北上低地帯西縁の古地震と断層構造

——花巻西方、上平断層群のトレンチ調査——

渡辺満久*・池田安隆**・鈴木康弘***・須貝俊彦****

I はじめに

東北日本においては、これまでに、北上低地帯西縁北部（栗田，1988），横手盆地東縁（千屋断層研究グループ，1986），岩手県川舟断層（大山ほか，1990），庄内平野東縁（鈴木ほか，1989），会津盆地西縁北部（栗田ほか，1990），長野盆地西縁（佃ほか，1990）において、トレンチ調査が実施されている。

このうち、北上低地帯以外のトレンチ調査は、東北日本弧の内帯の、歴史時代に活動記録を残している活断層を対象に実施されている。これらの活断層は数千年程度の活動周期をもつとすれば、しばらくは地震を起こしそうにない、比較的安全な活断層であると考えられる。

活断層のトレンチ調査は、過去の地震記録によって近い将来に地震を起こす可能性を検討するだけでなく、断層の構造や Event 時のネットスリップ等の、変動地形形成に関する基礎的な資料を得るうえでも、重要な調査方法である。したがって、調査地点の偏りをなくし、歴史時代にその活動記録がない活断層を対象に、調査を実施してゆくことも重要である。

このような観点から、筆者らは、1990年3月に、北上低地帯中央部の西縁を限る活断層系のトレンチ調査を実施した。その調査結果の概要についてはすでに報告している（渡辺ほか，1990a, b）が、詳し

い記載や考察は行なっていない。本報告では、まず詳しい記載を行なうとともに前報の内容を若干訂正する。そのうえで Event の解説を行ない、断層構造を明らかにする。

II 地域概観

北上低地帯は、新第三系から成る奥羽山脈と古期の岩石から成る北上山地との間に分布する変動性の低地帯であり、その西縁は活断層によって限られている。調査対象とした活断層は、北上低地帯中部西縁の^{うわんだいら}上平断層群（活断層研究会，1991）である（第1図）。奥羽山脈の主稜線の高度は1,000 m 前後であるが、調査地域周辺ではその高度は500 m 以下となり、比較的明瞭な定高性を示す。奥羽山脈と北上低地帯との間の断層崖の比高は300 m 程度に達する。本地域に分布する河成段丘面は、H 面群・M 面群・L 面群に区分される（第1図-b）。このうちM面群は約10万年前に、L面群は約2万年前以降に形成されたと考えられる（渡辺，1991）。

調査地域の奥羽山脈東縁部を構成する新第三系は、男助層とこれを整合に覆う矢櫃層である（北村，1981）。男助層は、おもにデイサイト質の火山岩類から成り、奥羽山脈の中軸部に近い部分に分布する（第1図-b）。一方、山麓部には、砂岩・泥岩などの堆積岩類から成る矢櫃層が分布する。矢櫃層は、更新統である志和層（三沢川層）に覆われる（多田ほか，1986）。志和層は、未固結の礫・砂・粘土から構成され、段丘礫層の基盤を成す。河成段丘面を構成する礫層は、泥岩・安山岩類を主体とする垂角

* 東洋大学文学部

** 東京大学大学院理学系研究科

*** 愛知県立大学文学部

**** 東京大学教養学部

第1図 調査地域およびその周辺の地形 (a) と地質 (b)
 Fig. 1 Topography (a) and geology (b) in the vicinity of the studied area
 A-A': location of the section in Fig. 2

～亜円礫から成る。

上平断層群は、奥羽山脈を構成する新第三系と低地内に分布する第四系との境界を成す逆断層であり、本地域では、地形・地質的な境界である山麓から、1 km 程度低地側の第四系の分布域にかけて、4 列の断層線が認められる (第1図)。山麓側の活断層は、M 面を変位させるなど、最終氷期前半以前には活動的であったことが知られているが、最終氷期後半以降の新しい地形に変位を与えているのは、最

