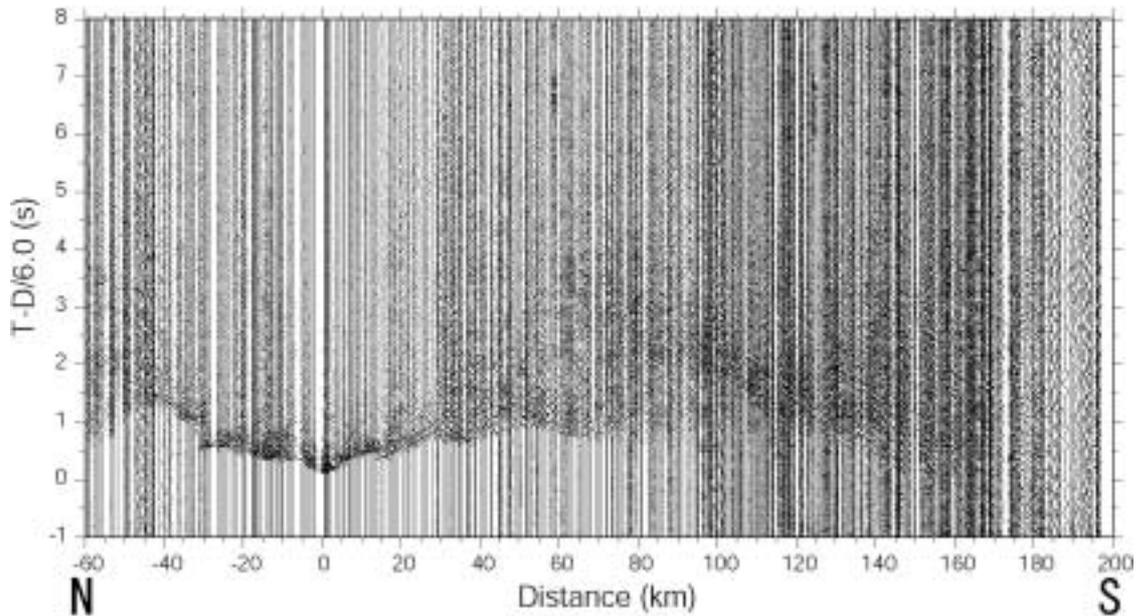


Fig.6b Record section of shot J-2, perpendicular to the Atotsugawa fault system. Travel time is reduced by a velocity of 6 km/s. Each trace is normalized by its maximum amplitude.

