

千屋断層 (秋田県) の完新世の活動と断層先端部の 形態——千畑町小森での発掘調査

千屋断層研究グループ*

(昭和 61 年 4 月 30 日受理)

要 旨

明治 29 年の陸羽地震の時に動いた千屋断層を掘削した。その結果東傾斜の 2 つの逆断層 F と Z が露出した (傾斜角は多くの場合 20° 以下)。F 断層では明治地震直前まで耕作していた水田の土壌が段丘礫層の下敷になっていた。Z 断層では当時の水田の土壌が折りたたまれ褶曲崖となっていた。この時の断層の上下変位量と水平短縮量は、F 断層でそれぞれ 1.2 m と 2.3~2.6 m、Z 断層で 1 m と 2.3~2.6 m であった。

明治 29 年以前の最新の断層運動は F 断層でも Z 断層でも約 3500 年前に生じている (イベント B)。この時 F 断層沿いには撓曲崖 (高さ 1.4~1.8 m) が生じ Z 断層は“逆曳きずり構造”をつくつて 0.6 m 以上衝上した。なお、明治の陸羽地震とこのイベント B の発生間隔約 3500 年は、千屋断層でこれまでに得られていた平均変位速度値からの推定値と調和している。

掘削によって逆断層の先端部の形態がよく露出した。上盤側の段丘礫層が当時の地表 (水田) に乗り上げた旧地表部分では、上下盤の境界にロードキャスト・削りとり・混合などを伴い境界面は不整合面によく似ていた。また、上下盤とも未固結礫層である場合にはその境界部に鋭い剪断面はみえず代りに曳きずり構造・逆曳きずり構造・細粒物質の進入などがみられた。上盤が半固結泥岩で下盤が礫層の場合には、上盤側に剪断構造を伴い境界面に逆ロードキャスト構造などがみられた。

- | | |
|-----------------|--------------|
| 1. まえがき | 5. 各トレンチの地質 |
| 2. 調査の概要 | 6. 断層の活動歴 |
| 3. 地史のあらましと主な地層 | 7. 逆断層先端部の形態 |
| 4. 掘削地点の地形とその変遷 | 8. まとめ |
| | 文 献 |

1. ま え が き

千屋断層は東北地方の内陸部にある第四紀の逆断層であり、明治 29 年 (1896 年) の陸羽地震の時に 3m 以上も変位した。この千屋断層の地表付近の形態と活動歴を知るため、1982 年に断層線を横切る調査溝 (トレンチ) をつくった。その結果、この逆断層の先端部がよく露出し、地表付近での断層の様々な形態を観察することができた。また、この断層

* 今泉俊文¹⁾・中田高²⁾・松田時彦³⁾ (以上、総括および作業責任者)、柴田豊吉⁴⁾・早川唯弘⁵⁾・村井勇³⁾・中村一明³⁾・米倉伸之⁷⁾・池田安隆⁷⁾・東郷正美⁸⁾・貝塚爽平¹⁾・太田陽子⁹⁾・沢 祥¹⁰⁾・岡田篤正¹¹⁾・平野信一⁵⁾・渡辺満久⁷⁾・鈴木康弘⁷⁾・高田将志⁷⁾・宮内崇裕¹⁾・三好真澄⁹⁾

1) 東京都立大学地理学教室、2) 広島大学地理学教室、3) 東京大学地震研究所、4) 秋田大学鉱山地質学教室、5) 東北大学地理学教室、6) 茨城大学地理学教室、7) 東京大学地理学教室、8) 法政大学社会学部、9) 横浜国立大学地理学教室、10) 神奈川県立津久井浜高校、11) 愛知県立大学地学研究室。

が第四紀後期にすくなくとも4回の断層運動をおこなっていること、明治29年地震の一つ前の活動が約3500年前であることなどが明らかになった。

本調査は文部省地震予知計画経費(昭和57年度)によって、東京大学地震研究所のほか、秋田大学・東北大学・茨城大学・東京大学(地理学教室)・東京都立大学・横浜国立大学・法政大学・愛知県立大学・広島大学などの研究者が参加して行われた(参加者名は前頁脚註参照)。

調査にあたっては調査地点の土地所有者千畑町照井文蔵氏、同町教育委員会高橋弘氏、そのほか多くの方々に御協力や御援助をいただいた。また ^{14}C 年代測定については、東北大学 Radiocarbon 年代測定委員会、花粉分析については宮城県立農業短期大学日比野紘一郎氏、トレンチ掘削工事および地質スケッチについては、アイ・エヌ・エー新土木研究所(市川仁夫氏ほか)に負うところが多い。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

2. 調査の概要

千屋断層：1896年(明治29年)8月31日の陸羽地震(宇津1982によると $M7.2$)の際に秋田県横手盆地の東縁に沿っていくつかの逆断層があらわれた(山崎直方1896, 松田ほか, 1980)。千屋断層は其中最も顕著な地震断層であり(Fig. 1の④)、それに沿

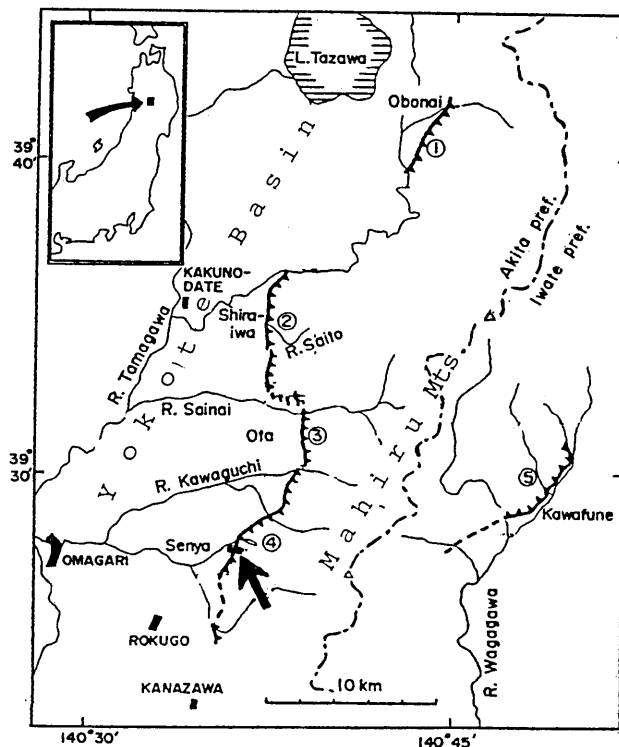


Fig. 1. Location of trench site (arrow). ①-⑤: Surface faults associated with the Rikuu Earthquake of 1896. ④: Senya fault.

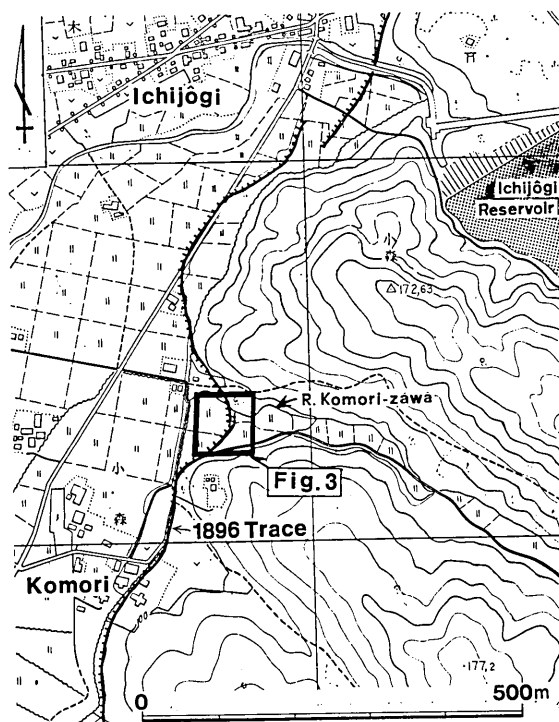


Fig. 2. Topographic map of trench site. Solid lines with short bars are the 1896 surface breaks. The contour intervals, 10 m.

て最大約 3m の上下変位（東側隆起）と水平短縮（東西短縮）が生じた。

千屋断層は、横手盆地東縁を限る活断層でもあり、最近地質時代を通じて陸羽地震時の変位と同じむきの活動を繰返してきた（福井英一郎 1928, 藤原健蔵 1954, 金子史朗 1972, 活断層研究会 1980, IKEDA, 1983）。NAKATA (1976) と松田ほか (1980) はこの活断層の第四紀後期における平均変位速度は 0.8~1.0mm/年程度であり、1896 年陸羽地震と同程度の地震が平均 3000~4000 年間隔で発生してきたと推定した。平野 (1984) は本調査地点をふくむ数か所の断層露頭で ^{14}C 年代測定用試料を見出し、その測定値にもとづいて、千屋断層の明治地震以前の活動は約 4400 年前と 2700 年前の間に生じたとした。

調査地点：トレンチ掘削地点は千屋断層のほぼ中央、秋田県仙北郡千畑町千屋字中小森の、小森沢川の谷底部（照井文蔵氏所有地）である（Fig. 2）。そこには谷底の傾斜に応じて多くの水田が段状につくられているが、その中に他よりもやや大きな比高（2~4m）をもつ低い崖が谷底をほぼ南北に横切っている（Fig. 4 および Fig. 3）。この低崖に沿って、明治 29 年陸羽地震（以下明治地震と略称することがある）の地変が生じたと推定されていた（松田ほか, 1980 の Loc. 42）。

トレンチはその崖を横断するように設計された。この崖は谷の中北部では 2 段にわかれていたこと（Fig. 4C）から地震断層は谷底部の北半では並走する 2 枚の断層に分岐してい



(A)

Fig. 4. Photographs of trench site.

(A) Vertical aerial photographs taken in 1976 (Geographical Institute, TO-76-8, C 4D-12.13). The scarplet pointed by arrow crossing the small valley was excavated.

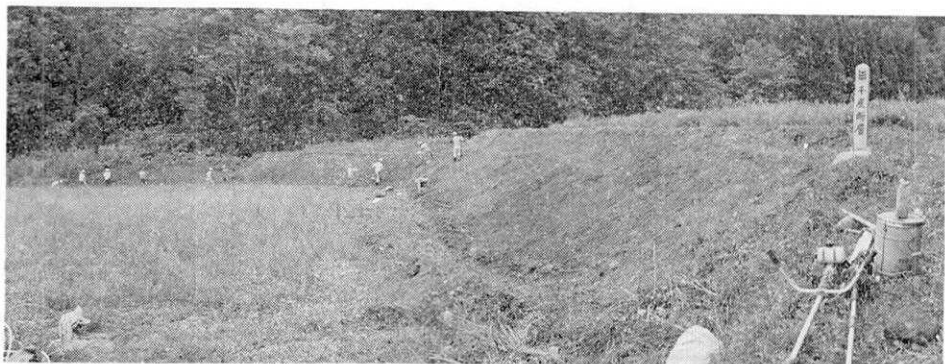


(B) Oblique aerial view of the trench site, looking from the west. Arrow: Z trench.

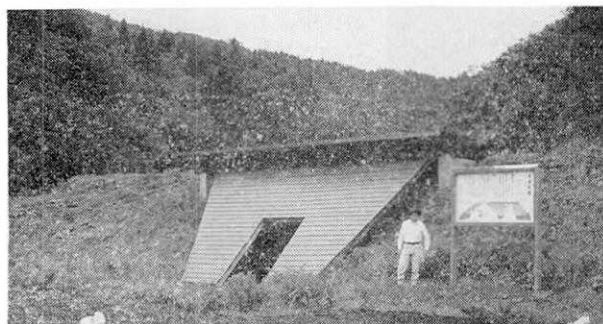
(B)



(C) The site prior to 1978 when the land improvement was done, looking north. Scarplet F is a slope between paddy fields α and B. A slope between B and A is a modified scarplet Z that was lost before the excavation.



(D) Scarplet F on which trenches N, M and S are excavated. The photo was taken in 1982 before the excavation. The scarp surface is being cleaned by removing the grass.



(E) M-trench roofed for preservation. The photo was taken in 1986.

ると予想された。そこで2枚の断層のおのおのを横断するように計5つのトレンチを掘削した(N, M, S, Z, Yの各トレンチ)。Fig. 3にそれらのトレンチの配置を示す。

掘削したトレンチの壁面観察のほかに上記の崖(低崖F)の表面(F面)とその北端近くの水田わきの切断面(K面)でも草などを除去して同様の観察を行った。

トレンチ：各トレンチは、いずれも長軸はほぼ東西で、長さ最大約20m、トレンチ底の深度3~5m、トレンチ底の幅1~3mで、各壁面の勾配はほぼ45°とした。

トレンチはパワーシャベルで荒掘削したのち、シャベル、ねじれ鎌、箒、刷毛等を用いて人力で平滑に整形し、1mごとの目盛付の水糸を左右1m間隔に設置して壁面に1mのグリットを設けた。壁面の観察に際しては小森沢川から汲み上げた水をホースで壁面に注ぎ露頭面を洗った。このような水洗いは、露出面のクリーニングにきわめて有効であった。

壁面のスケッチ：スケッチは各壁面について、原則として縮尺1/25で行い、必要に応じて部分的に1/10で行った。それらの各壁面の各スケッチはまとめて末尾のplates IおよびIIに示した。その解説図・部分図などは必要に応じて関連頁付近にのせた。

スケッチは勾配(約45度)のある壁面上のグリットに準拠して行われた。各スケッチの縦軸(深さ方向)は法面上での長さである。したがって図上での深さ方向のスケールは水平方向のスケールの約1/0.7倍になっている。

それぞれの壁面の名称はトレンチ名と壁面の北壁(N)か南壁(M)かを組合せてNS面、MS面、ZN面などの略号であらわした。たとえばNS面はNトレンチの南側壁面のことである。壁面上の位置は、[ZN 10-2]などのように、壁面略号につづく数字で示した。ハイフンの前の数字は各トレンチの東端の基準点からの水平距離、ハイフンの後の数字は地表付近の基準線から法面の傾斜方向にはかった距離(いずれもメートル)である。なお、[ZN 10~12]のように2つの数字が~で結ばれている場合には水平座標上での範囲を指す。

採取試料：露出面より ^{14}C 年代測定用試料(木片、腐植土壌など)および花粉分析用試料を採取した。年代測定は20試料について東北大学地理学教室で行った(平野信一測定)。試料位置、コード番号、 ^{14}C 年代測定値などをTable 1に示す。

花粉分析用試料は主としてZトレンチの壁面から採取し(合計57地点)、花粉粒子の少ない試料を除いた25試料について、分析結果を得た(Fig. 8, 日比野絃一郎分析)。各試料の採取位置・番号は各露頭面のスケッチ図(plates I, II)に示した。また、露頭面の一部(ZトレンチS面)を接着剤によりはぎとり、標本とした。

3. 地史のあらましと主な地層

概説 掘削地点は主に新第三紀の泥岩とそれを被う第四紀後期の堆積物・表土からなる。これらの地層はいずれも2つのほぼ平行する東傾斜の逆断層によって切断・変位している。Fig. 5(A)は調査地点の代表的な東西断面図である。東側の逆断層をF断層、西側のそれをZ断層とよぶ。F断層は低崖の北端付近で、Z断層は谷底の中南部で、不明瞭となり(Fig. 3)、両者はこの谷底部で互に雁行関係にある。このように千屋断層は調査地点では互に約5m隔った2つの逆断層にわかれている。

調査地点に露出した主な地層名と層序関係をFig. 6に示す。Fig. 7(A)~(F)はこの層

Table 1. ^{14}C dating samples and their ages.

Trench	Wall	Grid		Material	Code No. (TH-)	^{14}C age (Y. B. P.)		beds
		horiz.	on-slope					
N	NN	3.20-3.30	2.00-3.00	humus }	1012	970 \pm 100		YT ₂
	NE	2.40-2.50	1.50-2.60	walnut }				
	MN	5.15-5.20	8.30-8.40	wood	889	960 \pm 100		H
	SE	0.50-0.60	4.00-4.20	soil	1013	2,740 \pm 110		H on YT ₁
	SN	5.4	11.00-12.00	wood	880	5,000 \pm 150 -140		YG ₁
K	SS	3.70-3.90	3.85-3.88	wood	879	older than 31,540		S
	K	2.25-2.30	9.30-10.00	peaty soil	1015	1,020 \pm 100		YG ₂
	K	1.55-1.65	3.20-4.60	humus, sand and silt	1016	3,180 \pm 110		YG ₂
	K	3.00-3.03	7.00-7.35	peaty soil	1014	22,490 \pm 960 -860		OG
	K	1.70-1.95	8.25-8.35	peaty soil	890	25,880 \pm 1,560 -1,300		OG
Z	ZN	2.55	13.40	wood fragment	881	3,730 \pm 120		YG ₁
	ZN	2.90-3.05	9.95-10.40	wood, peaty soil	1017	4,230 \pm 120		YG ₁
	ZN	1.93-1.97	10.80-11.20	peaty soil	885	4,680 \pm 130		YG ₁
	ZN	0.50-0.70	6.75-7.10	wood	888	23,010 \pm 1,070 -940		OG
	ZN	2.20-2.25	3.45-3.55	wood	882	older than 30,830		OG
	ZS	1.40-1.50	15.70-16.50	sandy peaty soil	883	1,050 \pm 100		YG ₂
	ZS	3.00-3.05	10.30-11.20	peaty soil	1018	4,240 \pm 130 -120		YG ₁
	ZS	0.80-1.00	6.00-6.75	wood, peaty soil	887	25,540 \pm 1,620 -1,350		OG
	ZS	1.80-1.85	6.80-6.90	wood	884	26,700 \pm 1,710 -1,410		OG
	ZS	3.40-3.45	3.70-3.75	wood	886	older than 32,210		OG

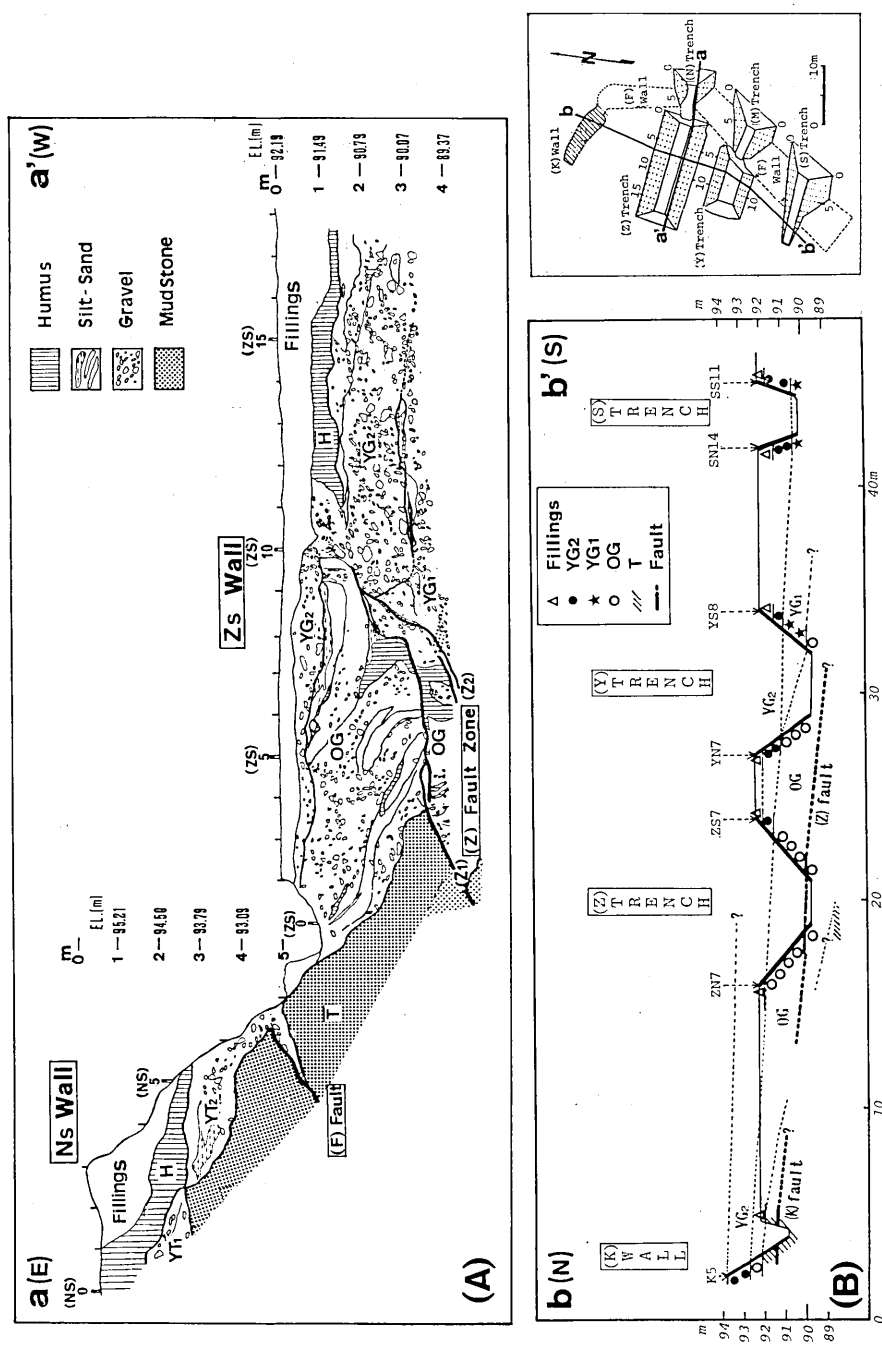


Fig. 5. Simplified geologic profiles: (A) East-west profile through trenches N and Z (the southern walls), (B) North-south profile on the hanging wall of Z fault through K, Z, Y and S. The profile lines are shown in attached figure.
T: Tertiary mudstone. OG: Older gravel. YG₁: Lower beds of the Younger gravel (YG). YG₂: Upper beds of the Younger gravel (YG). YG₁: Higher terrace gravel equivalent to YG₁. YG₂: Uppermost humus.

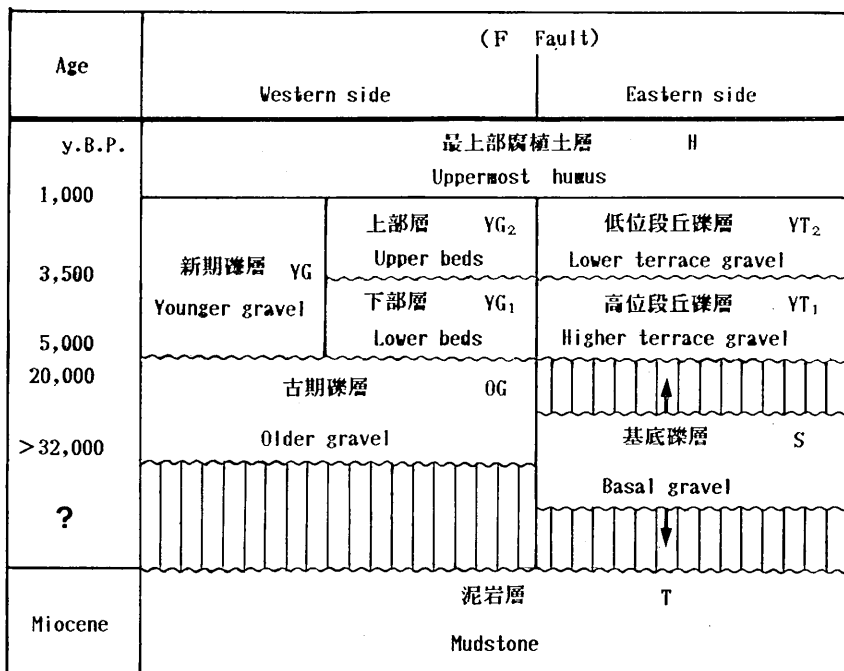


Fig. 6. Stratigraphy and approximate age of the deposits.

序関係にもとづいて復原した約 5000 年以降の地史概略である。

A) 小森沢川谷底での YG₁ の堆積 (Fig. 7A),

B) 約 3500 年前の断層活動 (イベント B) による Z 断層および F 断層に沿う低崖の形成 (Fig. 7B),

C) 小森沢川の浸食による低崖 F の北半部と低崖 Z の消失および礫層 YG₂ による埋積 (Fig. 7C),

D) その後の水田化 (Fig. 7D),

E) 明治 29 年 (1896 年) 地震時の F 断層沿いの低崖 F の生長と低位段丘の形成, および Z 断層による撓曲崖の出現 (Fig. 7E),

F) 1982 年トレンチ掘削 (Fig. 7F).

礫層の区分と対比 掘削によって多くの壁面に礫層が露出したが, それはいくつかの不整合面によって分けられている. それらの礫層を, 分布位置の対応, ¹⁴C 年代値, 岩相の類似, などによって, 最下位の OG (約 2 万年より古い), YG₁ (5000~3500 年), および YG₂ (3500 年以降) にわけた. 以下, 主にその区分や相互関係について記す.