も低地側に位置する活断層である (渡辺, 1989; 活断層研究会, 1991; 渡辺ほか, 1991)。矢櫃層や志和層は、断層帯付近において激しい変形を受け、ほとんど直立ないしは逆転している (第2図)。また、段丘面はバルジをつくるように変形している。

トレンチ調査は、これらの断層群のうち、最も東寄りに位置する断層線を対象に実施された。この逆断層は、地下では最も西寄りの逆断層に収斂するような低角の逆断層であり、地下数十m付近以深では

第2図 A-A' (第1図) に沿う模式断面
Fig. 2 Schematic cross-section along the line A-A' in Fig. 1
(after Watanabe *et al.*, 1991).

断層面はほとんど水平となっていると考えられる (第2図)。なお、段丘面の年代・変位量から求められる平均上下変位速度は、0.2 m/1,000 y 程度である (活断層研究会, 1991)。

III トレンチ調査結果

トレンチ掘削地点は、岩手県花巻市北湯口 (第1図) の畑地である。ここでは、L 面群に比高約 0.8 m の低断層崖が形成されている。トレンチは、低断層崖にはほぼ直交する方向 (N 60°W) に掘削した。長さは約 12.5 m、幅は約 6 m (トレンチ床は 1 m)、最大深度は約 3.5 m である。以下の記載においては、北北東側のトレンチ壁面を N 面、南南西側の壁面を S 面とする。壁面での記載位置は N5-5.5/3.3 などと表わし、/ の前は水平位置 (東側から西側へのグリッド番号; N1~N12, S1~S12)、後ろは垂直位置 (垂直方向のグリッド番号; 0~4) とする (第3図)。グリッドの間隔は、いずれも 1 m である。なお、渡辺ほか (1990a, b) では、断層面の走向・傾斜などの記載に誤りがあったので、ここで訂正する。

1. トレンチ壁面の層序

トレンチ壁面に露出した地層を、不整合関係や礫種構成・層相の違いなどによって、I~IV 層に大別

し、さらにそれらを層相の違いから細分した。I 層は現在の耕作土壌である。以下に、II~IV 層の層相・構造・¹⁴C 年代測定値などを記載する。なお、¹⁴C 年代測定は、東京大学放射性炭素年代測定装置委員会に依頼した (半減期は LIBBY の半減期 5,570 年を用いた)。

1) II 層

本層は、層相によって II a~II d 層に細分できる。

II a 層は、風化した安山岩質の亜角礫から成る礫層である。本層の最大層厚は 50 cm 程度であり、礫の最大粒径は 10 cm 未満、平均粒径は約 1 cm である。本層は、後述の II b~II d 層に形成された割れ目の中に、落ち込んでいることがある (S5.9/2.4, S7.9/3, S11.5/3.6)。

II b 層は、(青) 灰色~褐色の砂礫混じりシルト層である。層厚は 10~50 cm であり、一部には、灰褐色の軟弱な細砂の薄層が認められるほか、有機物も混入する。

II c 層は、黒色の有機質シルト~粘土層である。本層は、連続性が良く、厚さも 10 cm 程度で安定している。ただし、本層には、地割れ状の落ち込み (S11.5/3.7 など) や、引きちぎられたような構造が途切れる (N6-7/3-3.1) などの、異常な構造も認められる。本層 (S6.8-7/2.6-2.7) の ¹⁴C 年代は、6,050±60 yBP (TK885) である。

第3図 トレンチ壁面のスケッチ
Fig. 3 Detailed sketches of the trench walls
Numerals show the radiocarbon ages.