観測点の距離(km), 縦軸は Figs. 6a, 6b ではそれぞれ 層が存在する (吉井・他, 2000 ; 上野・他, 2001)。

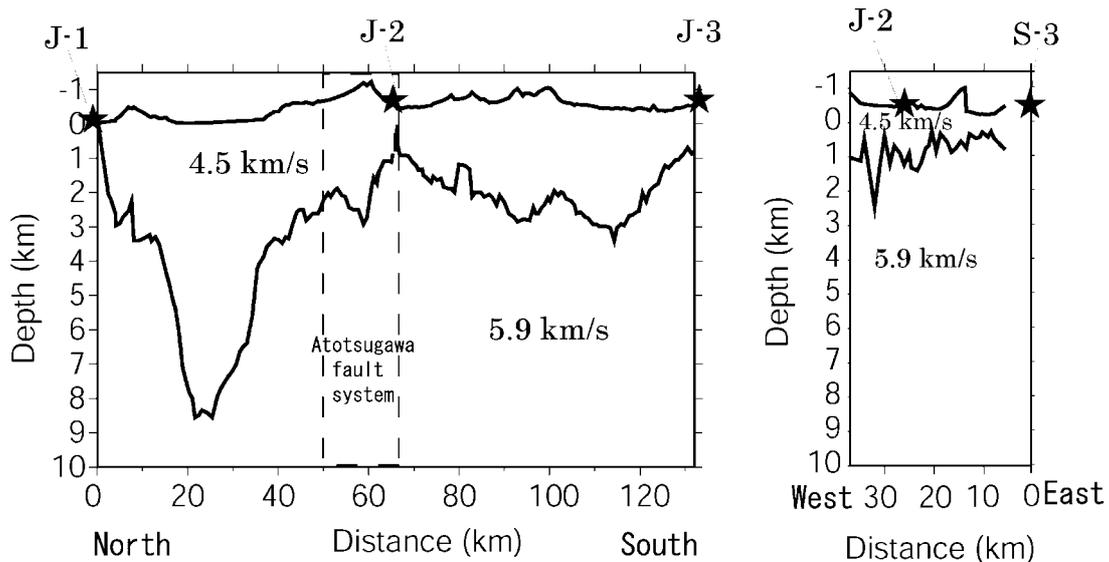


Fig.7 Shallow structure for the two profiles. The same velocities for the surface (4.5 km/s) and the basement layers (5.9 km/s) are used to determine the structure. A strip in the left figure shows the crossing of the Atotsugawa fault system.

まず、2層構造を仮定して、タイム・ターム法およびはぎとり法によって表層の厚さを見積もった。この結果を Fig.7 に示す。Fig.7 は表層の速度を4.5km/s、基盤を5.9km/sとしたときの表層の厚さを示している。横のスケールは断層沿いと断層を横断する測線ともに同じスケールにしてある。跡津川断層付近の表層の速度は、約4.5km/s程度であるので、跡津川断層沿いの表層の厚さは平均で約1kmであることが分かった。また、跡津川断層を横切る測線では、全体的に表層が厚い。特に跡津川断層より北側で表層は極端に厚く8kmにもなるが、これは礪波平野付近で表層の速度が遅いことを考慮した、後述の波線

追跡による解析の結果からも5km程度になり、断層沿いとは大きく異なることがわかった。南側でも表層はおおよそ3kmと厚い。

この表層の厚さの形態は、跡津川断層系を横切って、富山平野へ観測点を展開し、人工地震の走時を解析した伊藤・他、(1993)と調和的である。このことから、この地域は跡津川断層系を境に北側の表層は厚く、南側は薄くなっていると考えられる。これは、飛騨-北陸地域において跡津川断層系が表層地形の急激な遷移帯であるとしている川崎・他、(1990)の結果と調和的である。