調査地点の礫層は F 断層および Z 断層によって, F 断層の東側 (上盤), 両断層にはさまれた中央部, および Z 断層の西側 (下盤) の, 3 部分にわかれて分布している. このうち, 中央部の礫層は Y トレンチに最も広く露出したが, そこでは礫層内部に二つの顕著な不整合が認められ (Fig. 16), それによって礫層は 3 分される (下位から OG, YG₁,

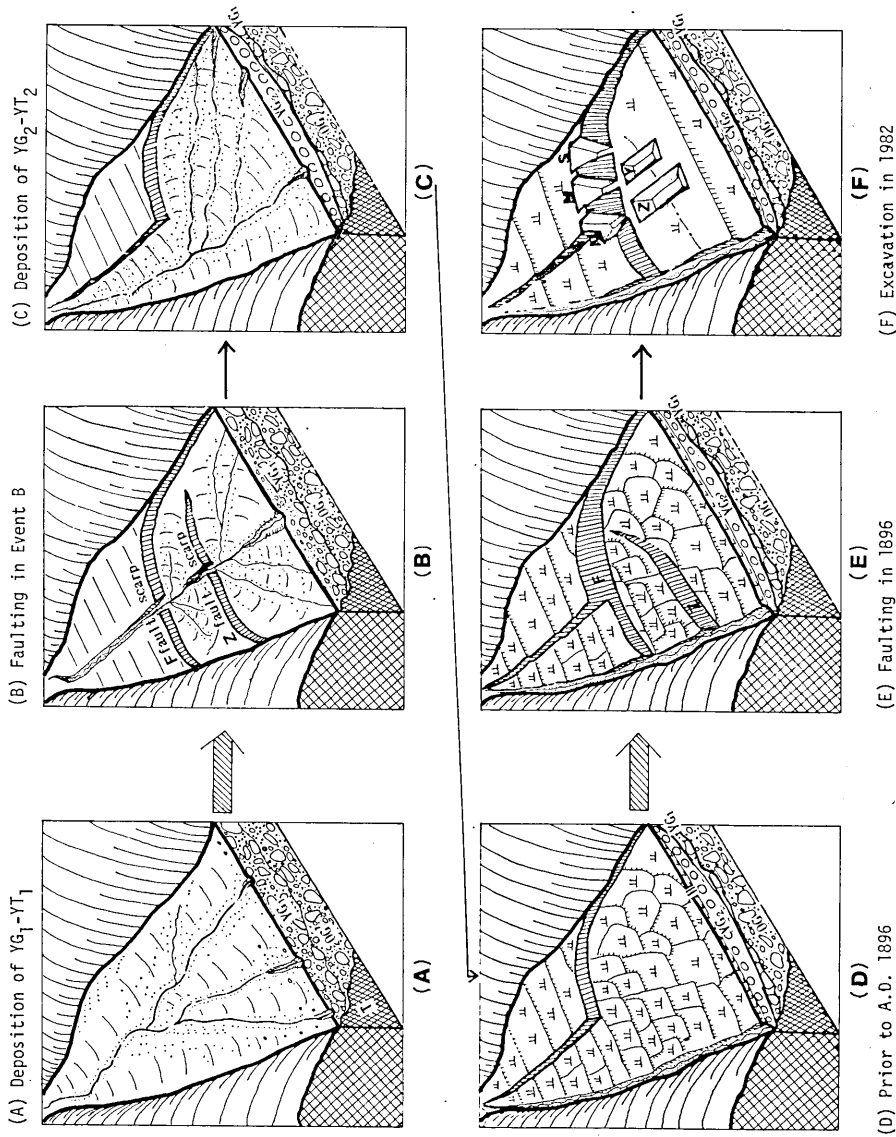


Fig. 7. Schematic diagrams of trench site showing change of topography since ca. 5,000 years B.P. (A) Formation of depositional surface of Higher terrace gravel (YI₁) and Lower beds of Younger gravel (YG₁). (B) Formation of scarps F and Z due to Event B (ca. 3,500 y.B.P.). (C) Erosion of the scarps and deposition of Lower terrace deposits (YT₂) and the Upper beds of the Younger gravel (YG₂). (D) Cultivated surface prior to the 1896 earthquake. (E) Scarps that appeared in the 1896 earthquake. (F) The scarps were excavated for this study in 1982.

YG₂). Y トレンチ東端 (YE 面) の YG₂ は M トレンチのそれに連続するので, M トレンチの F 断層下盤は大部分 YG₂ であることがわかる. YN 面では上記の 2 枚の不整合面が合して OG と YG₂ が接して YG₁ 層は欠如している. その不整合面は数 m 北側につくられた Z トレンチ南壁 (ZS 面) にもほぼ同高度に認められるので (Fig. 15B), ZS 面でも Z 断層上盤では YG₁ を欠き OG と YG₂ が接している. この OG 層はその基底で新第三紀泥岩を不整合に被っている. さらに北方の K 面でも, Z 断層の上盤側には同様の顕著な不整合があり (Fig. 14A), 同様にその下位の泥岩を被う礫層が OG, 上位が YG₂ に相当する. この YG₂ は K 面東端で低崖 F の北部を構成する低位段丘の礫層 YT₂ に連続する. Fig. 5(B) はこのような中央部における Y, Z, K の各壁面での, OG, YG₁, YG₂ の分布関係を示したものである. 図からわかるように, 各不整合面の高度はいずれも南方へ低くなりそれに応じて上位の YG₁, YG₂ が厚くなっている.

西側部分すなわち Z 断層の下盤側では ZS 面で上記の中央部 (Z 断層の上盤側) の YG₂ が Z 断層によって強く撓み曲り Z 断層の下盤側に連続している (Fig. 15B) ので, ZS 面上部の礫層も YG₂ である. この YG₂ の基底には不整合面があるが, その下位にある礫層は, 上盤側の不整合面上の礫層 (OG) よりも明確に若い ¹⁴C 年代を示したので OG ではなく Y トレンチの YG₁ に相当する. 岩相的にもそのことに調和している. K 面の Z 断層の下盤でも Z トレンチでの下盤と同様, 不整合でへだてられた上下の礫層が YG₂ と YG₁ である. ¹⁴C 年代からみて OG に属する礫層がその YG₁ のさらに下位に露出する.

東側部分 (F 断層の上盤側) の礫層はごく一部 (S 層) をのぞいて段丘構成層である. 北部の低位段丘構成層 YT₂ は上述のように K 面の YG₂ のつづきであり YG₂ と YT₂ は同層準である. 高位段丘構成層 YT₁ については, ¹⁴C 年代が得られなかったが, この段丘がトレンチの上流で低位段丘面との比高がなくなること, 段丘の表面も低位段丘面と同様開析されていないこと, などから, OG より時代的に新しいと考えられるので, この高位段丘礫層 YT₁ は YG₁ に対比されるとみなした.

以下に層序表 (Fig. 6) の各地層を下位より順に記す.

泥岩層 (T): 本層は調査地点での基盤をなし, 主に F 断層の上盤と下盤 (=Z 断層の上盤) に露出する. 泥岩は灰色塊状でありしばしば白色軽石の小粒をふくみ凝灰質である. F 断層の上盤では厚さ 5~10 cm の白色細粒軽石質火山灰層を数 10 cm 間隔で 3 枚はさむ. 一般に南東へ約 30° 傾斜しているが, K 面では Z 断層上盤の先端部でゆるく西へ傾斜し背斜状の構造を呈する. 本層は北方 0.4 km の釜淵川河崖に露出する海成泥岩, 上川原層 (白田ほか 1976, 中新統最上部) に類似しており, 同層に相当すると思われる.

基底礫層 (S): S トレンチの F 断層上盤にだけ露出する河成礫層である. 厚さ約 2m. 青灰色火山灰の大塊を 2~3 ふくむ. 下位の泥岩 (T) とは明瞭な不整合である. 上位の高位段丘礫層 (YT₁) とは, 礫種 (先第四系の各種火山岩)・円磨度 (亜円礫~亜角礫)・礫径 (小礫~巨礫) などの点で似ているが, 固結度がややよいこと, より灰色であること, 上位層に不規則な境界 (不整合面) をもって被われていること (Fig. 12), やや砂質の基質に富むこと, などから上位層 YT₁ から区別した.

この礫層中にふくまれる火山灰塊は青灰色塊状の細粒ガラス質火山灰で, 内部に腐植質シルト・木片などを不規則に混入している. この火山灰塊は SS 面で厚さ最大約 1m, SE

面で礫層中に尖滅する。そのほか同質の火山灰は礫層の中に径数 10 cm の礫状のブロックとしても見出される (SE 面から [SN 4] 付近にかけて)。したがってこの火山灰塊はいずれも礫層の中にとり込まれた新第三紀層 (千屋層) の大きな礫である可能性が大きい。この火山灰中に混入している泥炭質シルトから得られた木片の ^{14}C 年代 (TH-879) は 31540 y.B.P. より古い。礫層自体の年代資料は得られなかった。火山灰塊中の腐植土 (試料 No. 25) には, *Quercus* の花粉が多いが, *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Castanea* などは極く僅かであり (Fig. 8), その点で次のべる古期礫層とも新期礫層とも異なる。この火山灰は, 臼田ほか (1976) の鮮新統千屋層のものに似るので本層全体が千屋層である可能性もあるが, ここでは上述のようにその火山灰を二次礫とみなして本層を小森沢川の河床堆積物中の最下部礫層と考えた。

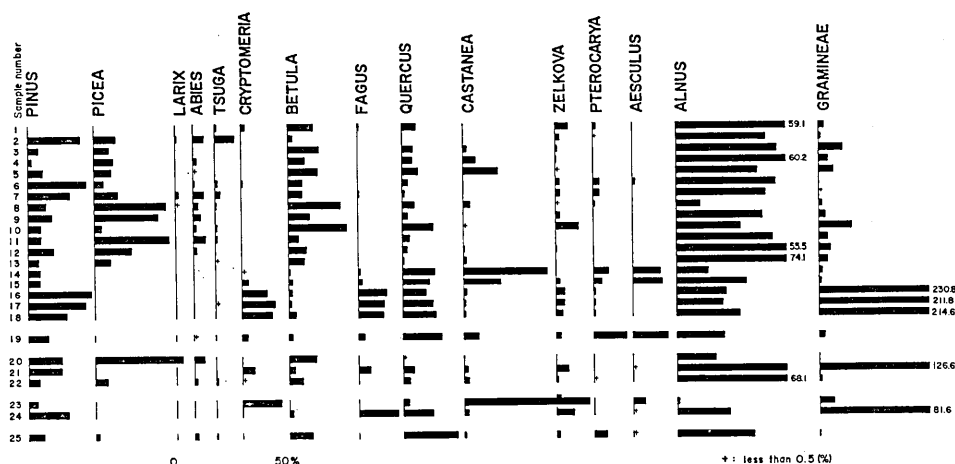


Fig. 8. Pollen composition in samples.

古期礫層 (OG): 基盤の第三系 (T) を不整合に被い, Z 断層の上盤の主体を構成している (Fig. 5).

本層は主に河成の礫層・砂層からなり腐植土層をはさむ。礫層は小礫～巨礫の亜角礫～円礫で構成され, 礫種は主に背後の真昼山地を構成するやや変質した各種の新第三紀火山岩である。調査地点の基盤岩である新第三紀泥岩の礫はほとんどみとめられない。この礫層は明らかに小森沢川の堆積物であるが, その流域には上述の新第三紀火山岩の露出はなく, したがってこの礫層を構成する礫の大部分は, 小森沢川流域に露出する鮮新統や更新統の礫層などから由来した再移動礫であると考えられる。

古期礫層は一般に新期礫層よりも礫が細粒で基質 (砂) がやや多く固結度もやや高い。礫層は灰色を示す部分もあるが赤褐色をおびていることもある。

本層 (試料 10, 20, 22) 中に含まれる花粉には *Picea*, *Abies*, *Tsuga* などの冷涼な気候を反映する花粉が多産し, *Quercus*, *Castanea* などの温暖な気候を示す花粉は少ない。

本層中の木片や腐植土層の ^{14}C 年代は大部分 22,000～27,000 y.B.P. である (Table

1). しかし基底部から得られた ^{14}C 年代試料 (TH 886) には 32,000 年より古い ^{14}C 年代を示すものもあった.

新期礫層 (YG): 本層は古期礫層 (OG) を不整合に被う完新世後半の堆積物であり小森沢川谷底部の最新の地形面をつくっている. 本層から得られた試料の ^{14}C 年代測定値はいずれも 5000 年 B.P. より若い.

本層は新第三紀火山岩の礫 (巨礫~小礫の亜円礫) からなる礫層であり, うすい砂層・腐植土のレンズをはさむ. 岩相も礫種も古期礫層に似ているが, 概して, より灰色・粗粒で未固結である. 本層は ZN 面での Z 断層の下盤側の露出を模式として下部層 YG_1 と上部層 YG_2 に分けられ, 高位段丘礫層 YT_1 と低位段丘礫層 YT_2 もそれぞれ本層の YG_1 , YG_2 に対比されるので本層にふくめて扱った.

下部層 YG_1 は Z トレンチと K 面で Z 断層の下盤に広く露出する. Z 断層の上盤 (F 断層の下盤) でも南部 (YS 面・S トレンチなど) ではみられるが, 北部の Z トレンチ・N トレンチ, K 面などでは欠如している. 高位段丘を構成する礫層 (YT_1) も本層に属する. 下部層とはどこでも不整合である. Z および S トレンチから得られた試料の ^{14}C 年代値はいずれも 3,500~5,000 y.B.P. の間にあった. 高位段丘を構成する部分 (YT_1) ではその上位の腐植土層 (H) が 2,740 \pm 110 y.B.P. (TH 1013) であったので, YT_1 はそれよりも古い. 本層は上部層 YG_2 に比べて砂層・腐植土層などのはさみが多く, 礫径も多少小さい. 本層 (YG_1 , 試料 No. 14 と 15) からは *Quercus*, *Castanea*, *Polypodiaceae* を多産するが, *Picea*, *Abies*, *Tsuga* などは全く産出せず, その点で OG 層とは明確に異なっている.

上部層 YG_2 は Z 断層下盤側および YS 面などで YG_1 を不整合に被う. K 面や YN 面の Z 断層上盤側では OG 層を直接被う. YG_1 に比べて YG_2 は礫・基質ともにより粗粒であり, しばしば巨礫をふくむ. 砂層や腐植土層などの細粒層をほとんどはさまず, ほぼ未固結であり褐色を帯びることは少なく, 概して灰色である. この YG_2 が低崖 F の下流側の谷底面と低位段丘面を構成している. K 面・ZS 面および N トレンチで得られた試料の ^{14}C 年代はいずれも 3500 年より若く 1000 年より古い.

最上部腐植土層 (H): 新期礫層 (YG) の上位にある黒土層を一括したもので, 主に 1896 年地震直前ないし 1978 年の圃場整備直前まで耕作されていた水田の土壌と, 断層崖の斜面の表土である. 厚さ約 30 cm. 水田土壌は下位の最新期礫層 (YG) とは整合状であり, 少なくとも構造的不調和はない. 人工的につくられた畔や路肩部分の黒土層はスケッチでは盛土層として区別した.

トレンチ掘削以前に低崖 F の下部に露出していた本層 (旧水田土壌) の ^{14}C 年代 (平野, 1984) および今回得られた試料の ^{14}C 年代はいずれも約 1000 年ないしそれより若い.

本層からの花粉 (試料 Nos. 16~18, 21) には *Pinus*, *Fagus*, *Cryptomeria* などが目立つほか, とくに Gramineae が多産し本層が最近の水田土壌であったことを示すものと思われる. *Picea*, *Abies*, *Tsuga* は産出しない.

4. 掘削地点の地形とその変遷

調査地点は、明治 29 年地震以前から水田として利用されていた。その後、地震による地形変動や土地改良などの人為的改変を受けた。以下、地籍図や土地所有者の談話にもとづいて、明治以後の地形の変遷を述べる。

4.1. トレンチ掘削時の地形

掘削直前の地形を Fig. 4D および Fig. 3 に示す。Fig. 3 の中央の「F wall」が西むきの低崖 F の斜面である。その下流側（西側）には広い 1 枚の水田（水田 γ ）が、上流側（東側）には高低 2 つの水田（ α と β ）があり両者は比高約 1m の段丘崖で隔てられている。北側の低い方の面（水田 α ）が低位段丘、中部以南の高い方の面（水田 β ）が高位段丘である。N, M, S の各トレンチは西側の水田 γ を一部掘り下げてこの低崖 F を掘りこんだものである。

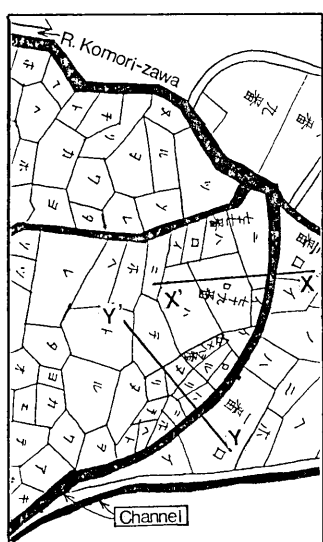
Z トレンチおよび Y トレンチは低崖 F の西側で水田 γ を掘ってつくられた。水田 γ は後述のように 1978 年の土地改良によってつくられたものであり、北側の小森沢川（人工につくられた流路）の河床よりも低い。小森沢川と水田 γ との間には土手状の高まりがあり、その南西斜面（切り取り面）が K 面（K wall）である。K 面の南東隅（Fig. 3 の 94.30 と 94.79 の間）には小森沢川からの旧導水溝があるがこれは 1923 年頃の土地台帳図（Fig. 9B）などに記されているもので、その跡が残っていたため旧地形との位置関係を知るのに役立った。

4.2. 明治地震前の地形

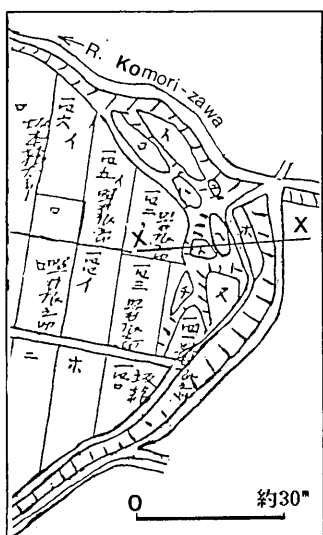
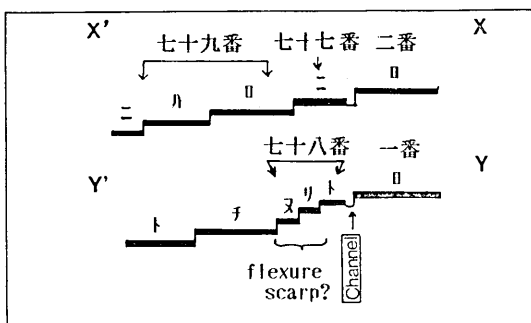
Fig. 9(A) は明治地震直前の明治 22~23 年頃につくられた地籍図（字切図、千畑町役場保管）である。この図の右上から左下へのびる弧状の黒太線は水路でありそれが字境線になっていた（東側は字内澤、西側は字中小森）。この図はその 2 つの字切図をつないだものである。現在の低崖 F はこの水路にほぼ沿っている。この字境線の南半分には当時（明治地震前）からすでに崖地形が存在していた。そのことはその部分の水田区割が異常であることからわかる（今泉ほか, 1984）。すなわち地番七十八のイ~ヲ水田の 1 筆の区画は、周囲のものに比べ異常に狭く、しかもそれらは水路から推定される等高線にほぼ沿って細長く配列している。この地域は西へ低くなる谷底であり、その傾斜に応じて多角形の水田が段状につくられていたと考えられる。したがって七十八番イ~ヲ付近での水田の細長い配列は、その付近の谷底がその上・下流部に比べて急傾斜であったことを示している。

これに対して、字境線の北半分では地籍一番・二番とその西側の七十七番・七十九番の境界にそのような細長い形態の水田はみられない。したがって段丘地形と低崖の関係から松田ほか（1980）が推定していたように現在の低崖 F の北半部は当時存在しておらず、明治 29 年地震によってはじめて崖地形が生じたものであると考えられる。

なお上述の字切図には、その測図（明治 22~23 年頃）以降大正 12 年までの間に生じた地目や地割の変更が貼紙されている。それによると上述の七十八番イ~ヲは、合筆の上荒地に変わり、七十七番イ~ニは 1 枚田に合筆されている。このような土地変更は千屋断層沿いの他地域でも見出されており、稲庭（1983）が指摘しているようにそれは陸羽地震時に同断層沿いに生じた地変とそれによる土地の荒廃を意味していると考えられる。



(A) ca., 1890 year A.D.



(B) 1923 ~ 1932

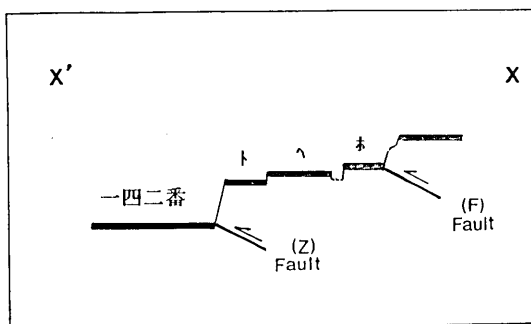
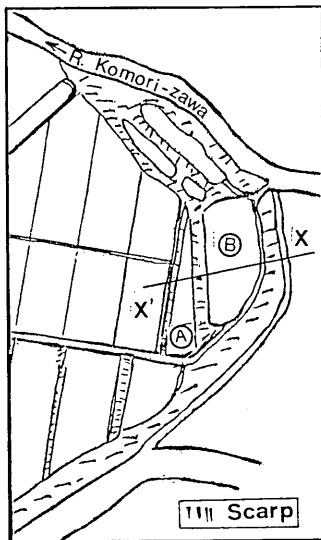


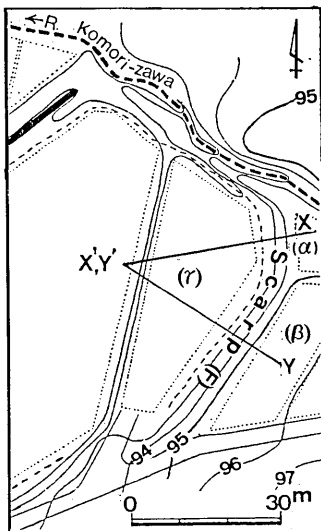
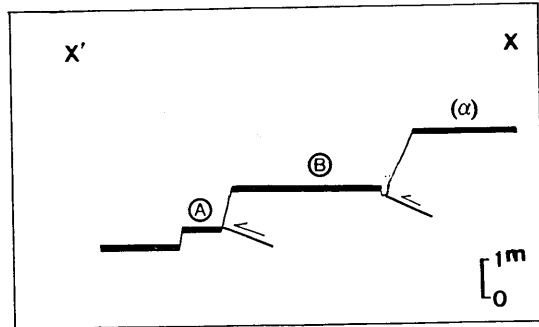
Fig. 9. Change in surface of the trench site since 1890 A.D.. Figures on the right represent schematic profiles of the surface along given line(s) in the map on the left.

(A) Before the 1896 earthquake (the map was compiled from cadastral maps of 1890). The thick bands represent irrigation channels and the Komorizawa stream. Along the channel crossed with lines X'-X and Y'-Y is the approximate position of scarp F. Narrow paddy fields crossed with Y'-Y imply the presence of a relatively steep slope there.

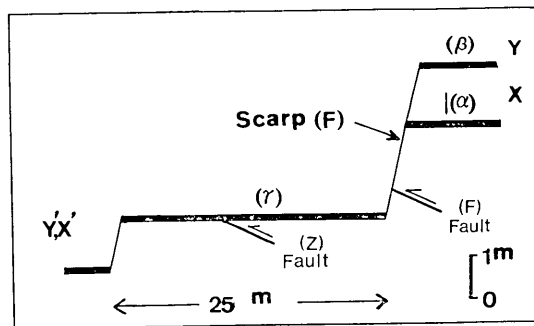
(B) After the 1896 earthquake. The map was produced officially in 1923. The co-seismically raised part is shown by irregular arrangement of small paddy fields.



(C) 1932 ~1978



(D) 1978 ~



(C) Paddy fields in the period from 1932 to 1978. Small paddy fields were assembled to form paddy field B. The profile on the right was drawn based on Figure 9 (E).

(D) Just before the excavation in 1932. The land improvement was done in 1978.

4.3. 明治地震後～大正 12 年頃の地形

Fig. 9(B) は大正 12 年の耕地整理後につくられた土地台帳図である。以前の水田の多くは整理されて直線的な境界をもつ広い水田になった。しかし小森沢川から低崖 F の西側には新しい水田境界と斜交する半月状の土地が未整理のまま残されている (Fig. 9B の崖の記号や水田イ、ロ、ハ……などがある部分)。この未整理部分は次のことから考えて、明治地震時に隆起した部分である。i) 筆者らが現地を訪れた 1975~1978 年には、この未整

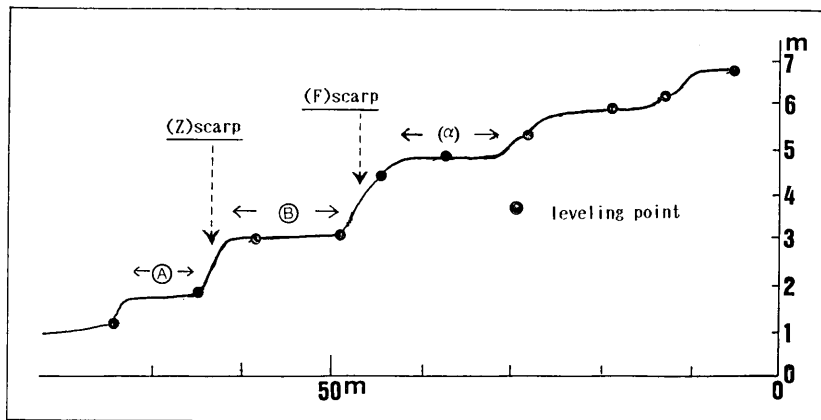


Fig. 9(E) Topographic profile across paddy fields, A, B, measured in 1975 (after profile no. 36 in figure 12 of MATSUDA *et al.*, 1980).

