

37. 丹那断層 (北伊豆・名賀地区) の発掘調査

丹那断層発掘調査研究グループ

(昭和58年10月31日受理)

1. ま え が き

丹那断層の過去の活動歴を知るため、伊豆半島北部の丹那盆地名賀地区で1980年10月および1982年2月に、断層線を横切るトレンチをつくり、その壁面に露出した完新世の地層と断層の観察を行った。その結果、過去約6,000~7,000年の間に9回の断層運動が生じたこと、それらの時間間隔は比較的一定でおよそ700年~1000年であることが判明した。以下、その調査の概要と結果を報告する。

Table 1. Data of trench excavation and members of the research group.

		1980年トレンチ	1982年トレンチ
ト レ ン チ	位 置	静岡県田方郡函南町丹那, 神尾幸男氏所有地	同 左
	規 模	長 さ: 約 30 m トレンチ底深度: 約 3 m 法 面 勾 配: 約 45°	長 さ: 20 m トレンチ底深度: 7 m 法 面 勾 配: 約 45°
調査観察期間		自 1980年10月19日 至 1980年10月31日	自 1982年2月1日 至 1982年3月13日
調 査 員 ・ 総括責任		村井 勇・松田時彦 ^o ・中村一明・白尾元理 (東大震), 大田陽子・沢 祥・三好真澄 (横浜国大地理), 貝塚爽平・今泉俊文・宮内崇裕・長岡信治・石田純一・吉永秀一郎 (都立大地理), 米倉伸之・池田安隆・海野芳聖・渡辺満久・奥村晃史・茅根創 (東大地理), 東郷正美 (法大第二教養), 平野信一 (東北大地理), 中田 高 (広大文地理), 岡田篤正 (愛知県立大), 安藤雅孝 (京大防災研)	
専門別協力者		火山灰: 杉原重夫 (明大), 町田洋 (都立大), 新井房夫 (群馬大) 遺 物: 菊地健一 (明大), 鈴木公雄 (慶大), 赤沢威 (東大) 土 壤: 加藤芳朗 (静岡大)	
壁面のスケッチ		主に北側壁面 (縮尺 1/50)	北側および南側壁面 (縮尺1/25) 断層付近など (縮尺1/10)
採 取 物		¹⁴ C年代測定試料 遺物 (土器, 加工木片など) 火山灰標本 層序用および花粉分析用地層 標本	同左および接着剤使用による 露頭表面サンプル

本調査には地震研究所地質研究部のほか、横浜国立大学教育学部地理学教室、東京都立大学理学部地理学教室、東京大学理学部地理学教室などの研究者が参加した（調査者名は Table 1 参照）。研究経費の大部分は東京海上火災各務記念財団の研究助成金（1980年度）および文部省地震予知計画経費（1982年度）によった。

調査にあたっては現地において下記の方々に御協力・御援助をいただいた。調査地点の土地所有者函南町神尾幸男氏、同町教育委員会石川雅道氏、同町総務部幸野宗昭氏、静岡県地震対策課井野盛夫氏、岩田孝仁氏、また、下記の方々からは専門家として貴重な御教示・御助力をいただいた。火山灰について明治大学杉原重夫氏、東京都立大学町田洋氏、群馬大学新井房夫氏、考古学資料について明治大学菊地健一氏、慶応大学鈴木公雄氏、東京大学赤沢威氏、土壌について静岡大学加藤芳朗氏、 ^{14}C 年代測定について学習院大学木越邦彦氏。なお、トレンチ掘削工事および地質スケッチは、アイエヌエー新土木研究所（市川仁夫氏ほか）に負うところが大きい。

以上の方々に厚くお礼申し上げます。

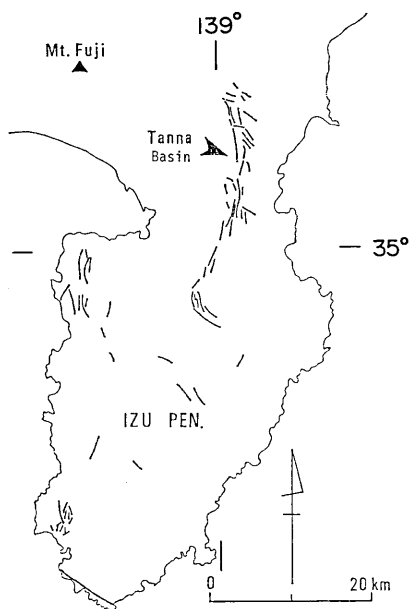


Fig. 1. Major active faults in the Izu Peninsula. Arrow indicates the Tanna Basin.

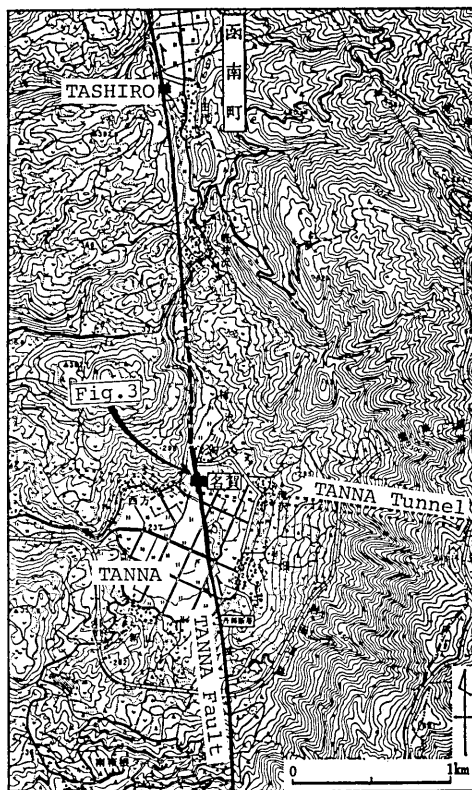


Fig. 2. Trenching sites (solid squares).

2. 調査の概要

丹那断層は北伊豆地震（1930年11月26日，宇津，1982によると $M7.3$ ）の際に活動した活断層である（Fig. 1）．この断層の過去数千年間における断層運動の時期・回数・性質などに関する資料を得る目的で，丹那盆地北縁部（写真を Fig. 19 に示す）の小扇状地（旧水田）上で深さ最大約 7 m，長さ最大約 30 m の調査用溝（トレンチ）を掘削し，地質の観察と試料の採取を行った．

この地点は東海道線丹那トンネル（久野，1962）のほぼ直上約 160 m にある（Fig. 2）．1930年北伊豆地震の際，調査地点に，走向ほぼ南北で左ずれの雁行地割れ帯が生じた．トレンチは，その詳細な地割れ分布図（伊原・石井，1932，本稿の Fig. 9）を参照して，その地割れ帯にほぼ直交するようにつくられた（Fig. 3）．

トレンチは，ほぼ同一地点で前後 2 回掘削された．1980年10月実施のトレンチ（以下 M トレンチとよぶ）は深さ最大 3 m の予備的なものであったが，断層の位置と 1930年以前の断層運動の存在とが確認された（丹那断層発掘調査団，1981）．1982年トレンチ（以下 A トレンチとよぶ）は M トレンチを包含し，最大の深さ約 7 m で，約 6,300年前までの地層とそれを切断する断層とが観察された（Fig. 4）．A トレンチの北壁の写真を Fig. 21 に示す．

なお，この1982年の調査では，上記 A トレンチのほか，その北方約 2.5 km の田代盆

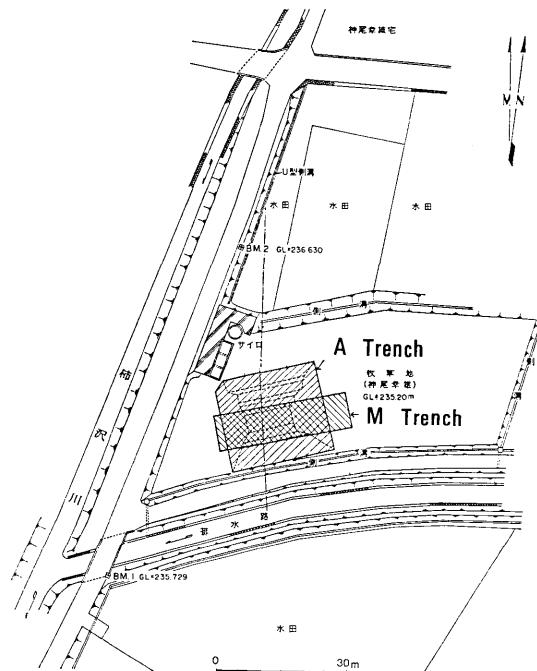


Fig. 3. Detailed map showing the location of the 1980 and 1982 trenches M and A.

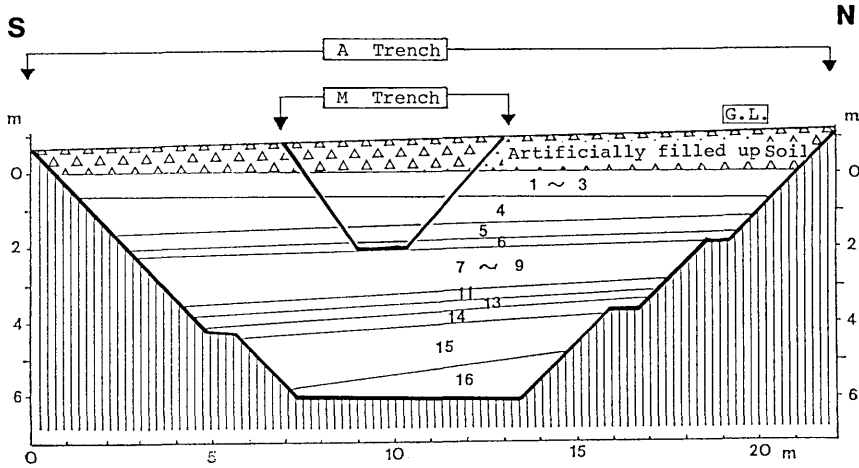


Fig. 4. North-south profile showing relative situation of A and M trenches and correlation of beds exposed on the northern wall (AN), southern wall (AS), and middle trench (M). The profile line is nearly parallel to the fault line and crosses the walls at AN 10-AS 10 on the eastern side of the Tanna fault.

地南部、火雷神社南側湿地（鈴木利光氏所有地）でも小規模なトレンチ掘削（B トレンチ）を行った（Fig. 2）。しかし、断層は露出しなかったため本稿では記載しない。

調査では露出した壁面の地層を観察し地質スケッチを作製した。露頭から、通常の柱状地質標本、接着剤による布状地層標本と断層標本、火山灰、土器・加工材などの埋蔵遺物、木材・泥炭・腐植土などの¹⁴C年代測定試料などを採取した。

トレンチの主な観察壁面は、A トレンチの北壁（略号 AN 面）、同南壁（略号 AS 面）および M トレンチの北壁（MN 面）である。M トレンチの南壁（MS 面）は一部崩壊したため詳しい観察は行われなかった。AN, AS, MN の各面および MS 面の一部の地質のスケッチを Plate 1（ポケット内在中）に示した。AN 面には二段の、AS 面には一段の犬走りを設けたので、スケッチ（Plate の Exposure AN と AS）はそれらによって3分ないし2分されている。

トレンチ壁の勾配はいずれもほぼ45°であり、AN および AS 面の図の縦軸の数字は、海拔 235.0 m を 1 m としてトレンチ壁斜面上でメートル単位で測ったものである（旧水田の表面はほぼ 2 m）。地表からの深さを表示した場合は、旧水田の表面を 0 とした（ただし M トレンチに対しては上記とやや異なる）。

文中の [AN 6.0-3.5] などの記号は、トレンチ壁面での位置を示すものである。AN の次の数字はその壁面上でのグリッドである。はじめの数字が横座標で壁面の西端（M トレンチは東端）を起点にした水平距離、後の数字が壁面に沿って地表の基準線から壁面の傾斜方向にはかった斜面距離（いずれもメートル単位）である。後者を省略して横座標だけを記した場合もある。

3. 地層の記載

トレンチ壁に露出した地層の区分，層厚・岩相を〔AN 11〕に沿う柱状図を例として Fig. 5 に示した. Fig. 6 はトレンチ壁のスケッチ (Plate 参照) にもとずいてつくられた A トレンチ壁面の地質図である.

トレンチ最下部の地層から鬼界カルデラ起原のアカホヤ (6000~6500年B.P., 町田・新井, 1978) の火山ガラスが多量に見出された. したがって, トレンチ壁に露出した厚さ約 6 m の地層は最近の約 6,500 年間に堆積したものである. このほか, 露出した地層の中部から, 2,800~2,900年 B.P. のカワゴ平軽石層 (葉室, 1977; 町田, 1980) と 2,500~2,800年 B.P. の富士山起源の砂沢スコリア層 (町田, 1964, 1980), 中上部から, 838年 A.D. の神津島噴火に由来する白色火山灰が見出された (杉原, 1984). また, その上位からは中世,