この2層構造を初期モデルとして、波線追跡法

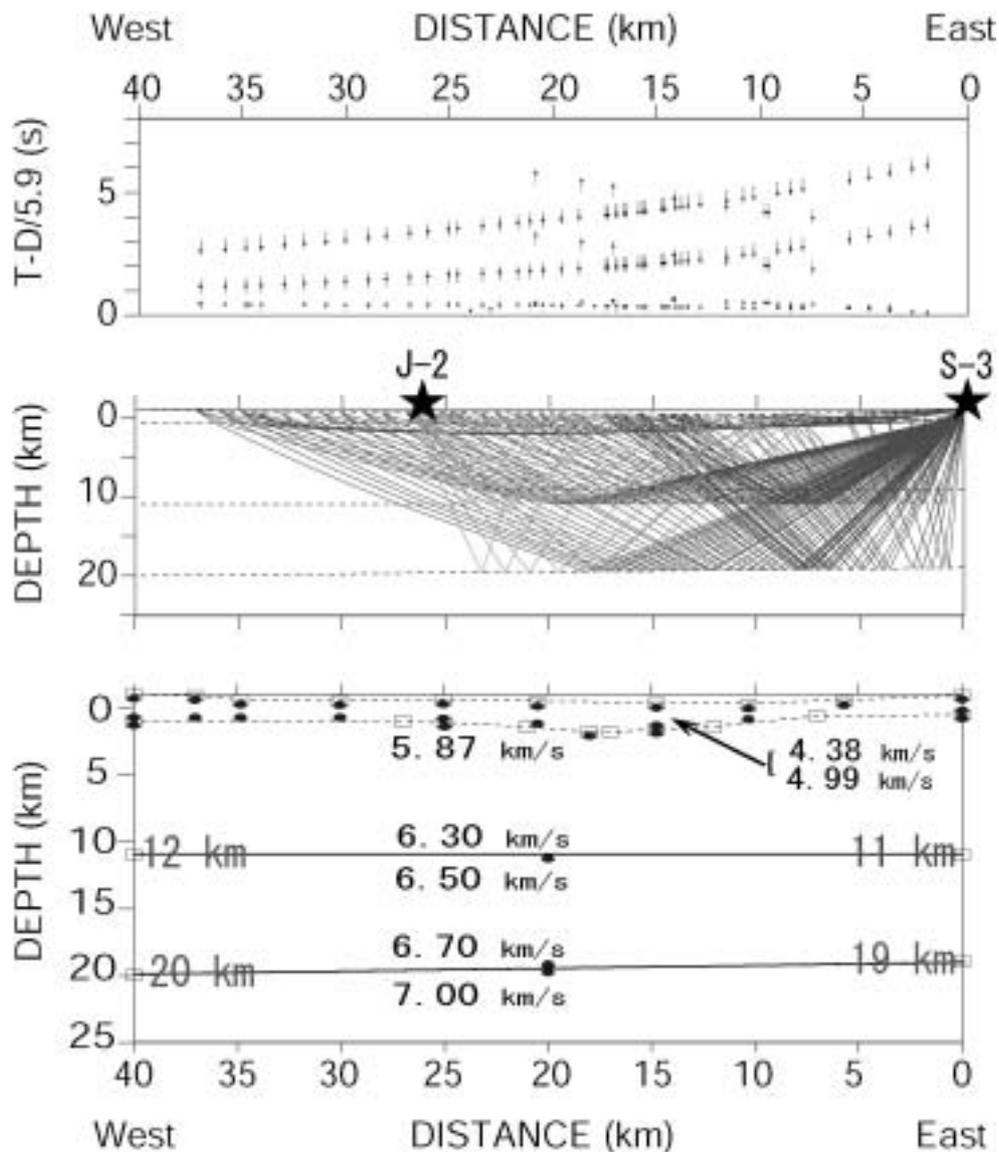


Fig.8 Upper figure shows observed and calculated travel times along the Atotsugawa fault. Travel-time is reduced by a velocity of 5.9 km/s. The distance is taken from shot S-3. Vertical bars show observed travel-times with error. Middle figure shows all ray paths of the profile. Stars show shot points. Lower figure shows a final P-wave velocity structure model. Numerals in the layers show P-wave velocity. Solid circles are the nodes of the velocity parameter, and squares, nodes of layer boundary.