Ⅱd 層は、数 cm 大の垂角礫まじりの、(青) 灰色～淡褐色の砂質シルト層であり、その層厚は 50 cm 程度である。本層中には、Ⅱc 層から垂直に伸びる植物の根の跡が多数認められる。全般に下位のⅢa 層との境界は不明瞭ではあるが、トレンチ壁面の東部(後述の断層 F1 の下盤側)では凹凸に富む(N1-4/1.5, S1-7/1.5-2)。トレンチ壁面の西部(F1 の上盤側)では、このような構造は明瞭ではない。

2) Ⅲ層

本層は、礫種構成・層相によってⅢa～Ⅲd 層に細分できる。ただし、長期の堆積間隙を示すような構造はなく、これらはほぼ一連の堆積物であると考えられる。また、本層は、壁面西寄りにおいて東南東方向へ急傾斜している(N7-10/0-2, S9-11/0-3)。上位のⅡ層も同方向に傾いているが、その程度は小さく、Ⅲa 層以下の構造を切っている。したがって、Ⅱd 層とⅢa 層の境界付近に不整合面があることになるが、この不整合は Event の発生時期と密接にかかわるので、後に詳述する。

Ⅲa 層は、泥岩や安山岩の垂角礫から成る礫層を主体とし、一部に青灰色のシルト層が挟まれる。厚さは、一般に数十 cm 程度であるが、S8-S9 付近では 1 m に達する。礫の最大粒径は 10 cm 未満であり、数 cm 未満の大きさのことが多い。なお、本層は、矢櫃層起源の軟らかい泥岩の礫が大量に含まれるため、鎌で容易に切ることができる。

Ⅲb 層は、Ⅲa 層と後述のⅢc 層との間でレンズ状に分布する、青灰色のシルトと細砂の互層である。一部では、比較的厚く、構造が不明瞭なシルト層に変化する(N6-7/0.8-1.2)。本層は著しく変形しており、噴砂状の構造や折り畳まれたような構造が認められる(N6-8/0.5-1.5, S4-7/0.8-1.5)。なお、微細なため図には示せないが、Ⅱc 層から植物の根の跡がこれらの変形構造を切ってほぼ鉛直に伸びている。

Ⅲc 層は、灰色シルト層や灰色～褐色の砂層を挟む礫層である。層厚は数十 cm～1 m 程度であり、最大径 10 cm の垂角礫～亜円礫から成る。礫は、男助層起源の硬い安山岩質のものが多く、Ⅲa 層中の礫とは異なり、鎌で切ることはできない。本層中(N7.2/0.5)より採取した木片の¹⁴C 年代測定値は、26,200±400 yBP (TK887) である。

Ⅲd 層は、緑色を呈する礫層で、マトリックスは他の礫層と比較してやや細粒である。層厚は 50～60 cm であり、安山岩類の角～亜円礫から成る。礫の最大粒径は 8 cm 程度であり、1～2 cm 大のものが多い。

3) Ⅳ層

Ⅳ層は、砂礫層・青灰色のシルト層・有機質シルト層の互層であり、層厚は 1.5 m 以上である(第 3 図)。上部の黒色有機質シルトは、その下の青灰色シルトの中に、複雑に入り込んでいる。礫層は、最大径 10 cm の安山岩類の垂角礫から成り、砂層も挟む。Ⅲa～Ⅲd 層と同様に、壁面西寄りでは東南東方向へ急傾斜している。本層の S9.7/0.7, S10.5/1.4 における走向・傾斜は、それぞれ N 50°E・53°E, N 64°E・49°E である。上位のⅢd 層とⅣ層最上部のシルト層は指交し(S10-10.5/1-1.6)、構造の違いなども認められない。すなわち、Ⅲd 層とⅣ層は整合関係にある。なお、本層(N11-11.2/1.6-1.7)の¹⁴C 年代測定値は、33,700±600 yBP (TK886) である。この年代値は、気体法による¹⁴C 年代測定方法の限界に近い値と考えられるので、ここでは、Ⅳ層は約 3 万年前以前に堆積したと考える。

2. 断層

トレンチ壁面には、複数の逆断層が現われた。このうち、主断層は F1 である(第 3 図)。F1 の断層面の走向・傾斜は、トレンチ床付近では N 42°E・17°W (S9/0.6)、壁面中央部付近では N 13°E・