理部分と既整理部分の斜めの境界に沿ってその東側に明瞭に一段高い水田 (Fig. 9C の水田 B) が現存していた。ii) しかし明治地震前の地籍図 (Fig. 9A) にはそのような斜めの土地境界を示唆するものはない。iii) この土地台帳図 (Fig. 9B) と、トレンチ掘削時の地形図 (Fig. 3) とを、両図に共通して示されている低崖 F 北端の取水溝と七瀬用水の水路 (いずれも現存する。後者は Fig. 3 および Fig. 9 の西方枠外) の位置・むきを一致させて重ね合せると、Fig. 9(B) の斜めの境界線は Z トレンチに露出した Z 断層の位置にはほぼ正確に (1~2m の精度で) 一致する (Fig. 9F)。

このように、Fig. 9(A) と 9(B) の水田境界の差異は、明治 29 年地震時の Z 断層の活動によってその東側の土地が隆起したことを意味している。Fig. 3 に示した Z 断層の北西部分 (破線) の位置は、このことにもとづいて Fig. 9(B) の斜めの境界線に一致するように描いてある。

4.4. 昭和初期~1978 年の状態

その後 (昭和初期) この隆起した半月状部も水田化され、Fig. 9(C) のように区画された。この図は Fig. 9(B) に基づいて地主の照井文蔵氏が描いたものである。その実測断面図を Fig. 9(E) に示す。図中の水田 A・B は Fig. 4(C) の写真の A・B の水田である。

その後 1978 年に圃場整理が行なわれこの A・B 両水田は隣接の水田と合体して Fig. 9(D) にみるような 1 枚の大きな水田 (γ) になった。この水田の造成に際しては、Fig. 9(C) の水田 B の表面とそれに接する低崖 F (主にその N トレンチ以北の部分) が一部削りとられ、水田 A およびその西側 (Fig. 9B の一四二・一四三と一四〇) が盛土された。その水田の表面から表土を除いて Z トレンチと Y トレンチが掘削された。

5. 各トレンチの地質

観察した各壁面のスケッチは Plate I と II に一括してある。以下、各壁面の地質を記す。

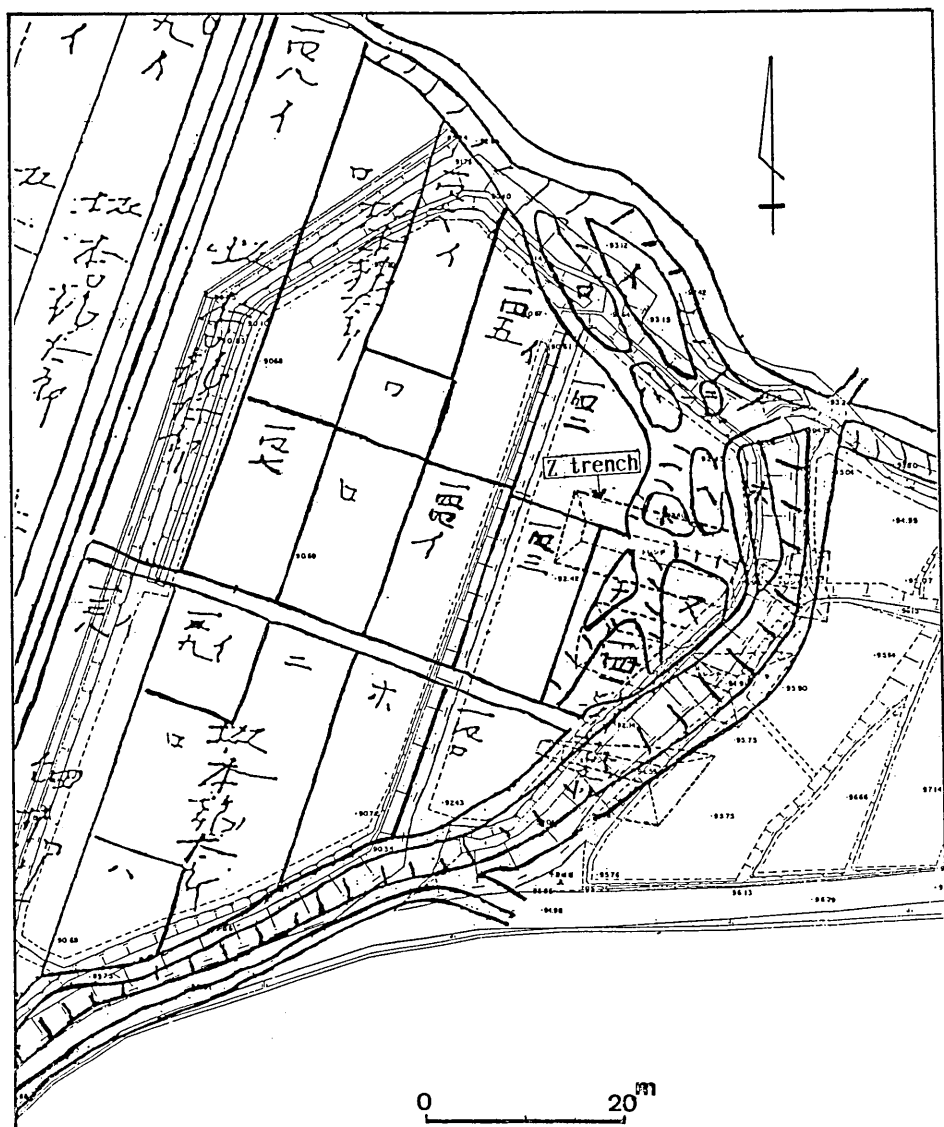


Fig. 9(F) Superimposed map of Figure 9(B) and Figure 3, showing that the north-eastern boundary of paddy field in Figure 9(B), coincides in its position with Z fault exposed in Z trench.

5.1. N トレンチ (Fig. 10)

N トレンチは低崖 F の北部で、それにほぼ直交するように東方へ掘りこんだものである。F 断層はその低崖の基部に東へ約 25° (NS 面) $\sim 28^{\circ}$ (NN 面) の傾斜で露出した。

このトレンチの東端の壁面 (NE 面, plate I) には低位段丘と高位段丘とを境する段丘崖の断面があらわれた。そこでは基盤の泥岩の表面 (礫層の基底面) も地表の段丘崖地形と同様、ほぼそれに平行した崖状を呈している。この泥岩表面の崖状部以北 \sim NN 面 (Fig. 10A) にかけての礫層が低位段

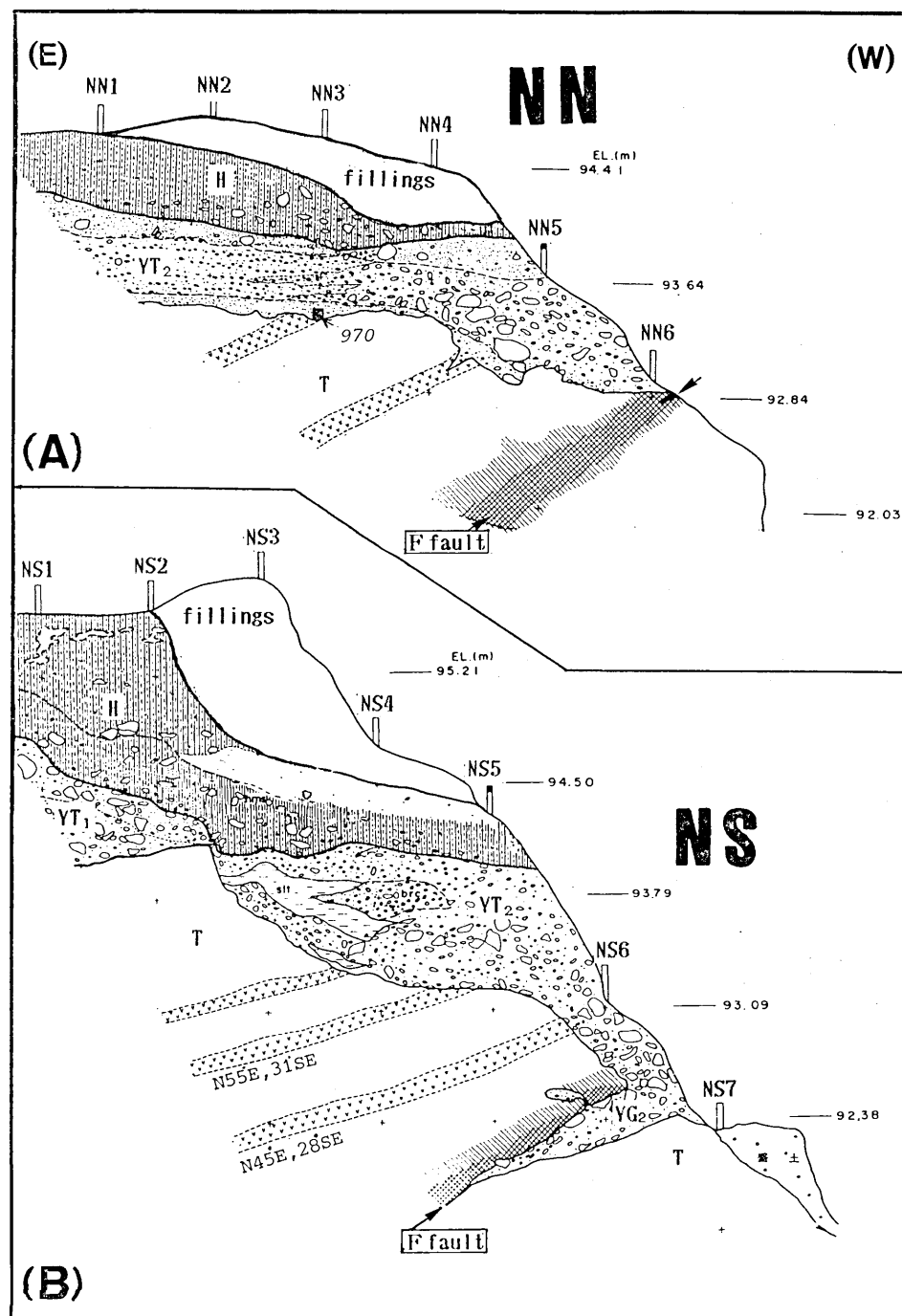


Fig. 10. N trench. Intervals of posts correspond 1 m in horizontal distance. Intervals of numbered horizontal lines indicate 1 m when measured on the slope (about 0.7 m in height difference). For legend to lithofacies, see plate I.

T: Tertiary mudstone. YT₁: Higher terrace gravel. YT₂: Lower terrace gravel. H: Uppermost humus. Italic numbers attached to solid square denote ¹⁴C ages. Same to Figures 11-16.

(A) North wall (NN). (reversed from original sketch for comparison).

(B) South wall (NS). The east wall is shown in Plate 1.

丘をつくる YT_2 であり、以南～NS 面 (Fig. 10B) の礫層が高位段丘礫層 YT_1 である。しかし、後者の礫層基底の地形には埋没した段丘崖状の傾斜急変部 ([NS 2.5] 付近) があり前記の段丘崖下の崖地形の西方延長である可能性がある。その場合にはこの傾斜急変点より低い部分の礫層は低位段丘礫層 YT_2 である。Fig. 10(B) ではその部分を YT_2 とした。この YT_2 と YT_1 の境は南側の M トレンチ北壁との間にあると思われるが、その境界は低崖 F の露出面 (Fig. 13) では判然としなない。Fig. 13 ではその境をかりに [F 19] 付近においた。

^{14}C 年代試料 (クルミをふくむ腐植土層) は NN 面の YT_2 基底付近から得られたが、その年代は 970 ± 100 y.B.P. (TH-1012) であった。

これら礫層の上位には水田土壌ないし盛土の厚い礫まじり黒土層があるが、低崖 F の斜面には黒土層を欠く。これは、土地改良 (水田 B の造成) の際に崖面が 1m 以上削りとられたためである。

F 断層上盤の基盤泥岩は断層面と同様東傾斜であるが、その基底は [NS 5～7] で礫層の上になっている。その礫層は上下両面を泥岩にはさまれ東へ尖った楔状を呈している (Fig. 10B)。その上限面は、破碎されて軟弱になった泥岩に被われ、いくつかの礫がその中にくいこみ、そのため両者の境界面 (F 断層) は平滑でない。一部の礫はポケット状に数 cm 以上も上位の泥岩中に入り込んでいる。楔状部内の礫は全体として泥岩との境界面に沿ってならんでいてとくに強い擾乱を受けているようにはみえない。この楔状礫層の下底面は上限面とちがって平滑な境界面 (不整合面) で下位の泥岩 (上位の泥岩より新鮮で破碎を受けていない) と接している。Fig. 35 はその楔状部の写真である。この楔状礫層はその西端近く [NS 6～7] では F 断層上盤の YT_2 層と断層で接している筈であるが両者とも礫相であるため両者の境界面はみえない (そのため Fig. 10B では両者の境界をひいていない)。この楔状礫層は F 断層の下盤であることとその分布高度とから、Z トレンチ上部 (ZS 面) の YG_2 のつづきである (Fig. 5A)。

このような礫の楔状体は NN 面でも F 断層の先端部 [NN 6.2 付近] に僅かにみられたが (Fig. 10A の矢印の位置)、F 断層の主要部はその上下盤とも泥岩であり、そこで幅 2～3 cm の軽度の破碎帯 (Fig. 26) を呈していた。その破碎帯には内部にも縁辺にも明瞭な剪断面はみえず周囲の泥岩と漸移していた。

5.2. M トレンチ (Fig. 11)

M トレンチは N トレンチの南側に高位段丘西縁部を掘削してつくられた。このトレンチでは N トレンチと同様、南北両壁面下部に F 断層が露出したが、その下盤側に明治地震時まで耕作していた水田の埋没土壌が見出された (Fig. 11B の [MS 3～6] の H 層)。Fig. 28 は MS 面の全景写真である。

基盤の泥岩 (T) はトレンチ奥部の F 断層の上・下盤いずれにも露出した。上盤の泥岩は N トレンチ同様、火山灰をはさみ東へ傾斜し、節理の発達が著しい。泥岩の表面近くの厚さ約 1m の部分は赤褐色を帯びている。

泥岩を被う上盤側の礫層 (高位段丘礫層 YT_1) は主に小～大礫からなり、上部にはほぼ水平の細礫～砂の薄層～レンズをはさむ。礫は表面に酸化鉄が付着して全体としてやや赤褐色を帯びている。この礫層 YT_1 の下部は西縁の低崖表面に近づくとも南壁での礫の配列からわかるようにその基底の不整合面とともに西へ傾斜している。

礫層の傾斜は下部ほど急になる傾向があるが、F 断層に近い最下部や低崖 F の表面に近い西端部では礫の配列がはっきりしない。この礫層の上部にある砂層などはほとんど西傾斜を示さず、ほぼ水平のまま低崖下の斜面沿いの腐植土層～盛土に不調和に枝われている。

F 断層の下盤にはトレンチ底東部に基盤の泥岩がわずかに露出している。それを不整合に被う礫層は概して上盤側よりやや粗粒で円磨度が低く赤褐色を帯びていない。この下盤側の礫層は西側の YE 面 (Fig. 16) で認められた OG, YG_1 , YG_2 のそれぞれのつづきであるが、この M トレンチの壁面では礫層の内部にそれらを区別する不整合面はみえない。しかし YE 面での YG_1 と YG_2 の境界が高度約 91.4m 付近にあることにもとずいて両者の境界を Fig. 11(B) のようにひいた。

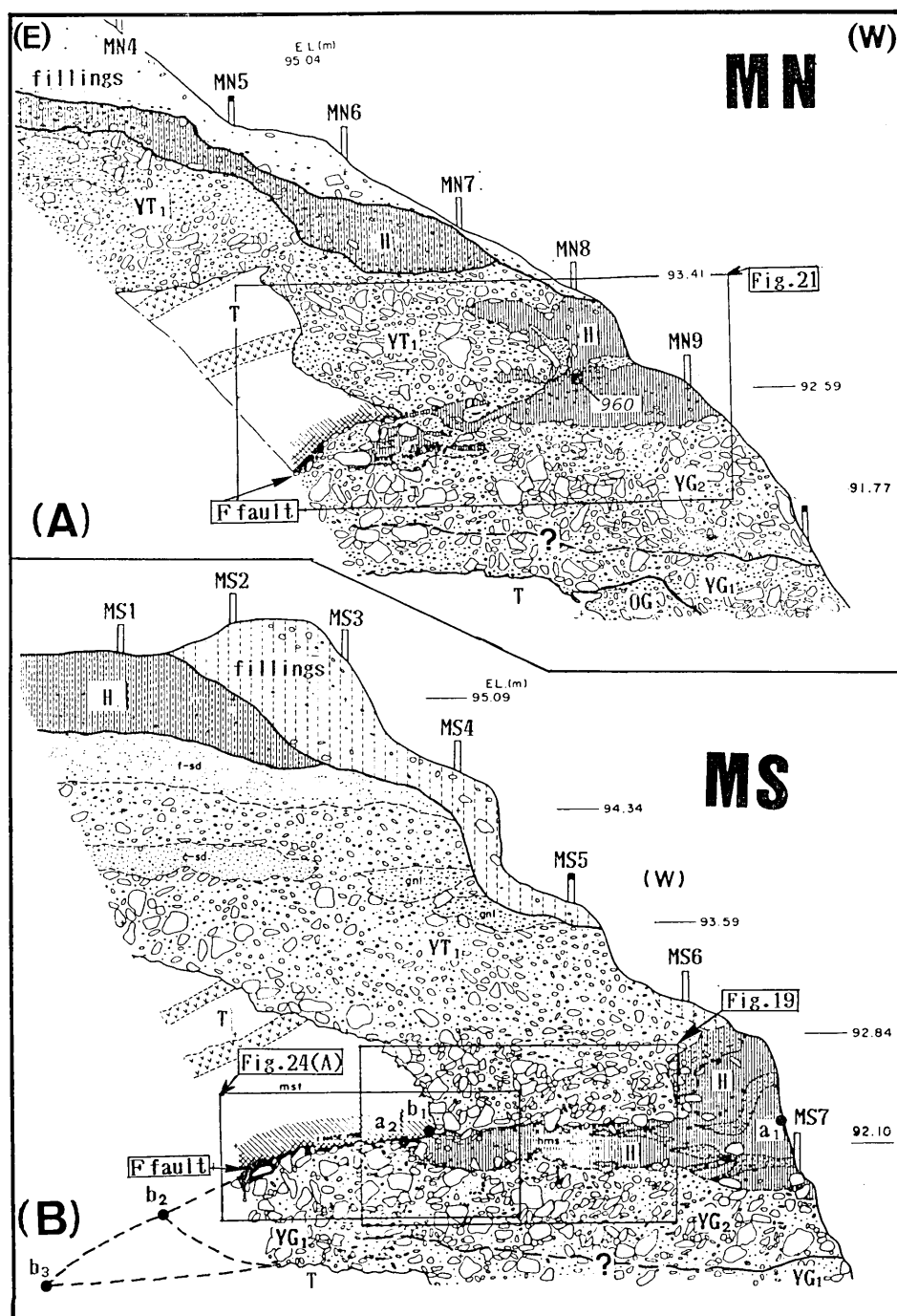


Fig. 11. M trench.

(A) North wall (MN). (Reversed from original sketch (Plate 1) for comparison).

(B) South wall (MS). For points, t₁, t₂, b₁-b₃, see the text.

MS 面下部に露出したほぼ水平の黒色腐植土層 H (Fig. 11B) は、土地の人々が証言するように明治 29 年地震で埋没した当時の水田（泥田）の土壌である。そのことは、その分布高度がほぼ土地改良前の水田 B に等しく、位置的にそれに連続することとも調和している。MS 面ではこの水田土壌は暗茶褐色～黒色、厚さ約 20 cm で、その下部には小礫が混じる。MS 面の西端 ([MS 6] 以西) ではその下位に薄い細礫のレンズ状部と腐植土層を伴うが、後者から得られた花粉分析試料（試料番号 23, Plate 1 参照）からは水田土壌に普遍的に検出されるイネ科 (Gramineae) の花粉は産出せず、その部分は水田土壌とは異なる。

MN 面では水田土壌は低崖 F の表面に近づくほど厚くなり、[MN 8.5] 付近ではその中部に細粒層をはさむ。その細粒層の下位にある腐植土層中の木片の ^{14}C 年代 (TH-889) は 960 ± 100 y.B.P. であった。

F 断層によって、壁面の東部では泥岩が礫層の上に、中西部では段丘礫層が水田土壌の上に衝上している。上述の泥岩は断層付近の約 20 cm の部分で割れ目が多く角礫に砕け易い。その下盤の礫層は断層面に近づくにつれて立上り曳きずられている。泥岩と礫層が接する数 cm の部分では泥岩に鱗状の剪断破碎がみられ、軟弱になった泥岩の泥が下盤の粗粒の礫の隙間に基質のように 1～3 cm ほど入りこんでいて境界面は凹凸にとみ平滑な鋭い断層面はみられない (Fig. 24)。

上述の明治地震時に埋没した水田土壌は MS 面ではその西端部以外では擾乱を受けずにほぼ水平に横わっていてその上面には段丘礫層の大小の礫が多数喰い込んでいる (Fig. 19)。礫の大部分が水田土壌中に埋れているものもある。この礫層とその下の水田土壌との境界や直上の礫層中には明瞭な剪断面や曳きずり構造はみられない。しかし、MN 面 [MN 6～7.5] では Fig. 21 にみるように上盤側の段丘礫層と下盤側の水田土壌とは互に不規則な塊となって入り混っている。

この埋没水田土壌はその分布の西端では、MS 面では急斜～直立している [MS 5～6, Fig. 11B]。MN 面ではほぼ水平ではあるが異常に厚い (Fig. 11A)。前者の急傾斜は上盤側の前進に伴う曳きずりによるものと考えられる。後者の腐植土層はその中部に薄い砂礫層があり位置的にみてその部分を F 断層の延長が通っていると推定される (Fig. 13 および平野 1984 参照) ので、F 断層の衝上によって重複して厚くなったものと考えられる。なお Fig. 11(B) で低崖の斜面下部 [MS 6] にみられる小さな段は斜面沿いにつくられていた水路の跡である。

5.3. S トレンチ (Fig. 12)

このトレンチは低崖 F の南部、M トレンチの南側につくられた。M トレンチの場合と同様、低崖 F の基部に F 断層があり、その上盤側の基盤泥岩 T と高位段丘礫層 YT₁ などが下盤側の礫層などの上になっている。

基盤泥岩の露出の上限は北壁で標高約 92.5m、南壁で 92.0m であり、北隣の M トレンチ北壁よりも 1～1.5m 低い。SN 面の基盤泥岩内部には F 断層から分岐した比較的高角の断層 (N 15°E, 53°E) があり、それによって泥岩と礫層が東上りに変位している。

基盤泥岩を被う上盤側の礫層の中下部には上部よりも灰色で固結度のやや高い礫層（基底礫層 S）がある。その内部には南壁から東壁にかけて約 1m（厚さ）×6m（長さ）の青灰色の細粒火山灰層がある。その分布の東端 (Plate I, SE 面) ではその火山灰層は礫と指交して消失している。同質の火山灰は礫層中の礫状の塊としても見出される (SE 面～SN 面)。このような産状からこの火山灰層は礫層中にとりこまれた大きなブロックと考えられる。この火山灰ブロックの中には腐植土質シルトが不規則に混じっていたり下位の礫層の礫が火山灰部分の周縁にくいこんでいる。火山灰ブロックの上面には開口した割れ目があり [SS 4.5～3]、それを小礫が満している。

高位段丘礫層 YT₁ は礫の配列からみて SS 面の中央～西部で崖下側（西側）へ傾き下っている。その傾斜は崖の下部（F 断層）に近づくほど急になり逆断層に伴う曳きずり構造のようにみえる。その礫層は上述の火山灰ブロックと [MS 4.7] 付近ではほぼ垂直な境界面で接しているが、その部分の礫層は粗粒の礫が密にあつまつた特異な岩相を示す (Figs. 22, 29)。その様子は火山灰ブロックが西へ衝上した時に、その前面にあった礫層が押し動かされたかのようなものである。この礫層の低崖表面近く [SS

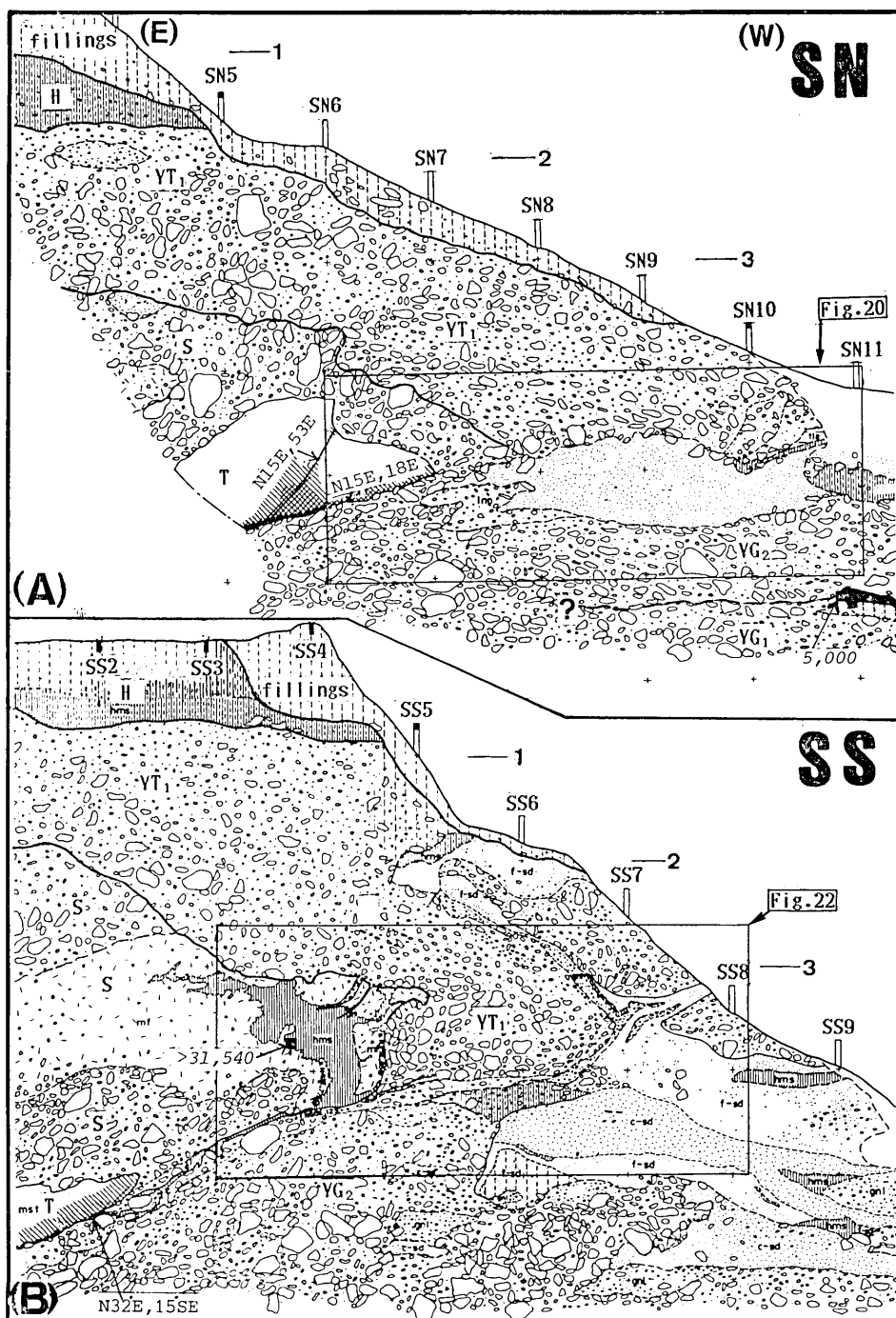


Fig. 12. S trench. (A) North wall (SN). (Reversed from original sketch).
(B) South wall (SS).