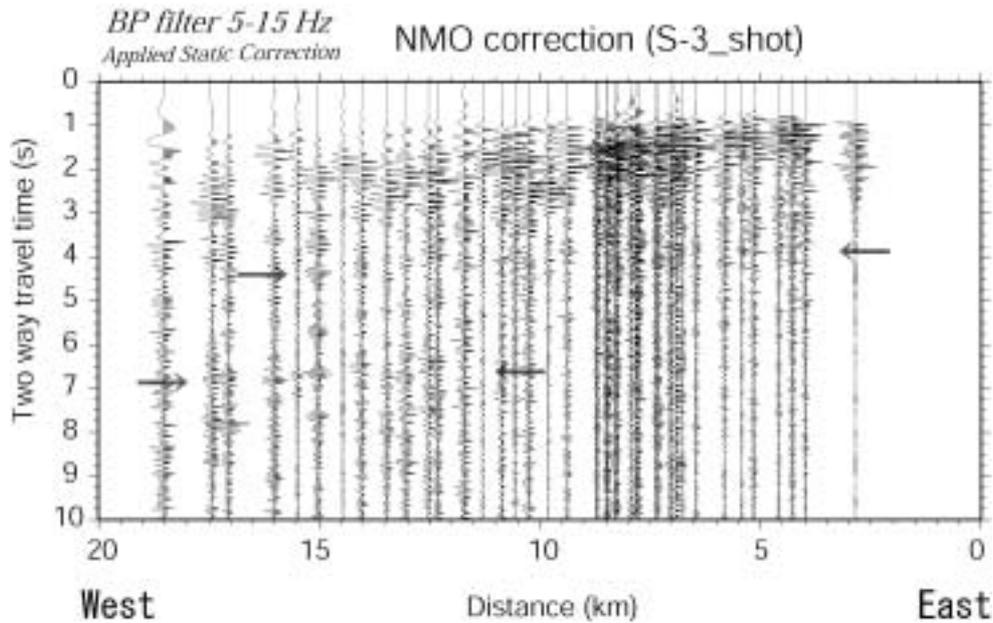


Fig.9 NMO corrected record section with static corrections for shot S-3 along the Atotsugawa fault profile. Vertical axis is two-way travel-time, and horizontal axis is the half distance between the shot and observation point. A band-pass filter of 5-15 Hz is applied. Arrows indicate reflected waves.

(Zelt and Smith, 1992) による解析を行った。実際には、上述の2層構造を初期モデルとして与え、試行錯誤で速度境界および層境界の速度を変化させて、走時の標準偏差とその χ^2 値が十分小さくなるまで計算を繰り返した。特に、跡津川断層系の北側で見られるような複雑な構造については、別途境界のパラメーターを増やして計算をおこなった。

Fig. 8 に跡津川断層に沿う測線についての結果を示す。初動の走時解析から得られる構造は表層部分のみである。

6. 地震波反射面

記録に見られる後続波は他の同様な人工地震探査の結果（例えば伊藤・他, 1993）などを考慮すると地殻内部からの反射波であると推測できる。そこで、地下構造が水平構造であるとして、前述の表層構造を用いて、静補正を行い、ノーマルムーブアウト（NMO）補正を行った。また、この際、後続波を相対的に見やすくするために初動振幅を押さえるファーストミュートブレイクを施した。これにより、反射面の深さおよび形状を推定することが容易になる。Fig. 9 には5-15Hzのバンドパス・フィルターを通した跡津川断層に沿う測線の結果を示す。図から往復走時4.5 s と、7 s 付近に顕著な反射波の並びが確認できた。

さらに、Fig. 8 に示すように、波線追跡法を用い

て反射面の深さの概略的な見積もりを行った。この際、速度構造は、この地域で行われた人工地震観測の結果を参照して与えた。その結果、上述の顕著な反射面は深さ約12 kmおよび20 km付近に存在することが分かった。しかし、速度構造によって、この反射面の深さは数 km の誤差があるものと思われる。

7. 地震活動と地下構造の関連

本研究で得られた速度構造と、跡津川断層系で発生した地震の深さ分布を比較すると（Fig. 10）、地震はP波速度にして約6.0-6.3km/sの層で発生していることが分かる。しかしながら、約130 kmを越える測線でも初動の波線は約7 kmより深く潜っておらず、速度構造は十分ではない。また、Fig. 8 は跡津川断層沿いのレイトレーシングの結果を示しているが、測線が40 km不足と短いため、初動の波線は約3 kmより浅いところを通っている。そのため深さ20 kmまでの速度構造は反射波によって決められているので、その値は精度が高いとは言えない。これらのことより、地震発生層の上限および下限の速度は確定的ではない。

一方、反射面の位置はFig. 8 に示すように、地震発生層の下限およびその下方にあるようである。この観測結果から、地震発生と反射面構造には何らかの関連があると考えられる。内陸で発生する大地震は地震発生層の下部から破壊がはじまることが多い