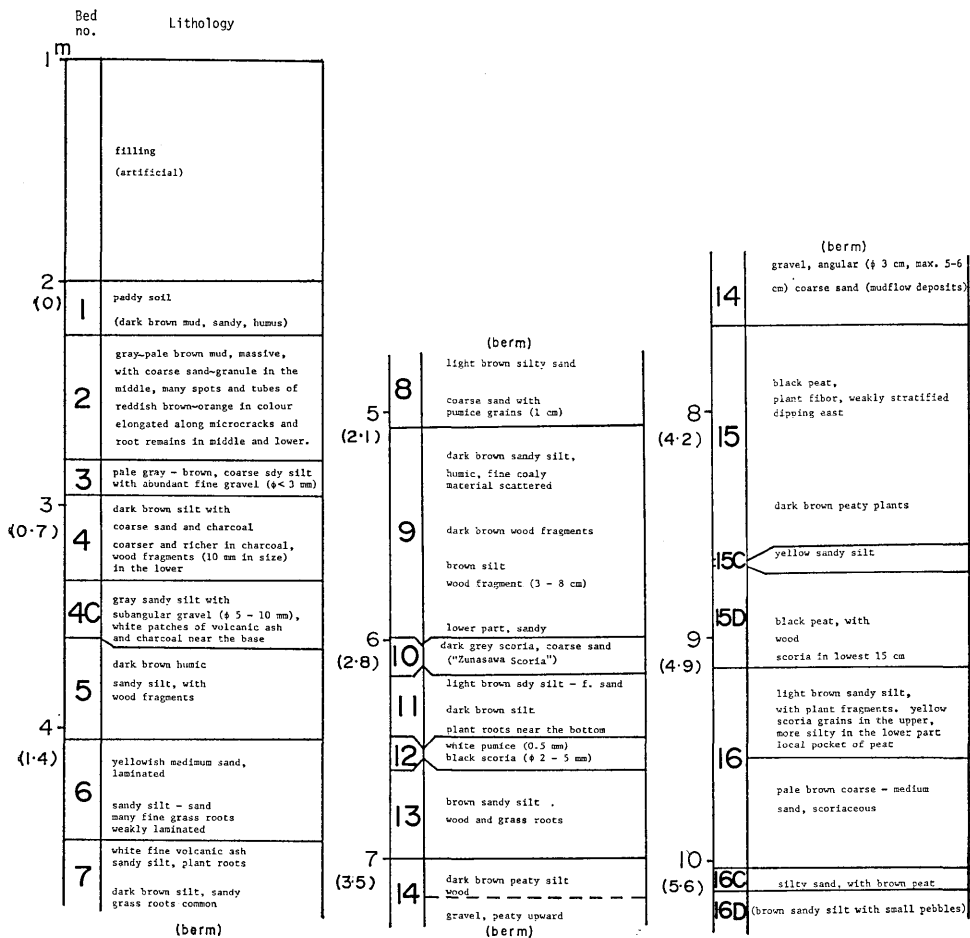
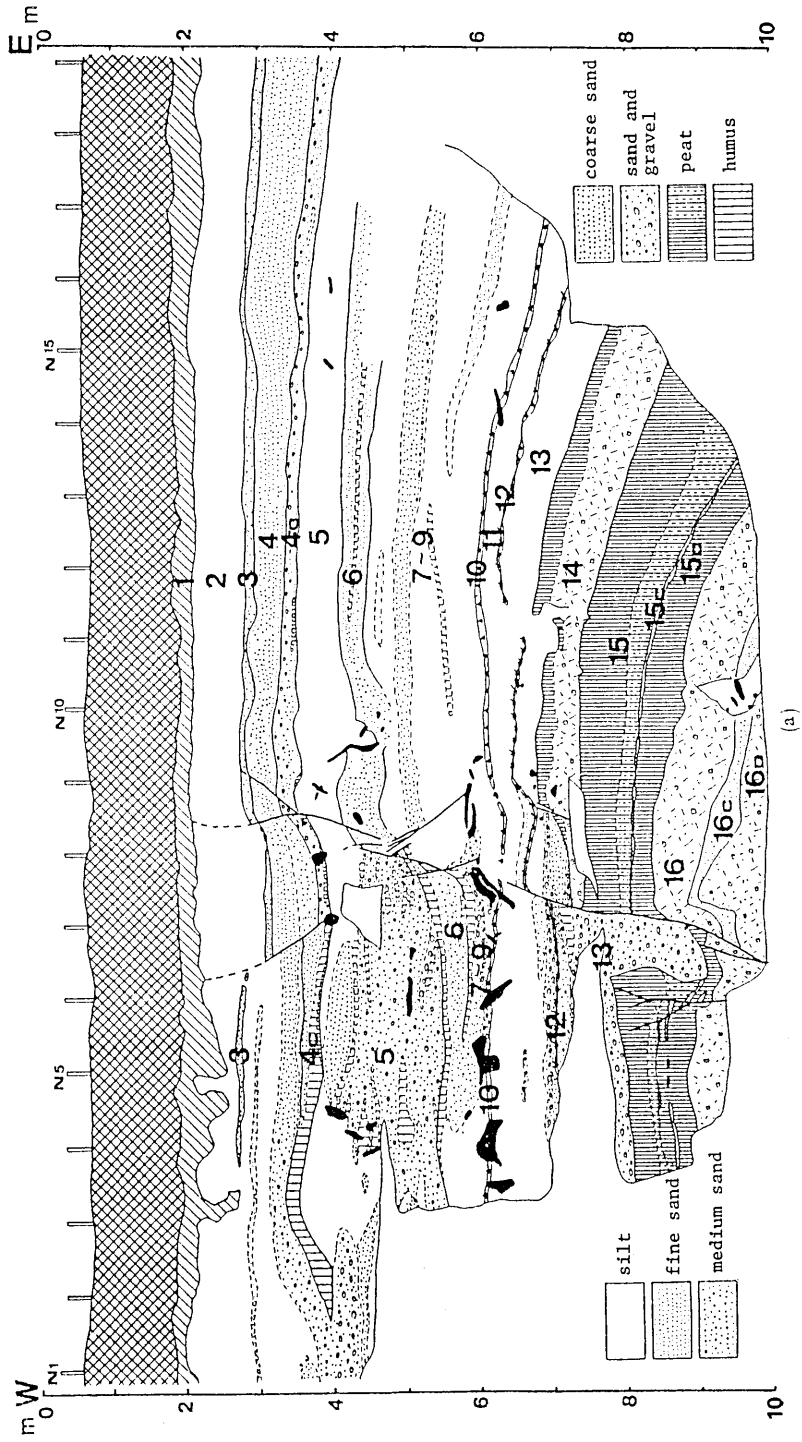


Fig. 5. Columnar section of trench A at [AN 11]. Small numbers indicate slope length from a point at 235.0m above sea level in meters. Vertical depth from the surface of bed no. 1 is shown in parentheses.



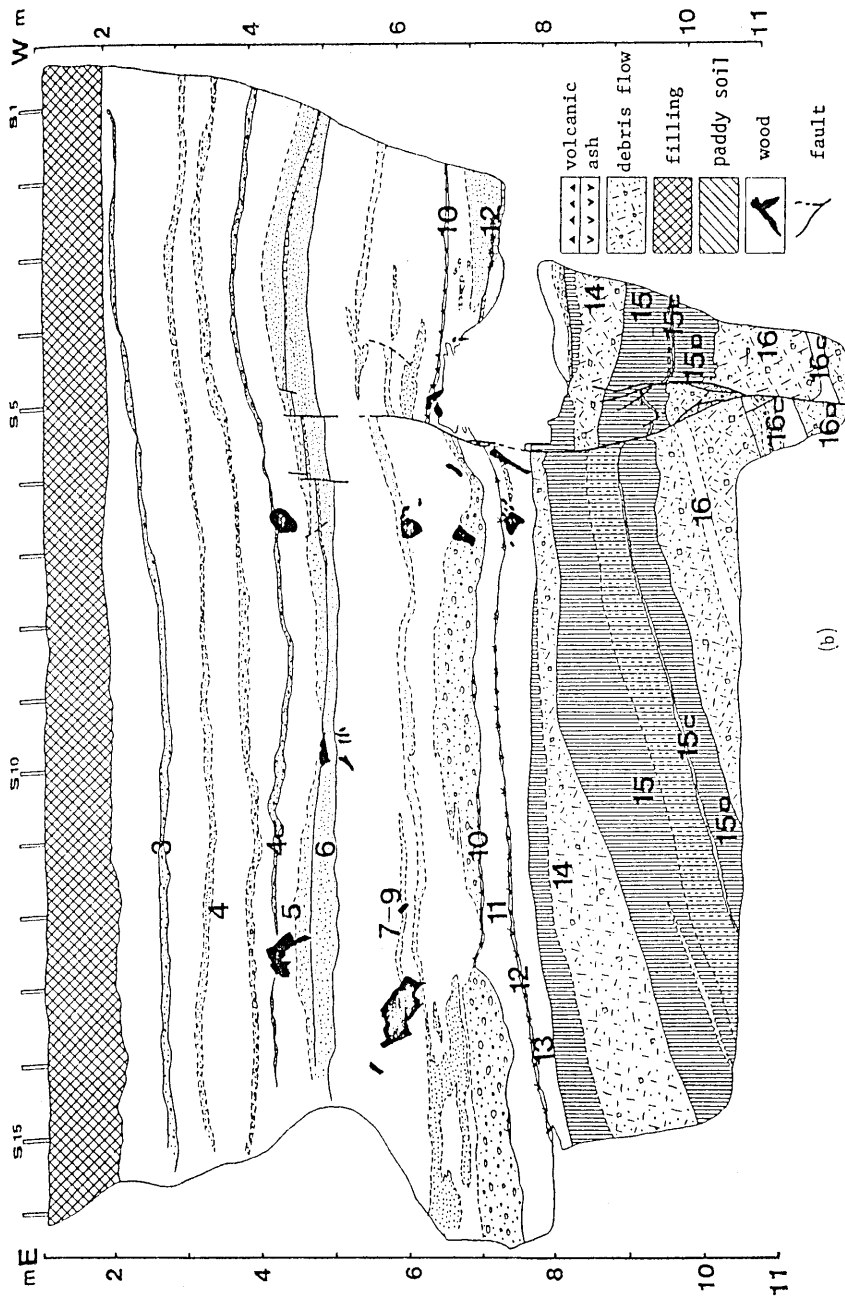


Fig. 6. Geologic sketches of exposures on the 1982 trench walls. (a) northern wall (exposure AN), (b) southern wall (exposure AS). Numbers on vertical scale are for slope lengths. For the vertical depth, divide them by $\sqrt{2}$. Interval between posts on the surface is one meter.

特に室町期以後の加工された多くの木材が出土した。

各地層は Fig. 4 に示されているように、南へゆるく傾き下り、かつ厚くなる。これらの地層のうち下部は主に火山泥流堆積物と泥炭、中部は主にシルトおよび砂礫で多量の木片、木根をふくむ。上部は主にシルトと砂の互層であり、一部は人工攪乱を受けている。中・上部の砂層および礫層の大部分は調査地西側を流れる柿沢川の扇状地堆積物である。

以下各地層について記す。地層には上位から順に番号をつけた。さらに必要に応じて細分し ABC…などを付した場合もある。しかし、それらの細分が断層運動の識別のために直接必要ない場合には統合して細分記号も省略した（たとえば第4層の下位に第4C層があるが、前者は第4A層と第4B層をまとめたものである。）

なお、1980年トレンチに露出した地層は1982年トレンチに露出した地層の一部であり両者の対比が可能であったので、前者に対して用いられた地層番号（丹那断層発掘調査団、1981）は今回は用いずに、1982年トレンチの地層番号に統一した（1980年トレンチの地層番号16, 14, 13, 12, 11, 10~5, 4~2, 1 がそれぞれ本稿の 1, 2, 3, 4, 4C, 5, 6, 7 に対応する）。

第1層：灰色の水田土壌。昭和5年地震以後に整地され使用されていた水田耕作土である。現在は昭和47年に行われた盛土によって被われている。本層の下限は第2層と色調の差で容易に区別されるが、境界面は場所によって（たとえば〔AN 3~5〕付近）不規則な凹凸を示す。上面はほぼ水平である。

第2層：淘汰不良の褐色“ローム”（砂質シルト）。粗砂や細礫を含む。褐鉄鉱の沈着によると思われる橙色の斑状の塊～細管（径 2~5 mm）や炭質物（長さ数 mm）を多く含む。細管はその形状から草の根に沿って生じたものと思われる。小地割れに沿う脈状のものもある。

AS面では、この地層の上面が第1層によって僅かに斜めに切られているため、その西部でやすい。土地所有者の談によると、昭和5年以前に、西部の土を削って東方の低所へ移し、それ以前の小さな水田を大きな水田に改変したとのことである。本層の上面はその時人工的に削られた面であると思われる。AN面における第2層～第4層の写真を Fig. 22 に示す。

第3層：径 2~3 mm（時に 1 cm）の細礫を多量に含む粗粒砂。上面は第2層に漸移するが下底は明瞭である。粗砂～細礫は黄・赤褐・青緑などを呈する火山岩粒である。全体としてゆるく東へ傾き下っている。AS面では概して AN面よりも粗粒である。AS面の西部では人工によると思われる擾乱を受け、一部失われている。〔AN 8.5〕以西では本層は不明瞭で認めにくい。

第4層：淘汰不良の砂まじりシルト。第2層に似るがより暗色で褐色斑は稀である。とくに下部は植物片・腐植・炭の小片（~10 mm）などに富み暗色（ややチョコレート色）である。

AN面の〔N 6〕以西およびAS面では、本層中に、細礫に富むやや粗粒な層が2枚ある。また、AN面の断層帯（第4章参照）の第4層には粗粒部が2枚ありその東西両側いづれともやや岩相が異なる。概してAN面では断層帯（〔AN 6~8.5〕）の西側が厚く、AS面では反対に東側が厚い。

第4C層：細礫～シルトまじり砂。第4層から漸移するが、概してより粗粒で、場所に

より下底近くに多量の腐植～木片をふくむ（〔AN 5～11〕など）。礫は径 3 cm までの赤褐・黄褐・淡青などの火山岩礫である。AN 面では西半（〔AN 9.5〕付近以西、とくに〔AN 7～8〕）で粗粒で、東半では細粒である。〔AN 17～19〕では火山灰らしい白色のPATCHがいくつかみとめられた。MN 面および AS 面では本層は東方へ薄くなり、かつ細粒になる。これらのことから第 4C 層は柿沢川の扇状地堆積物と思われる。断層帯では厚さや岩相に異常はみとめられない。本層から多くの加工された木の板（中世期、Table 2）が出土している。

第 5 層：砂質シルト～細礫。本層は岩相、層厚いずれも変化に富む、AN 面では断層帯の東側で細粒（シルト～極細砂）で薄く、西側で粗粒（砂～礫）で厚い。本層の上面はより粗粒の地層（第 4C 層）と接し、下面も明灰色のより粗粒の砂層（第 6 層）と接し、境界は比較的明瞭である（Fig. 23）。

AN 面の断層帯（〔N 8〕付近）の東側では主に暗灰色の砂質シルトからなり、とくに上部は木片や腐植にとみ暗色である。下部には分級のよい極細砂層がある。AN 面の断層帯の西側ではレンズ状のいくつかの砂層～細礫層が発達し、しばしば径数 cm～十数 cm の礫をふくむ。この礫層は MN 面ではより細粒で砂層にとみ、AS 面では砂～シルトだけとなる。断層帯の両側での岩相や厚さの急変も AS 面では認められない（礫相などの変化については丹那断層発掘調査研究グループ、1984の図 6 参照）。なお本層の上部から鋭利な切口をもつ加工板が出土した（Fig. 24）。

第 6 層：中粒～細粒砂。本層の特徴は明灰色であること、しばしば葉理構造が明瞭であること、黄色シルトの角礫をふくむことがあること、などである。本層の分布高度は、AN 面では断層帯の西側でひきずられて著しく低くなるが、上述の岩相の特徴は変らない。黄色シルト礫は AN 面では断層帯内部およびその西側の砂層中に径数 cm の角礫として散在していた。MN 面では反対に断層帯内部（角礫として）とその東側（厚さ数 cm のレンズ状層として）にだけ見出された。このことは、断層帯付近に局部的に堆積したシルトが、その堆積後断層によって左ずれ変位したことを示唆している。

第 7～9 層：シルトおよび砂礫。上面は顕著な砂層（第 6 層）に整合に被われ、下面は岩相的に下位層（第 11 層）に連続するが便宜的に砂沢スコリア層（第 10 層）の上面を本層の基底とする。

本層は AN 面の断層帯〔AN 7～8〕を境にしてその東西両側で岩相や厚さに大きな差異がある。断層帯以東では、主にシルトからなり厚いが、以西では主に砂礫からなり薄い。前者には円礫（径 1～5 cm）混りの礫層（第 8 層）が 1 枚はさまっている。後者（断層帯西側）には、一部洗い出された木根や木片が層状に密集している。AS 面では、断層帯〔AS 5 付近〕の両側ともシルトと数枚の砂～礫層である。とくに断層帯の東側には最下部にやや厚い円礫層がある。

本層の最上部のシルト中に白色ガラス質火山灰の小塊～レンズのならぶ層（厚さ 1～2 cm）が見出された（Fig. 25）。この火山灰層は歴史資料によって知られる 838 年 A. D. の神津島の噴火に伴う火山灰に同定された（杉原、1984）。

第 10 層：暗灰色スコリア。スコリアは径 1～2 mm でよく分級されている。厚さ約 5 cm の層をなしてシルト中に夾在している（Fig. 26）。しかし直上にある第 7～9 層が礫相で

あるところ (AN 面の断層帯西側および AS 面の断層帯東側) では分布は断続的である。

このスコリア層はその外観より、富士山起源の砂沢スコリア層 (約2500~2800年 B. P., 町田, 1964, 1980) に同定される (杉原, 1984)。

第11層: シルト。上部は砂質シルトないし細砂, 下部は腐植をふくむ暗褐色シルトである。第9層と同性質であるが, 便宜的に上位の砂沢スコリア層 (第10層) と下位のカワゴ平軽石層 (第12層) とにはさまれた部分を第11層とする。AN 面でも AS 面でも, 断層帯の西側の方がやや厚い。AN 面の断層帯付近には下部にレンズ状の砂層がある。AS 面の断層帯の西側に接して径 1 m 以上の根があり本層の上部に被われている。