5] 以西) には細砂～細礫層がはさまっていてその一部は崖斜面の表面にむかってのびている。表面付近ではそれは円弧状を呈しているのて斜面沿いに生じたずり下り構造であるかもしれない。崖の表面には黒土層を欠くがそれは水田拡張に伴う人工的な削りとりのためである。SN 面では YT_1 層の上部に黄褐色を帯びた細粒の部分があるがそれらは SS 面と異なって比較的単調に西へ傾き下っている。段丘面近くにある最上部腐植土層 H の下底付近 [SN 4-0.5] から得られた ^{14}C 年代 (TH-1013) は $2,740 \pm 110$ y.B.P. であった。

F 断層の下盤側は主に粗粒の礫層であり、その上部には比較的厚い粗砂～細砂層がある。細砂層はやや青味を帯びている。礫層中にはさまる腐植土中の木片の ^{14}C 年代 (TH-880) は $5,000 \pm 140$ y.B.P. であった。したがってこの腐植土層をふくめてそれ以下の礫層は YG_1 、それ以上の礫層などは YG_2 に相当する。しかし両者の境界を示す不連続面（不整合など）はみえない。

F 断層は東へ $12^\circ \sim 20^\circ$ 傾斜し、壁面東部では泥岩（上盤）と礫層（下盤）を境しているが、その部分では下盤側の礫が上盤側の泥岩にくいこんでいるため、境界は小さな凹凸にとむ。接している部分の泥岩は幅数 cm の間やや剪断され軟化している。上盤も礫層（S 層）であるところ [SS 2-5] では腐植質シルトの薄層が存在するため F 断層の位置は容易にわかる。

F 断層のさらに浅部、西方延長部 [SS 4-7] 付近では上盤側の粗粒礫層 YT_1 と下盤側の礫層・腐植土層との間に厚さ約 10 cm の砂礫が带状にはさまっている。この砂礫層は [SS 6.5-4] 付近から細砂層の上にのしるように上方へまがり、[SS 7.8-3] 付近で低崖 F の表面に達している。剪断構造はみえないが、この带状の砂礫層が位置的には F 断層の延長部をあらわしている。SN 面中西部 [SN 7-11] ではそのような境界の砂礫層はなく上盤の YT_1 が下盤側の細砂層に直接接している。その境界面では前者の礫が直接上盤側の砂層にめりこんでいる (Figs. 12, 20)。

5.4. F 面 (Fig. 13)

F 面は低崖 F の崖面の草を除去した露頭面である。崖面の大部分は F 断層上盤の礫層（北部は YT_2 、中南部は YT_1 ）である。

崖面の基部 [F 18 以北] に泥岩 T が露出するほか、その上位の礫層中にも長さ数 m の厚い板状の泥岩塊の露出がある。この崖面から N トレンチなどを掘削した結果、この 2 つの泥岩塊の下辺を連ねるように断層があることがたしかめられた (Fig. 13 および Fig. 23 の矢印)。

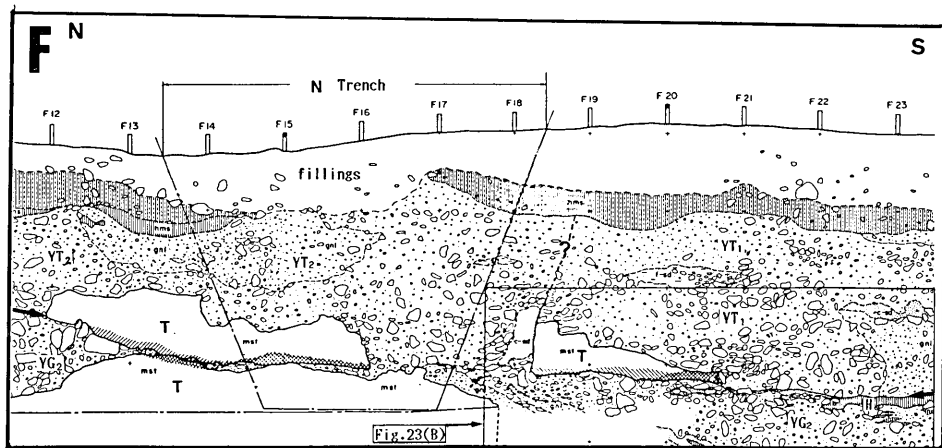


Fig. 13. F-wall (the northern part). The Tertiary mudstone blocks (T) are exposed on the hardly visible fault (between two thick arrows) in the gravel. Chain line indicates location of N trench which was excavated from this wall. For the left part of the figure, see Fig. 36.

[F22]以南ではF断層は腐植土層の上面を限りMN面では異常に厚い腐植土層の内部を通る.[F12]以北ではF断層は礫層中に入り見えなくなる. このように南北 20m 以上の間F断層が露出しているが, 上盤の泥岩が下盤泥岩よりもやや軟弱であること以外には断層らしい明確な形態は認め難い.

この壁面の, F断層下盤の腐植土層の ^{14}C 年代は平野(1984)によると, 約 1040 年 (F 22 付近), 約 350 年 (Fig. 13 の南方約 2m, F 25 付近), 1090 年 (Fig. 16 の YE 面の南方約 5m, F 37 付近) などであった.

5.5. K 面 (Fig. 14A~C)

K面は低崖Fの北端から北西へつづく露頭面である. これはその南側の水田 (γ) (Fig. 9D) の造成に伴って 1978 年につくられた. この切取面の表土を取り除いてクリーニングしたところ, 露頭面の西方上端から東方下端へ横切って断層があらわれ, その上盤側の泥岩・礫層などが下盤側の礫層などの上に衝上していた. この断層 (K断層) は南隣のZ断層の北方延長部ないしその分岐断層であり, Z断層にふくめて扱う.

上盤側の泥岩Tは, 露頭東端で2枚の軽石質火山灰層をはさみ, 岩相もN, M トレンチなどに露出したF断層上盤の泥岩とよく似ている. しかしその傾斜方向は異なる (西傾斜約 30°).

この泥岩を不整合に被う古期礫層 OG は断層上盤先端近く [K 7.5~8.5] で曳きずられて西へ急傾斜している. その付近 [K 8.3-1.8] で得られた OG 層中の腐植土の ^{14}C 年代 (TH-890) は $25,880 \pm 1,560$ 1,300 y.B.P. であった.

この OG を [K 7.5~8.5] で明瞭な傾斜不整合で被う礫層は, 固結度が低く岩相的にも位置的にも ZS 面上盤の YG_2 のつづきである (Fig. 5B). またこの礫層はK面の東側で低位段丘礫層 YT_2 につづく. OG も YG_2 も不整合に沿う部分はやや強く赤褐色を帯びている. [K 3.2~4.6-1.6] 付近の腐植まじり砂~シルト層 (YG_2) の ^{14}C 年代 (TH-1016) は $3,180 \pm 110$ y.B.P. であった.

K断層の下盤側は主に礫層である. この礫層中には赤褐色を帯びた凹凸ある境界が追跡される [K 8~12-2.5] が, その上位の腐植土層 [K 9.3 付近] が $1,020 \pm 100$ y.B.P. (TH-1015) であること, 下位の礫層の方が上位の礫層よりやや固結がすすんでいることなどのことから, この境界を下盤にお

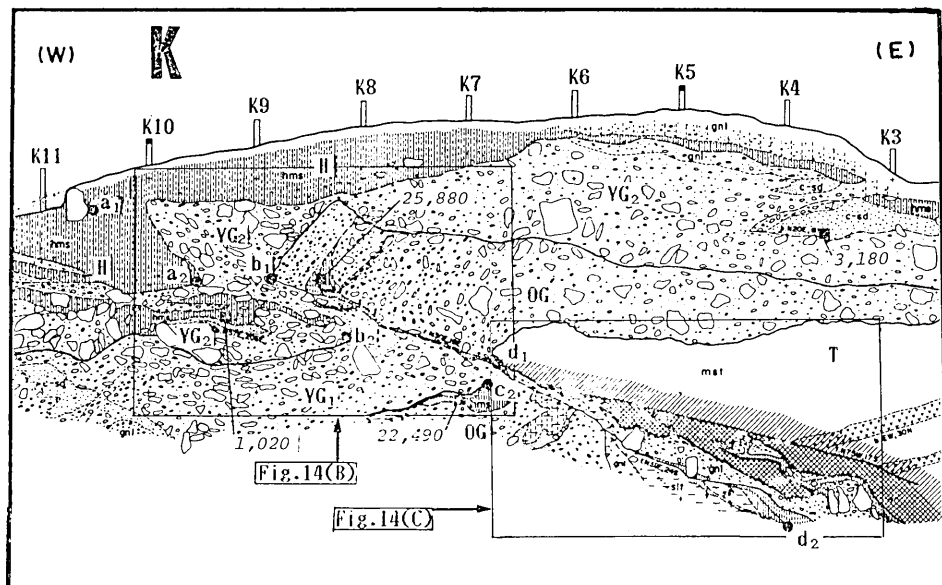


Fig. 14(A). K-wall.

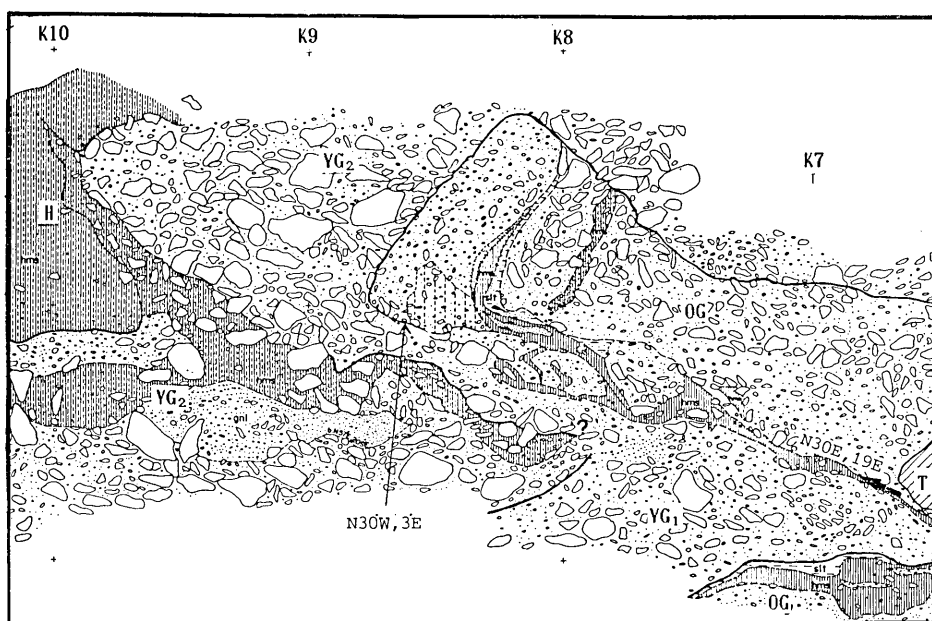


Fig. 14(B). Shallow part of K fault [K 6.5~10]. The fault plane is invisible. Thick arrow on the right indicates the approximate position of K fault. For the location, see Figure 14(A).

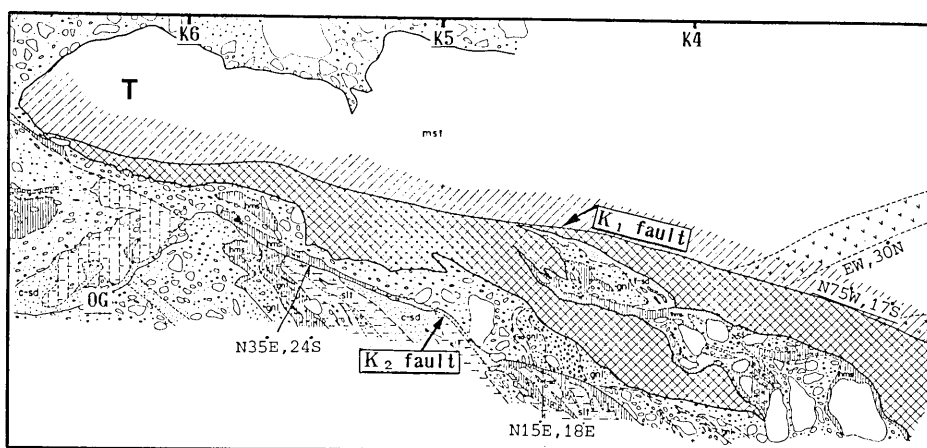


Fig. 14(C). Fault zone of the deeper part of K fault [K 3~7]. Crushed mudstone blocks and gravel patches are in the fault zone between faults K_1 and K_2 .

ける YG_2 と YG_1 の境とした。さらにこの YG_1 の基底付近の腐植土層が 22,400 y.B.P. $^{+960}_{-860}$ (TH-1014) を示すことから、その腐植土層をふくめてそれ以下の礫層が OG であると推定される。

最上部腐植土層HはK断層の東側にも西側にも分布するがK断層の延長が地表に達する [K 10] 付近以西で著しく厚い。この層の基底はその付近でK断層によって折りたたまれS字状を呈している。

K断層は露頭の下部 (K 7 付近) で分岐して以東で断層 K_1 と K_2 にはさまれた断層帯をつくっている (Fig. 14C). 断層面は測定点によっては東西走向南傾斜を示すが、全体としては北北東-南南西走向で東傾斜 $15^\circ \sim 20^\circ$ である。この東傾斜は、K面露頭基部で深さ 1m 余のトレンチをつくり断層下部を露出させて確認した。断層帯は、破碎されて角礫化した大小の泥岩塊とポケット状の礫の集合部との混合帯である。泥岩は著しく破碎されている (Fig. 26)。断層帯の下盤側に接する礫層は断層帯に沿ってひきずり上げられ逆転 (東傾斜 $50^\circ \sim 70^\circ$) している (K 6~3, Fig. 14C)。断層帯付近では礫が断層粘土を削りとり、礫の表面に粘土を付着したまま再配列したり、粘土中にくい込んだりしていた。

K断層のより浅部 (Fig. 14B) では、上盤側先端部の YG_2 の礫層も曳きずられて同じく上盤側の OG の下敷きとなり東へ帯状にのび [K 8] 付近で下盤側の礫層 (大部分 YG_1) と見掛け上連続している。Fig. 14B において、この帯状部分 [K 8~9] の上盤側はひきずられた OG 中の腐植土層であり、下盤側はひきずりこまれた下盤の腐植土層 H であるから、上述の礫の帯状部分が浅部における F断層に相当する。

K断層最先端部の地表近くの部分 [K 8.5~10-2] ではK断層は判然としないがその延長にあたる部分では腐植土層の礫がK断層の傾斜と平行に長軸をそろえてならぶ傾向がみられる。K断層の推定延長と地表との交点付近 [K 10.8] には明治 29 年地震時に生じたといわれる高さ約 30 cm の段差 (Fig. 14A 左端近くの大石付近) が現存する。

5.6. Z トレンチ (Fig. 15A~E)

Z トレンチは低崖 F の西側に予想された断層 (第 4 章参照) を確認するため、N トレンチの西方に掘削された。断層 (Z断層) はトレンチの南北両壁面のほぼ中央に露出し、上盤側の泥岩 T と古期礫層 OG が下盤側の新期礫層 YG と旧水田土壤 H の上に衝上している。壁面の上部は 1978 年の耕地整理の際最大数十 cm 削りとられ盛土されている。

上盤の泥岩は、F断層の下盤でもあるため広く破碎されている。泥岩中に葉理がまれにみえたが、それはほぼ水平ないし僅かに東傾斜であった。泥岩の西縁は壁面の大部分では西むきの斜面をなしているが、北壁東端の上部 [ZN 2.5] ではほぼ水平となり礫層がそれを水平に被っている (Fig. 15A)。その礫層は [ZN 3] 付近で OG 中の腐植土層の下位にあることから OG 層の基底部である。

Z断層上盤では OG 層は概して西傾斜であるが、断層の先端部では北壁 [ZN 9.5~10.7] でも南壁 [ZS 9~10] でもほぼ垂直である。[ZS] 面ではその垂直の部分は [ZS 9] 付近を軸とする盆状の向斜構造の西翼にあたっている (Fig. 15B)。北壁の [ZN 8~9.5] には上述の OG 層の中にポケット状の凹部がありそれを赤褐色をおびたルーズな礫層が埋めている (Fig. 15C)。

Z断層の下盤には新期礫層が広く露出する。壁面の中下部 [ZN 10~17-2~3] に明瞭な不整合面があり (Fig. 30B)、それを境にして新期礫層を下部層 (YG_1) と上部層 (YG_2) とに分けた。下部層 (YG_1) の上部シルト・砂層中から得た木片や腐植土の ^{14}C 年代は、 $3,730 \pm 120$ y.B.P. (TH-881), $4,230 \pm 120$ y.B.P. (TH-1017) および $4,680 \pm 130$ y.B.P. (TH-885) であった。

この不整合面は凹凸にとみ、下位のシルト・砂が上位の礫層によって西方ほど深く削り込まれている。この不整合面の下の礫層 YG_1 はやや固結度が高く褐色を帯びているが、上位の礫層 YG_2 は概して青灰色で粗粒である。[ZN 16] 以西では不整合面下のシルト・砂層が失われて上位・下位とも礫層となり不整合は不明瞭となる。ZS 面では岩相の急変とその位置とから [ZS 10~13] に分布する腐植土層~砂層 (TH-1018, 4240^{+130}_{-120} y.B.P.) の上面がその不整合のつづきとみられる。その YG_1 と YG_2 の境界は ZS 面では Z断層に近づくとも [ZS 10] 以東で高くなり、その付近で YG_2 はやや礫が大きい。ZN 面でも Z断層に近づくともその下盤側に [ZN 9~11.5 付近]、断層にむかって厚くなる粗粒の礫の多い相がある。これらの粗粒礫部付近では上述の不整合面は明瞭でないがその位置からみて不整合面よりも上位にある (すなわちその粗粒部は YG_2) と判断される。断層近くの下盤にみられるこれらのやや粗粒な部分は、 YG_2 層内の単なる岩相変化によるものかもしれないが、断層運動に伴って生じた崖下の崩落物である可能性もある。

Z断層は ZN 面では比較的滑らかに東へ $4^{\circ}\sim 22^{\circ}$ 傾斜しトレンチ東部で基底泥岩の下限を走りさらに東端下底で泥岩の中に入る。その途中 [ZN 8 付近] でその下位に Z_2 断層があらわれそれと Z_1 断層とはさまれた部分 (断層帯) の礫層・腐植土層は顕著な曳きずり構造を示している (Fig. 15A)。上述の Z_1 断層はその曳きずり構造の上限を通過してトレンチ東端の泥岩の下限につづくが、上下盤とも礫層の部分ではそこに明確な剪断性の境界面 (断層面) はみえない (Fig. 23A)。

Z断層はさらに浅部 [ZN 8~10] ではその延長位置の礫層中にシルト質の薄層 (厚さ 1~3 cm) が挟まっていること、上盤側の砂礫層がそれにむかって曳きずられていることによって認めることができる。この部分では深部 (ZN 8 以東) とは対照的に曳きずり構造は上盤側によく発達し下盤側にはほとんどみられない。

ZS 面でも Z断層は壁面中部で西側 (Z_2) と東側 (Z_1) の断層に分岐する。 Z_2 断層は東へ高角で下が

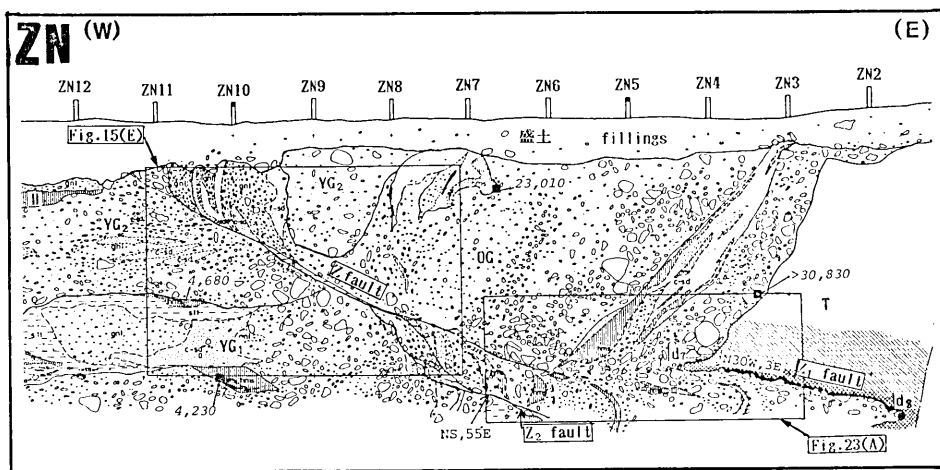


Fig. 15(A). Z trench. ZN-wall (the eastern part)

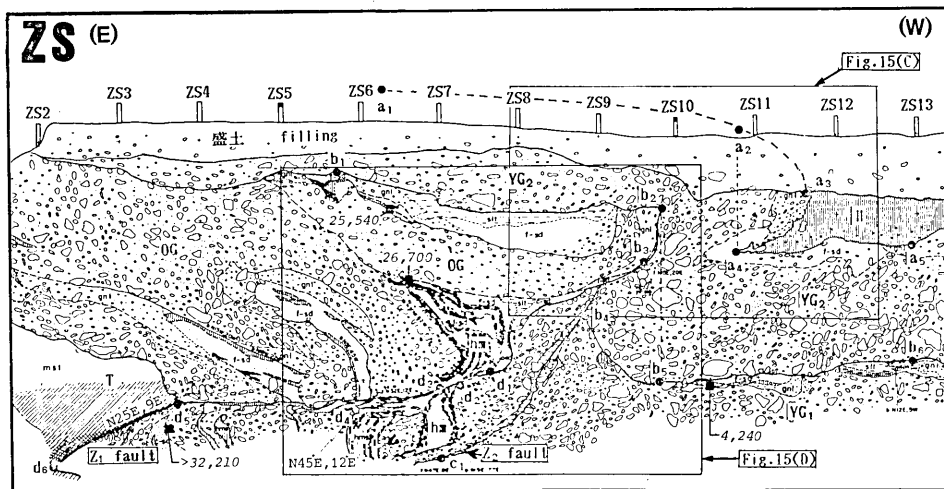


Fig. 15(B). Z trench. ZS-wall (the middle-eastern part). For the western part of ZN and ZS, see Plate II and YS.

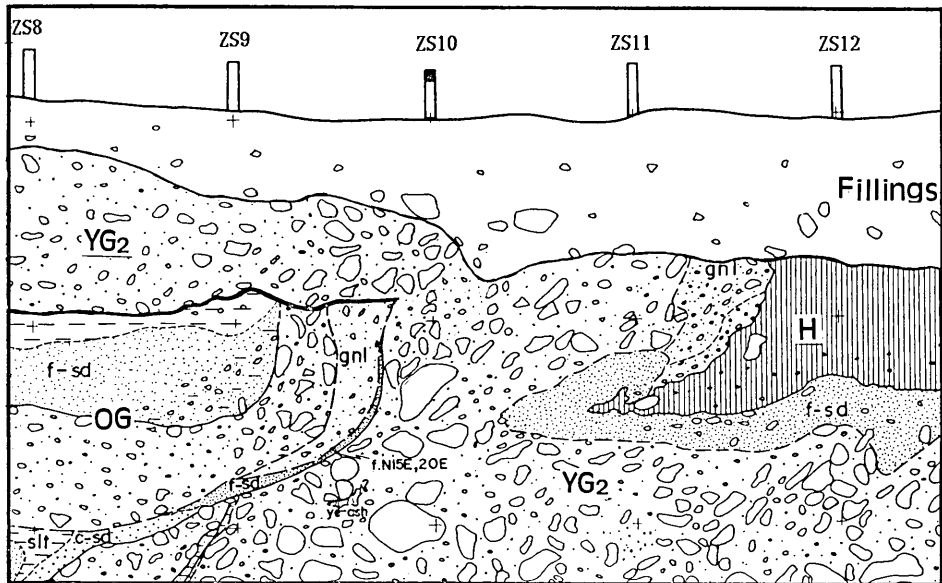


Fig. 15(C). Recumbent fold of H (right) and angular unconformity between YG₂ and OG (left) on ZS-wall. The location of the figure is shown in Figure 15(B).