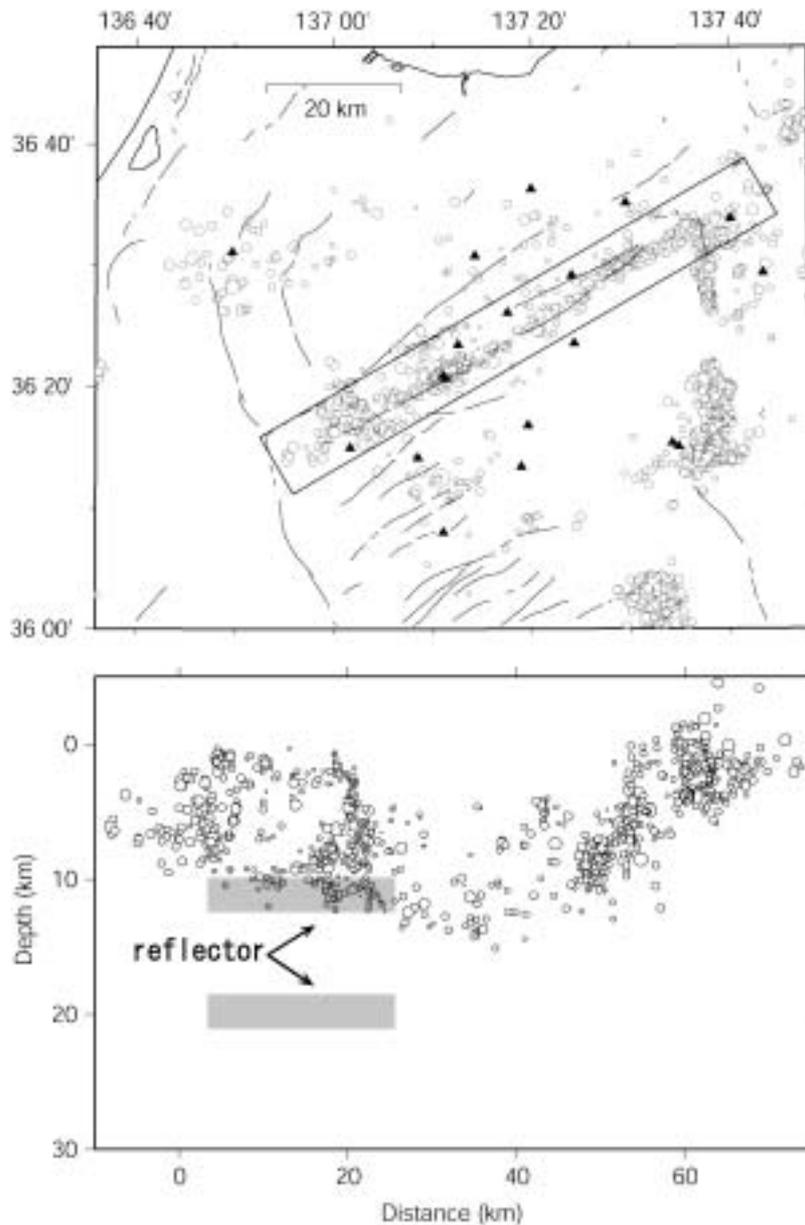


Fig10 Epicenters (upper figure) and focal depths (lower figure) along the Atotsugawa fault system. Hypocenters are the same as in Figs. 3,4. Locations of the section is shown in upper figure. Triangles show stations. Reflectors obtained in this study are shown by shaded strips.

(Sibson et al., 1982)。これは地震発生層下限付近の反射面が、その下部から上昇する流体の不透水層として働き、その破壊が大地震の発生をもたらすという解釈と調和的である。また、従来から自然地震のS波の反射面として、地震発生層の下方に見いだされている反射面は、深い方の反射面に対応していると思われる。この面は流体の存在を示すという仮説がある。したがって、これらの反射面は大地震発生過程解明の鍵になるかもしれない。さらに、地殻内大地震の発生にはマントルからの応力が蓄積するのに、下部地殻がどのような役割を果たすかが問題である(Ito, 1999)。下部地殻に応力を蓄積する面が

あるか、地震発生層とその下の下部地殻がディタッチメント構造をしているなどが考えられているが、今回見いだされた下側の反射面も含めてその性質の解明が重要である。

日本列島では、地殻構造は表層を除けば、上部地殻・下部地殻と2分されて解析されることが多かった。しかし、人工地震のデータの精密化によって、P波速度が約6km/s層の上部地殻と、約7km/sの下部地殻の間に6.5km/s程度の速度の中間層が見いだされることも多くなっている(たとえば、森谷・他, 2001)。Fig.8に示す構造は、反射面を主体として決定したもので、速度構造と分離することもできる。