第12層: 白色軽石 (カワゴ平軽石層)。シルト層 (第11~13層) にはさまれている白色細粒軽石 (径約 0.5 mm) の密集部である (厚さ約 5 cm, Fig. 27)。しばしば直下により粗粒の黑色スコリア (径 2~5 mm) を伴う。本層は天城山カワゴ平起源の火砕流 (葉室, 1977 などによると 3250±70 y. B. P. および 2830±120 y. B. P.) に伴った降下軽石である (町田, 1980は軽石層の年代を2800~2900年 B. P. と推定している)。

第13層: シルトと礫層。上位のカワゴ平軽石層と下位の泥炭層とにはさまれた砂質シルトと小礫~中礫よりなる礫層である。砂質シルトは第11層のそれと同性質で腐植をふくむ。礫層はよく円磨された小礫~中礫からなる河成堆積物である。

砂質シルトは断層帯の東側に分布するのに対して礫層は主に断層帯の西側に分布する。後者は AN 面の断層帯の東側 ([N8] 付近) で砂質シルトに被われさらに東で尖滅している。AS 面ではこの礫層は断層帯西側の砂質シルトの下位に薄く分布する。

この礫層は AN 面の断層帯の西側では下位の第14層を欠いて直接第15層を不整合に被っている。断層帯 [AN6~7] に沿っては礫層の下部が下位層中に生じた幅約 1 m, 深さ約 1.8 m のポケット状部を充填している (Figs. 14, 31)。ポケットの東壁は現在断層であるが, その他の部分では礫層が第15C層までの泥炭層に接している。

断層帯東側に広く分布するシルト層は下位の第14層・第15層上部と同様, 断層帯のすぐ東側でうすく, 東方へはなれると厚さが増加する傾向がある。これは当時, 現在みられるような緩やかな高まりが断層帯の東側に沿って存在していたことを示唆している。

第14層: 礫層。上部は泥炭質。礫層はやや黄色を帯び固結している。礫には赤褐色の火山岩礫が目立つ。弱い級化構造を示すこと, 基質に泥質物質が多いことなどから泥流堆積物であると思われる。

礫層は中部にシルトに富む薄い層 ([AN 11~14] で約 10 cm) があり, それより上部は下部よりも礫径が概して大きい (下部では径約 1 cm, 上部で径約 2 cm のものが多い)。本層の上部の 5~10 cm は基質が泥炭質で黒色を呈している。

本層は概して断層帯の東側で厚く西側では薄い ([AS 6~3]) か欠除している ([AN 4~6])。断層帯東側では背斜部で薄い, それは本層の上部 (泥炭質の部分) が浸食で一部失われていること, その下位の礫層自体が (堆積時から) 薄いことによる。本層は少なくとも AS 面の断層帯西側では第15層を浸食してそれを不整合に被っている。

第15層, 15C層, 15D層: 主に厚さ最大 1.5 m 以上の黒色泥炭からなる (Figs. 21, 30)。中部に厚さ 0~7 cm の黄灰色シルト層 (第15C層) 1枚をはさみ, それによって上下に2分される (上部を第15層, 下部を第15D層とする)。

泥炭は未分解で草の繊維構造が認められる。その繊維構造は AN 面の東部では約 30° 東へ傾き、泥炭層の上面とやや斜交することが多い。とくに上部の下半は褐色を帯び植物の分解・炭化の程度がよわい。

本層は AN 面でも AS 面でも断層帯東側の背斜頂部で薄い。断層帯の西側では本層の上限面は断層運動を受けた本層の下部構造と無関係にほぼ平滑であり (Fig. 15) 浸食面である。

第16層・第16C層・第16D層: 礫まじりシルト～砂。第15層より下位、トレンチ底までの間は明褐色の塊状砂～シルトである。分級不良で径約 1 cm～2 cm の火山礫をふくむ。中部に暗灰色の、葉理をもつ腐植質砂 (16C層) をはさむ。それによってその上 (16層) および下 (16D層) にわけられるが、両者はいずれも上方へ細粒になる級化構造を示し、それぞれ水中に流入した泥流堆積物であると思われる。第16C層からアカホヤ (鬼界カルデラ起源、約6,000～6,500年前、町田・新井, 1978) に同定される火山ガラスが室内処理によって多数見出された (杉原, 1984)。

4. 断層帯と地層の構造

断層帯: どのトレンチ壁面でも、ほぼその中央部に断層帯があらわれた。それは伊原・石井 (1932) による1930年北伊豆地震の地震断層線と位置的にほぼ一致していること (Fig. 9)、水田土壌下の最も新しい地層までを切断していること (Fig. 19) から、その断層帯が1930年に変位した丹那断層 (KUNO, 1936b; 松田, 1972) であると思われる。

断層帯は、幅最大 2～3 m で、A トレンチの南北両壁面を見通した時の走向は $N8^\circ W$ 、傾斜は AN 面でおおよそ $80^\circ W$ 、AS 面ではほぼ垂直であった。断層帯の構造は壁面ごとに異なっていた。

AN 面の断層帯には写真 (Figs. 22, 23, 28, 32) に示すような断層による地層のずれのほか、充填された開口地割れ (Fig. 31)、シルト・粘土層の流動進入構造 (MS 20-4.5, Fig. 10; AN 7.8-5～6)、木材の密集 ([AN 8-5] の上段犬走り)、地層の落ちこみ～地溝 ([AN 6～8.5-2～4]) などの構造がみられた。また、この断層帯付近で主に西側が下るような地層のひきずり ([AN 7.5～8-4～6], [AN 6.5-8～9]) がみられる。

AS 面では露頭の最上部には断層帯は認められず、中下部には分岐した少数の断層があり、それらはさらに下部で一枚の断層 ($N8^\circ W, 82^\circ E$) に収れんしていた (Fig. 33)。

断層帯の主部 (幅数 10 cm～1 m) が周囲の地層とは異質の進入状の地層 (シルト～粘土) で占められている例が、MN 面の下部および AN 面 ([AN 8-4]) でみられた。この進入状細粒物は岩相の類似から、断層帯に接してその外側下位に位置する細粒の地層 (上記のいずれの場合も第7層) に由来するものと判断された。その細粒物中にはしばしば多量の木片をふくんでいた。MN 面の断層帯から採取した木片の ^{14}C 年代測定値は隣接する地層中の試料にくらべて古い場合 (M 8, M 16) とほぼ等しい場合 (M 15) とがあった (Table 4)。

断層帯を構成する各断層の多くは上方、ときには下方にむかって落差を減して消滅し、全地層を貫ぬく長い断層はたしかには認められなかった。露頭上部のシルト層中あるいは

砂層中では付近の層理面の高さのくいちがいは認められても断層面自体はみえない場合もしばしばあった。断層にそうトレンチ壁の下部、とくに黑色泥炭層が切断されているところでは断層面は筋(幅 2 mm 以下)として比較的容易に観察された(たとえば Figs. 31~33)。

以上の断層帯のほかに、その東側数 m 以内のところに、両側地層の上下変位を伴った、小規模の開口地割れ(充填されている)~正断層が見られた(Figs. 11~13, Fig. 30 および [AN 10-7.5], [AN 11-7.5] など)。また、[AN 9.5-9~10] では下位層(シルト質)の小規模な絞り出し構造があった。

Table 2. Archeological remains.

No.	位置	地層	形状種類	性質	推定年代	同定者
Ma	MN 7.25-2.65	2	土師器	小破片	弥生時代末~古墳時代初め(300年A. D. 頃)	鈴木公雄
Mb	MN 11.5-2.75	3	陶器	ウツグスリ付		
	AN 17.55-3.0	3	須恵器	坏の体部の小片	6世紀~9世紀?	菊地健一
Mc	MN 5.5-3.5	4	加工細棒	箸状	中世(室町期以後)	
a	AN 13.7-3.40	4	加工材(板状)	スギ征目板		菊地健一
b ₁	AN 14.0-3.63	4C	加工材(板状)	スギの征目板, マツの木目板, 両側面切断		"
b ₂	AN 14.0-3.63	4C	加工材(杭)			"
c ₁	AN 13.5-3.50	4C	加工材(板状)	両側面切断, スギの征目板		"
c ₂	AN 13.5-3.50	4C	(杭)			"
d	AN 10.0-3.60	4C	加工材(板)	マツ		"
e	AN 9.50-3.50	4C	加工材(板状)	スギ征目板, 三角形に切断		"
f	AN 10.25-3.85	5	加工材(板状)	4点出土, いずれもスギの征目板, 厚さ0.9~1.6 cm. 3点は先端部炭化, 1点は両端切断		"
g	AN (7.1-4.8)	5	加工材(円杭)	円柱状, 先端は円錐状		6~9世紀
h	AN (5.8-5.0)	5	加工材(板)	鋭利な切断面	"	
Md	MS 25.8-4.30	7	土器	厚味のある灰色土器片	縄文時代中期(その後半?) (4000年B. P. 頃)	鈴木公雄

周辺地層の構造：周辺の地層は断層帯近接部をのぞいてはほぼ水平ないし僅かに東へ傾き下っているが、AN 面下部層は断層帯の東側で、断層帯の東方約 3m 付近に頂部をもつ背斜構造を形成している。AS 面ではこの背斜の東翼のみとなり、その東傾斜は AN 面よりも急（約15-30°）である。この背斜の頂部では第14層・第15層の一部が浸食を受けている。

断層帯をはさむ両側の地層の上下方向の見掛け傾斜は、AN 面では第10層付近ではほぼ零であるが、それよりも上部でも下部でも東側の方が高くなっている。しかし AS 面では第13層付近以上では逆に西側がゆるい背斜をつくって東側よりも高い。第13層以下では AN 面と同様東側が高く、その量は AN 面におけるよりも大きい。

5. 出土した遺物

第7層およびそれ以浅の堆積物中よりいくつかの土器片および多くの加工材が見出された。Table 2 に、それらの出土位置及び性格などを示した。

土器類：主なものは縄文時代中期と思われる暗灰色土器片（第7層出土）、土師器片（第2層）、および須恵器片（第3層）各1ヶである。それらが指示する年代はいずれも層序や火山灰から推定された地層の年代と不調和であり、遺物は人為的に二次的にもたらされ埋没したものである可能性が大きい。

加工材：第5層～第2層中に、加工された痕をもつ木の板～棒が10数点出土した (Fig. 24)。

加工材の多くはスギ・マツの板状のものであり、ほとんど風化していない。加工痕は、しばしば年輪を直角に切断していること、石などの工具ではつくりきれないような鋭い切り口を示していることなどから、工具は鋸、斧等であったと思われる。これら木製品のつくられた時期は、中世以降、とくに室町期以降と推定される（菊地健一氏の御教示による）。出土した材には工具の柄、汁器など生産や衣食住に関係するものが認められないことから、大部分が土木～建築用木材の製作に伴って産み出された2次的なものであると考えられる。

上記のほか、MS 面下部（第7層上部、白色火山灰層直下）に多数の板状材がほぼ水平にならんで埋没していた。

6. 断層運動の回数と変位量

i) 断層運動の認定基準

次の a) b) c) いずれかの方法あるいはそれらの組合せによってトレンチ壁に露出した地層中にいくつかの断層運動の時期を識別した。

a) “切った・被われた”の関係。一般に、断層によって変位している地層が、変位していない地層に被われている場合（“切った、被われたの関係”）にはそれらの2つの地層の境界の時期に断層運動があったと推定することができる。

しかし、同じ断層が複数回変位していることがふつうであるから、1回の活動だけによ

る“切った、被われた”の形態がそのまま現在残っていることは稀である。さらに、とくに未固結堆積物中では1回の断層運動によって複数の短い断層（雁行地割れ群など）ができることが多い。このような場合には、個々の断層はそれぞれその末端にむかって変位量を減じ既存の地層中に消滅するので、その断層末端に接して上位にある地層がその断層運動後に生じた堆積物であるとは必ずしもいえない。このように、“切った・被われた”の関係は、整合に重なっている一連の地層の中で断層運動を識別しようとする場合には適用できないことがある。

b) “裂けた・埋まった”の関係. 上位にある地層の一部が下位の地層中に楔状に入りこんで堆積したと判断される場合がしばしばあった。この場合には、下位の地層堆積後、上位の地層堆積前に開口地割れが生じたことが明らかである。したがって、このような“裂けた・埋まった”の関係は次にのべる地層の形態と併用してしばしば断層運動の時期の特定に役立った。

c) 断層に関連した地層の厚さ変化による認定. 断層運動（上下変位）により断層帯に沿って地表に高低差（断層崖）が生じると、その上昇側では地層は i) 低下側よりも薄く堆積するか、ii) 浸蝕を受ける。したがって、断層帯を境にしてその低下側で厚く上昇側で薄い（または欠除する）地層ができる。このように、断層帯を境にしてその厚さに変化する地層の存在はその堆積前または堆積中（後述）に断層運動があったことを示している。

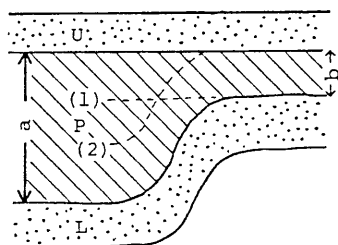


Fig. 7. Recognition of an event from the variation of the thickness of beds and timing of the event. P: bed with different thickness across the fault zone. U, L: underlying (L) and overlying (U) beds with uniform thickness over the fault zone. (1), (2): conceptual extensions of bedding planes. If (1) is the case, age of the event (vertical movement on the fault) is prior to deposition of P and after that of L. If (2) is the case, age of the event is during the deposition of P. In both cases, P is a marker bed for recognition of an event in which the right side was upthrown prior to or during the deposition of P.