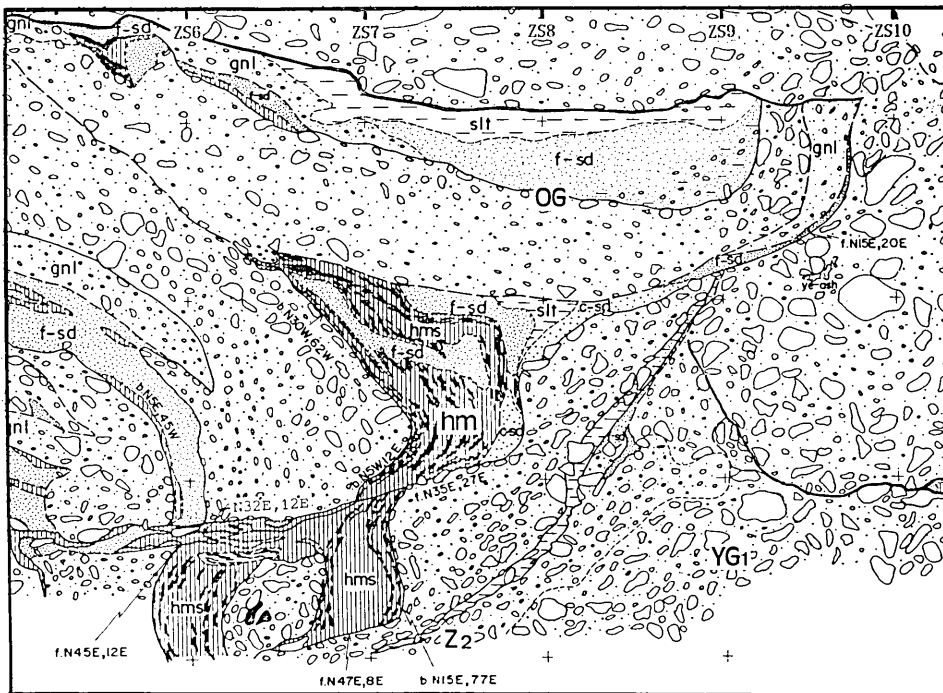


Fig. 15(D). Disharmonic structure of OG on hanging-wall of Z₁ fault (middle-left) and intrusion silt layer in gravel along Z₂ fault (right to middle-lower, hatched) in ZS-wall. For the location, see Figure 15(B).

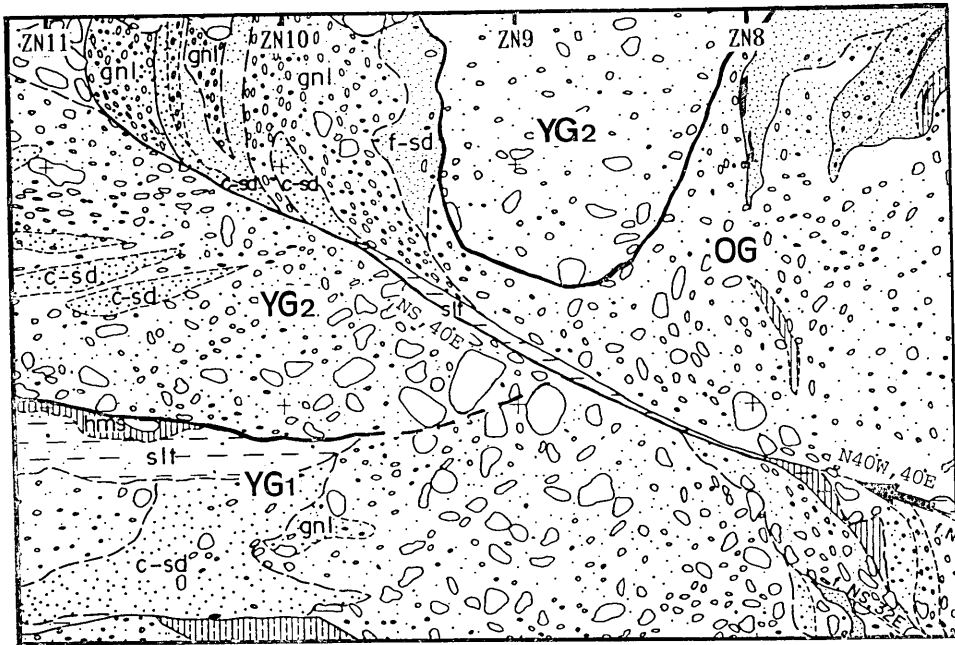


Fig. 15(E). Drag structure of OG on the tip of hanging wall (left-upper) and thin silt layer on the fault plane (middle, hatched). Arrow indicate Z fault.

り礫層中を走る。それに沿って腐植土質シルト～灰色シルトの薄層 (1～3 cm) が不調和にはさまっている。これによって断層の位置がわかる (Fig. 15D)。この腐植土質シルト中の花粉組成 (試料 12, 13) は OG 層中の花粉の組成と似ていてこの腐植土質シルトが断層沿いに移動してきたものであることを示している。

Z₁ 断層は壁面の中部 [ZS 7.5～9] で強く弯曲しているが、Z₂ と同様にそれに沿ってうすいシルト～砂の層がはさまっている [ZS 7.5]。以東では Z₁ 断層はほとんど水平 (10° 以下) となり、そこで比較的厚い腐植土層 hm を逆 S 字状に変位させ、さらにその東では、ZN 面と同様、西へ単斜する上盤の地層の基部を切断し、下盤に強いひきずりを伴っている。そこでも両者の間に腐植土の薄層をはさんでいる。トレンチの東端では Z₁ 断層の下盤にも泥岩があらわれる。しかし、Z₂ 断層の下盤には泥岩は露出せず、したがって Z₁ の下盤にみえた泥岩は Z₁-Z₂ 断層帯の内部にとりこまれた泥岩塊とおもわれる。Z 断層帯の下盤側の基盤は露出していない。

Z 断層は浅部ではその上盤側に直立した砂礫層を伴っている。その直立部分は ZS 面 (Fig. 15B) では上盤側にある向斜構造の西翼に位置しているのでその変形は逆断層に伴う通常の曳きずり構造とは反対のむきの変形である。この直立層を不整合に被う礫層 YG₂ は Z 断層の浅所延長部で褶曲して下盤の YG₂ に連続しているが、その褶曲部の中に Z 断層の延長にあたる明確な断層面はみえない。

この褶曲構造は以下のような最上部腐植土層の折りたたみ構造から推定される。ZS 面西部の最上部腐植土層 H は西側から Z 断層に近づくとき急にうすくなり [ZS 11] 付近で東へ突き出た尖った断面形を示して尖滅する (Figs. 15B, C)。この腐植土層の下位の帯黄色細礫～砂層はその尖った部分を包みこむように同様に折りたたみされている。この腐植土層は明治陸羽地震当時の水田土壌であり、したがってこの折りたたみ構造は明治 29 年地震によるものである。実際にこの場所に明治地震以後 1978 年の耕地整理まで低崖 (Fig. 9C の A と B の境、写真は Fig. 4C) があつた。

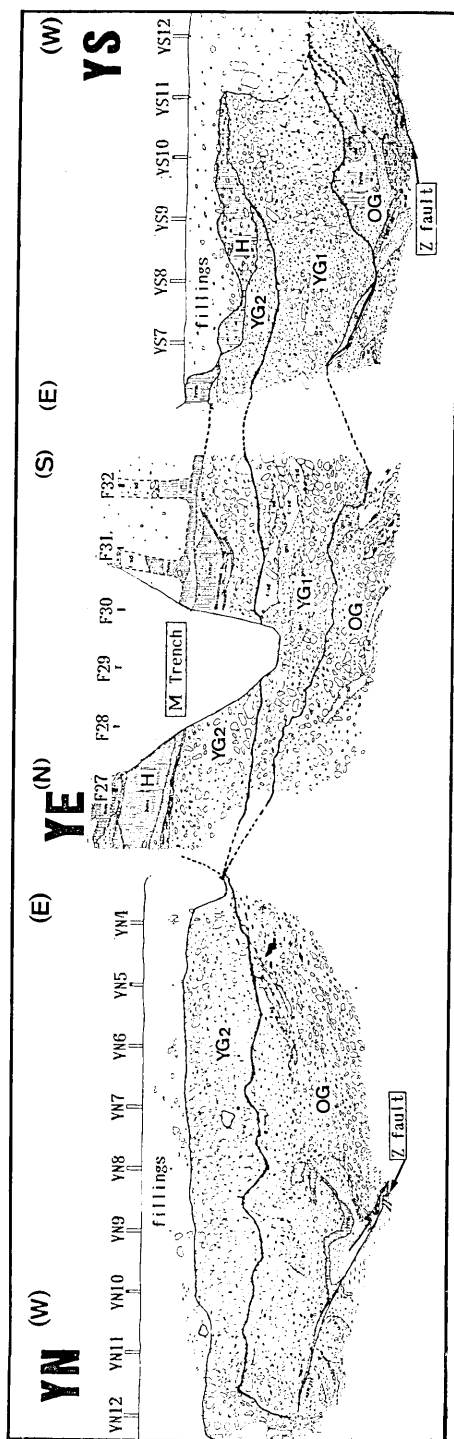


Fig. 16. Y trench, showing stratigraphic relationship between walls of YN, YE and YS. For details, see Plate II.

5.7. Y トレンチ (Plate II および Fig. 16)

Z トレンチの南側で水田 γ を掘削したものである。東端は M トレンチ西部につづく。北壁でも南壁でもその西端下部に東傾斜の Z 断層が露出した。したがって壁面の大部分は Z 断層の上盤である。

YN 面では壁面上部に明瞭な不整合面がある [YN 4~12-2]。これは北隣数 m にある ZS 面上部の YG₂ の基底の不整合面のつづきである。YN 面での高度は ZS 面よりも 20~30 cm 低い。この不整合上の礫層 YG₂ は ZS 面での YG₂ と同様、粗粒で暗灰色新鮮 ([YN 6] 以東では下部は帯褐色) で、砂層など細粒層のはさみを欠く (Fig. 32A)。この不整合面は南へむかってさらに低くなり、Fig. 16 の点線のように YE 面を経て YS 面までつづく。YS 面では YG₂ 層は新鮮な砂の基質をもち全く未固結である。

この不整合面下の礫層は YN 面では ZS 面と同様、上位の YG₂ 層よりも明瞭に細粒で基質が比較的多く腐植土層や砂のはさみに富む。YE 面と YS 面では上記の YG₂ 層と OG 層との間に上下を不整合で隔てられた礫層が区別できるが、それが YG₁ 層に相当する。YG₁ 層は YS 面から北へ (YE 面で) うすくなり YN 面では欠如している。しかし [YN 9~10.5] にみられるポケット状の粗礫がそれに相当している可能性はある。

YE 面および YS 面にみられる最上部腐植土層 H は MS 面で明治地震時に F 断層の衝上を受けてその下盤になっている。

Z 断層上盤で OG 層はその内部の砂層や腐植土層からみて YN 面でも YS 面でも壁面の東部では西へ約 60° 傾斜している。さらにすくなくとも YS 面ではその西部では逆に東へ約 20° 傾斜して全体として Z 断層の上盤の OG 層はゆるい向斜をつくっている。向斜は緩いが ZS 面での Z 断層上盤の OG の向斜と同様逆断層による曳きずりによる変形とは逆である。

Z 断層の下盤側の露出は僅かであるが、礫層のほかに、砂層や腐植質シルトが多い (とくに [YN 10.5] 以東)。このような地層は岩相的に Z トレンチの YG₁ または OG に相当する。

これらの地層は断層に近づくとき急傾斜になり逆断層による曳きずり構造をみせている。

Z 断層は、それを境にしてその上下の地層の岩相や傾斜が異なること、その境界付近にその方向にのびるシルト層や細砂層があることなどから、その存在がわかる。そのシルト層には黒いフィルム (せん断面) が認められる場合もある。[YN 8.8] 付近ではシルト層・細砂層中の剪断面にそって剝離し易く (Fig. 32B)、その表面に傾斜方向にのびた線状の窪み (断層条線) やそれに直交する階段構造 (逆なで型 incongruous step) が認められた。

6. 断層の活動歴

F 断層と Z 断層の活動歴としてすくなくとも 4 つのイベントが識別できた。イベント A は明治 29 年陸羽地震時の運動、イベント B は約 3500 年前の撓曲と断層運動、イベント C と D は 5000 年以前の断層運動である。それぞれのイベントの内容・年代・変位量などを Table 2 に要約した。

6.1. 断層崖と変位量

地表付近において断層両側の変位を測定する場合その変位には次の 3 つの場合がある。

① 断層面に沿うずれ (slip)、② ずれ①にその近傍での曳きずり (drag) を加えた変位 (shift)、③ ずれ①を伴わない撓曲~褶曲。本稿で用いる「上下変位量, throw, vertical displacement」、「水平短縮量, horizontal shortening, heave」、「実変位量, net displacement」などの用語は①の変位だけに限定せずに②や③をふくめた全変位量に対して用いる。とくに①だけを指す場合には「ずれ変位量, slip」とよぶ。

Fig. 17(A), (B) は勾配 α の地形面 X-Y 上に生じた断層崖 A-B (崖高 h , 崖幅 w) と、

Table 2. Summary of Events.

Event	Stratigraphic Position	Age of event	Fault Name	Nature of Movement	Displacement in Meter (location)		
					Vertical displacement (t)	Horizontal Shortening (s)	Net displacement $n = \sqrt{t^2 + s^2}$
A	post-II	1896 A. D.	F	Growth of scarplet F. Formation of new scarplet. Thrusting at the base of scarplet	1.2 (N trench) 0.8 (M trennh)	2.3~2.6 (N) 3.2 (M)	2.6~2.8 (N) 3.3 (M)
			Z	Formation of fold-scarp, with subsurface thrusting	1.0 (Z trench) 0.4~0.5 (K wall)	2.3~2.6 (Z) 0.7~0.9 (K)	2.5~2.9 (Z) 0.8~1.0 (K)
B	pre-YG ₂ post-YG ₁	3,500 y.B.P.	F	Formation of flexure scarp	1.4~1.8 (M)		
			Z	Thrusting with drag and reverse-drag on the hanging wall	>0.6 (Z) >0 (K)	>0.2 (Z) >0 (K)	>0.6 (Z) >0 (K)
C	post-hm in OG	26,000 y.B.P.	Z ₂	Structural disconformity between hm and post-hm	not determin.	n. d.	n. d.
D	pre-hm. post-base of OG	>26,700 y.B.P.	Z ₂	thrusting	0.2 (Z)	1.3 (Z)	1.3 (Z)

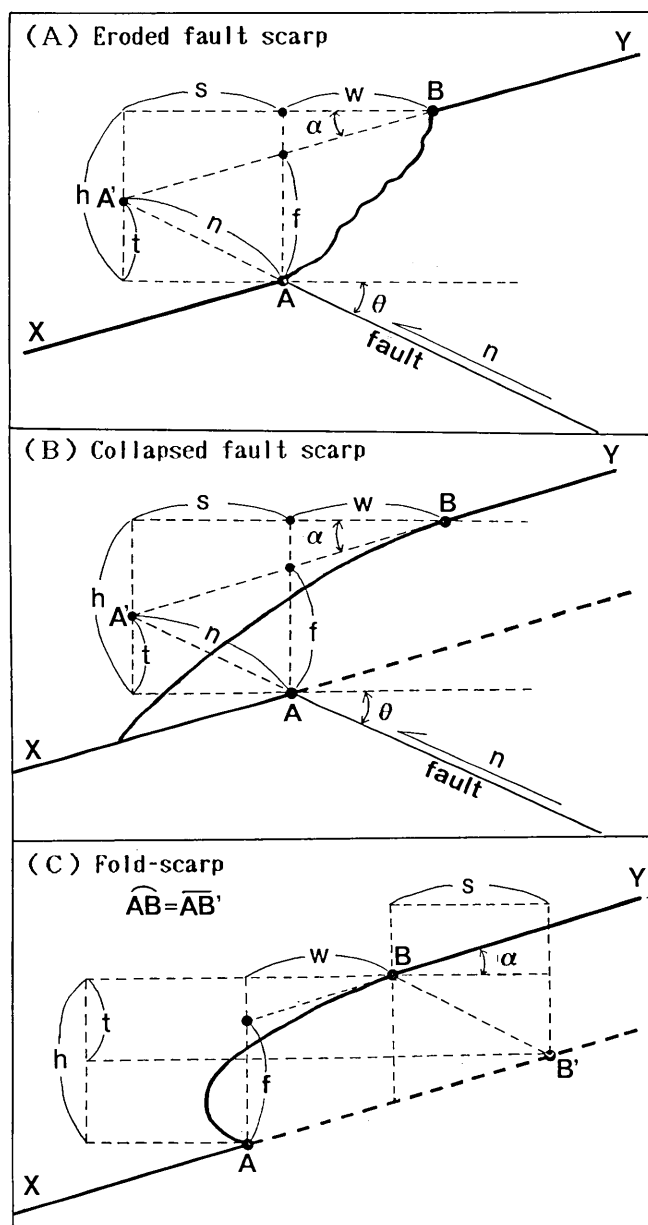


Fig. 17. Relationships between displacement component and the measurable parameters of the reverse fault scarp. The profiles are perpendicular to the scarp. Point A: scarp base (upslope end of undisturbed original ground surface on the footwall) B: scarp crest (downslope end of undisturbed surface on the hanging wall) h : scarp height (difference in heights between A and B) w : scarp width (horizontal distance between A and B) α : slope angle of original ground surface θ : dip angle of subsurface fault plane f : scarp offset ($f = h - w \tan \alpha$) t : vertical displacement ($t = f / (1 + \tan \alpha / \tan \theta)$) s : horizontal shortening ($s = t / \tan \theta$) n : net slip or maximum displacement in flexure ($n = \sqrt{s^2 + t^2}$) (A): eroded fault scarp, in which the frontal wedge (material A-A'-B) was removed. (B): collapsed fault scarp, in which the collapsed material covers the original ground surface on the footwall. (C): fold-scarp, in which the surface length A-B preserves the original length A-B'.

その崖をつくった地下の逆断層（傾斜 θ ，実変位量 n ，横ずれ成分なし）との関係を示したものである。Fig. 17(A) は上盤の最先端 A-A'-B が浸食され除去されている場合であり，Fig. 17(B) は上盤先端部が崖下の原地形面を被っている場合である。

(A)(B) いずれの場合でも次の (1)～(4) がなりたつ。

$$\text{崖オフセット} \quad f = h - w \tan \alpha \quad (1)$$

$$\text{上下変位量} \quad t = f / (1 + \tan \alpha / \tan \theta) \quad (2)$$

$$\text{水平短縮量} \quad s = t / \tan \theta \quad (3)$$

$$\text{実変位量} \quad n = \sqrt{s^2 + t^2} \quad (4)$$

(1)・(2) の f (崖オフセット，Fig. 17) は apparent vertical displacement (WALLACE, 1980), scarp offset (HANKS *et al.*, 1984) などとよばれるものである。なお松田ほか (1980) はこの f を崖高 scarp height とよんだが，今回それを改めて上記のように崖オフセットとよび，崖高は崖の基部 A と崖頂 B の高度差 h を指すものとする。地形面上の A 点と B 点の位置は崖下側および崖上側に残っている原地形面の崖寄りの端である。Fig. 17(B) の A 点（および断層面）は地下に埋没しているが掘削によって知ることができる。

Fig. 17(A), (B) の崖上点 B がさらに小規模な地盛りなどによって図の右方へ移動した場合 B 点は原地形面 (B-Y) 上を移動するから，A 点の位置， α ，および θ が不変であるかぎり f も不変である。したがって，Fig. 17(A), (B) の崖地形に地盛りによる崖上端部の後退が生じて (2)～(4) を適用して， $t \cdot s \cdot n$ などを求めることができる。

Fig. 17(C) は地表付近の地層が褶曲してできた褶曲崖の例である。この場合も崖の下端 A と上端 B の高度差 h と水平距離 w とから (1) によって f が求められる。ここで $AB = AB'$ とすると，すなわちこの褶曲に伴う地層内部の圧縮あるいは引伸を無視すると，B' 点が図上で求まる。B' 点は B の褶曲前の原位置であるから，図にみるように，BB' の高度差がこの褶曲に伴う地表の上下変位量 t であり BB' の水平距離が水平短縮量 s である。線分 BB' の傾斜角 θ は (2) (3) における断層面の傾斜 θ に相当する。

以下，これらの用語と上式を用いて明治地震時の F 断層・Z 断層の各変位量を求める。なお，いずれの断層にも横ずれを示す資料がないことや YN 面で観察された Z 断層の断層条線の方がほぼ断層面の最大傾斜方向に一致していたことなどから，F 断層でも Z 断層でも横ずれ成分は無視できるほど僅小であると考ええる。

6.2. 明治 29 年の断層運動 (イベント A)

F 断層の明治地震時の変位量：F 断層は低崖 F の基部に露出するが，それが明治 29 年地震時に変位したことは，

i) 低崖 F のうち，その北部の崖地形は明治地震前には存在していなかったが，1923 年頃の土地台帳図にはじめてその部分 (F 断層沿い) に崖が記され実際にその崖が現存している (Fig. 9)。

ii) 低崖 F の中部，M トレンチ付近で明治地震がおこるまで使用していた崖下の水田の土壌が崖を構成する段丘礫層の下敷になっている，

などのことに示されている。まず i) に伴う変位量を求める。

低崖 F 北部での明治地震時の変位量：低崖 F の北部 (NN 面付近) にはふつうの水田

間の畦以外にとくに高い崖は明治地震前にはなかった (Fig. 9A). しかし 1975 年にはその付近に水田 α と水田 B を境する崖高約 1.7m の低崖 F があった (Fig. 9C, E). Fig. 9C と 9A, B の X-X' 断面の比較からわかるように, 水田 B は明治地震前の水田七十九番口を拡張してつくられたのである. したがって上述の低崖 F の崖高約 1.7m のうち, その水田と隣接の水田七十七番口との間の段差および後者と水田二番口との間の段差は地震前からの高度差であり, その分 (隣り合う水田間の高度差は馬耕に適するように通常 0.3m かそれ以下につくられるので計約 0.5m) を現在の崖高約 1.7m から差引いた値約 1.2m が明治地震で生じた高度変化量 (崖高 h) である. この場合崖に接する両側の地形面はいずれも水田であるから (1), (2) 式で $\alpha=0$, $t=h$ であり, NN 面付近での上下変位量 t は上述の崖高変化量 h に等しい ($t \approx 1.2\text{m}$). 水平短縮量 s は付近 (N トレンチ) での F 断層の傾斜 θ が $\theta=25^\circ \sim 28^\circ$ であるから, (3) より $s=2.3 \sim 2.6\text{m}$, 実変位量 n は (4) より $n=2.6 \sim 2.8\text{m}$ となる.

M トレンチでの明治地震時の変位量: MS 面では, 明治地震直前まで使用していた水田の土壤が地震時に移動してきた上盤によって被覆されている. 上盤側の礫層には二次的な崩落物はあるにしても無視できる程度なので, 現在その礫層によって被覆されている明治地震前の水田の長さ (Fig. 11(B) の $\overline{a_1 a_2}$ $\approx 3.2\text{m}$) が F 断層の水平短縮量 s であり, 同時に実変位量 n でもある. その F 断層の傾斜 θ は上盤が泥岩である部分で約 14° であるから, その部分での F 断層の上下変位量 t は (3) より $t=0.8\text{m}$ である.

Z 断層の明治地震時の変位量: Z 断層が明治地震時に変位したことは次の諸点からたしかである.

i) Z トレンチに露出した Z 断層の位置と, 土地台帳図に示された明治地震後の地変線 (Fig. 9B で一四二番水田の北東を限っている) の位置とがよく一致している (Fig. 9F).

ii) 明治地震時まで使用していた水田土壤 H が Z 断層の近傍 ([ZS 9-12]) 付近で下位の新时期層とともに褶曲し変位している.

iii) K 面の最上部腐植土層が Z 断層の延長部で変位し一部上下に重なっている. またその場所の地表に現存している小崖は土地の人々によって明治地震の際にできたといわれている.

Z トレンチでの明治地震時の変位量: Z 断層の位置は 1978 年土地改良前の水田 (Fig. 9C) の A と B の境界付近にある. そのことは Fig. 9(F) との比較から明瞭である. A と B の高度差は Fig. 9(E) より約 1.3m である. 水田 B はかつての水田ホヘト (Fig. 9F) を平坦にしたものであるから, 水田 B の A 寄りの部分は水田ヘトの高度差 (前述のように約 0.3m) だけ盛土されていると考えられる. したがってその分 (0.3m) を上述の高度差 1.3m から減じた値 (約 1.0m) が Z 断層による高度変化量でありそれを上下変位量とみなすことができる.