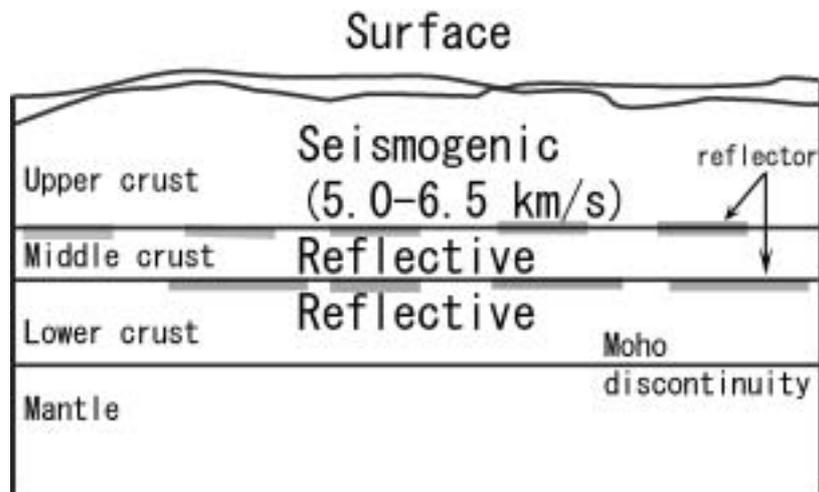


Fig.11 Schematic model of the crust. A clear reflective layer is located at the base of the seismogenic layer and there is another distinct reflector between the middle and the lower crust.

しかし、最近の構造調査の結果からは図のような構造が速度構造として存在するように見える。これらをまとめると、地震発生層と反射面を考慮に入れて、Fig. 11 に示すような構造を基準に解析を進めるのが適当だと考えられる。地殻は上から表層、上部、中部、下部の4つからなり、その下がマントルになる。このうち通常地震が起きるのは、上部地殻だけである。また、中部・下部地殻はいわゆる「reflective」で、多くの反射面が存在する。この2つの層の間には、特に顕著な反射面が存在するようである。下部地殻の速度は特に決定が難しいが、これらの調査が今後の課題である。

8. 結 語

跡津川断層および茂住祐延断層に沿う地震の分布は、それぞれ独立で、ほぼ垂直であり、上限および下限は鍋底型になっている。これは両側が火山で温度が高いため、この温度分布を反映しているものと思われる。トレンチ調査などでは、北上がりの逆断層成分が見いだされているが、逆断層的な動きはそれほど大きくないことを示していると思われる。

人工地震探査の結果、地震波の反射面が深さ約12および20kmに見いだされた。上側の反射面は地震発生層下限付近に位置し、大地震が地震発生層の下限付近から開始することと関連している可能性がある。下方の面は従来から見いだされているS波の反射面と対応するようで、流体の存在に関連する可能性がある。

地震発生層と反射面を考慮に入れて、表層、上部、中部、下部の4つからなる、地殻構造を基準に解析することを提案する。このうち通常地震が起きるの

は、上部地殻だけである。また、中部および下部地殻はいわゆる「reflective」で、多くの反射面が存在する。このような地殻を基準に種々の相違を議論することによって、地震活動と地殻構造の関連の研究が進展するものと思われる。

謝 辞

本研究の臨時地震観測および人工地震観測は、陸域地下構造フロンティア計画の基で実施された。プロジェクトリーダーの安藤雅孝氏（名古屋大学環境学部）、人工地震実験の責任者、伊藤久男氏（産業総合研究所）始め関係者にお礼申し上げます。また、東海・中部横断人工地震構造調査のデータの一部を使用させて頂いた。岩崎貴哉氏（東京大学地震研究所）始め関係者の方にお礼申し上げます。

参考文献

- Ito, K. and H. Wada, (2001) : Observation of microearthquakes in the Atotsugawa fault region, central Honshu, Japan: -Seismicity in the creeping section of the fault, *Seismic Process Monitoring Ogasawara, H., Yanagidani, T. and Ando, M. (ed.), Rotterdam, Netherland* pp. 229-243.
- Ito, K. (1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, *Tectonophysics, Vol.306,* pp. 423-433.
- 伊藤 潔・川崎一郎・古本宗充・磯部英雄・和田博夫・西 祐司・永井直昭 (1993) : 人工地震によ