N 22°W (S6.8/1.2)である。なお、断層条線などの構造は、いずれの断層においても確認できなかった。

F1の明瞭な断層面は、いずれの壁面においても、Ⅲa層以下の地層中にしか認められない。F1の上盤側ではⅢ層およびⅣ層が激しく撓み込んでおり、下盤側ではⅢb層が著しく変形して、折り畳まれている。Ⅲa層以下の地層はほぼ同程度の変形を受けており、その上下変位量は1.5 m程度である(第3図)。

N面においては、F1の明瞭な断層面はⅢa層以下の地層中にしか認められないものの、Ⅱd層以上の地層もその延長上で変形している(N4.5-6.4/1.8-2.8)。F1による地表～Ⅱc層基底までの上下変位量は、Ⅲa層以下の地層のその半分程度の約0.8 mである。一方、S面におけるこの断層の上方への延長部に分布するⅡc層以上の地層には、そのような変位は認められない(S4-5/1.8-2.8)。すなわち、この断層による食い違いは、N面では現在の地表まで達しているが、S面では達していない。

F2はN面のみに(N2-3.5/0.8-1.5)、F3はS面のみに(S7-9/1.5-2.2)認められる低角逆断層である。両者とも、下方への連続は不明瞭である。F2はⅢc層～Ⅱd層の下部までを切るが、少なくともⅡc層には変位を及ぼしていない。これに対し、S面の地表～Ⅱd層は、F3の上方への延長部で変形している(S5-11/2.5-3.8)。その上下変位量は、N面と同様に、約0.8 mである。ただし、地表付近の変形とⅡc層の変形は調和していない。この理由については、人工改変による影響などが考えられるが、詳細は不明である。

この他、N面のF1の上盤側には、Ⅲ～Ⅳ層の変形に伴って形成されたと考えられる多数の逆断層が、F1から派生している(N6-10.6/1-2.8)。これらの逆断層による変位は小さく、上方ほど不明瞭になり追跡は困難となる。S面のF1の上盤側では、逆断層であるF3が認められるほか、明らかに圧縮によっ

て形成された複雑な褶曲変形が、ⅢcおよびⅢd層に形成されている(S10-12/2-3)。

IV 考 察

1. Eventの解説

今回のトレンチ調査によって、2回のEventを解説することができた。これらを、発生した時代の新しいものから、Event-A、Event-Bと呼ぶ。以下に、それらの層準・年代などについて述べる。

1) Event-A(最新のEvent)

N面においては、F1が、地表～Ⅱd層付近までを約0.8 m上下変位させている。この比高約0.8 mの低断層崖が、何回のEventによって形成されたかに関して、確実なことはいい難い。しかし、その比高が小さいことから、最新のEvent 1回によって形成されたものであると考えられる。すなわち、地表～地表下1 m程度までの地層は最新のEvent 1回しか経験していない。Ⅱa層の下位の地層への落ち込みや、Ⅱc層にみられる異常な構造は、このEventによって形成された可能性が高い。

S面においても、地表～Ⅱd層は約0.8 mの上下変位を受けている。しかし、この変形はF1ではなく、F3の上方への延長部に認められる。したがって、このEvent時のS面においては、トレンチ床付近ではF1が、地表近傍ではF3が活動したと考えられる。

Event-Aは、Ⅱc層の堆積後に発生したことは確実である。Ⅱc層の堆積年代は約6千年前であることから、約6千年前以降に最新のEventが発生したことになる。Ⅰ層は、現在の耕作土であり、歴史時代に上平断層群が活動した記録はない。すなわち、Event-AはⅠ層形成前に発生し、低断層崖は耕作によって破壊されなかったと推定される。

いずれにしても、本Eventの時期を精度良く決定するためには、Ⅰ層下部あるいはⅡa層の形成・堆積時期を知る必要があるが、ここからは年代測定

試料を採取することはできなかった。しかし、約6千年前以前という年代は、本調査地域の北方約10 kmの浦田断層の最新 Event の時期(約4千～7千8百年前; 栗田, 1988) とほぼ一致する。浦田断層と本調査対象の活断層はともに上平断層群に属し、ほぼ連続しているため、両者は同一時期に活動した可能性がきわめて高い。すなわち、Event-A は約4～6千年前に発生したと考えられる。