この時できた崖は褶曲崖であるが, 次にその褶曲に伴う土地の水平短縮量を求める. この褶曲崖の上部は土地改良によって失われたが, 崖の下部での折りたたまれた水田土壤 H の形 (Fig. 15B の a_3-a_4) と上記の上下変位量が約 1m であったことを用いてこの褶曲崖の構造を復原すると, 水田土壤 H の基底面の褶曲は Fig. 15(B) の曲線 $a_2-a_3-a_4-a_5$ のようであったと考えられる. a_2-a_3 間の形には任意性があるが, 曲線 a_2-a_3 は最も

単純な形であり、これにもとづいて得られる短縮量はとり得る値の最小値をあたえるものと思われる。

曲線 a_1-a_5 は Fig. 17(C) で B 点を A 点の直上に置いた場合に相当する ($w=0, f=h$). したがって、この褶曲に伴う水平短縮量は上下に重複している部分の長さ (弧 $a_2-a_3-a_4$ の長さ) に等しい。Fig. 15(B) の曲線は壁面 (斜面) 沿いのものであるから曲線の形を補正してその長さを求めると約 2.3m となった。これが明治地震時の Z 断層による ZS 面付近での土地の水平短縮量 s である。

実際には a_2-a_4 間で地層が①薄くひきのばされたり、②開口割れ目が生じたり、あるいは③逆断層性のずれ、などが伴っていた可能性がある。褶曲部分で①と②が生じたとするこの褶曲の両側間の土地の水平短縮量はその分だけ上記の値よりも小さくなり、③が生じたとするとその分だけ褶曲部分の地表が圧縮されたのと同じことになりその両側間の土地短縮量はその分だけ大きくなる。ここではそれらの影響は相殺的であるとみなして考慮せず上述の約 2.3m を水平短縮量 s であるとみなす。

水平短縮量は同じ ZS 面において YG₂ の基底面を基準にしても同様に求めることができる。同図 (Fig. 15B) において YG₂ 層の基底面が上下に重複している部分は $b_2-b_3-b_4-b_5$ である (b_5 は b_2 の直下の点)。このうち、 b_4-b_5 はかつてほぼ水平だった堆積面であり、 b_3-b_4 は Z 断層によるずれである。 b_3-b_2 は不整合面か断層面か判然としない。したがって、この変形とずれによる両側地盤間の水平短縮量は上記の重複区間 b_2-b_5 において、 $[b_4-b_5 \text{ の実長 (約 1.3m)}] + [b_4-b_3 \text{ の断層ずれの水平成分 (約 0.7m)}] + [b_3-b_2 \text{ の水平成分 (断層面の場合、約 0.3m) または実長 (不整合面の場合、約 0.6m)}]$ である。すなわち、YG₂ 層基底の水平短縮量は約 2.3m~2.6m となる。

この値は、YG₂ の基底面が形成されてから現在までに生じた変位量であるが、その量が明治地震だけしか経験していない前述の水田土壌 H の水平短縮量 (2.3m) とほぼ一致しているので、この YG₂ 層の変位量も H 層と同様、明治地震だけによるものと考えられる。

以上のようにして得られた地層の上下変位量 ($t=1.0\text{m}$) と水平短縮量 ($s=2.3\sim 2.6\text{m}$) を用いて (3) と (4) から、対応する傾斜角 θ' と実変位量 n を求めると、 $\theta'=23^\circ\sim 21^\circ$, $n=2.5\sim 2.8\text{m}$ となる。前者は ZS 面の中下部にみられた実際の断層面の傾斜 (Table 4) と矛盾しない。

なお、ZS 面の YG₂ 層基底面 (不整合面) の高度差は約 1.5m あり、前述の水田面の高度変化から求めた上下変位量 $t=1.0\text{m}$ よりも大きい。この差異についてはイベント B_z に関連して後述する。

K 面での明治地震時の変位量：明治地震時にはじめて変位した地層 H と YG₂ を用いてその変位量を求める。Fig. 14(A) で YG₂ 基底の b_2 と b_1 , および H 基底の a_2 と a_1 , がそれぞれ K 断層によって変位した地層の対応点とみなす。 a_1 の位置は図では H の基底におかれていないが、それは明治地震時に段差が a_1 付近の地表 [K 10.8] に生じたこと (図の a_1 付近を断層が通ると考えられること), その付近では H と YG の境界が露出面を削ると変化すること (このスケッチ以前には Fig. 14(A) の a_1 付近まで礫が散在し YG₂ 層の分布がのびていた) などのためである。Fig. 14(A) の岩相境界にしたがうと a_1

の位置は東へ約 0.6m 移る。

このような $a_1 \cdot a_2$ および $b_1 \cdot b_2$ の位置にもとずいて得られる上下変位量と水平短縮量は、 $a_1 \cdot a_2$ については 0.5m と 0.9m、 $b_1 \cdot b_2$ については 0.4m と 0.7m である。すなわち、上下変位量 t は $t=0.5 \sim 0.4$ m、水平短縮量 s は $s=0.9 \sim 0.7$ m、したがって実変位量 n は (4) より $n=1.0 \sim 0.8$ m となる。

K 面での Z 断層の実変位量 ($n=0.8 \sim 1.0$ m) は ZS 面で得られた Z 断層の実変位量 ($n=2.6 \sim 3.1$ m) よりも明瞭に小さい (約 1/3)。このことは K 面の Z 断層が Z トレンチの Z 断層から分岐した副断層であると考えれば容易に説明できる。

6.3. 約 3500 年前のイベント (イベント B)

新期礫層の下部層 (YG₁) 堆積以後で同上部層 YG₂ の堆積前 (約 3500 年前) に一回、低崖 F 沿いの撓曲運動と Z 断層の逆断層運動があった。それぞれをイベント B_F、B_Z とよぶ。以下に述べるように B_F と B_Z は同時代とみなされる。

低崖 F 沿いの撓曲運動 (イベント B_F) : M トレンチに露出した泥岩の表面 (YT₁ の基底不整合面) の F 断層による変位量は、Fig. 11(B) の上盤泥岩の西端 b_1 から下盤泥岩の東端 (露出していない) までの距離である。その東端の位置は露出部分を Fig. 11(B) の点線のように延長した線上の $b_2 \sim b_3$ 間にあると考えられる、したがってこの $b_2 \sim b_3$ から b_1 までの距離 2.5m \sim 3.5m が F 断層に沿う変位量である。この量は泥岩が礫層 (YG₁=YT₁) に被われてから現在までの全変位量をあらわしているがその量は明治地震時の変位量 (約 3.2m) と有意の差がない。したがって上述の $b_2 \cdot b_3$ の位置推定が妥当であるならば泥岩表面のくいちがいはすべて明治地震時に生じたもので、明治以前には泥岩表面にはくいちがいがなかったと考えられる。

一方、明治地震前の地籍図によると、M トレンチをふくむ低崖 F の中南部にはすでに崖 (ないし急斜帯) が存在していた (第 4 章)。

以上 2 つの事実は、明治地震以前の低崖 F が F 断層のずれ変位を伴わずに形成された崖すなわち撓曲崖であったことを示している。

撓曲に参加している地層で最も新しい河床堆積物は YT₁ であり、撓曲に参加せずにその崖下にだけ分布するそれよりも若い時代の河床堆積物は YG₂ である。すなわち YT₁ は撓曲以前の、YG₂ は以後の堆積物である。したがって、イベント B_F の撓曲の年代は YT₁ の年代 (YT₁ に対比される YG₁ が 3,500 \sim 5,000 y.B.P.) と YG₂ (1,000 \sim 3,500 y.B.P., 第 3 章参照) の間、すなわちおよそ 3500 y.B.P. である。

この撓曲崖の上および下側における YT₁-YG₁ の基底の高度は M トレンチで現在それぞれ標高約 93.6m (ME 面), 91.2m でありその高度差は約 2.4m ある。この値から谷底の勾配を考慮して約 0.2m を減じた約 2.2m が YT₁-YG₁ 堆積開始以降に生じた上下変位量である。このうちの約 0.8m が前述した明治地震時の上下変位量であるから、それを差引いた残りの約 1.4m がイベント B_F の際の撓曲量 (その上下変位成分) である。

Z 断層のイベント B_Z の時の断層運動 : イベント B_Z は、ZS 面でも K 面でも Z 断層の上盤側先端部で YG₂ が OG を傾斜不整合に被っていることに示されている (Fig. 15C, Fig. 14A)。その傾斜不整合はいずれの壁面でも断層先端部から東側へはなれると平行に近い不整合になるので、この傾斜不整合下の OG の変形は Z 断層の断層運動によっ

て生じたと考えられる。

上記のことはイベント B_z が OG 堆積後 YG_2 堆積前であることを示しているが、次のことから、それは YG_1 と YG_2 の間に限定できる可能性が大きい。 YG_2 の基底は Z 断層の上下盤いずれでも不整合である。そして YG_2 は Z 断層の下盤側では YG_1 を一部浸食しているが、上盤側では完全に YG_1 を削り去り OG と直接している。したがって YG_2 の堆積前、 YG_1 の堆積後に Z 断層の上盤と下盤の間に大きな地形的高低差 (すなわち B_z) が生じ、それを YG_2 がほぼ平坦化して堆積したと考えられる。すなわちこの B_z は B_F と同様 YG_1 と YG_2 の間 (約 3500 年前) に生じたことになる。

このイベントと明治地震との間の堆積物 YG_2 はその内部に堆積の不連続はなく、また YG_2 の層相にも上・下盤間に相違がないことや明治地震直前にはこの付近 (水田) には崖地形がなかったこと (Fig. 9A) などから、 YG_2 の堆積中およびその後には明治地震がおこるまで Z 断層は活動しなかったと考えられる。したがってイベント B_z は明治地震前の最新の断層運動である。

ただし Fig. 15(B) にみるように明治地震で生じた崖高 (a_2-a_4) は既述したように約 1m であるから Z 断層上盤側での YG_2 の上限は a_2-a_1 (b_2-b_1 より約 1m 上) にあり、したがって YG_2 の厚さは上盤側では約 1m と推定される。この推定値は下盤側の YG_2 の厚さよりも約 0.4~0.5m 薄い。このような YG_2 の厚さの差異は、a) その差をもたらした上下変動 (B_z またはそれとは別のイベント) が YG_2 の堆積中に生じたか、b) YG_2 の堆積前に生じた B_z によって上盤側が高くなり、その高まりが YG_2 の堆積開始時になお存在していた、かのいずれかで説明できる。a) にはイベント B_z と明治地震との間に 0.4~0.5m の東側隆起をもたらした別のイベントが生じた可能性がふくまれているが、ここではそれを無視した。

ZS 面でのイベント B_z の変位量：イベント B_z の上下変位量を知るため、その直前に形成された YG_1 の堆積上限面 (堆積終了時の堆積面) を基準にして考える。しかし YG_1 の堆積上限面は Z 断層の上盤側でも下盤側でも浸食を受けて失われ現存しない (上盤側では YG_1 は全部欠如している)。そのような場合でもその堆積上限面形成以降に生じた上下変位量 t を次式によってある程度推定することができる (Fig. 18A)。

$$t = h_0 = h + (e_1 - e_2) \quad (5)$$

h_0 : YG_1 の堆積上限面 (現存しない) の上・下盤間での高度差

h : 壁面でみられる YG_1 の浸食面の上・下盤間での高度差

e_1, e_2 : それぞれ上盤および下盤における YG_1 層の失われた部分の厚さ

ZS 面において $h = 91.6\text{m} - 90.0\text{m} = 1.6\text{m}$, $e_1 > e_2$ であるから $t = h_0 > 1.6\text{m}$ 。この t の値 1.6m 以上が YG_1 の堆積終了後現在までに生じた上下変位量である。このうち、明治地震時の上下変位量が約 1.0m であるから、のこり (0.6m 以上) がイベント B_z の上下変位量である。

イベント B_z の水平短縮量も YG_1 層が上盤側に分布していないので厳密には求められない。しかし、次のようにそれは 0.2~0.5m 以上であった可能性が大きい。ZS 面 (Fig. 15B) において Z 断層の下盤では、 YG_1 の東端はトレンチ底下にあって露出していない

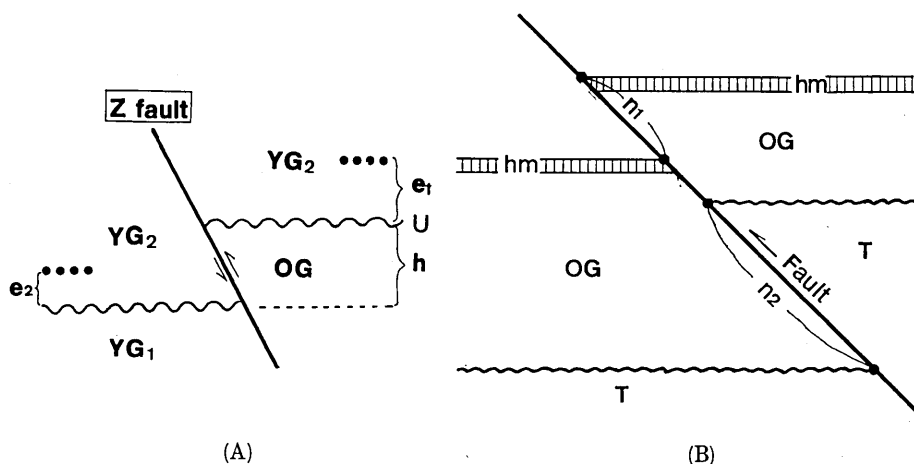


Fig. 18. Displacement when unconformities are present.

(A) Vertical displacement t since the end of deposition of YG_1 can be expressed as $t = h + (e_1 - e_2)$ when YG_1 has been eroded totally on the upthrown side of the fault Z and partly on the downthrown side. h : difference in height of unconformity planes U on OG and on YG_1 . e_1 and e_2 : thickness of eroded part of YG_1 on the hanging-wall and footwall, respectively. Dots show original position of top surface of YG_1 . Since e_1 is larger than e_2 , always $t > h$.

(B) Fault displacement n during period from beginning of deposition of OG to end of deposition of hm can be expressed as $n = n_1 - n_2$. n_1 and n_2 denote offset of hm and basal unconformity of OG, respectively.

が、それは Fig. 15(B) の e_1 よりも東方にある。一方、上盤では YG_1 は浸食されて分布していないが OG の上に堆積したものであるからその基底面の西端はすくなくとも b_2 までは達していた。したがって YG_1 層基底面が上下に重なっている部分の長さは、 $c_1 - b_2$ の水平距離 (2.8m) よりも大きい。このうち、明治地震による水平短縮量が 2.3m~2.6m であったから、それを差引いた値 (0.2~0.5m 以上) が、 YG_1 の堆積後明治地震前 (イベント Bz) に生じた水平短縮量である。以上のことから $t > 0.6m$, $s > 0.2m$ と推定され、その時、実変位量は $n > 0.63m$ となる。

なお、上盤側の崖の一部が断層運動の際に崩れて、崖下に崖錐などの崩落性堆積物が生じていることがある (たとえば PLAFKER, 1967; GORDON and LEWIS, 1980)。しばしばそれが断層運動の発生を知る手懸りになっている (たとえば、跡津川断層発掘調査団, 1983; TSUKUDA, T., 1985; TSUKUDA, E. and YAMAZAKI, H., 1984; 山崎晴雄ほか 1984 など)。千屋断層の場合、明治地震時に出現した断層崖を地震直後に山崎直方 (1896) が今回の掘削地点の約 0.3 km 北方で観察しているが、そのスケッチ (山崎, 1896 の図版) には崖面の崩壊や崖下の崩落性堆積物はみえない。

今回の掘削地点に露出した Z 断層の下盤側には Z 断層に接して [ZN 9~11.5] [ZS 9-10], YG_2 の礫がやや粗粒な部分がある。位置的にみてそれがイベント Bz に伴う崖下の崩壊堆積物である可能性がある。しかし、その部分の上下縁に旧表土などを伴うことはなく、また側方の、 YG_2 の他の部分 (河成礫) との境界も明瞭でないので崖下堆積物かどう

かたしかではない。

K 面におけるイベント B_z の変位量: K 面でも ZS 面と同様, Z 断層の上盤先端部では YG_2 層が OG 層を著しい不整合で被い YG_1 層は欠如している。下盤側には YG_1 層があるがその上面は浸食されていてその状態は ZS 面の場合 (Fig. 15A, B) と同様である。 YG_1 層の堆積上限面を基準にした時それ以降に生じた上下変位量 t は, (5) 式において Fig. 14(A) の b_1 と b_2 の高度差 h が約 0.4m であり, かつ $e_1 > e_2$ であるから, $t > 0.4m$ である。これは明治地震による上下変位量 0.4m よりも大きい。その大きい分がイベント B_z の上下変位量である。

同様に YG_1 層堆積終了後に生じた水平変位量を考える。上盤側にも OG 層の上に YG_1 が堆積したと考えるとその堆積上限面の西端は b_1 よりも西方にあった。下盤側での YG_1 の堆積上限面の東端は b_2 よりも東方にあった。したがって水平短縮量は b_1 と b_2 の水平距離, 0.7m よりも大きい。明治地震による水平短縮量が 0.7m であったから, それを越えた分 ($s > 0$) が YG_1 の堆積終了後明治地震前 (すなわちイベント B_z) に生じたものである。

このように K 面のイベント B_z では t も s も 0m 以上であったということしかわからない。

6.4. イベント C

このイベントは OG 層中の構造的不調和から推定されるものである。ZS 面の OG 層中部に腐植土層 hm があるが [Fig. 15B, D], その層準を境にしてその上下の地層の構造が異なる。すなわちその層準より下位の地層は Z 断層に近づくほど急傾斜になって曳きずり構造を呈している。これに対してその層準より上位の地層はゆるくこの hm を被い, [ZS 8 ~ 9] 付近の向斜構造 (逆曳きずり構造) に参加している。

このような構造の差異からこの腐植土層 hm の堆積前後 (OG 層上部層堆積前) にこの差異をもたらした断層運動 (イベント C) が生じたと考えることができる。その時代は腐植土層 hm の堆積時 (26,700 y.B.P., TH-884) またはそれ以後で, OG 層上部の礫層の堆積 (25,540 y.B.P., TH-887) 以前であり, およそ 26,000 y.B.P. と考えられる。

しかし, OG 層の堆積終了後に, イベント B_z に伴って流動して (後述, 7.2 章 i), あらういはその後 YG_2 堆積以前に hm の上位の OG 層が地送りをおこして, このような不調和な構造ができる可能性もないわけではないので, イベント C の存否はさらに検討を要する。

6.5. イベント D

このイベントは上述の OG 層中の hm の変位量と OG 基底の不整合面の変位量の差から推定される。Fig. 18(B) にみるように, 新旧 2 つの変位基準のそれぞれの変位量を n_1, n_2 とすると, その 2 つの変位基準の年代が示す期間内に生じた変位量 n は,

$$n = n_1 - n_2 \quad (6)$$

である。今 OG 層中部の Z_1 断層 [ZS 面] に注目すると, 上述の OG 層中部の hm の Z_1 断層による変位量は, hm の上面のずれ変位約 0.5m (Fig. 15B の $d_1 \cdot d_2$ 間の距離), それにひきずり部分 (0.5~1m) を加えると, 1~1.5m になる。また hm 下底面を基準と

すると、その変位量は、ずれ変位量 ($d_3 \cdot d_4$ 間の距離) 約 1.0m, それにひきずり部分 (約 0.8m) を加えると約 1.8m である。一方、OG 基底面の変位量は約 2.0m ($d_5 \sim d_6$) ないし 2.8m (Fig. 15A の d_7 から d_8 まで) である。したがって、(6) 式の $n_1 \cdot n_2$ はそれぞれ 1~1.8m および 2.0~2.8m となり、両変位基準間に生じた変位量 n として $n=0.2 \sim 1.0$ m が得られる。すなわち、OG 基底の不整合面形成後 hm が堆積するまでに Z_1 断層は 0.2~1.0m 変位したと考えられる。 hm の ^{14}C 年代は約 26,700 y.B.P. (TH-884) であるからこの Z_1 断層沿いのイベント (イベント D とよぶ) の年代はそれ以前である。

上記の変位量は、 hm が変位する時 hm が Z_1 断層の両側でひとつづきの堆積層であったと仮定している。もし hm がその堆積後に流動~進入によって現在の位置・形態をとったものであれば、上記のような変位量は求められずしたがってイベント D の存否も不確かになる。しかし、 hm より下位の OG 中には上下盤のいずれにも 2 枚の腐植に富む層準があり、層位的に互に対応していて、ともに変位しているようにみえるので、 hm もほぼ現在の層位的位置に堆積したものと思われる。

Z 断層のうち、 Z_1 断層については上記のようにイベント C と D がみとめられたが、 Z_2 断層については OG 層に手懸りになる変位基準がなく、活動歴について資料がない。 Z 断層帯 ($Z_1 + Z_2$) を境にしてその西側に存在するであろう基盤の泥岩まで掘削しなかったため、礫層堆積以降の全変位量は求められなかった。しかし、礫層基底の深さは予察的な物理探査によって 10m 以上であると推定されていて (高見雅三, 1983 MS), Z_2 断層沿いに多数回の変位が OG 層堆積開始以後の過去数万年間に生じていることを示唆している。

7. 逆断層先端部の形態

今回の掘削によって逆断層の先端部が露出した。その形態は固結した岩石中の断層形態に比べて異なる点が多かった。それは、地層が未固結であること、最先端部では下盤が当時の地表であることなどによる。以下、地表付近での断層の諸形態を、Fig. 25 に示すような①~④の層準にわけて記す。①は明治地震直前までの地表をふくむ旧地表部、②は断層によってその下位の未固結層同士が接している浅層部、③は半固結泥岩 (上盤) と未固結層 (下盤) とが接する中層部、④は半固結泥岩同士が接する下層部である。Table 3 はこれらの諸形態を列挙したものである。

7.1. 旧地表部

a) ロードキャストをもつ層理面状境界 (Fig. 19). 移動してきた上盤側の礫層の礫が下盤側の水田土壌の中にロードキャスト状にめりこんでいた (MS 面, Figs. 19, 27B). 両者の接触面やその近傍には両者が互に擦れ合った形態 (礫の回転や剪断の構造) はみえなかった。したがって上盤側の礫層が地震時 (断層運動時) に大きな加速度をうけ空中を飛行した後落下したかのようにみえる。中田・宮内 (1985) は実際にそのような上盤側の堆積物が空中に突出し落下した可能性を指摘している。しかし、隣接の露頭で後述の b)・c) の形態がみられるので、移動時にこすれ合った構造が生じてその後ロードキャストの生成に伴う礫の沈下過程でそれらが失われた可能性も大きい。

Table 3. Fault plane and associated features of reverse fault in the near-surface part.

"Fault plane" and associated features	Remarks (h): hanging wall, (f): footwall	Depth level (Fig. 25)	Example sketch (photo)
Load cast (ロードキャスト)	Gravel (h) indenting into soil (f)	1	Figs. 19, (Fig. 37A)
Plowed structure (耕作構造)	Mixed zone of gravel (h) and soil (f)	1	Fig. 21
Erosion surface (浸食面)	Stripped ground surface (f) by thrusting (h)	1	Fig. 20, (Fig. 37B)
Underlay (下敷層)	Thin layer at the base of hanging wall	1	Fig. 22, (Fig. 29)
Bulldozer-preserved structure (ブルドーザー押し構造)	Pressed gravel bed (h) in front of massive block (h)	1	Fig. 22, (Fig. 29)
Fold-scarp (褶曲崖)	Fold of superficial layers	1	Figs. 15B, C (Fig. 27)
Drag (曳きずり)	Developed in shallow level on (h) and in deeper level on (f)	1~3	Figs. 14B, 23A
Reverse drag (逆曳きずり)	Synclinal structure on (h)	2	Figs. 15D, 15E, (Fig. 27)
Silty intercalation (細粒挟在層)	Intruded or stretched layer on fault	2	Figs. 15D, 15E
Flow packing (流動充填物)	Filling in disharmonic structure on (h)	2	Fig. 15D, (Fig. 27)
Invisible fault plane (みえない断層面)	Common in deposits of unconsolidated gravel of similar lithology	2	Fig. 23, Fig. 10B (Fig. 36)
Reverse load cast (逆ロードキャスト)	Mudstone (h) indented with gravel (f)	3	Fig. 24, (Figs. 30B, 35)
Fault zone (断層帯)	Mixed zone of mudstone blocks and gravel pockets, or zone of shearing	1~3	Figs. 10A, 14C, 15D, (Fig. 34B)

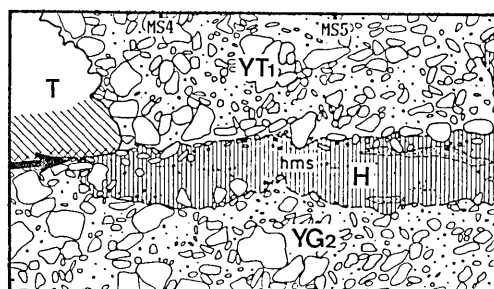


Fig. 19. Tectonic boundary with load casts, between terrace gravel (YT₁) and the underlying paddy-field soil (hms) (near-surface part of F Fault on MS-wall). The former thrust upon the latter at the time of earthquake of 1896. Arrow indicates F fault. For the location, see Figure 11(B).