このようにして、沈降側に厚い地層が堆積してゆくと、断層運動によって生じた地表の高低差は消えてゆき、やがて断層線の位置と関係なくほぼ一様な厚さの地層が堆積するようになる。したがってそのような等厚の地層の堆積期間中には断層は上下方向には動かなかったと考えることができる。（ただし、その地層が地表の傾斜にかかわらず一様な厚さに堆積する降下火山灰層などの場合をのぞく）。

Fig. 7 は断層帯付近で厚さが変化する地層 (P) と変化しない地層 (L と U) との関係を模式的に示した断面図である。このような場合には断層運動が生じた時期は P 層の堆積前または堆積中である。すなわち、破線 (1) で示されるように P 層の厚さの差異の原因が P 層の下部にあって P 層上部の厚さは一様な場合には、地表に高低差をもたらした断層運動（この図では撓曲運動）は P 層下部堆積開始前で L 層堆積終了後である。これに対して破線 (2) で示されるように P 層下部の厚さが一様な場合には断層運動は (2) よりも下位の部分の P 層堆積後でより

上位のP層堆積前、つまりP層堆積中である。実際にはP層中に破線(1)や(2)のような層理面(時間面)が肉眼で識別できるとは限らない。したがって、この図のような場合、断層運動の生じた層準はP層の基底からその上方bまでのどこかである(bは隆起側でのP層の厚さ)。bが小さい場合には断層運動の層準は実際上P層の基底とみなすことができるが、一般的には、「U層堆積開始前L層堆積終了後」である(以下これをU層前/L層後)のように略記することがある)。P層の上限または下限に浸蝕面がある場合には、断層運動の時期の認定はさらに複雑になる。(丹那断層発掘調査研究グループ, 1984)。

このような考察にもとずいて、次のような手順でトレンチ壁に露出した各地層を断層の位置と相関をもって厚さが変化している地層と、変化していない地層とにわけ、断層運動の時期の推定を行った。

- (1) 地層境界のうち同一時間面をあらわすと思われるものを断層の両側に追跡した。
- (2) 2つの同時面にはさまれた各地層が、その厚さを断層帯の位置と相関して変化させているかどうかを調べた (Fig. 8)。
- (3) そのような厚さの変化が堆積直前あるいは堆積中に生じた地表の凹凸地形(断層崖)によって生じたものなのか、堆積後の浸食によって生じたものなのか、また基底の地層との間に浸蝕面があるかどうかを検討した。

地層の厚さや地割れ充填物に基づくこのような認定基準は、その断層運動による地表の上下変位に着目したものである。したがって、断層運動が全く上下変位成分を伴わない場合にはそれを見逃す可能性がある。しかし、実際には横ずれ断層であっても多少の上下変

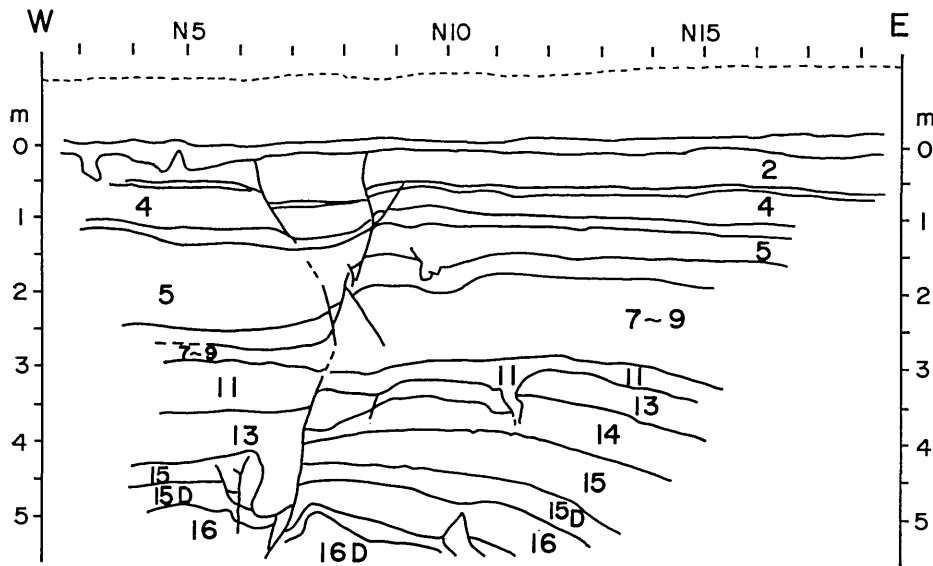


Fig. 8. Stratigraphic boundaries of beds on the northern wall (AN), showing variation in thickness. Numbered beds are those with different thickness across the fault zone. Vertical scale indicates the depth from the original ground surface.

位成分を伴うことが普通であるし、たとえ純粋な横ずれ断層であっても地表に局地的な伸長・圧縮が生じ地表に開口地割れ・地溝・ふくらみなどができることが多い。このように横ずれ断層に対しても上記の認定基準は十分役立つものと思われる。

しかし、地層の厚さが水平方向（断層の走向方向）に変化している場合には、純粋な横ずれ変位であっても同一壁面でみられる断層帯両側での地層の厚さはそのために異なる。したがって横ずれ成分がある場合には露頭面で測定された地層の厚さの差異は必ずしも断層運動の上下変位量をあらわしていない。これを補正するためには、その地層の堆積後に生じた横ずれのむき・量と、地層の厚さの水平方向の変化率とを知る必要がある。

地層の厚さの水平方向の変化率についてはトレンチ調査の場合はトレンチの両壁面に露出する同一地層の厚さを比較することによって、その概略値を知ることができる（本トレンチの場合 Fig. 4 参照）。また、横ずれのむきと量については、丹那断層が左ずれ断層であり、数十万年前以降その量が約 1000 m（平均変位速度約 2 m/1000 年）であることが、周辺の地形・地質調査から明らかにされている（KUNO, 1936a）ので、今回のトレンチ壁に露出した完新世の地層の堆積期間に対しても同様のむきと変位速度をもつ横ずれ変位が生じていると考えることができる。その横ずれ量は、トレンチ底付近の地層（約6000年前の地層）で最も大きく（10～15 m 程度）上位にある地層ほどその量は少ない。そこで、断層帯の両側の地層の厚さの比較に際しては、トレンチ壁面の下部の地層に対しては上述のような横ずれの効果を考慮に入れた（後述）。しかし、トレンチ上部の地層に対しては横ずれの量も地層の厚さの水平方向の変化量も小さいのでそれを無視した。

今回のトレンチ調査地点は四周を山に囲まれた盆地内にあり、堆積速度は約 1 m/1000 年に達していた。このような堆積作用の卓越した地域では断層運動で生じた地表の諸形態は断層運動のたびにその後比較的急速に埋積されて保存され易い。しかし、断層運動が地層のできるはやさに比べて著しく短い間隔で続発した場合には、それらは分離して認識されずに1つの断層運動とみなされてしまう可能性がある。今回のトレンチ調査で次のような9回の“イベント”を識別したが、それはこのような条件の下で読みとられた断層運動の回数である。

ii) イベントの記載

上述の方法で識別された9回の断層運動（以下、イベントとよぶ）を Table 5 に示す。

イベント A 第1層前/第2層後

このイベントは第2層およびそれ以下の地層が、〔AN 6～9〕で切断され変位していること（Fig. 22）、AS面の主断層西側（AS6以西）でゆるく背斜状にふくらんでいることとに示されている。これに対して第1層（1930年以後に整地された水田の土壌）は変位していないので、このイベントは、第2層以後で第1層以前である。すなわち、このイベントは1930年北伊豆地震に相当する。当時この地点には多数の雁行地割れが出現し、田の畔などは約 1.6 m 左ずれした（Fig. 9）。土地所有者の話によるとこの土地（水田）は1930年地震で凸凹になったので、地震後再び平にして水田を復旧したとのことである。

イベント B 第3層前/第4層後

第4層の厚さは断層帯を境にして西側で増加する（〔AN 9〕で厚さ 70 cm, 〔AN 6〕で

105 cm). この下位の第4C層および上位の第3層にはそのような厚さの変化がみられない。したがって第4C層後、第3層以前に第4層の厚さの差異をもたらした西側低下のイベントが推定される。

このイベントはAN面でのみ認められ、AS面やMトレンチでは明らかでない。また副断層も見出されていない。したがってこのイベントの存在は他のイベントの場合に比べてその証拠は十分でない。このイベントは時代的に1930年北伊豆地震と次に述べる841年伊豆国の地震との中間に位置する。これまでの歴史資料には記録されていない。

イベントC 第5層前/第6層後。

このイベントは第5層の厚さが断層帯〔AN 8〕付近)を境にして急変すること、第5層の基底〔AN 10〕に地割れ充填構造が存在すること、第5層が複雑な下位の断層帯〔MN 20〕の構造を被っていること (Fig. 10) などで示されている (丹那断層発掘調査団, 1981 参照)。下位にある第6層は断層帯に関連した厚さの変化がみられないこと、上述の地割れの母岩になっていることなどから、このイベントの時代は第6層後で、第5層前である (この場合第5層の基底を同時面とみなしている)。これは後述のように第6層が838年 A.D. 以後の地層であることから歴史資料に記録されている841年 A.D. 伊豆国の大地震 (理科年表によると $M 7.0$) に相当すると考えられる。

AN面の主断層帯を境にして第5層の厚さと岩相は著しく変化する。その厚さの差を上下変位量とみなすと、AN面では西側低下約120 cmである。MN面では厚さ・岩相の差は小さく、さらに南方のAS面ではほとんど差異がない。

〔AN 10〕付近では第5層の基底のシルトが木片とともに第6層の上面に生じた地割れの中に入りこんでいる (Fig. 11)。第6層の中粒砂の塊もその中に落ちこんでいた。

MN面では Fig. 10 に示すように第5層は断層帯東側で東へ薄くなり、かつ下位の流

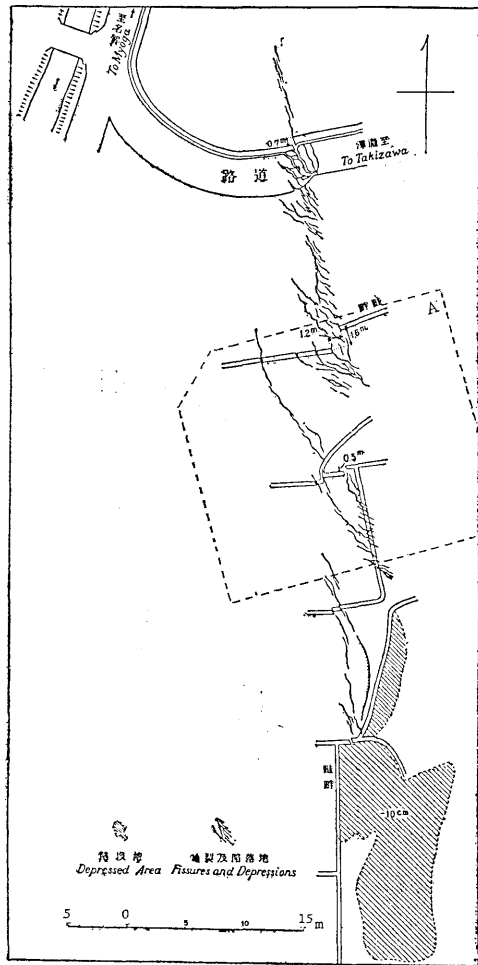


Fig. 9. Zone of echelon cracks observed on the surface at the time of the earthquake of 1930 A.D. across the trench site (from Ihara and Ishii, 1932). Area A indicates approximate position of trench A.

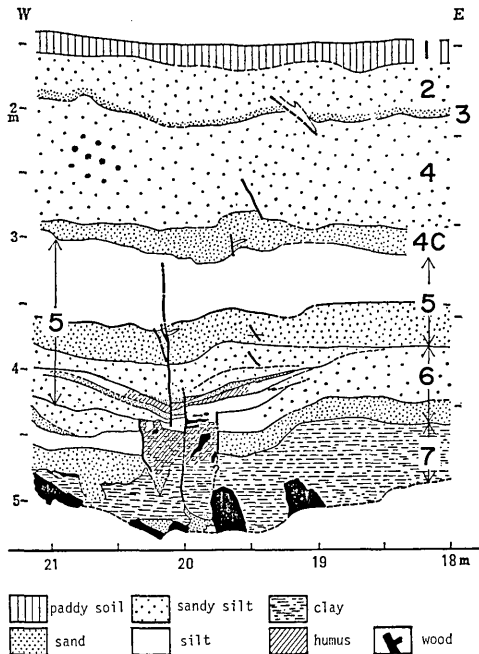


Fig. 10. Feature of event C at [MN 18~21], where the fault zone is occupied by clay derived probably from bed no. 7, and overlain by bed no. 5.

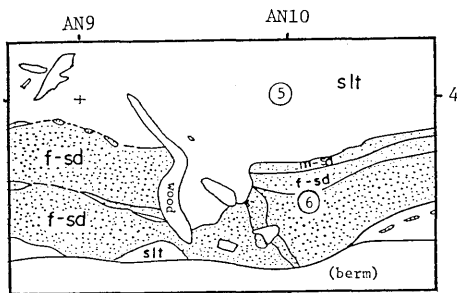


Fig. 11. Feature associated with event C at [AN 9.6-4.5], showing buried open crack filled with silt of bed no. 5. Blocks of bed no. 6 are found in the filling of the crack (not shown in the figure).

イベント E 第11層前/第13層後

このイベントは第11層が断層帯および副断層を境にしてそれぞれその西側で厚いこと、および第13層中に生じた地割れを第11層が充填していること、などから認められる。

動したシルトを伴う断層帯を被覆している。したがってその複雑な断層帯の構造の大部分はこのイベントによって形成されたことがわかる。

AS面では、[AS 5~6]付近で第6層を切る小断層があること、断層帯の西側の第6層がゆるい背斜をしていること以外にはAN面におけるような異常は第5層と第6層にはない。したがって、このイベントによって生じたAN面付近の低断層崖は南方へ高さを減じAS面付近では消失ないし逆にやや西側が高くなっていったと考えられる。

イベント D 第6層前/第11層後

第7~9層がAN面の断層帯を境にしてその東側で急に厚くなりかつ岩相が細粒であること、その上下の地層(第6層と第11層)がそのような特徴をもたないことから、第11層堆積後第6層堆積前に東側低下のイベントがあったことがわかる。

AN面の第7~9層では、断層帯の西側ではうすい砂礫層(厚さ約30cm)と洗い出された多くの木根とからなるのに対し、東側では主にシルトからなり著しく厚い(約140cm)。したがって第7~9層堆積直前ないし堆積中のある時期に西側隆起の変位が生じたと考えられる。AS面でも東側の方が厚いが、AN面におけるほど厚さの差は著しくない。岩相の差も顕著ではない。したがってこのイベントによる西側隆起の上下変位量は、この地域では北部(AN面)で大きく南部(AS面)で小さかった。AN面での上下変位量は東側低下約1mであった。

断層帯を境にして第11層の厚さはAN面では東側で35 cm [AN 8], 西側で90 cm [AN 5], AS面では東側で23 cm, 西側で50 cmであり, いずれも西側があつい。第11層下部の砂層も同様に西側があついで, この砂層の堆積前または堆積中に断層帯に沿う西側低下のイベントがあったと考えられる。

[AN 8] 付近には第13層・第14層を切る副断層があるが, その付近では, 第11層の基底が急に東へ高くなりそこで第11層の下部の砂層(厚さ約15 cm)が東へ尖滅している (Fig. 12)。

[AN 11] では第13層～第14層中に地割れがあり, それをシルト(第11層または第13層)が充填している (Fig. 13)。この地割れ充填堆積物の上部には第12層の軽石とスコリアが散在していた。それらがすでに生じていた地割れの中に降ったものなのか, それらの堆積後に地割れが生じてその中に一部が落ちこんだのかは, はっきりしない。

以上のように, このイベントの内容は①断層帯沿いの西側低下, ②[AN 8] 付近での副断層の生成, ③[AN 11] 付近での地割れの形成などである。それらの時代は, 上述のように①は第11層下部の堆積前または堆積中, ②は第11層下部堆積開始以前で第13層以後, ③は第13層堆積後で第12層堆積前または第12層堆積後で第10層堆積前である。これらの①②③が同時に生じたとすると, その時期は第13層堆積後で第11層下部堆積以前である。すなわちカワゴ平軽石層の降下とほぼ同時期またはその直後である。

イベント F 第13層前/第14層後

断層帯に沿って第14層および第15層に生じた大きなポケット状の地割れ

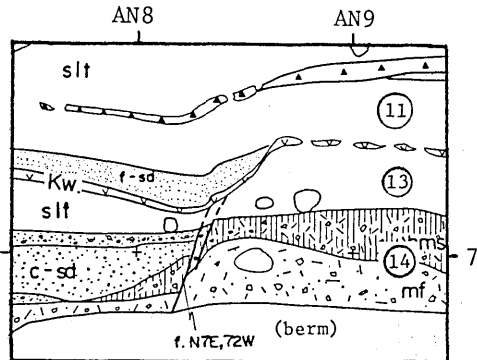


Fig. 12. Features associated with events E and F. Event E is represented as a buried fault scarp at [AN 8.5-6.6], which is marked by the flexure of Kw (Kawagodaira pumice) and the thinning-out of the lower part (f-sd) of bed no. 11 toward the flexure. Event F is indicated by difference in thickness of bed no. 13 across the flexure of the upper humic soil (hatched) of bed no. 14. The coarse, lower part of bed no. 13 is present only on the downwarped side of the flexure. Photograph of the outcrop is shown in Fig. 29.