2) Event-B (一つ前の Event)

F1の上盤側において、Ⅲ～Ⅳ層はほぼ同程度の変形を受けているが、それらは明らかにⅡ層以上の地層のそれより激しい変形であり、Ⅱ層以上の地層より多くの Event を経験している。また、S面のF1とN面のF2は、少なくともⅡc層以上の地層には変位を与えていない。さらに、Ⅱc層から鉛直に伸びる植物の根がⅢb層の変形構造を切っていることから、Ⅲb層が変形した後にこれを根が切り、その後に Event-A が発生したことは明らかである。これらの事実は、Ⅱc層堆積前に少なくとももう一つの断層活動があったことを示している。Ⅲ～Ⅳ層の上下変位量は約1.5 mであり、Ⅱc層のそれ(約0.8 m)の約2倍である。したがって、変位の累積性に基づけば、Ⅳ層堆積後、Ⅱc層堆積以前の Event 回数は1回である。

この Event-B が発生したのは、地層の変形度の不連続などから、Ⅲa層堆積後であることは確実である。S面のF1とN面のF2がⅡd層下部までを変位させていることから、本 Event 発生時には、Ⅱd層の少なくとも下部はすでに堆積していたことになる。一方、F1の上盤側においては、Ⅲa層はⅡd層に不整合に覆われており、本 Event は見掛け上Ⅱd層の堆積前に発生したようにみえる。

これらの事実は、Event-B がⅡd層の堆積中に発生したと考えれば、合理的に説明できる。すなわち、Event-B の発生時にすでにⅡd層の下部が堆積していたため、その時の震動によってⅡd層と

Ⅲa層との境界が乱されたが、その後Ⅱd層上部が累重した下盤側ではその変形が保存されたのに対し、相対的に高くなった上盤側は浸蝕されたために不整合面が形成されたと考えられる。

Event-B の発生時期を精度良く決定するために必要な、Ⅱd層の年代試料は得られなかった。本研究で得られた年代測定値に基づけば、Event-B は約2万6千年前(Ⅲc層)～約6千年前(Ⅱc層)の間に発生したことになるが、以下では、地形発達史との関係から、その時期についてさらに詳しく検討する。

3) Event と地形発達史

本研究で得られた¹⁴C年代測定値からみて、Ⅲ層は最終氷期後半の寒冷期に堆積した扇状地礫層である。Ⅲ層下部のⅢc層(約2万6千年前)は男助層起源の礫を多量に含み、上部のⅢa層は矢櫃層起源の礫を多量に含んでいる。男助層は、矢櫃層と比較して、奥羽山脈の標高の高い部分に分布している。したがって、最終氷期の寒冷化による森林限界の低下が岩屑供給の主要因であるとすれば、Ⅲa層はⅢc層よりも寒い時期に堆積したことになる。Ⅲa層からⅡd層にかけて、堆積物の粒径は急激に細粒化している。これは、Ⅲa層堆積後に扇状地面が離水し、この上にフラッドロームとしてⅡd層が堆積したことを示すであろう。

現段階では、トレンチ壁面から得られた情報だけを基に、詳細な地形発達史を議論することはできない。しかし、上に述べた地形発達史は、従来東北日本において復元されているもの(たとえば、Toyoshima, 1984; 渡辺, 1991)と調和的である。すなわち、約2万6千年前～最終氷期最盛期(2万～1万数千年前)に扇状地礫層が堆積し、扇状地面が離水した後にⅡd層が堆積したと考えられる。したがって、Ⅱd層の堆積中に発生したと考えられる Event-B は、1万数千年前以降に発生した可能性がきわめて高い。