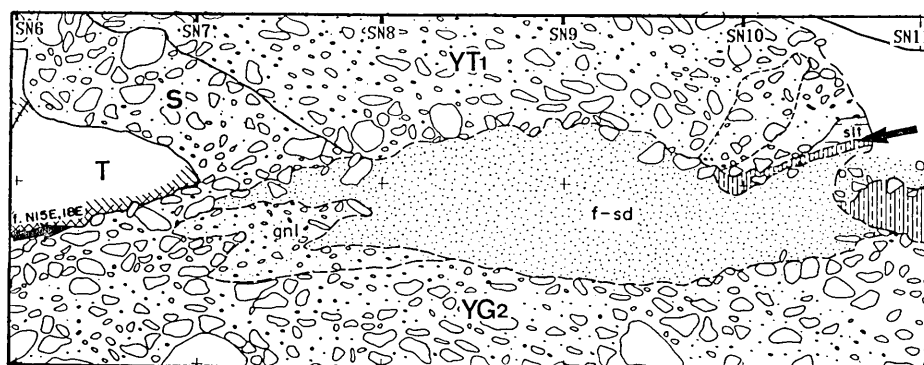


Fig. 20. Boundary of tectonic erosion between fine-sand (YG₂) and overlying terrace gravel (YT₁) on F Fault on SN-wall. Arrows indicate F fault. For the location, see Figure 12(A).

b) 浸食不整合境界 (Fig. 20). 移動してきた上盤によって下盤が“浸食”されたと思われる場合もあった。SN 面では下盤側に明治地震時直前にあった筈の表土がなく上盤側が直接新鮮な砂層を浸食不整合状に被っていた (Fig. 28A)。これは断層運動時に上盤が下盤側をこすりとつたためと考えられるが、こすった跡や剪断性の構造は見出せなかった。この場合にも上盤側の礫が多数ロードキャスト状にくいこんでいた。このような境界面は通常の不整合面とよく似ていてその形態だけから両者を区別することは困難である。

c) 下盤が“耕された”混合境界 (Fig. 21). MN 面では下盤側にあった水田土壌が移動してきた上盤によって擾乱を受けその一部が上盤側の礫層中に混入していた。このことは上盤が下盤を“耕し”て両者が混り合いながら移動したことを思わせる。

また SS 面では上盤側にある粘着性ある塊状の地層 (S) の前面 (西側) に接して、巨礫が密集した特異な部分がある (Figs. 22 の [SS 5] 付近, 29)。これは上盤が前進した際に、前述の塊状の地層がブルドーザーのようにその前面にあった未固結礫を押し動かして生じたものかもしれない。MS 面では F 断層の最先端部 (低崖下の基部) に直立した腐植土層

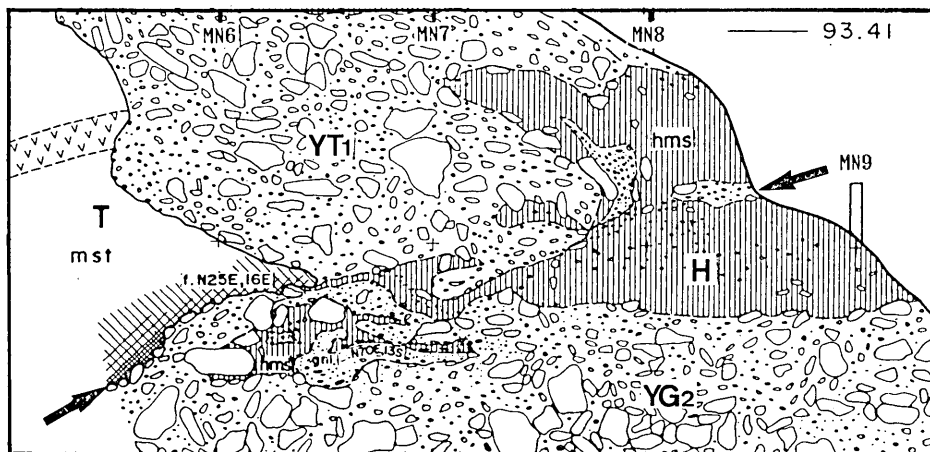


Fig. 21. Plowed and mixed zone between paddy field soil (hms) and overlying terrace gravel (YT₁) on MN-wall. For the location, see Figure 11(A).

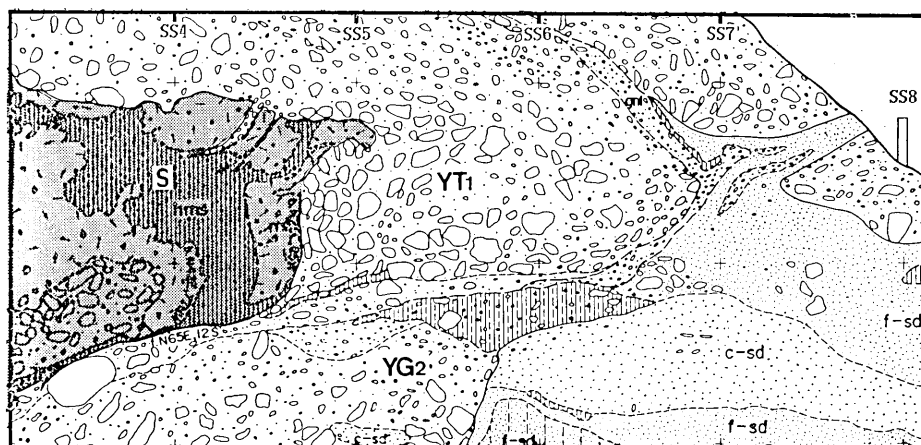


Fig. 22. Near-surface features of F Fault (arrow) on SS-wall, showing underlay of sandy thin layer between hanging wall (YT₁) and footwall (YG₂), and structure of pushed gravel bed (SS 4.7~5, YT₁) in front of massive block (S) on the hanging wall.

・細砂層があったが、これもまた上盤先端部または下盤の未固結層が上盤の移動時に擦れ合って変形したものと考えられることができる。

d) “下敷層”による境界。SS面では上下盤の境界付近に、そのいずれの岩相・形態とも異なる薄い砂礫層が敷物のように挟んでいた (Fig. 22)。薄層はその西端 [SS 7] から崖面に沿って [SS 5] 付近まで東上へ斜めにつづいているともみられるので上盤上部の砂層が上盤の前進時にまきこまれて (逆転して) 下敷になったものか、あるいは上盤の前進に伴ってその前面に落下しその下敷になった二次的堆積物であるかもしれない。

e) 撓曲崖ができた場合 (Figs. 15B, 27)。Z断層は地表付近で不明瞭となり、かわり

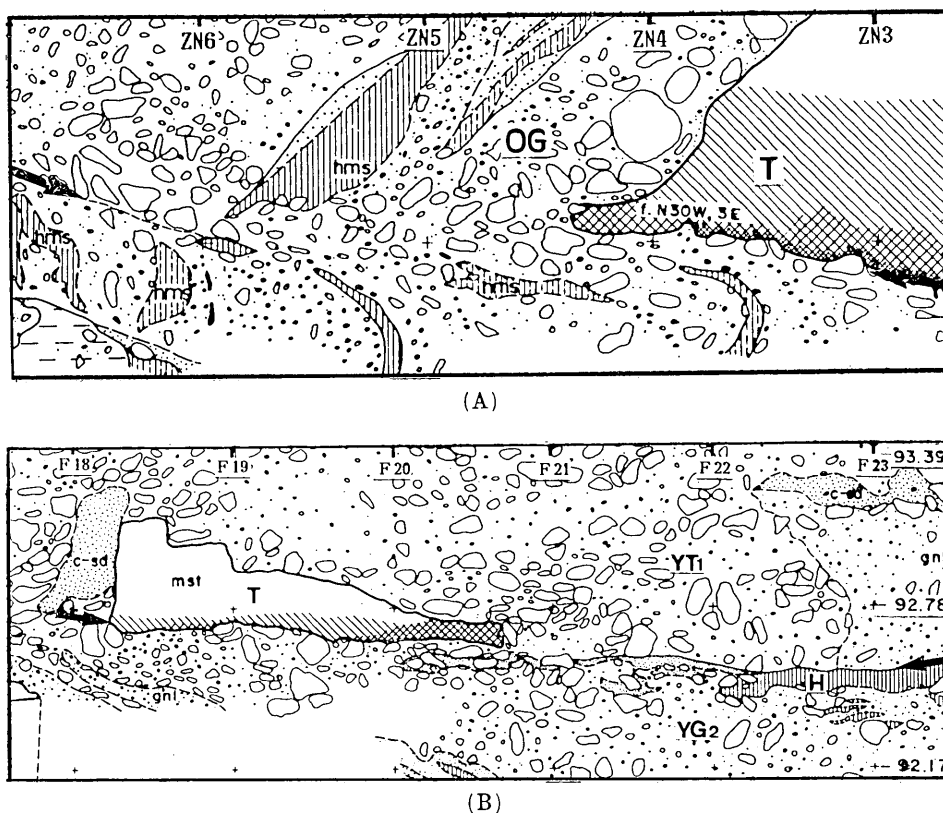


Fig. 23. Invisible fault plane. Arrows indicate location of the fault.

(A) Lower part of Z fault on ZN-wall. Z fault passes through between base of westward dipping humus (hms) and underlying dragged structure in the middle of the figure.

(B) Middle part of F-wall. F fault runs from the bottom surface of mudstone on the left to the top surface of the humus on the right.

に地表の水田土壌が折りたたまれてそこに撓曲崖が生じていた（崖高は Fig. 15B の a_2 - a_4 ）。F 断層でもイベント B で撓曲崖が生じ明治のイベントでそれが切断されている。したがって F・Z いずれの断層でも、地表付近の未固結層はその堆積後第 1 回の断層運動で撓曲し第 2 回以降の断層運動でその撓曲の脚部が切断されたことになる。

7.2. 未固結層中の断層形態

旧地表部の下位には、断層に沿ってその上・下盤とも未固結層からなる浅層部 (Fig. 25 の②) がある。その部分の上・下盤は最新活動時（明治 29 年）に地下で互にずれ合った。そのような地下浅層部の未固結層中での断層には次のような形態がみられた。

f) 境界面がみえない場合。上下盤とも無層理で同じ層相の未固結堆積物である場合には、以下の g), h) の場合をのぞき、断层面またはそれを示唆する面状の境界はみえなかった。たとえば NS 面で F 断層の先端は明らかに礫層を切っている筈であるが、Fig.

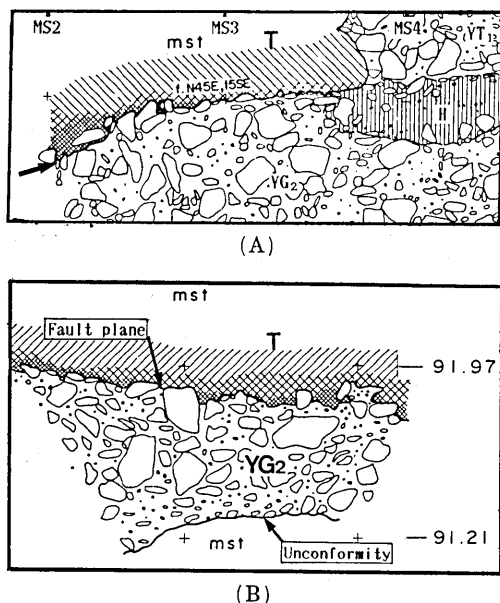


Fig. 24. "Reverse load cast" on fault plane. Mudstone (mst) is on hanging wall. Oblique-and cross-hatched portion of mst (mudstone) indicates crushed part. (A) F fault at the base of mudstone on MS-wall. For the location, see Figure 11(B). (B) Fault plane indented with underlying gravel on ME-wall. Note basal unconformity of the gravel is smoother than the indented fault plane. The outcrop is nearly perpendicular to the dip direction of F fault.

10(B) にみるように F 断層の推定延長部の礫層中にそれらしい構造は全くみられなかった。また ZN 面の Z_1 断層は Fig. 23A の [ZN 4.2~6] 間で、上盤側の西へ単斜する OG 層の下限と下盤側の OG 層のひきずり構造の上限との間の礫層中を通るが、そこに剪断性の面構造はみえない。また、低崖 F の斜面基部には F 断層の最先端部が露出しているが (Fig. 23B)、トレンチ壁面での知識なしにその断層面を見出すことは困難である。

g) 細粒挟在層による断層境界。塊状礫層中に挟在する細粒層が断層の存在を意味している場合がしばしばあった ([ZS 8~9] 付近の Z_2 断層, K 面・ZN 面の Z_1 断層, [SS 3] 付近の F 断層など, Figs. 15D, E など)。この細粒層は主にシルト~腐植土層 (Z_2 断層の [ZS 8~9] では砂層) であり、厚さは通常 3 cm 以下で、周囲の地層の構造と不調和である。その挟在層に剪断構造がみとめられた場合もある (K 面)。

この細粒の挟在層は、上盤または下盤にある同質の細粒層に連続していて逆断層に伴う曳きずりで説明できる場合 (Fig. 14B, K 面・ZN 面) と、下方からの進入によると思われる場合 (ZS 面の Z_2 断層沿い) とがある。前者の場合は細粒挟在層の厚さは上・下盤の相当層の厚さよりも著しく薄いので断層運動によって地層が著しく引きのばされていることがわかる。後者すなわち進入による細粒挟在層の例 (ZS の Z_2 断層, Fig. 15D) では、その中にふくまっていた花粉の組成が周囲の地層中のそれと著しく異なっていてその細

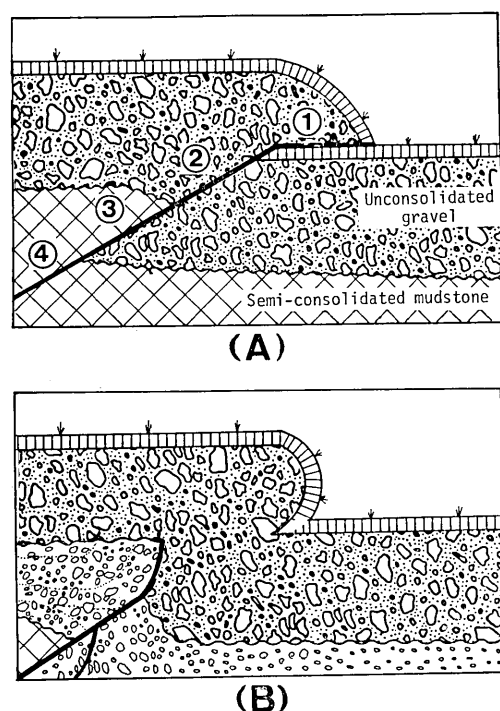


Fig. 25. Simplified near-surface features of reverse fault, on F fault (A) and Z fault (B). Features in ①~④ are listed in Table 3.

粒物質が下位層から移動してきたものであることを示していた。

h) 剪断性縞状構造による断層境界. 葉理状の縞状構造をもつ細粒の地層が断層帯をあらわしている場合もあった (YN 面および YS 面の底部). YN 面の Z 断層の例では, その縞状構造 (細かい岩相の差および黒いフィルムによる) の面はややはげ易く面上にはかすかな条線とステップがみられた (Fig. 34B). したがってこの縞状部分は層理面に平行な剪断面の集合 (厚さ数 cm) であると考えられる. この形態は Y トレンチの底部でみられたので比較的深部で生じ易い形態かもしれない。

i) 二次流動した断層境界. OG 中の腐植土層 hm は Z_1 断層によってその外形は巨視的には約 1m 切断されくいちがっているが (Fig. 15D), 微視的にはそこに切断面がなく地層内の葉理のすくなくとも主部分は切断されずに上下盤間に連続していた. 葉理は曳きずり状の変形をしているがそれによる変位量は外形の 1m の変位に比べれば僅かである. この腐植土層が複数回のイベントを経験していること, 厚さの変化が著しいことから, 先行したイベントで切断変位し, その後のイベントで (すなわち多少深く埋没してから) 二次的に内部で流動し新たに流理状の葉理が生じた可能性がある。

7.3. 半固結泥岩と未固結礫層の断層境界

F・Z 両断層の露出面の下部では上盤の半固結泥岩と下盤の礫層とが断層で接している (Fig. 25 の③). 泥岩は塊状で新鮮な部分は山中式土壤硬度計 YH-62 による硬度指数目

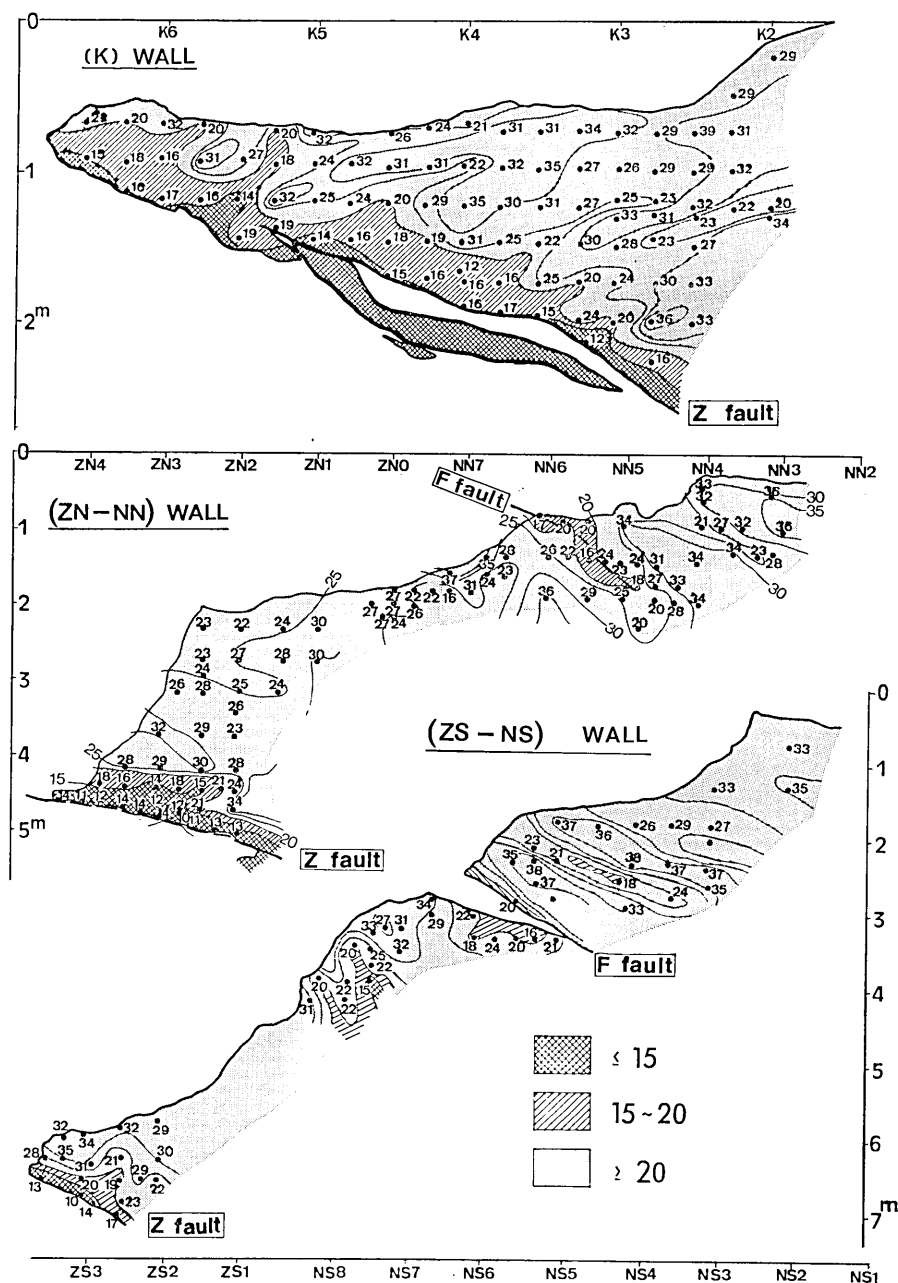


Fig. 26. Hardness of mudstone on Faults Z and F. Numbers represent values of hardness which was measured by means of the Yamanaka-type Soil Hardness Meter YH-62. The numbers 10, 15, 20, 25, 30, 33, 35 (mm) correspond to 1.4, 3.0, 6.3, 14, 43, 90, 180 (kg/cm^2) in hardness, respectively. Crush is more advanced on the hanging wall of Z fault than of F fault.

層 (mm) が 30~35 (支持力強度 100~200 kg/cm² 程度) である。Fig. 26 は F 断層および Z 断層沿いの泥岩の硬度分布を示したものである。数値は山中式土壤硬度計 YH-62 による硬度指数目盛 (mm) である。その、10, 15, 20, 25, 30, 33, 35 がそれぞれ支持力目盛 (kg/cm²) の 1.4, 3.0, 6.3, 14, 43, 90, 180 に相当する。この泥岩はほぼ無層理・均質であり、その硬度指数目盛は破碎~粘土化の程度をほぼあらわしている。ただし N トレンチでみられる F 断層の上盤側の東下りの軟い帯 (Fig. 26, 硬度指数目盛 18~24) は泥岩中の火山灰層に対応して泥岩の硬度ではない。

j) 逆ロードキャスト状の断層境界。上盤と下盤の境界部 (断層境界) では上盤の軟弱な泥岩物質が、下盤側の礫層の個々の礫の間の凹部 (基質部分) に入りこんでいて、泥岩と礫層の境界面は凹凸にとむ (Figs. 24, 30B)。その様子は上下の逆転したロードキャストないし逆転した不整合のようにみえる。その凹凸さはその礫層と泥岩の不整合面 (NS 面など) よりも著しい。これは主に不整合面下の泥岩の表面 (浸食面) の方が断層上盤の泥岩下底 (やや破碎している) よりも新鮮で硬いためであると思われる。なお、ZS 面では下盤の未固結礫層中の礫が境界面にはほぼ平行な割れ目によって 2 分され泥岩に接した上半分は断層運動によって失われている例がみられた。

k) 断層擾乱帯。Z 断層は K 面でも Z トレンチでも露頭下部で分岐しその間の礫層が著しく擾乱されていた。その擾乱部の上盤側にも明瞭な断層 ((Z₁ と K₁) があり擾乱部 (断層帯) の幅は下方ほど広い。K 面ではこの断層帯内部の細長い泥岩塊や礫からなるポケットの長軸はこの断層帯の傾斜よりも急傾斜であり (Fig. 14C)、したがって、その構造は下盤側の曳きずり構造の一部とみることができる。

泥岩の硬度分布 (Fig. 26) をみると、Z 断層沿いの泥岩の方が F 断層沿いよりもその破碎 (軟化) の程度、範囲ともに著しい。たとえば Z 断層沿いの上盤では硬度指数が 15 以下の粘土状部が生じているが、F 断層沿いにはそのような軟弱部はみられない。

7.4. 半固結泥岩中の断層

上下盤とも半固結泥岩である場合、F 断層は Fig. 10A のハッチで示されるような泥岩中の破碎帯であった。その破碎帯は不規則な短い割れ目~剪断面の集合したものであり、走向板などを用いてその方位を測定することができるような広い面状構造 (断層面) は生じていなかった。この軽微な破碎帯に沿って明治地震時に逆断層性の変位が生じたことは、この破碎帯の西端部で破碎帯の上盤の泥岩が礫層上に衝上していることからたしかめられる。

F 断層は Z 断層にくらべて泥岩の破碎の程度が軽微である (Fig. 26) だけでなく、N トレンチで上述のように泥岩中で明確な断層面をもっていない。それは F 断層の変位量が Z 断層よりも小さいこと、すなわち N トレンチ付近が F 断層の末端近くであり、またイベント B では断層ではなく撓曲崖が生じたこと、に対応していると考えられる。

7.5. 曳きずり構造と逆曳きずり構造

断層近傍の地層には曳きずり構造 (drag) がみられたが、概してそれは地表に近い部分では上盤側に、やや深い部分では下盤側によく発達していた (K 面, ZN 面など)。たとえば ZN 面や K 面で上盤の地層 OG が最も急傾斜であるのはその先端部 (浅部) であり、下盤の地層が直立~逆転するのは先端からはなれたやや深部 (壁面下部) である。

ZS 面では上盤先端部の OG 層が逆断層の曳きずりとは逆の“逆曳きずり構造”をしている。すなわち OG 層上部は断層上盤側で向斜をつくり最先端部ではその向斜の西翼が直立している。これに対して OG 下部 (*hm* 以下の OG) はふつうの曳きずり変形をしている (Fig. 15B)。両構造の境い目の不調和空間を埋めるように前述した OG 層中部の腐植土層 *hm* (Fig. 15D) がはさまっている。このような逆曳きずり構造は YS 面の Z 断層上盤にもみとめられるが、その成因はよくわからない。イベント B 直後に生じた上盤側地層の地へりによる可能性も考えられるが、その場合でもそれが逆曳きずり構造になるかどうかははっきりしない。

7.6. 断層面の傾斜

観察された露頭の深さは地表下数 m までであるが、その限りでは F 断層はほとんど分岐断層を伴わず旧地表部から下方へ徐々に傾斜を増す。旧地表部を除く F 断層面の平均傾斜角はおよそ $12^{\circ}\sim 18^{\circ}$ であった (Table 4)。

Z 断層は浅層部 (地下 1~2m) の未固結層中で分岐し以深で断層帯を形成していた。その断層帯の上縁 (東側) の断層 (Z_1) の傾斜は深さ方向に緩くなり、上盤が基盤泥岩の部分

Table 4. Dip of fault plane.

Fault	Location	Hanging wall footwall	Dip of Fault plane	
			Measured on sketch, corrected	Measured on outcrop (strike)
F	NN	T/T	28° E	—
F	NS	T/YG	25° E	—
F	MN	T/YG	23° E	16° E (N 25° E)
F	MS	T/YG	14° E	15° SE (N 45° E)
F	SN	T/YG	12° E	18° SE (N 15° E)
F	SS	S·T/YG	20° E	15° SE (N 32° E)
Z	K	OG/YG	16° E	19° E (N 30° E)
K_1	K	T/OG	14° E	17° S (N 75° W)
K_2	K	OG/OG	27° E	24° S (N 35° E)
Z	ZN	OG/YG OG	22° E	40° S (NS)
Z_1	ZN	OG·T/YG	4° E	40° S (N 40° W)
				22° S (N 20° W)
Z_2	ZN		$14\sim 35^{\circ}$ E	55° S (NS)
Z_1	ZS	OG·T/OG	12° E	27° S (N 35° E)
				12° S (N 32° E)
				9° S (N 25° E)
Z_1	ZS	OG/YG	42° E	—
Z	YN	OG/OG		22° E (N 27° E)
		OG/OG		24° E (N 49° E)
		OG/OG		33° E (N 52° E)
Z	YS	OG/OG		17° R (N 53° E)
		OG/OG		48° E (N 53° E)



Fig. 27. ZS-wall. Fault Z is from upper-right to left-bottom. The sketch of this exposure is in Figure 15(B). Notice an overturned fold of a yellowish sandy bed of upper-right [ZS 10~12], and a reverse drag and clino-unconformity [ZS 10~8] on the hanging-wall.



Fig. 28. MS-wall. Mudstone and terrace gravel on the hanging wall of Fault F (left-lower) overlie the former paddy field soil at the base of the scarp. The paddy field was buried at the time of the 1896 earthquake. The sketches are shown in Figures 11(B) and 19.

Fig. 29. SS-wall, showing features of the frontal part of Fault F. For details, see Figure 12(B) and Figure 22.