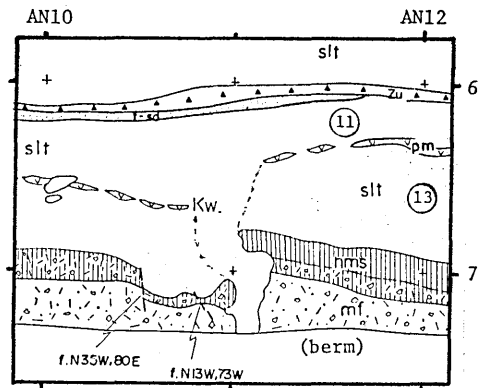


Fig. 13. Feature associated with event F [AN 11-7], showing a buried open crack filled with silt of bed no. 11. In the upper part of the filled crack, pumice and scoria grains derived from Kw (Kawagodaira pumice) are common in the silty matrix. The crack walls are almost invisible within bed no. 13. The dotted lines indicate the approximate positions.

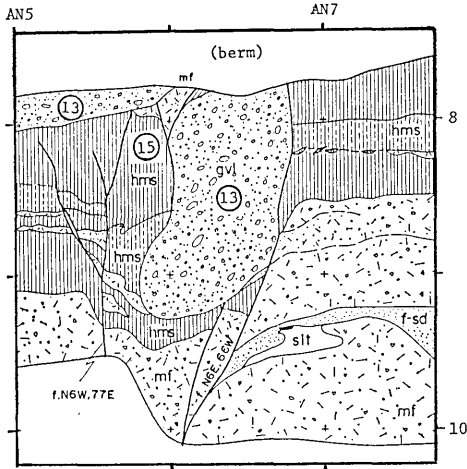


Fig. 14. Feature of event F at the main fault zone, showing gravel filling a crack on the fault zone. A photograph is shown in Fig. 31.

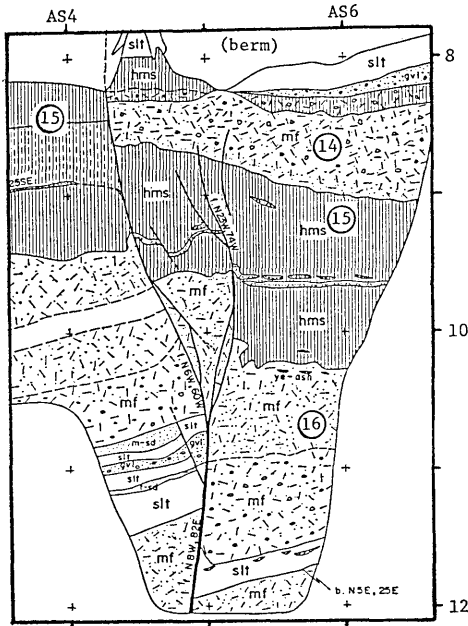


Fig. 15. Feature of event G at the main fault zone, showing faulted beds (bed no. 15) covered unconformably with unfaulted bed (no. 14) on a branch fault (AS 5-9~10.5) in the fault zone. Photograph of the outcrop is shown in Fig. 32.

[AN 6~7] を第13層の礫層が埋めていること (Fig. 14, Fig. 31), 主断層の両側で第13層の厚さが異なること [AS 3~7], 第13層の礫層が[AN 8~9]の副断層付近で薄失して, それ以後の第13層(シルトのみ)が以西よりも薄いこと, 第13層が下位の第14層がつくる背斜構造の頂部を浸蝕して不整合に被っていること [AS 5~7], などの形態があり, 第14層堆積後第13層堆積前に大きな開口地割れの形成を伴った西側低下および背斜形成があったことがわかる。

第13層の層厚の差から, このイベントによる西側の低下量は, AN 面では断層帯沿いおよび副断層沿いでそれぞれ約 35 cm, 計約 70 cm, AS 面では主断層沿い約 45 cm である。

AN 面の礫のポケットは, 深さ約 1.5 m, 幅約 1 m であるが, その延長は AS 面にはなく, また AN 面でも露頭の内部ほど幅がせばまるので, このポケットの形は断層帯の走向方向に著しく変化していると考えられる。

イベント G 第14層前/第15層後

このイベントは, ①断層によって変位した第15層が変位を受けていない第14層に不整合に被われていること, ②第15層がつくる背斜の頂部を第14層が浸蝕していること, ③その背斜部で第14層がうすくその両翼で厚く堆積していること, などに示されている。

①は [AS 5] と [AN 5~6] で明瞭にみられる。[AS 5] 付近 (Figs. 15, 33) では断層帯の一分岐断層が第15層の基底を約 40 cm 西側低下させているが, その上面は浸蝕によって平滑にされ第14層とともに変位している。したがってこのイベントはその不整合に直接被

われている第15層上部の堆積後でありその直上の第14層堆積前である。このイベントが現在浸蝕で失われてしまった第15層最上部の堆積完了前に生じた可能性もあるが、その部分の厚さが僅かである（短時間である）こと、浸蝕されていない部分でも第15層は一律の岩相（泥炭）をもつこと、第15層の中に第14層が“裂けた・埋った”の関係を示すように脈状に入りこんでいること（Fig. 30）、などから、このイベントが第15層堆積完了前に生じた可能性は極めて小さい。また、第14層の基底が同時面でない場合には、第14層堆積開始後で上述の不整合で被っている部分の第14層堆積前にイベントが生じた可能性も考えられる。しかし、第14層は泥流堆積物であり、ほぼ同時に堆積したと考えられるので、その可能性は無視できる。

以上のように、本稿ではこのイベントの時代を第15層後第14層前とみなした。なお、上述の②と③の形態は上述のイベントが第15層を背斜状に変形させたこと、第14層堆積時にもその背斜状地形が残っていたことを示唆している。

イベント H 第15C層前/第16層後

このイベントは第15D層（泥炭層）が断層帯の西側で厚いことに示されている。時代は第15D層の堆積直前ないし堆積中と推定される。

第15D層の厚さを AS 面と AN 面で比較すると断層帯の西側でも東側でも AN 面の方が薄い（Table 3）。同じ AS 面で比較すると分岐断層の西側がやや厚い（〔AS 4〕で約 60 cm, 〔AS 6〕で約 45 cm）。この断層が左ずれであることを考慮すると堆積時の同一断面での第15D層の東西両側での厚さの差は、上述の値よりもさらに大きかった筈である。南北両面間の距離は約 10 m であり、第15D層以後現在までに 10 m 程度の左ずれが予想されるので、第15D層堆積時には現在〔AS 6〕に露出する第15D層は、当時〔AN 9〕付近の15D層に接して堆積したと考えられる。下位の第16層は泥流堆積物であり、その堆積上面は堆積直後には水平に近かったとみなせるので、上述の〔AS 6〕と〔AN 9〕での第15D層の厚さの差（約 25 cm）を、第15D層の堆積直前または堆積中に生じた地表の高低差によると考えることができる。第15D層を被う第15C層はうすいシルトであり厚さは一律である。したがってこのイベントは第15C層以前で第16層堆積後である。

このイベントの時期と同時に生じた可能性のある形態にはこのほか次のものがある。

i) 第15D層の厚さが背斜部〔AN 7~13〕でうすい。（このことは第15D層の堆積当時すでに下位の第16層が背斜を形成していたことを示唆している）。ii) 断層帯に接する部分の第16層、第16C層、第16D層の変形（〔AN 7〕）が第15D層に比較して著しい。iii) 第16層

Table 3. Thickness of the beds exposed on the lower part of the northern and southern walls of trench A (in cm).

Beds	Northern wall		Southern wall	
	W-side (AN 5)	E-side (AN 9)	W-side (AS 4)	E-side (AS 6)
15	70	70	70	90
15D	35	35	60	45
16	60	65	120	120
16C	—	25	15	70

と第16C層を貫ぬくシルトの進入体〔AN 10〕があるが、その直上の第15D層はその影響を受けていない。

以上のうち、ii) と iii) はこのイベントではなくより新しい時代のイベントで生じた可能性もある。

イベント I 第15D層前/第16C層後

第16C層の厚さが比較的一様である(後述)のに対して、その上位の第16層は断層帯の西側で顕著に厚い。したがってイベントは第16C層後で第16層堆積終了前であり、それは西側低下であった。

第16層は AS 面では断層帯の両側で厚さが等しい(約 120 cm) が、断層帯の左ずれ変位と、本層が北方へ薄くなること(断層帯西側での厚さは〔AS 4〕では 120 cm, 〔AN 9〕で 60 cm) を考慮すると、当時西側が東側より厚く堆積したと考えられる。西側〔AS4〕の 120 cm に対して東側〔AN 9〕では 65 cm であり、この差約 55 cm をこのイベントによる西側の低下量とみなすことができる。

7. 地層とイベントの年代

i) ^{14}C 年代

トレンチ壁から採取した木片、木炭、泥炭、腐植土の各試料のうち、42試料について学習院大学木越研究室に、16試料について東北大学地理学教室に、3試料について東京大学 ^{14}C 年代測定室に、それぞれ ^{14}C 年代測定を依頼した。それらの機関によって得られた各測定値を Table 4 に示す。 ^{14}C の半減期は Libby による 5570年が用いられている。測定値につづく数字は標準偏差 (one sigma) である。Table 4 の測定値には補正を行っていない。

Fig. 16 はそれらの年代値と試料の産出層準の関係を示したものである。図にみるように、第13層以上の層準から得られた ^{14}C 年代値はとくに大きなばらつきを示している。たとえば砂沢スコリア層(町田, 1980によるとほぼ2500年 B. P.)とカワゴ平軽石層(約 2800~2900年)には含まれた第11層の6試料は今回の測定ではそれぞれ4660年, 3380年, 3310年, 2870年, 1940年, 1140年 B. P. を示した。また、カワゴ平軽石層直下(第13層)の試料はそれぞれ3030年, 2230年, 1890年 B. P. であった。これらの各測定値を KLEIN *et al.* (1982) によって補正を行ってもばらつきの大きさはあまり変らない。

東北大学の測定値(すべて木片試料)は他機関よりやや若い値をとり、そのばらつきは比較的小さい。試料の種類(木か土壌か)や測定機関による ^{14}C 測定値の系統的な差異はみられない。

ii) 各地層およびイベントの年代

各地層から得られた ^{14}C 年代測定値には上述のように大きなばらつきがある。そこで、本稿では他地域での調査でその噴出年代がすでにほぼわかっているアカホヤ(町田・新井 1978, 第16C層中)、カワゴ平(葉室, 1977; 町田, 1980, 第12層)、砂沢(町田, 1964, 1980, 第10層)および神津島(杉原, 1984, 第7層最上部)の各降下火山性堆積物の年代をそれぞれ 6300年 B. P., 2900年 B. P., 2500年 B. P., および 838年 A. D. とした。(前3者

Table 4. ¹⁴C ages of the samples.

Sample no.	Loc. no.	Bed	Material	Gak		TH		TK	
				No., B.P., Year		No., B.P., Year		No., B.P., Year	
64	AN 16.3-2.6	2	Wood	10363	1230±90				
63	AN 9.0-2.8	2	Wood	10344	1570±80				
1	AN 16.6-3.3	4	Wood	10343	1380±80	790	1120±90		
13	AN 5.3-3.2	4	Soil	10342	2840±170				
83	AS 5.5-2.4	4	Soil	10360	870±90				
85	AS 6.0-3.5	4	Soil	10332	560±110				
M 1	MN 7.5-3.5	4	Wood			664	940±70		
M 2	MN 15.4-2.6	4	Wood			663	1040±70		
5	AN 10.6-3.5	4C	Wood	10339	2460±100				
4	AN 11.4-3.7	4C	Soil	10346	1250±80				
M 3	MN 11.9-3.4	4C	Wood					388	1440±60
2	AN 13.8-3.8	5	Wood	10361	1370±110				
6	AN 9.7-4.4	5	Wood	10341	1840±100				
16	AN 5.3-4.3	5	Wood	10340	2000±90	791	1290±90		
M 4	MN 11.5-3.7	5	Wood			665	1130±70		
M 5	MN 22.5-3.5	5	Wood					386	1050±70
M 6	MN 19.7-4.2	5	Peat	9408	840±100				
M 7	MN 20.7-4.2	5	Peat	9414	440±100				
80	AS 5.2-4.2	5	Wood	10359	1670±90				
42	AN 5.4-5.8	6	Soil	10365	2870±110				
M 9	MN 20.6-4.5	6	Peat	9410	3410±100				
M10	MN 24.4-4.0	6	Wood			668	1510±100		
M11	MN 23.6-4.2	6	Wood			667	1460±90		
23	AN 11.6-4.6	7	Silt	10362	1760±90				
21	AN 10.5-4.6	7	Wood	10347	1030±130	792	1070±90		
M12	MN 20.9-4.7	7	Wood	9413	2990±130				
M13	MN 19.6-4.7	7	Peat	9411	1600±170				
M14	MN 23.3-4.8	7	Wood			666	2400±80		
58	AN 15.4-5.3	8	Wood	10366	2920±90	793	1910±110		
37	AN 9.6-5.2	9	Soil	10348	3100±110				
39	AN 8.9-6.0	9	Ch. wood ¹⁾	10345	3130±100	794 ²⁾	2440±110		
25	AN 13.2-6.1	9	Soil	10338	2810±140				
26	AN 12.4-6.1	11	Soil	10337	4660±260				
35	AN 11.0-6.3	11	Wood	10349	3310±120	795 ³⁾	2870±110		
27	AN 12.3-6.2	11	Soil	10336	1140±180				
45	AN 5.2-6.8	11	Ch. wood ¹⁾	10351	3380±100				
36	AN 10.6-6.6	11	Soil ⁴⁾	10350	1940±160				
46	AN 8.2-6.8	13	Wood	10352	2230±120	796	3030±110		
28	AN 12.4-6.4	13	Soil	10335	1890±180				
31	AN 11.9-7.1	14	Soil	10353	4960±140				
48	AN 12.3-8.0	15	Peat	10354	5140±120				
51	AN 11.8-9.0	15	Soil	10334	6010±150				
52	AN 11.9-9.0	15D	Soil	10333	3020±130				
53	AN 11.9-9.4	15D	Peat	10355	6190±130				
54	AN 10.3-9.6	16B	Ch. wood ¹⁾	10356	6180±130	797 ²⁾	5880±140		
56'	AN 8.3-9.6	16C	Soil	10357	6660±180				
59	AN 9.7-9.7	f. z. ⁵⁾	Wood	10358	6780±130				
84	AS 4.0-7.0	—	Wood	10364	3180±100				
M 8	MN 19.9-4.4	f. z. ⁵⁾	Wood	9412	2490±130				
M15	MN 20.2-4.5	f. z. ⁵⁾	Peat	9409	1180±100				
M16	MN 19.9-4.5	f. z. ⁵⁾	Wood					387	2060±70

1) charred wood, 2) wood, 3) charcoal, 4) with wood fragments, 5) fault zone

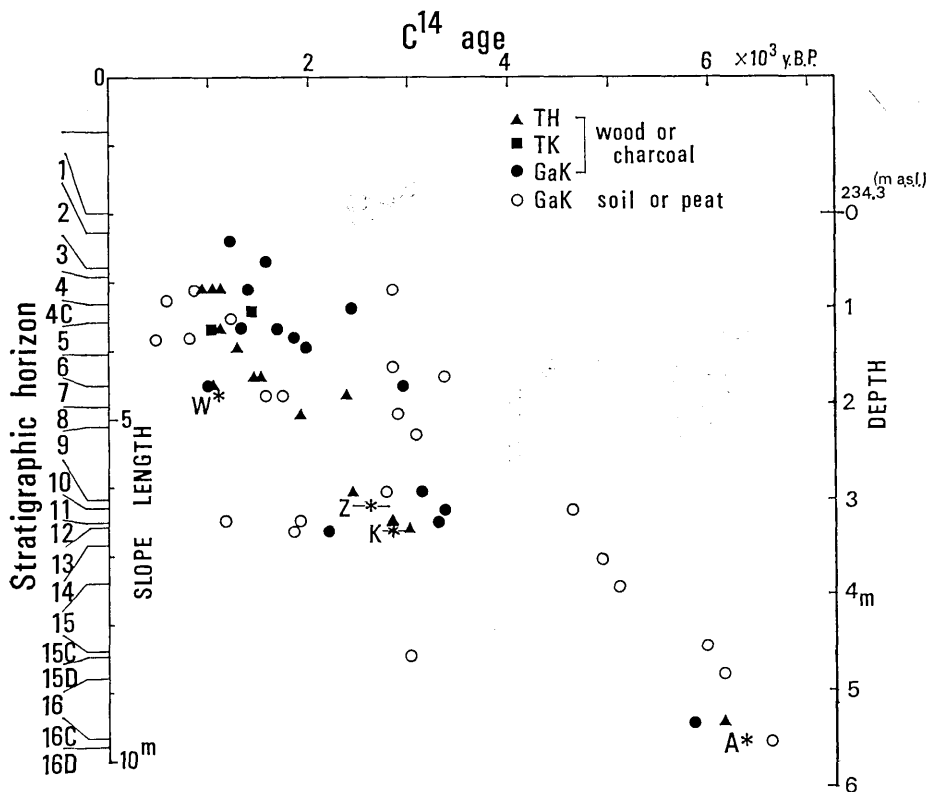


Fig. 16. Stratigraphic position of dated samples and ^{14}C ages (uncorrected to calendar date). TH, TK, Gak indicate Laboratory codes. TH: Tohoku University, TK: University of Tokyo, Gak: Gakushuin University. * indicates age of air fall tephra of known age. W: Kozushima ash (838 A.D.), Z: Zunasawa scoria (2,500 y. B.P.), K: Kawagodaira pumice (2,900 y. B.P.), A: Akahoya ash (6,300 y. B.P.).