以上の地形発達史と Event 発生時期を総括すると、次のようになる（第4図）。

最終氷期後半の約3万年前以前から扇状地礫層（IV～Ⅲ層）が堆積し、約2万年前前後に扇状地面が離水し、その後にⅡd層が堆積しはじめた（第4図-a）。ここでF1およびF2が動き、Event-Bが発生した（第4図-b）。この時、比高約0.8mの低断層崖が形成され、F1の上盤側では地層は撓曲変形するとともに、強い震動によって地表付近のⅡd層とⅢa層との境界面は波打ち、Ⅲb層は複雑に変形した。F1上盤側の圧縮変形も同時期に形成されたと思われるが、これについては確証はない。引き続きⅡd層の堆積が継続し、さらに上位の地層が堆積したが、F1の上盤側は浸蝕されここに不整合面が形成された（第4図-c）。F1の下盤側においては、すでに堆積していたⅡd層下部の上にⅡd層上部が累重したために、Ⅱd層とⅢa層の境界の凹凸が保存された。さらにその上に、Ⅱc～Ⅱa層が堆積したが、Ⅱc層の堆積時には、変形したⅢb層へ植物の根が伸びていった。最新のEvent-Aの発生は、Ⅱa層の堆積後のことである（第4図-d）。

4) Eventの発生間隔と上平断層群の安全性

本地域には4列の活断層線が認められる（第1図、第2図）。このうち、最も西側の2つの断層に関しては、約2万年前に形成されたと考えられるL面群への変位は認めることができない。また、残りの一つは、調査対象とした活断層に付随する副断層であると考えられる（渡辺ほか、1991）。したがって、少なくとも約2万年前以降に関しては、地表までを断ち切るような断層活動は、本トレンチ調査で検出された。Event-A（4～6千年前）とEvent-B（6千～1万数千年前）の2回のみであり、それらは数千～1万年程度の間隔で発生したと考えられる。

本トレンチには約3万年前以前の堆積物（IV層）も認められるが、Event-Bより古いEventは検出できなかった。これは、より古いEventの発生後

に、1万数千年にわたる長い休止期間があったことを示すとも考えられるが、次のような可能性もある。すなわち、実際には3回以上のEventが発生しているが、古いEventはより西側（奥羽山麓側）の活断層から発生しているために検出できないという可能性である。

西側の活断層が、約2万年前以前には活動的であったことは明らかである（活断層研究会、1991；渡辺ほか、1991）。本地域においては、Event-Bの発生時にThrust-front Migration（Ikeda, 1983）

第4図 地層の堆積と断層運動の推移
Fig. 4 Inferred sequence of sedimentation and deformation by faulting

が起こったとすれば、Event-B の発生以前に、1 万数千年間の長い休止期間があったと考える必然性はない。

本研究では、最新の Event 発生時期・Event の発生間隔のいずれも、高い精度で決定することはできなかった。本地域における地震活動をさらに詳しく検討するためには、最新 Event の年代精度を高めるとともに、山麓側の活断層の活動時期を明らかにすることが必要である。

しかしながら、このように詳細は不明であるとしても、上平断層群は、近い将来に直下地震を引き起こしうる危険な活断層として注意してゆく必要がある。その理由は、本地域では歴史時代の活動記録がなく、これまでのトレンチ調査によれば、最近の活動間隔が数千～1 万年程度であり、最新 Event の発生時期は 4～6 千年前であると推定されるためである。すなわち、上平断層群がほぼ周期的に活動すると仮定すれば、最新の Event が発生してから、すでに周期に匹敵する期間が経過している可能性がある。

2. 断層構造とネットスリップ

トレンチ壁面に現われた F1～F3 の断層は、いずれも低角の逆断層である。F1 の上盤側ではⅢ～Ⅳ層は激しく撓み込んでおり、下盤側では細粒なⅢb 層は著しく折り畳まれている。このような構造は、低角逆断層運動に伴う、大きな水平短縮によって生じたものであろう。