- る中部日本北部の地殻構造調査, 京大防災研年報, 36号B-1, pp.325-338.
- Mikumo, T., Wada, H. and Koizumi, M. (1988) : Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, *Tectonophysics*, Vol.147, pp.95-119.
- 川崎一朗・松原 勇・川畑新一・和田博夫. 三雲 健 (1990): 跡津川一牛首断層系と長波長地形, 防災研年報, 33号B-1, pp. 57-74.
- 森谷武男・岩崎貴哉・オウス・オゼル, 酒井慎一・武田哲也・大塚 健・吉井敏尅・伊藤 潔・伊藤明彦・田中明子・大久保泰邦 (2001): 屈折法地震探査によって見出された地殻中間層, 地震研究所彙報, 第76巻, pp. 105-114.
- 酒井真一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏尅・山崎文人・桑山辰夫(1996): 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造, 月刊地球, Vol. 18, No. 2, pp. 104-109.
- Sibson, R. H., (1982): Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull.Sci.Soc.Am.*, Vol.72, pp.151-163.
- 竹内 章 (1998): 跡津川断層と茂住祐延断層, 月刊地球, 225, pp.133-136.
- 上野友岳・伊藤 潔・和田博夫・吉井弘治・松村一男 (2002): 跡津川断層系における人工地震による地殻構造探査 (続), 京大防災研年報, 45号B-1, pp. 577-590.
- 和田博夫. 三雲 健・小泉 誠, 1990, 飛騨地方北部, 能登半島および富山湾周辺の最近の地震活動. 防災研年報, 33号B-1, pp. 57-74.
- 和田博夫・伊藤 潔 (1995): 跡津川断層付近の地震活動, 京都大学防災研究所年報, 38号B-2. pp. 235-250.
- 和田博夫. 伊藤 潔・安藤雅孝・和田一成 (1996): 神岡鉱山・茂住坑における地震観測, 京大防災研年報, 39号B-1, pp. 241-250.
- 和田博夫・伊藤 潔・大見士朗 (2001): 跡津川断層系周辺における稠密地震観測, 京都大学防災研究所年報, 44号B-1, pp. 229-236.
- 和田博夫・伊藤 潔・大見士朗・平野憲雄 (2002): 最近の飛騨山脈周辺の極微小地震活動, 東京大学地震研究所技術報告, 8号, pp. 1-8.
- Watanabe, K. and Fukui, H. (1980) : Upper crustal structure in the northwestern Chubu district, Japan as derived from the Tedoru-River quarry blasts, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, Vol.30, pp.31-52.
- 吉井弘治・伊藤 潔・松村一男・和田博夫・角野由夫・藤沢洋平 (2001): 跡津川断層系における人工地震による地殻構造探査, 京大防災研年報, 44号B-1, pp. 237-250.
- Zelt, C. A. and Smith, R.B. (1992.): Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys.J.int.*, Vol.108, pp.16-34

Detailed distribution of Earthquakes and Crustal Structure in the Atotsugawa Fault Area

Kiyoshi ITO, Tomotake UENO, Hiroo Wada, Shiro OHMI and Koji YOSHII

Synopsis

Detailed seismic activity in the Atotsugawa fault area was studied by a dense seismic network consisting of stations of routine and temporary observations operated by universities and other institutes, including the Hi-net. As a result, seismic activities occur on different planes along the Atotsugawa and Mozumi-Sukenobu faults, which are active faults, belonging to the Atotsugawa fault system. Besides focal depth distributions along both of the faults have nearly the same concaved shape with shallower events in the both ends the faults. Seismic refraction and wide-angle reflection surveys revealed two clear seismic reflectors at about 12 and 20km deep. The former is located at the base of the seismogenic layer. This suggests that the reflector plays an important role of initial breakage of large inland earthquakes. The latter is the same reflector known as a S-wave reflector in the middle crust, which may be related to the fluid in the deep crust.

Keywords: seismic activity, Atotsugawa fault, active fault, underground structure, reflector of seismic wave, seismic wave velocity