はいずれも未補正 ^{14}C 年代である)。また、第1層と第2層の境界は1930年 A. D. である。さらにこれら年代既知の地層にはさまれた各地層の年代を推定するため、次の2つの場合を考えた。

(1) 上述の年代既知の4つの地層にはさまれた各期間ごとに、堆積作用は等速であったとした場合。Fig. 17の破線(1)がそれである。年代既知の地層(W, Z, K, A)はいずれも暦年補正をしていない。

(2) ^{14}C 年代測定値およびアカホヤ、カワゴ平および砂沢の各降下火山堆積層の ^{14}C 年代を KLEIN *et al.* (1982) によって暦年補正し、さらに A トレンチで得られた ^{14}C 測定値のうち上述の年代既知層と明らかに矛盾する ^{14}C 年代測定値をのぞいて、その他の ^{14}C 年代値を採用した場合。Fig. 17の折線(2)がそれである。アカホヤ・カワゴ平・砂沢の各層の年代は KLEIN *et al.* (1982) によって補正すると次のようになる(平野, 1984)。

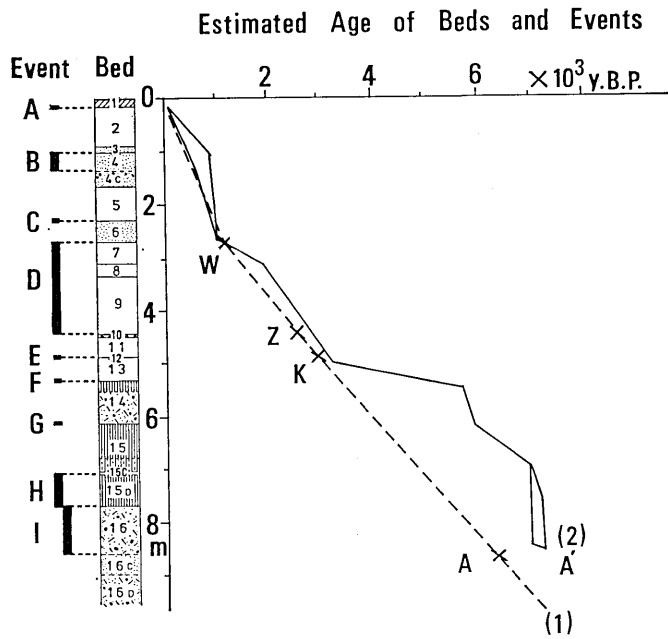


Fig. 17. Diagram showing assumed rates of deposition. W, Z, K and A: same as in Fig. 16.

- (1) based on tephras and assumption of a constant rate of deposition for beds between tephras.
- (2) based on corrected age (Calendar date) of tephras and selected ¹⁴C dates (after Hirano 1984).

Table 5. Summary of events.

Event	Stratigraphic horizon (bed no.) (pre-/post-)	Age (y. B. P.)		Grade**	Features	
		case (1)	case (2)*		Main fault zone (downthrown side, cm)	subsidiary fault
A	1/2	(1930 A. D.)	(1930 A. D.)	A	W, 20	trench, echelon cracks
B	3/4C	400-600	400-870	B	W, 35	
C	5/6	900	870-960	A	W, 120	filled cracks
D	6/11	1100-2500	985-2810	A	W, 100	
E	11/13	2900	3070	A	W, 25-55	filled cracks
F	13/14	3300	4530	A	filled cracks W, 35-45	scarplet W, 35
G	14/15	4000	5850	A	W, 40	anticlinal bulge
H	15C/16	4700-5300	6890-7100	B	W, 25	anticlinal bulge
I	15D/16C	5300-6000	6900-7200	B	W, 55	

*: according to Hirano (1984) based on selected and corrected ¹⁴C dates.

** : certainty of the occurrence. A: good, B: poor.

アカホヤ=7200年 B. P., カワゴ平軽石層=3070年 B. P., 砂沢スコリア層=2800年 B. P. 明らかにこの火山灰層序と矛盾するものとして除外した ^{14}C 年代値は, これらの年代既知層の上位 (または下位) にありながら ^{14}C 年代値はそれより古い (または新しい) ものである (詳細は平野, 1984参照).

上述の2つの折線があたえる各地層および各イベントの年代値は Fig. 17 の横軸でそれぞれ読みとることができる. Table 5 に, 折線 (1) および (2) による地層年代を用いて求められた各イベントの概略の年代を示した.

iii) イベントの再来間隔

Fig. 18 は各イベントの発生間隔がおおよそ 700~1000年であることを示す図である. 横軸は Fig. 17 から読みとった各イベントの年代 (Table 5 参照) であり, 縦軸はイベントの累積をあらわしている. 図中の斜線の勾配はこれらのイベントの平均的再来間隔をあらわしている.

仮定 (1) (Fig. 17 の折線 (1) の場合) を用いて求められた各イベントの年代 (Fig. 18 の黒太棒) はいずれも再来間隔 700年の線の上またはその近くに位置している. 一方, 仮定 (2) (Fig. 17 の折線 (2) の場合) によって求められた各イベントの年代 (Fig. 18 の白ぬきの太棒), とくに比較的古い各イベントの年代値は再来間隔1000年の線に近い.

したがって, 丹那断層はすくなくとも丹那盆地付近では, 過去6000~7000年の間に700年~1000年の間隔をもって繰り返し活動してきたことがわかる. 各イベントの規模は, 上下変位成分についていえば, いずれも1930年北伊豆地震と同程度か, それ以上である.

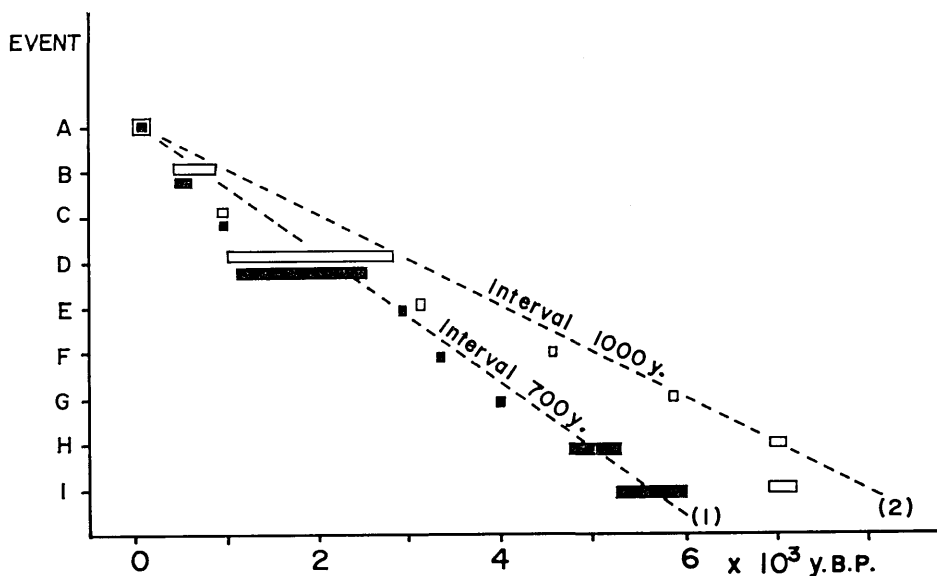


Fig. 18. Diagram showing inferred ages of events and the recurrence intervals. Solid and open bars indicate time-ranges of events which are inferred from assumptions (1) and (2) of Figure 17, respectively.



Fig. 19. View of Tanna Basin and trenching site (arrow), looking northwest.



Fig. 20. Northern wall of trench A.



Fig. 21. Same as Fig. 20. Intervals between strings are 1 meter.

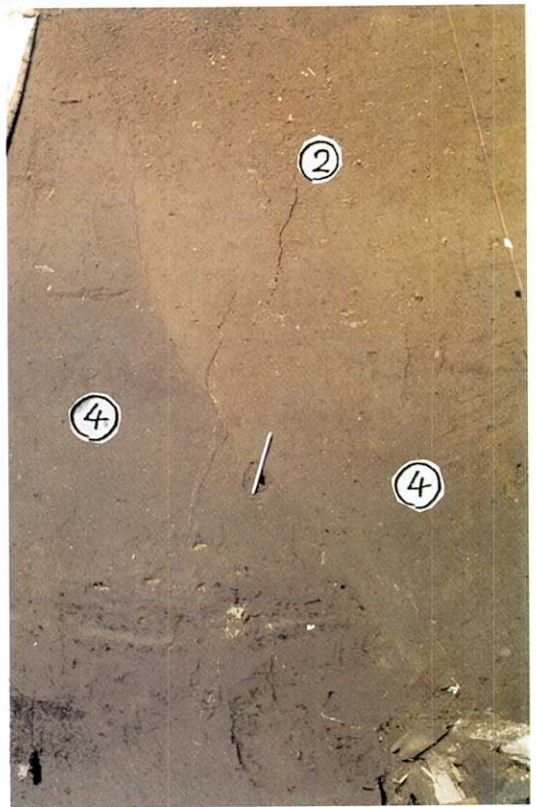


Fig. 22. A fault which was produced at the time of 1930 A. D. earthquake [AN 6~7-3~4].

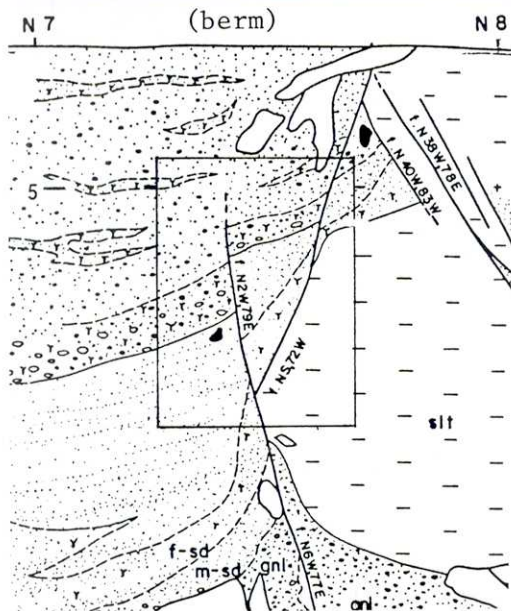


Fig. 23. A part of the main fault zone [AN 7~8-5]. All the faults visible were produced in 841 A. D. and later events. The lower figure (sketch) indicates the location.

Fig. 24. Artificially-cut wood remains in bed no. 5 [AN 5.9-5].



Fig. 25. White patches of 838 A.D. volcanic ash (W) from Kozushima island [AN 8.5-5].

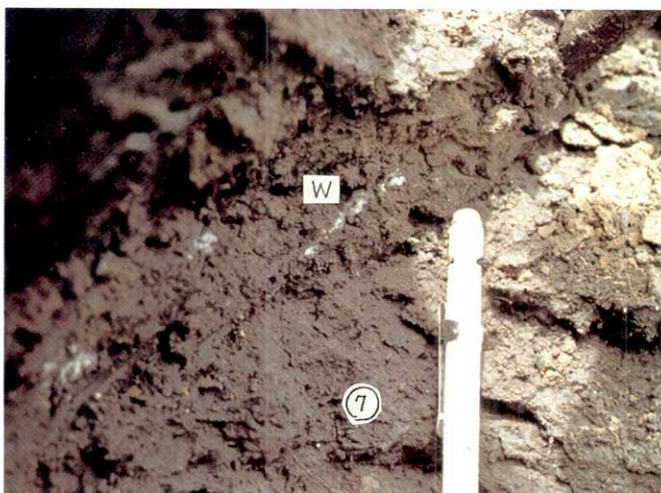


Fig. 26. Zunasawa scoria (bed no. 10) [AS 12-7].

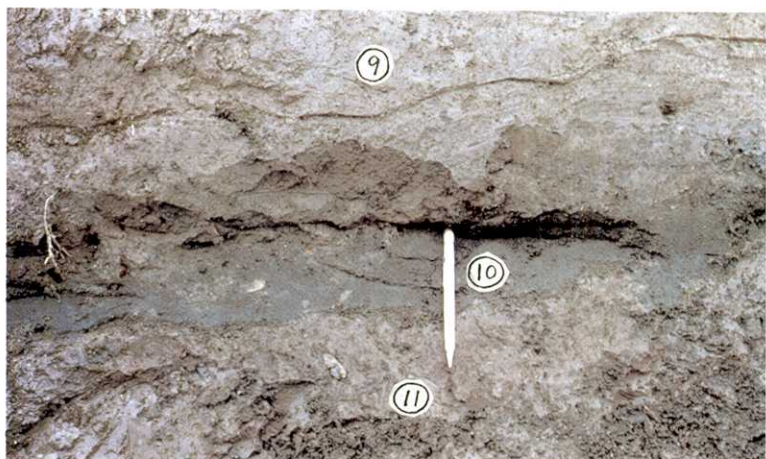
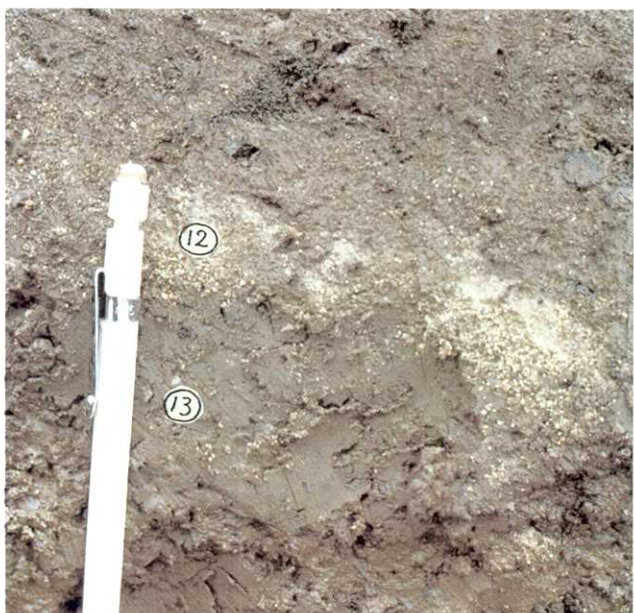


Fig. 27. Kawagodaira pumice (bed no. 12) [AS 12.2-7.5].