F2・F3 は、下方へ連続しない断層であり、S 面においては主断層である F1 から F3 に変位がジャンプするという現象が起こっている。また、S 面で測定された F1 の走向・傾斜の値はややばらついている。N 面では、F1 の走向・傾斜を測定できなかったが、見掛け上明らかに S 面より高角の逆断層となっている。すなわち、F1 の断層面は滑らかには連続せず、狭い範囲の中でも波打っており、単純な

平面では表現できない。このような複雑な構造は、地表面近傍に特有の現象であろう。

N 面の F1 の上盤側においては、F1 から派生した多数の逆断層が認められ、S 面でも圧縮による変形構造が確認される。一般に、逆断層運動によって上盤側の地層が撓曲する場合、張力による変形が認められるのが普通であろう。逆断層である F1 の上盤側において圧縮変形が現われるのは、その部分が物質過剰の状態となっていることを示している。そのような状態を作り出すためには、トレンチ床より深い部分での断層面はさらに低角であり、地表付近が相対的に高角になっていることが必要である。このような断層構造は、周辺の断層変位地形などに基づく推定（第 2 図）と調和的である。

Event 時のネットスリップは、断層面の傾斜と上下変位量から計算で求めることができる。トレンチ調査によって明らかにされた、F1 の 1 回の活動に伴う上下変位量は、約 0.8 m である。F1 の断層面は複雑な立体形をもつが、その傾斜はおよそ 20° である。これらの値から求められる、F1 の断層面に沿うネットスリップは、約 2 m である。本断層における Event の発生間隔は数千～1 万年であるから、F1 の平均変位速度は 10^{-1} m/1,000 y のオーダーであり、F1 は活動度 B 級の活断層である。

V ま と め

花巻市西方において、上平断層群のトレンチ掘削調査を行ない、以下の結論を得た。

(1) 最終氷期後半以降に、2 回の Event が発生している。最新の Event は、約 4～6 千年前に、一つ前の Event は、約 6 千～1 万数千年前に発生したと考えられる。

(2) これらの Event の発生間隔は、やや長く、数千～1 万年程度であると推定される。本断層は近い将来に大きな直下地震を引き起こす可能性がある。

(3) 本地域の活断層は、大きな水平短縮に伴う低

角逆断層であり、トレンチ床より深いところではさらに低角化していると考えられる。

(4) 各 Event 時のネットスリップは 2 m 程度であり、変位速度は、 10^{-1} m/1,000 y のオーダーである。

キーワード：北上低地帯，活断層，トレンチ調査，古地震

トレンチ調査に要した費用は、おもに文部省地震予知経費（東京大学地震研究所）を使用した。本研究を行なうにあたり、東京大学大学院生、大河内直彦（現在東京大学海洋研究所）・安形 康・隈元 崇・松本康裕の諸氏のお手伝いをいただいた。また、岩手県花巻市の伊藤敦夫・伊藤善蔵・伊藤トキエ・千葉 耕の各氏には、トレンチ調査の意義を理解していただき、快く調査用地を提供していただいた。東北機械（株）には、調査に際し多大なご協力をいただいた。 ^{14}C 年代測定は東京大学放射性炭素年代測定装置委員会に依頼した。以上の関係各位に、ここに記して謝意を表します。

なお、本稿は 1990 年度秋季学術大会において発表したもの、加筆・修正・改題したものである。

（投稿 1993 年 12 月 10 日）

（受理 1994 年 3 月 19 日）

文 献

- 栗田泰夫 (1988) : 1983 年盛岡断層群・浦田断層（浦田地区）トレンチ調査。活断層研究, No. 5, 23-28.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・奥村晃史 (1990) : 会津断層系のトレンチ発掘調査。地震予知連絡会報, 44, 72-76.
- 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, 437p.
- 北村 信 (1981) : 新第三系。『北上川流域地質図（二十万分之一）説明書』。長谷地質調査事務所, 224-277.
- 大山隆弘・上田圭一・曽根賢治・橋本修一 (1990) : 川舟