Fig. 30. SN-wall. Fault F is in the middle. The sketch is shown in Figure 12(A) and Figure 20.

(A) Terrace gravel YT_1 lies tectonically on a gray sand bed with "erosion surface". For the sketch, see Figures 12(A) and 20 and for the close-up, see Figure 37(B).

(B) "Reverse load cast" contact on F fault. Gravels on the footwall are indented into the hanging wall mudstone.



Fig. 31. K-wall. The K fault runs from left-upper to lower-right. For the sketch, see Figures 14(A), (B), (C).

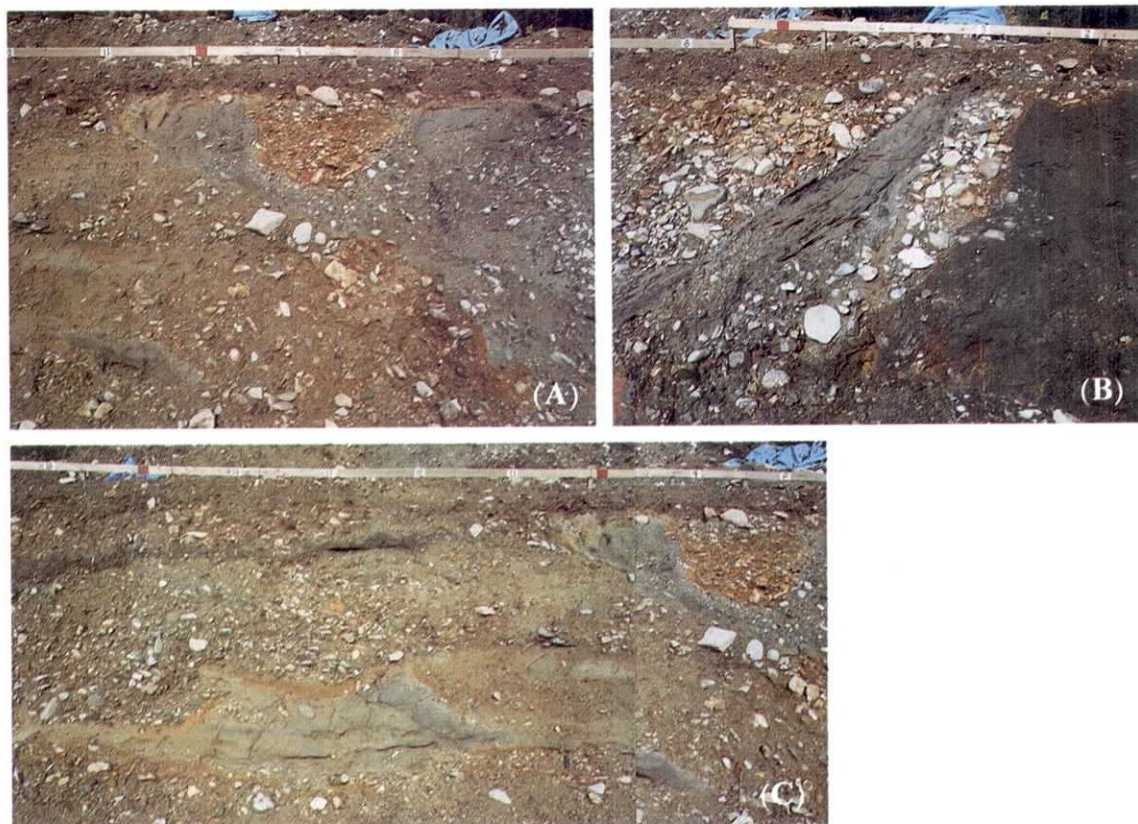


Fig. 32. ZN-wall.

- (A) Z fault is from middle-upper to right-bottom, on the base of grayish gravel. cf. Figures 15(A) and 15(E).
- (B) Gravel and peaty bed overlying unconformably on mudstone on the right. The Z_1 fault cut them on the lower part of the figure. For the sketch, see Figs. 15(A) and 23(A).
- (C) Unconformity between the lower beds, YG_1 and upper beds, YG_2 . The latter coarse gravels overlie the former finer gravel and sand with an irregularly eroded surface. For the sketch, see Plate II.



Fig. 33. MN-wall. Gray mudstone with reddish margin is on the hanging wall of F fault (The sketch is in Figure 11A).



Fig. 34. YN-wall.

(A) The upper coarse gray gravel is YG₂, which is underlain with finer OG. The Z fault is from left-lower to middle-bottom. For the detailed sketch, see Plate II.



(B) Fault plane of Z fault, on which incongruous steps are observable.



Fig. 35. Gravel wedge intercalated tectonically between mudstones on hanging-wall and footwall of F fault on NS-wall. The upper margin of the wedge is bounded with F fault and contacts with crushed mudstone. The base of the wedge is an unconformity.



Fig. 36. Frontal view of fault scarp F on the north of N-trench. The F fault is in the middle of the scarp. A mudstone block several meters long in the middle of the scarp thrusts on boulders which lie on the mudstone on the footwall (cf. Figure 13). The F fault passing through the gravel on the left is hardly visible.



Fig. 37. Features of tectonic boundary (F fault) between the thrusting hanging-wall and the footwall which came into contact in the earthquake of 1896.

(A) Load cast contact on Fault F on MS-wall. For the sketch, see Figure 19.

(B) Boundary of tectonic erosion on Fault F on SN-wall. For the sketch, see Figure 20.

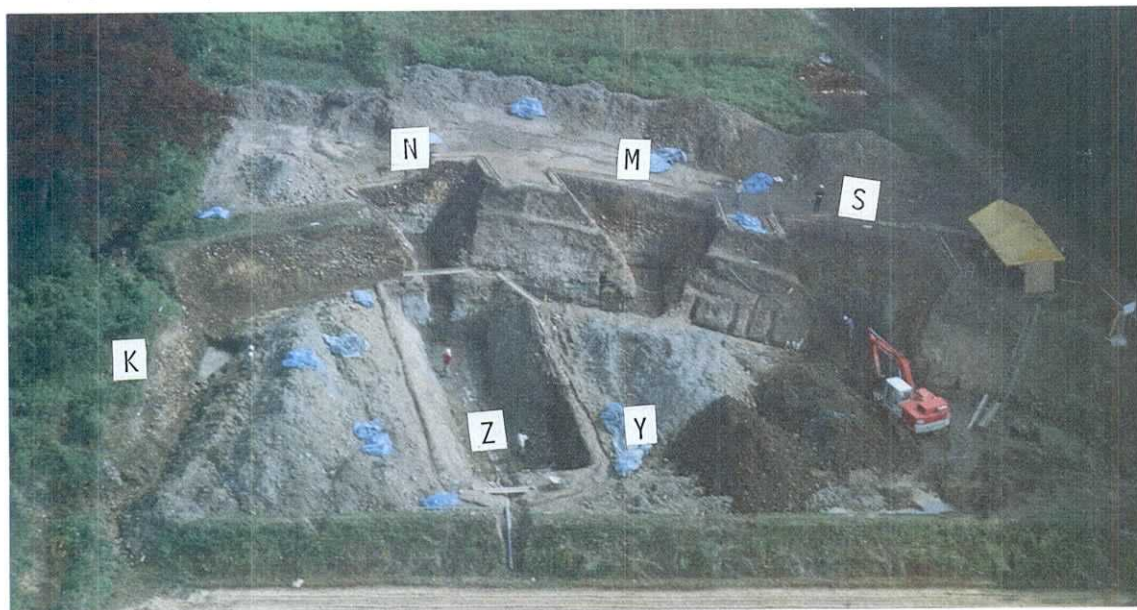


Fig. 38. Aerial view of excavating trenches, looking east.

では $4^{\circ}\sim 12^{\circ}$ となる。ただし ZS 面の逆曳きずり構造下底付近で異常な屈曲がみられる。

断層の最先端部では、F 断層は地表面を切断してその前面にあった旧地表面 (水田) に滑かに連続する。一方、Z 断層は地表付近では撓曲構造に移化し旧地表面が折りたたまれている。

今回掘削された千屋断層がこのように低角であることは、掘削前の予想 (松田ほか, 1982 の Fig. 6) に反するものである。千屋断層の明治 29 年の地震断層線は Fig. 2 にみるように今回の掘削地点周辺では谷の出口で東へ湾入し尾根の前面で西方へ張り出している。しかしその露出線の標高はほぼ同じである。このことは Fig. 2 のようなスケールでみた時 i) この断層がほぼ水平の断層面をもっている、あるいは ii) 断層線に沿って断層面の走向が変化している (断層面の傾斜は必ずしも低角でない) のいずれでも説明できる。千屋断層の形態が i) ii) のいずれの形態に近いかは、今後の調査で明らかにしたい。

8. ま と め

千屋断層を横切って、長さ 7~20m、深さ 3~4m の、N, M, S, Z, Y の計 5 つのトレンチを掘削した (Fig. 3)。露出した壁面および周辺露出面の詳しい観察 (主に 25 分の 1 のスケッチ, plate I~II) および ^{14}C 年代測定値 (Table 1)・花粉分析結果 (Fig. 8) などにもとづいてこの地点での千屋断層の活動歴と逆断層最先端部の形態を記載した。

1. 掘削地点は奥羽脊梁山脈西麓、天狗山丘陵を開析する小森沢川の谷底であり、地層は主に新第三紀泥岩とその上に堆積した小森沢川の河成礫層であった (Fig. 6)。後者は、約 2 万年より古い古期礫層 OG と 5000 年より新しい新期礫層 YG とからなる。さらに新期礫層 YG は不整合によって下部層 $\text{YG}_1=\text{YT}_1$ (5000~3500 年) と上部層、 $\text{YG}_2=\text{YT}_2$ (3500 年以後) とに 2 分された。

2. 千屋断層は掘削地点中北部では約 5m 間隔ではほぼ平行する 2 枚の東傾斜の逆断層、F および Z にわかれていた。いずれの断層でもその先端部には明治 29 年地震時まで使用していた水田の土壌があり、それが衝上した上盤側の河成礫層の下敷になっていたり (F 断層)、あるいは褶曲して折りたたまれていた (Z 断層)。

3. 逆断層の変位によって生じる断層崖地形の諸元と断層変位の 3 成分との関係 (Fig. 17) を用いて、明治地震時 (イベント A) に生じた変位量を求めた。上下変位量、水平短縮量、実変位量 (逆断層成分) はそれぞれ F 断層では M トレンチで 0.8m, 3.2m, 3.3m, Z 断層では Z トレンチで 1m, 2.5m, 2.7m であった。

4. 断層の上下盤に分布する地層を基準面として明治 29 年よりも前に生じた 3 つのイベント B, C, D を認めた (Table 2)。イベント B は明治地震の 1 つまえの断層活動であり、その年代は約 3500 年前 (YG_1 堆積後 YG_2 堆積前) である。この 2 つのイベントの発生間隔 (約 3500 年) は、従来の地表調査から推定されていた同断層の第四紀後期の平均再来間隔とほぼ一致している。

5. F 断層沿いのイベント B (B_f) は、ずれを伴わない撓曲運動 (崖高は約 1.4m) であった。この時に Z 断層も活動した (B_z)。それによって Z 断層の上盤側の地層が強く変形した。この時の Z 断層は 0.6m 以上の東側隆起を伴った逆断層運動であった。

6. Z 断層の分岐断層である Z₁ 断層については、イベント B 以前の OG 層堆積中に 2 回の逆断層変位 (イベント C および D) が認められた。しかし他の分岐断層、Z₂ 断層についてはイベントの資料は得られなかったため、イベント B 以前のイベントはまだ十分に明らかでない。

7. 今回の掘削で逆断層の先端部が露出したが、逆断層の先端部は活動時に旧地表を被って前進したこと、関与した地層が主に地表近くの未固結層であったことなどから、上記の F・Z 両断層とも岩盤中でみえるような明確な断層面をつくらず、Table 3 に示したような諸形態を伴っていた。

8. 上盤の礫層によって被われた F 断層の旧地表部 (Fig. 25 の④) には、上下盤の境界面に沿って上盤側の礫の下盤側地層へのくいこみ (ロードキャスト, Fig. 19), 上盤による下盤側未固結層の掘り込みと混合 ("耕作構造", Fig. 20), こすりとりによる浸食 (Fig. 21) などが生じていた。また、上盤側先端部の礫層が後続の岩体に押し動かされた構造 ("ブルドーザー押し構造", Fig. 22) や、下盤側地層の直上に上盤側地層によって下敷にされた薄層 ("下敷層", Fig. 22) などが観察された。一方、Z 断層沿いでは地表に褶曲崖ができて (Fig. 15B), 明確なずれ変位は地表まで達しなかった。

9. 旧地表部につづく浅層部では上下盤とも同じ様な層相の未固結礫層である時には断層面らしい境界面は見えないことが多かった (Fig. 23A, B)。しかしシルトなどの細粒挟在層が断層の位置を代表していることがあった (Fig. 15E, D)。その細粒挟在層には曳きずりによるもの (Fig. 14B) と進入によるもの (Fig. 15D) とがあった。

10. 上盤側が半固結泥岩である場合には、それがやや破碎されて軟弱なため、泥岩は下盤側の礫によって下からくいこまれ (逆ロードキャスト, Fig. 24), 両者の境界面 (断層面) は凹凸に富んでいた。上盤側の泥岩層から分離した角礫と下盤側の礫層とが混合した断層帯が生じている場合 (Fig. 14C) もあった。

11. 逆断層に伴って上・下盤に曳きずり構造がみられた。地表近くではそれは上盤側によく発達していたが、やや深部では反対に下盤側によく発達していた (Fig. 15A)。また、逆断層の上盤の地層がその先端部で向斜状に変形している例 (逆曳きずり構造, Fig. 15B) もあった。

12. F 断層は旧地表部から地下へ滑らかに徐々に傾斜角を増す傾向がある。旧地表部 (ほぼ水平) をのぞく F 断層の平均傾斜は 12°~18°E であった (Table 4)。Z 断層は浅層部の未固結層中で分岐断層を派出して以深に断層帯を形成しているが、断層带上縁の断層 (Z₁ 断層) の傾斜は概して地表近くよりも緩く露頭下部では 4°~12°E であった。

文 献

- 跡津川断層発掘調査団, 1983, 跡津川断層におけるトレンチ掘削調査 (速報), 月刊地球, 5, 335-340.
 藤原健蔵, 1954, 横手盆地東縁北半部の地形——断層崖下にみられる運動——, 東北地理, 7, (2), 63-69.
 福井英一郎, 1928, 横手盆地の地形学的並びに気候学的研究, 地理評, 4, 15-45.
 GORDON, F. R. and LEWIS, J. D., 1980, The Mecherling and Calingiri earthquakes, October 1968 and March 1970. *Geol. Survey, Western Australia, Bull.*, 126, 1-229.
 HANKS, T. C., BUCKNAM, R. C., LAJOIE, K. R. and WALLACE, R. E., 1984, Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms, *Jour. Geophys. Res.* 89, B7, 5771-5790.

- 平野信一, 1984, 千屋断層系に沿う地震発生時期の推定, 地理評, 57, 173-185.
- IKEDA, Y., 1983, Thrust-front migration and its mechanism, *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 15, 125-159.
- 今泉俊文・稲庭智子・片平博文, 1984, 陸羽地震 (1896) 時の地変と地籍図——秋田県仙北郡千畑村・千屋断層の例, 東北地理, 36, 184-185.
- 稲庭智子, 1983 MS, 横手盆地東縁断層系の最近の活動について——地籍図を解釈の一助として——, 昭和 58 年東京立大学卒業論文, 1-53.
- 金子史朗, 1972, 地形図説, 2, 1-229 古今書院.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層——分布図と資料, 東京大学出版会, 363pp.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1980, 1896 年陸羽地震の地震断層, 地震研彙報, 55, 795-855.
- 中田 高・宮内崇裕, 1985, 逆断層のくい違い速度を推定する試み——陸羽地震 (1896 年) における千屋断層を例に——, 活断層研究, 1, 31-36.
- NAKATA, T., 1976, Quaternary tectonic movements in central Tohoku district, northeast Japan, *Sci. Rept., Tohoku Univ.*, 7th Ser. (Geography), 26, 213-239.
- PLAFKER, G., 1967, Surface faults on Montague Island associated with the 1964 Alaska earthquake, *Geol. Surv. Prof. Paper*, 543-G, G1-G42.
- 高見雅三, 1983 MS, 千屋断層における物理探査, 秋田大学鉱山学部鉱山地質学科卒業論文, 1-104.
- TSUKUDA, E. and YAMAZAKI, H., 1984, Excavation survey of active faults for earthquake prediction in Japan—with special reference to the Ukihashi Central fault and the Atera fault, *Geol. Surv. Japan, Rept.*, 263, 349-361.
- TSUKUDA, T., 1985, Long-term seismic activity and present microseismicity on active fault in southwest Japan, *Earthq. Predict. Res.*, 3, 253-284.
- 白田雅郎・白石建雄・岩山勝男・秋元義人・井上 武・乗富一雄, 1976, 秋田県綜合地質図幅 六郷, 秋田県, 1-70.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885~1980 年, 地震研彙報, 57, 401-463.
- WALLACE, R. E., 1980, Discussion—Nomograms for estimating components of fault displacement from measured height of fault scarp, *Bull. Assoc. Engineer. Geologists*, 17, 39-45.
- 山崎晴雄・佃 榮吉・水野清秀, 1984, 活断層のトレンチ発掘調査, 応用地質, 25, 41-45.
- 山崎直方, 1896, 陸羽地震調査概報, 震災予防調査会報告, 11, 50-74.

*Holocene Activities and near-surface Features of
the Senya Fault, Akita Prefecture, Japan
—Excavation Study at Komori, Senhata-cho—*

RESEARCH GROUP FOR THE SENYA FAULT

The Senya fault, one of the major reverse faults in Northeast Japan, which had moved in A. D. 1896 at the time of the Rikuu Earthquake (M7.2), was investigated in the small valley at Komori, Senhata-cho, Akita Prefecture, to reveal the near-surface features and pre-historic activities. Five trenches, 3~4 m deep and 5~20 m long, were excavated across scarplets on the valley floor and two eastward-dipping, subparallel reverse faults, F and Z, were exposed.

The area is covered with paddy-fields and underlain with the late Quaternary fluvial gravel of the Komorizawagawa and Miocene mudstone. Fourteen exposures were sketched on a 1:25 scale (Plates I and II) and 20 samples were dated by the ¹⁴C method (Table 1).

The Quaternary deposits are classified (Fig. 6) into the older gravel, OG (older than ca. 20,000 years in age), the younger gravel, YG (younger than ca. 5,000 years) and the surface soil, H. The younger gravel YG is divisible into the lower ($YG_1=YT_1$, ca. 5,000~3,500 years) and the upper beds ($YG_2=YT_2$, younger than 3,500 years).

The excavation exposed cultivated soil beds of pre-1896 paddy field buried under terrace gravel of the hanging wall, which had been emplaced by thrusting on Fault F at the time of the 1896 earthquake.

Generally the dips of the faults were unexpectedly small (Table 4). The fault F dips $20^\circ\sim 15^\circ$ to the east and extends upward smoothly to the surface of horizontal buried paddy fields. The fault Z has more an irregular plane and branched in the deeper part to form a fault zone. The fault Z_1 on the upper margin of the zone is subhorizontal ($40^\circ\sim 12^\circ E$) on the base of the hanging-wall mudstone.

The displacements on faults F and Z at the time of the 1896 earthquake were estimated (Table 2) based on the relationships between the scarp topography and parameters of fault displacements (Fig. 17): on fault F at M trench, they are 0.8 m and 3.2 m in the vertical component and horizontal shortening, respectively, and on fault Z at Z trench, 1.0 m and 2.5 m. In the former case, the pre-existent scarplet F increased the height and new scarplet appeared on the northern extension. In the latter, the faulting produced a 1 m-high fold-scarp on the previously even ground surface.

Three events, B, C, and D were recognized in the period prior to the 1896 faulting (event A) from offsets and deformation of the stratigraphic references (Table 2). The event B was the last event before the 1896 faulting on the both faults and occurred ca. 3,500 years ago (prior to deposition of YG_2 and after that of YG_1). The time interval of events A and B, ca. 3,500 years, is consistent with average interval of faulting (3,000~4,000 years) estimated from the late Quaternary slip rate of the Senya fault in the previous studies.

Event B caused a flexure scarp about 1.4 m-high without near-surface faulting on fault F and caused a slip of more than 0.6 m on fault Z with synclinal deformation (e.g. reverse drag) on the hanging wall.

Events C and D are inferred from a disharmonic structure within OG and a difference in displacements on Z_1 fault, one of branches of Z fault, respectively.

Various features in the near-surface part of the reverse faults are observed on and within unconsolidated strata. They are shown in Table 3. In the near-surface part where paddy-field soil lies buried under the hanging wall, there are observed contact planes such as bedding plane-like contact with load cast (Fig. 19), mixed zone of gravel and humic soil formed by plowing (Fig. 21) and eroded surface stripped off with gravel (Fig. 20) during the emplacement. A thin sheet of sandy gravel bed is present between the hanging wall and footwall in SS-wall (Fig. 22). The fault plane or shear is not observed in the above features. A gravelly part that was likely pushed forward by bulldozer during the hanging wall movement is observed on SS-wall.

Under the A.D. 1896 ground surface (level 2 in Fig. 25) the fault plan is often invisible especially when the unconsolidated gravel of similar lithology make contact with each other (Fig. 23A, B). Instead, in some cases, the intercalation of silty material indicates the location of the fault (Fig. 15E, D). The intercalation originates either from the thinning of strata by dragging (Fig. 14B) or from an injection from below (Fig. 15D).

In the case where there is semi-consolidated mudstone on the hanging wall, the fault contact shows an irregular surface with 'reverse load cast', in which the underlying gravel on the footwall is indented in the overlying soft crushed mudstone (Fig. 24). Drag structures on the fault are well-developed on the hanging wall at shallower levels, while developed on the footwall at deeper levels (Fig. 15A). "Reverse drag" is observed on the hanging wall on ZS-wall (Fig. 15B).

PLATE II

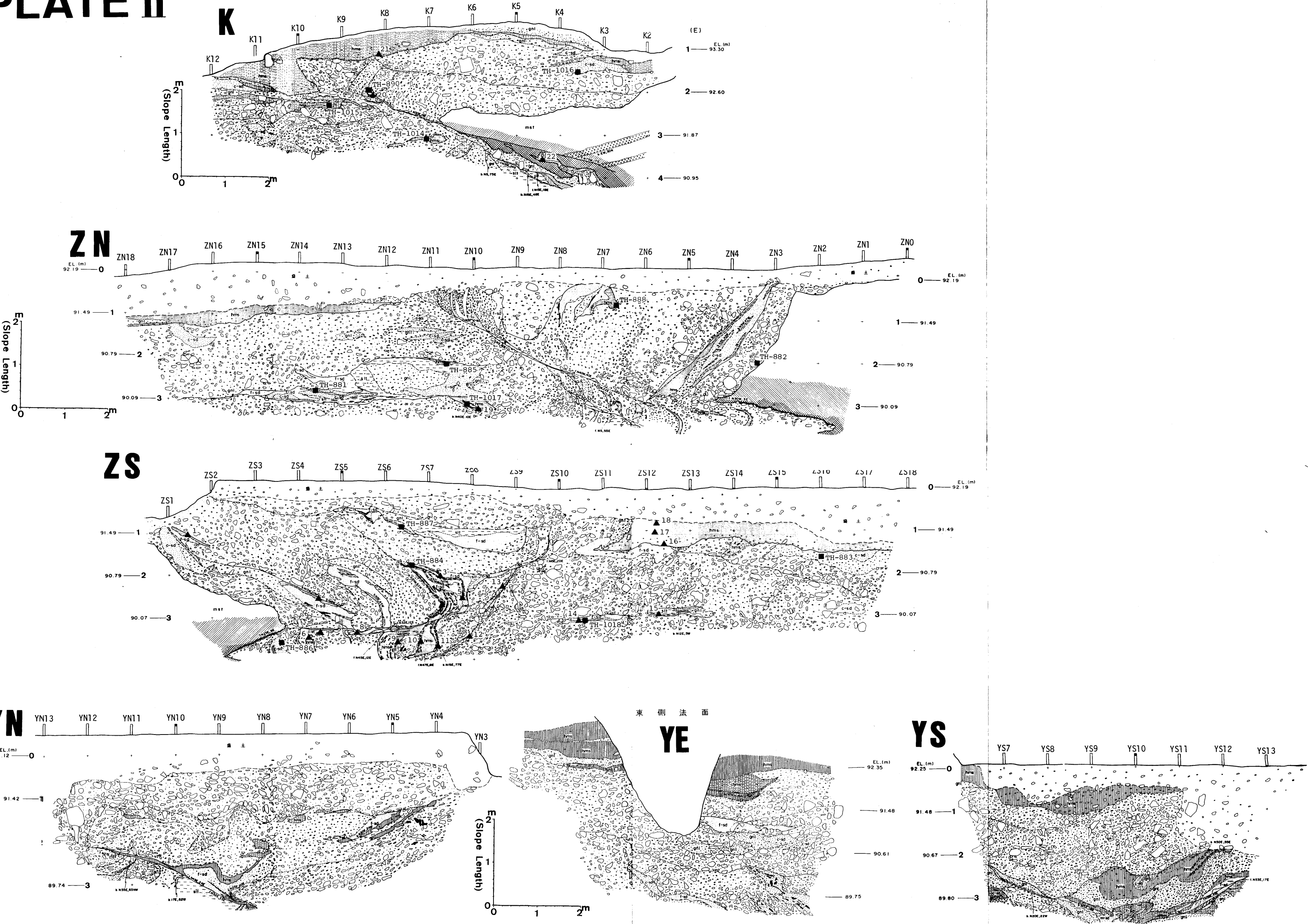


PLATE I