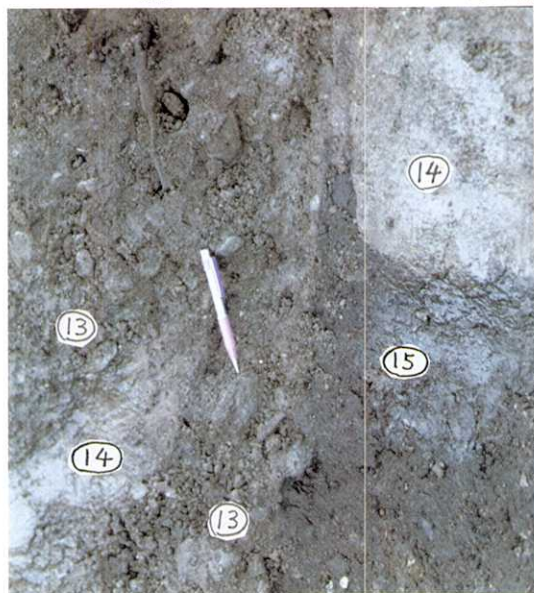


Fig. 28. A part of the main fault zone [AN 7-7.2].
The frame in sketch shows the location.

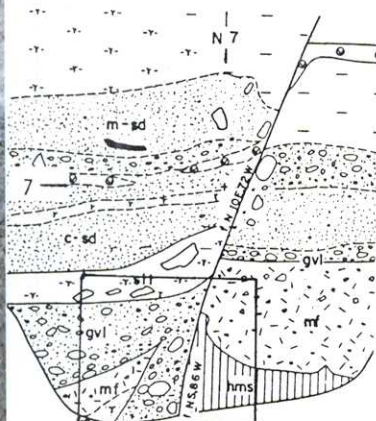


Fig. 29. Outcrop and sketch showing subsidiary features associated with events E and F. The explanation is given in caption of Figure 12.

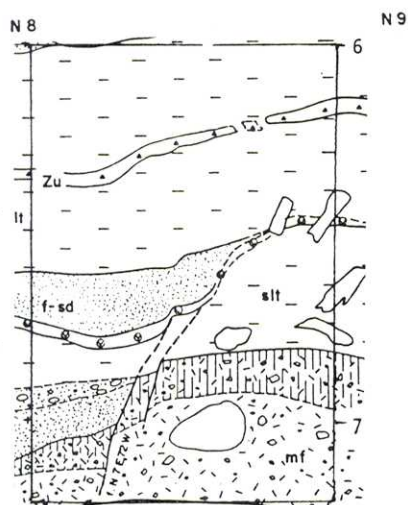
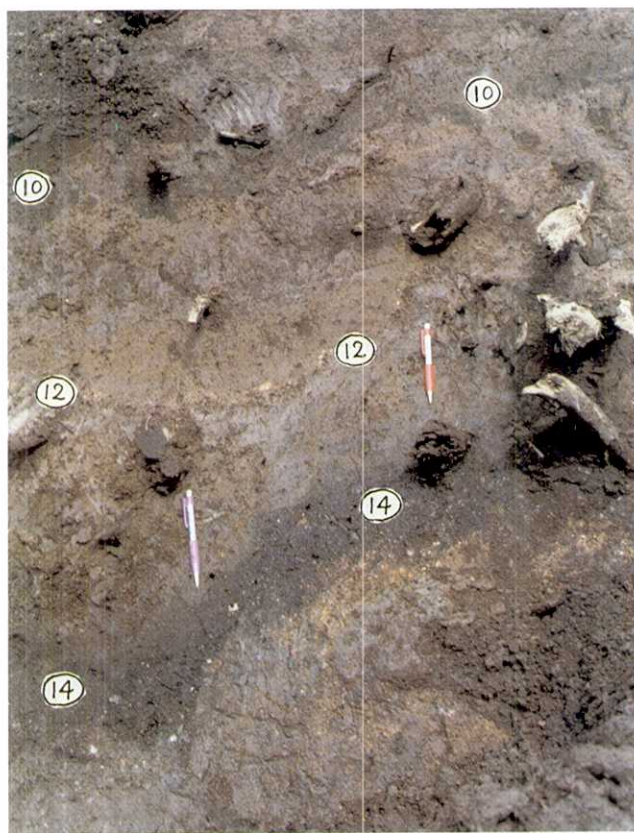
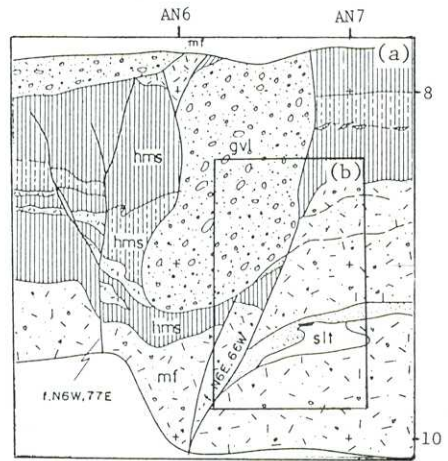


Fig. 30. Cracks in peat (bed no. 15) filled with volcanic sand of bed no. 14 [AN 10.1-8.5].

Fig. 31. Pocket filled with gravel in the main fault zone [AN 6~7-7~10]. The location is shown in attached sketch, (a).



Locations for Figs. 31 and 32.

Fig. 32. Pier of deposits with fault, taken from (b) in attached sketch. (cf. middle right part of Fig. 31, the mirror image).

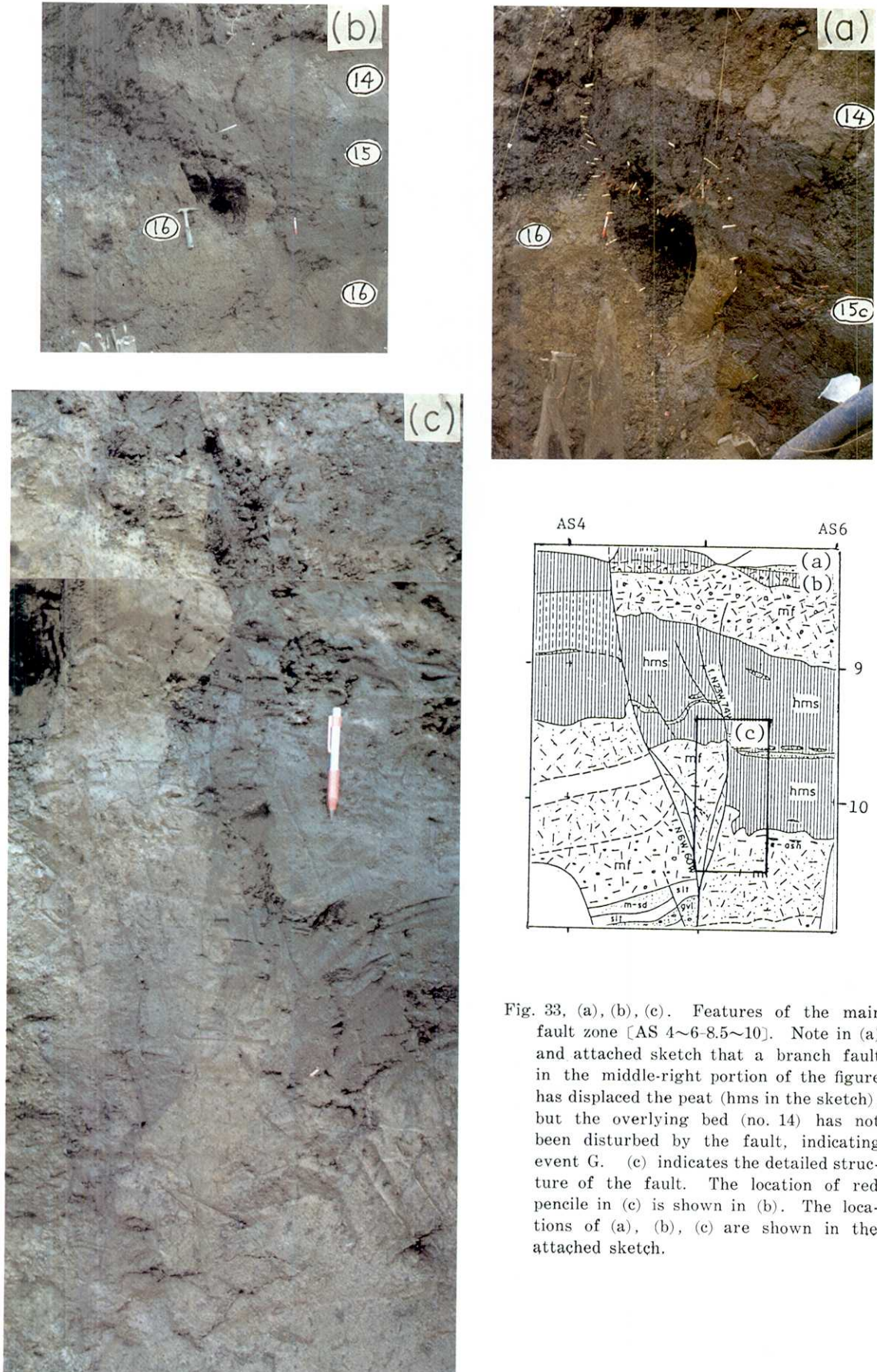


Fig. 33. (a), (b), (c). Features of the main fault zone [AS 4~6-8.5~10]. Note in (a) and attached sketch that a branch fault in the middle-right portion of the figure has displaced the peat (hms in the sketch), but the overlying bed (no. 14) has not been disturbed by the fault, indicating event G. (c) indicates the detailed structure of the fault. The location of red pencil in (c) is shown in (b). The locations of (a), (b), (c) are shown in the attached sketch.

8. ま と め

1930年北伊豆地震をおこした丹那断層に対して、同断層の完新世における活動歴を知る目的で1980年および1982年に丹那盆地北部の沖積地でトレンチ掘削調査を行った。

1982年掘削のトレンチの深さは約7mで、その壁面にはシルト、泥炭、火山砂、礫などからなる過去約6000年～7000年間に堆積した地層が露出した。基底付近からアカホヤ火山灰（約6300年前）が、中部からカワゴ平軽石層（約2900年前）と砂沢スコリア層（約2500年前）が、上部から神津島火山灰（838年 A. D.）が見出された。

丹那断層は幅1～2mの断層帯をなし最上部の水田土壌をのぞくこれらの地層のすべてを切断・変位させていた。その一般走向はN8°W、傾斜は80°～90°Wであった。断層帯や副断層などに沿って充填された開口地割れやシルトの流動進入体などが観察された。地層にはひきずりや背斜構造が認められた。

地層と断層との間にみられた、1) “切った・被われた” の関係、2) “裂けた・埋まった” の関係および3) 断層線の両側で厚さが異なる地層・異なる地層の重なり状態に基づいて、9回の断層運動を認めた。

それらは1回をのぞきすべて西側低下であった。そのほか、北部および南部に露出する特徴ある黄色シルトがそれぞれ断層帯の片側のみ分布していること、上下変化量や割れ目の形態が断層の走向方向にも上下方向にも著しく変化すること、断層に伴う背斜構造の軸が断層の走向に斜交することなど、横ずれを示唆する形態も見出された。

9回の断層運動のうち、最新のものが1930年北伊豆地震に伴うもので、新しい方から3番目のものは、紀元841年の伊豆の地震（理科年表によるとM7.0）と考えられる。さらに、この地震と1930年地震との間（中世）にもう1回の断層運動が生じたことと推定された。

見出された9回の断層運動の発生間隔はおおよそ700年～1000年であった。

文 献

- 葉室和親, 1977, 伊豆半島大室山天城側火山群地久保中央火口丘降下スコリア, カワゴ平火砕流の¹⁴C年代, 火山, 第2集, 22, 277-298.
- 平野信一, 1984, 放射性炭素年代測定と地層の年代—丹那断層名賀地区トレンチ調査の場合—, 月刊地球, 57, 178-185.
- 伊原敬之助・石井清彦, 1932, 北伊豆震災地調査報文, 地質調査所報告, 112, 1-111.
- KLEIN, J., J. C. LERMAN, P. E. DAMON and E. K. RALPH, 1982, Calibration of radiocarbon dates: Table based on the consensus data of the Workshop on Calibrating the Radiocarbon Time Scale, *Radiocarbon*, 24, 103-150.
- KUNO, H., 1936a, On the displacement of the Tanna fault since the Pleistocene, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 14, 621-631.
- KUNO, H., 1936b, The geologic section along the Tanna Tunnel, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 14, 92-103.
- 久野 久, 1962, 旧丹那トンネルと新丹那トンネル, 科学, 32, 397-401.
- 町田 洋, 1964, Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について—, (その1), 地学雑, 73, 293-308.
- 町田 洋, 1980, 富士テフラと古代遺跡, 考古学ジャーナル, 178, 2-11.
- 町田 洋・新井房夫, 1978, 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, 143-163.

松田時彦, 1972, 1930年北伊豆地震の地震断層, 「伊豆半島」, 73-93, 東海大学出版会.

杉原重夫, 1984, 丹那断層名賀地区トレンチにおける示標テフラの岩石記載的特性と噴出年代, 月刊地球, 57, 171-177.

丹那断層発掘調査団, 1981, 丹那断層発掘調査の記録, 地理, 26, 122-129.

丹那断層発掘調査研究グループ, 1984, 丹那断層・名賀地区トレンチ調査, 月刊地球, 57, 146-154.

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年~1980年, 地震研彙報, 57, 401-463.

37. *Trenching Study for Tanna Fault, Izu, at Myoga, Shizuoka Prefecture, Japan.*

By THE TANNA FAULT TRENCHING RESEARCH GROUP.

Trenching was carried out in 1980 and 1982 on the alluvial plain in the Tanna basin, Izu, central Japan, to obtain evidence for Holocene activities of the Tanna fault, along which the last seismic displacement accompanied the Kita-Izu earthquake (M 7.3) of 1930. A. D.

The 1982-trench was seven meters deep. The deposits exposed consisted mainly of silt, peat, volcanic gravel and sand with thin layers of air-fall tephros of known ages, Akahoya ash (ca. 6,300 y. B. P.), Kawagodaira pumice (ca. 2,900 y. B. P.), Zunasawa scoria (2,500 y. B. P.) and Kozushima ash (838 A. D.).

The Tanna fault was observed in the unconsolidated deposits as a zone 1-2 meter wide, consisting of apparently discontinuous faults, fissure-filling deposits and intrusive silty material from below. The zone stands nearly vertical or steeply dipping to the west.

The features useful in recognizing individual faulting events were: 1) unconformity between the lower, more complicated structure and the upper, less complicated one. 2) clastic wedges or pockets filling the open-cracks along the fault zone, protruding down to the underlying beds. 3) alternation of two kinds of beds: beds with uniform thickness and those with different thickness across the fault zone. The latter are marker deposits for an individual vertical displacement, which produced scarp or flexure on the ground surface along the fault zone. The beds thicken toward the downthrown side across the fault zone. The beds with uniform thickness indicate no scarp-making fault movement during the deposition. We compared the thickness of each time-stratigraphic bed on both sides of the fault zone, taking into consideration the effect of left-lateral strike-slip displacement of the beds which were deposited with thickness increasing toward the south.