- 断層（岩手県）のトレンチ調査による活動履歴の検討。日本地質学会 97 年大会講演要旨, 367.
- 千屋断層研究グループ (1986) : 千屋断層（秋田県）の完新世の活動と断層先端部の形態——千畑村小森での発掘調査——。地震研究所彙報, 61, 339-402.
- 鈴木康弘・池田安隆・渡辺満久・須貝俊彦・米倉伸之 (1989) : 庄内平野東縁における完新世の断層活動と 1894 年（明治 27 年）庄内地震——観音寺断層のトレンチ発掘調査による検討——。地震, 42, 151-159.
- 多田元彦・的場保望・臼田雅郎・栗田泰夫 (1986) : 島弧横断ルート, No. 17（羽後一角館—田沢湖—雫石—盛岡）。北村 信編：『新生代東北本州弧地質資料集, 第 2 巻——その 5——』。19p.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史 (1990) : 長野断層系から発生する善光寺型地震の再来周期と断層変位量の推定——ボーリングおよびトレンチ発掘調査報告——。地震予知連絡会報, 44, 408-414.
- 渡辺満久 (1989) : 北上低地帯の分化様式と断層運動。地理学評論, 62A, 734-749.
- 渡辺満久・溝田健志・花巻活構造研究グループ (1991) : 北上低地帯西縁・花巻市西方の活構造。活断層研究, No. 9, 19-25.
- 渡辺満久・池田安隆・鈴木康弘・須貝俊彦 (1990a) : 北上低地帯西縁活断層系のトレンチ掘削調査——速報——。日本第四紀学会講演要旨集, 20, 60-61.
- 渡辺満久・池田安隆・鈴木康弘・須貝俊彦 (1990b) : 北上低地帯西縁活断層系・黒森山断層群（花巻地区）のトレンチ掘削調査。日本地理学会予稿集, 38, 172-173.
- 渡辺満久 (1991) : 北上低地帯における河成段丘面の編年および後期更新世における岩屑供給。第四紀研究, 30, 19-42.
- Ikeda Y. (1983) : Thrust-front migration and its mechanism——evolution of intraplate thrust fault systems——. Bull. Dept. Univ. of Tokyo, No. 15, 125-159.
- Toyoshima, M. (1984) : The sequence of river terrace development in the last 20,000 years in the Ou backbone range, northeastern Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr), No. 34, 88-105.

**Paleoseismicity and Fault Structure of the Western Boundary Active Faults
of the Kitakami Lowland, Northeast Japan: Excavation Study
of the Uwandaira Fault Group, West of Hanamaki City**

Mitsuhisa WATANABE*, Yasutaka IKEDA**, Yasuhiro SUZUKI*** and Toshihiko SUGAI****

Although there are many active faults in Northeast Japan, only a few of the faults in the inner zone have been investigated in detail. The Kitakami Lowland, running parallel to the volcanic front of Northeast Japan, is a typical tectonic depression delineated by active faults. In this paper, the past large seismic activities and fault structure of the Uwandaira Fault Group (central part of the western boundary faults), west of Hanamaki City, are discussed mainly based on trench excavation across the southern part of the fault group. The results are summarized as follows:

(1) Two events are inferred along the Uwandaira Fault Group since the later stadial of the Last Glacial; the latest one occurred ca. 4,000 to 6,000, and the one before that, later than ca. 20,000 years ago.

(2) The time interval of the events is rather long, and is estimated as several to ten thousand years. It is, however, possible that the fault will generate a large seismic event in the near future.

(3) A series of sediments on the trench walls are cut by low-angle thrust faults, which caused large horizontal shortening. The structure of the sediments suggests that the fault plane dips even less beneath the trench floor.

(4) The net slip on the fault plane at each event was about 2m, and the average slip rate of the fault is estimated to be on the order of 10^{-1} m/1,000 years.

Key words: Kitakami Lowland, active fault, trench study, paleoseismicity