Nine events are recognized in the deposits after deposition of Akahoya ash, including the last event of 1930 A. D. The third youngest event is probably the historical great earthquake of 841 A. D. reported from this province. Eight of the nine events have the western side of the fault zone downthrown and only one had the eastern side downthrown.

The ages of the beds and events are inferred in two ways: (1) based on the four tephros of known age (uncorrected ^{14}C age) and an assumption of a constant rate of deposition between the tephros, and (2) based on corrected ^{14}C age (calendar date) for the tephros and selected ^{14}C samples. Recurrence intervals of the events in the past ca. 6,000-7,000 years thus inferred are fairly constant with a period of about 700-1000 years.

LEGEND (A: Trench)

- | | |
|-------------------------------|------------------------|
| silt | scoria |
| fine sand | pumice |
| medium sand | peat, peaty soil |
| coarse sand | humic soil |
| granule with pebble | pseudogley soil |
| gravel (cobble and boulder) | wood |
| debris flow deposits (gravel) | 14C sample locality |
| white ash | archaeological remains |
| | volcanic ash locality |
| | faults |
| | columnar samples |

LEGEND (M: Trench)

- | | |
|---------------------|------------------------|
| paddy soil | charcoal |
| clay | volcanic ash |
| silt | 14C sample |
| fine medium sand | archaeological remains |
| coarse sand granule | faults |
| gravel | |
| humic soil | |
| wood | |

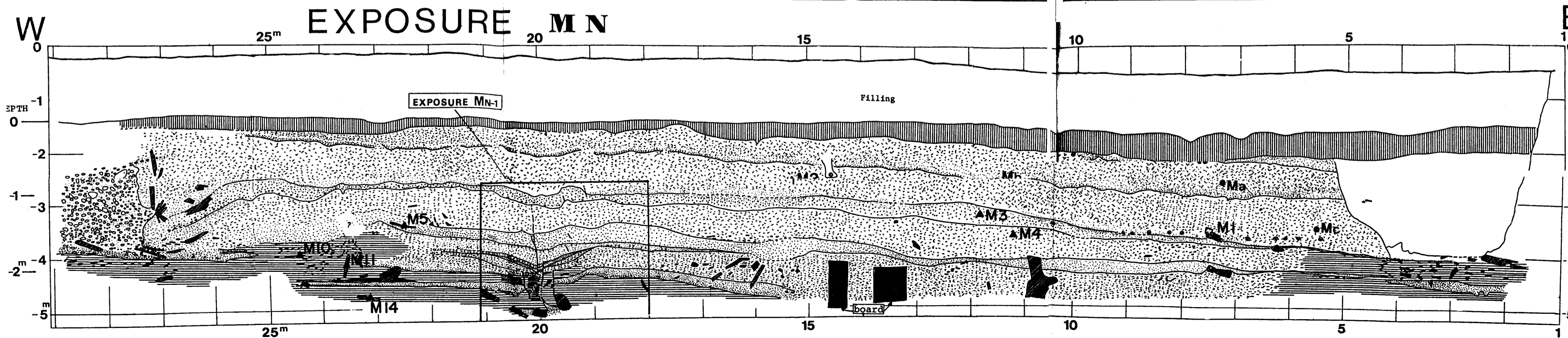
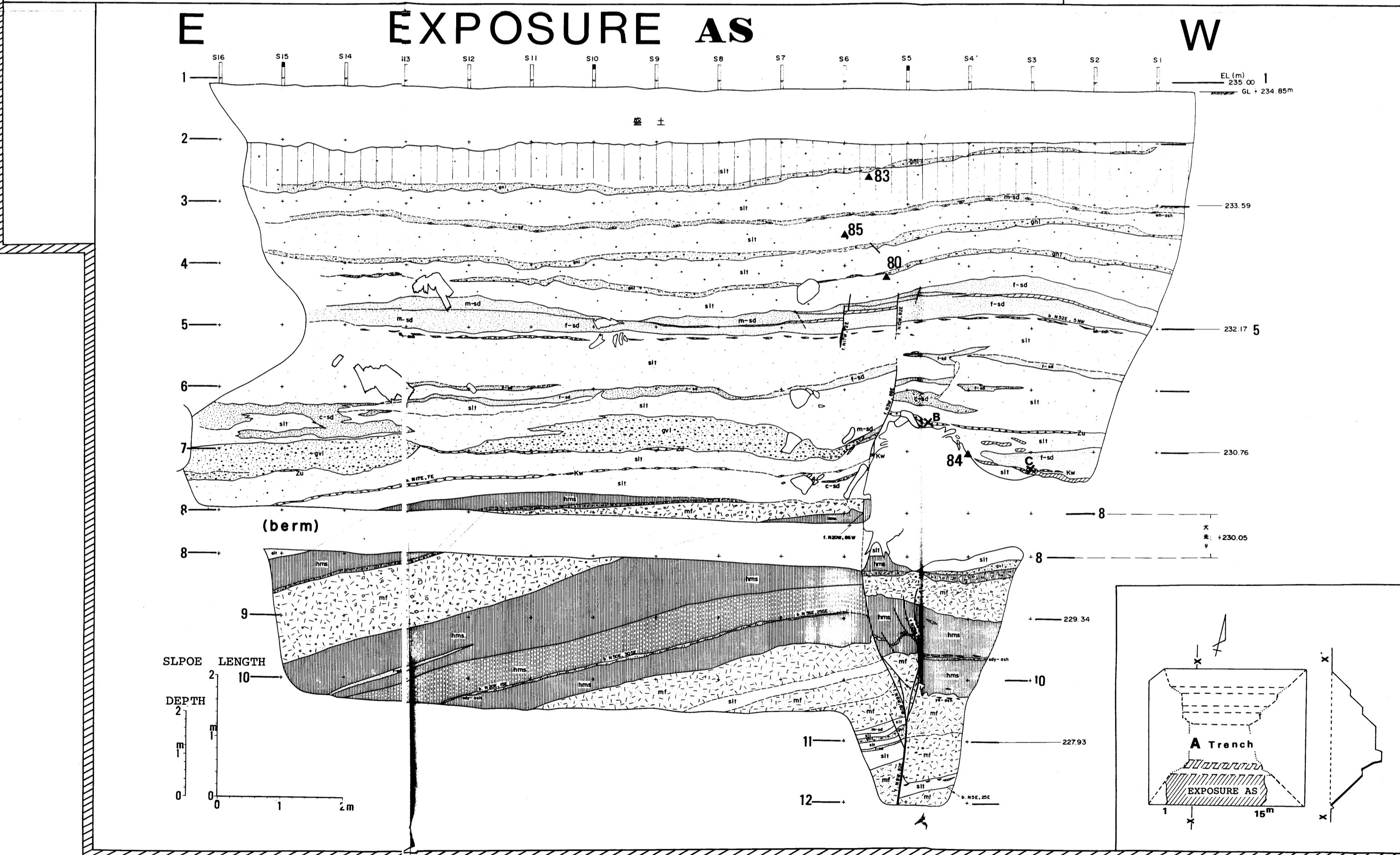
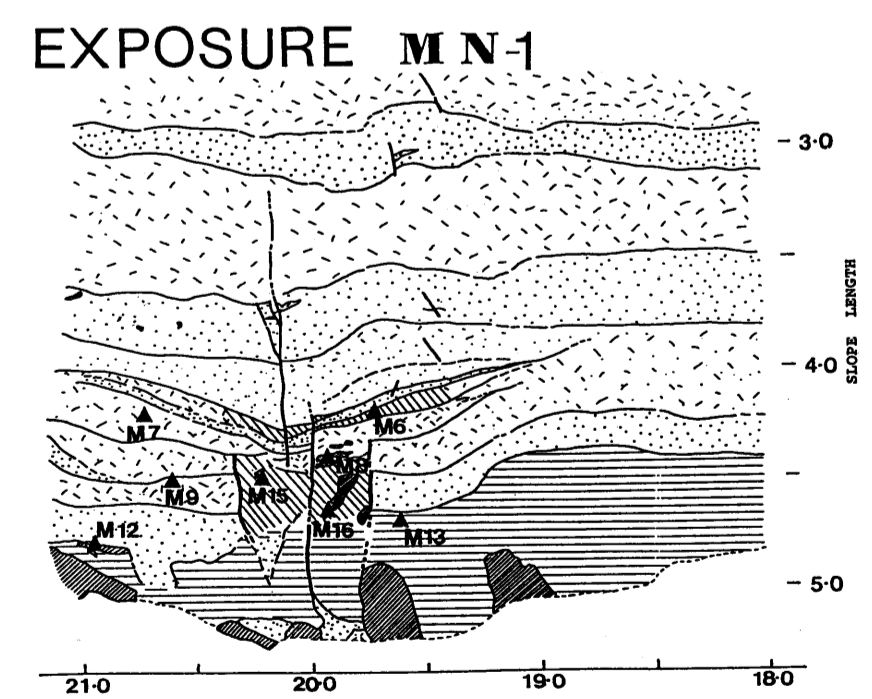
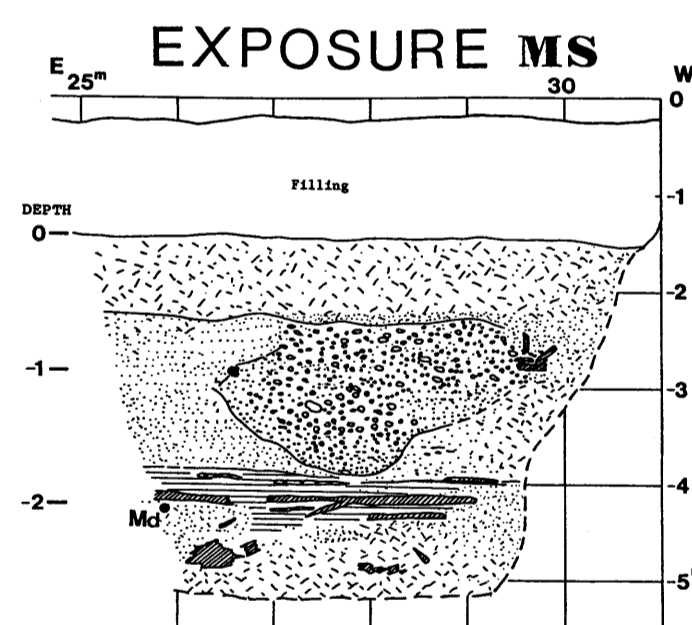
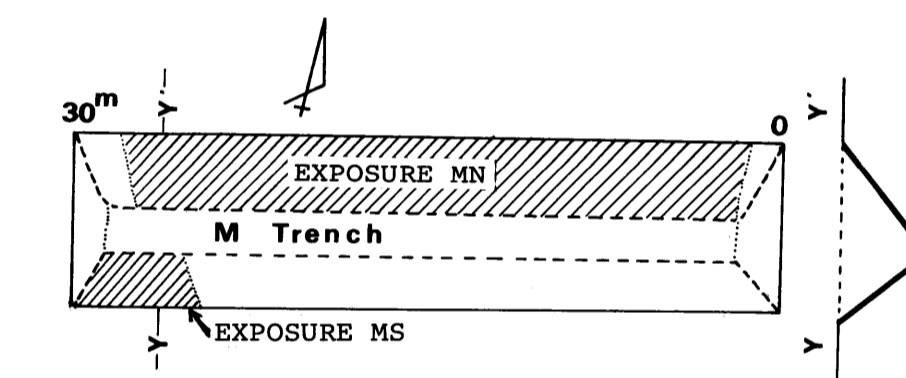
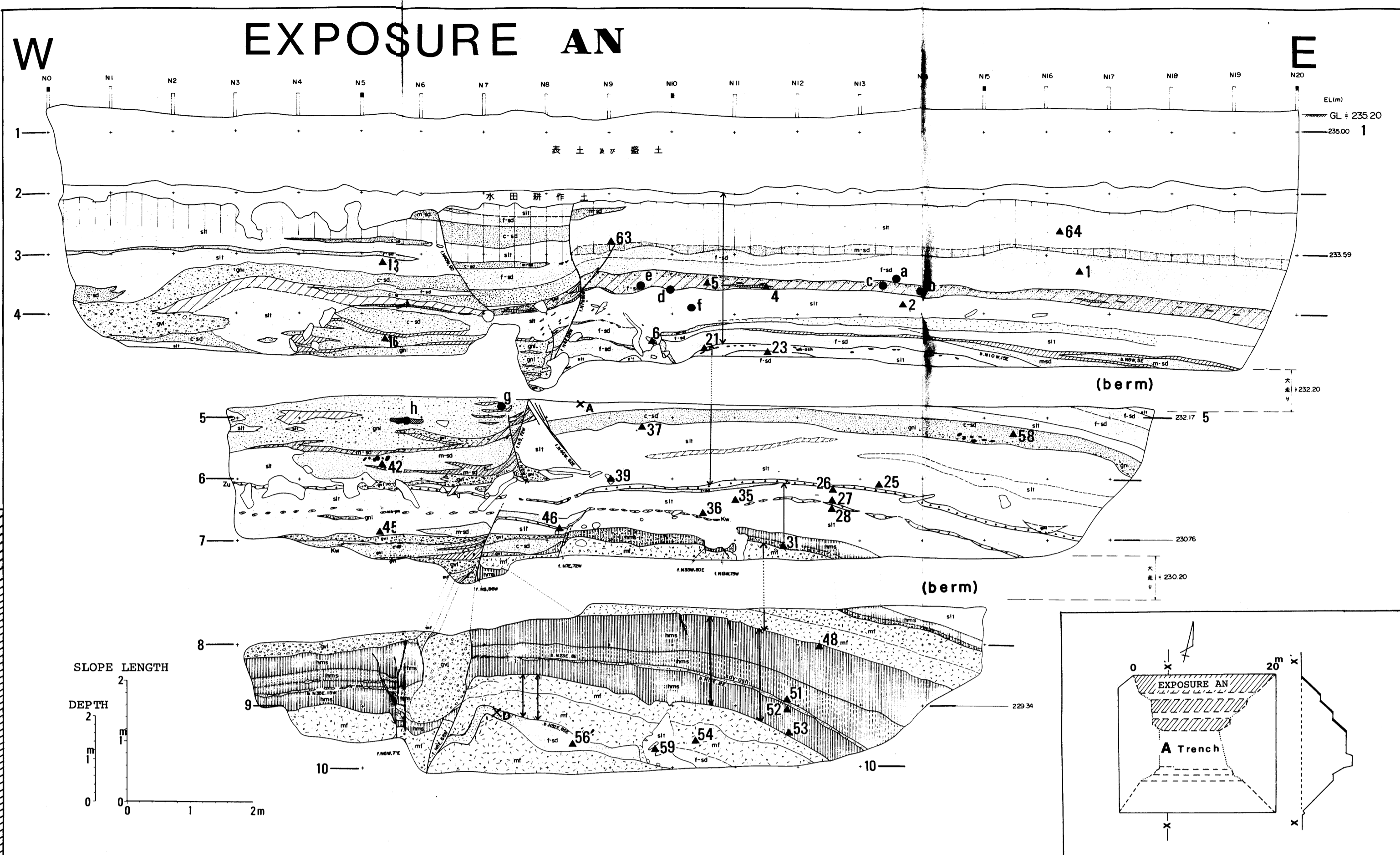


Plate 1. Geological sketches of exposures on trench walls. Exposure AN; northern wall of trench A, AS; southern wall of trench A, MN; northern wall of trench M, MS; southern wall of trench M.