

鳥取県西部, 日南湖リニアメント上でのトレンチ調査

Trenching study on the Nichinanko (Lake Nichinan) lineament in Tottori Prefecture, western Japan

杉山雄一¹・宮下由香里²・伏島祐一郎³・小林健太⁴・家村克敏⁵・宮脇明子⁶・新谷加代⁷

Yuichi Sugiyama¹, Yukari Miyashita², Yuichiro Fusejima³, Kenta Kobayashi⁴,
Katsutoshi Iemura⁵, Akiko Miyawaki⁶ and Kayo Shintani⁷

^{1,2,3} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, sugiyama-y@aist.go.jp,
yukari-miyashita@aist.go.jp, fusejima.y@aist.go.jp)

⁴ 新潟大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Science and Technology, Niigata University, kenkoba@gs.niigata-u.ac.jp)

^{5,6,7} 株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co., Ltd., iemura@hanshin-consul.co.jp,
a-miyawaki@hanshin-consul.co.jp, shintani@hanshin-consul.co.jp)

Abstract: The Nichinanko lineament runs parallel, about 5 km southwest, to the NW-SE-trending aftershock area of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, and is the sharpest and longest (about 13 km) geomorphic expressions around the 2000 earthquake source. We excavated two trenches to start comparison of this lineament with the 2000 earthquake source which lacks sharp geomorphic expressions. Our detailed observation of trench walls and tephra analysis have revealed that the most recent rupture on the Nichinanko lineament occurred after the Sambe-Un'nan tephra (50-90 ka) and before the Aira-Tn tephra (26-29 ka). A notable shear zone, wider than 50 cm, has been identified in granite and basaltic dikes at each trench site. A reactivated portion of the shear zone is restricted to a several-centimeter-thick grayish white gouge zone, mostly located at either margin. These shear-zone characteristics suggest that the Nichinanko lineament is in a more advanced stage in fault evolution than the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake source.

キーワード: 日南湖リニアメント, 2000年鳥取県西部地震, 剪断帯, 断層ガウジ, トレンチ, 活断層, 地形表現

keywords: Nichinanko (Lake Nichinan) lineament, 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, shear zone, fault gouge, trench, active fault, geomorphic expression

1. はじめに

2000年鳥取県西部地震(気象庁マグニチュード7.3)は, 活断層やその可能性が高いリニアメントが知られていなかった場所で発生した. 一方, この地震の発生前に刊行された200万分の1日本列島活断層図(200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ, 2000)には, 同地震の余震域の南西側約5 kmに, 余震域と平行に北西-南東に伸びる推定活断層が示されている. 本研究は, この推定活断層(井上ほか, 2002の日南湖リニアメントの一部)の地形・地質学的特徴を明らかにし, 鳥取県西部地震の余震域の地形・地質学的特徴と比較することによって, 地形学的には認識が困難な活断層を抽出する手法の開発に資することを目的とする. 本報告では, まず, 空中写真判読と地表踏査による日南湖リニアメントの概査結果について述べ, 続いて概査結果に基づいて実施したトレンチ調査の結果を報告する. 次に, これらの調査結果を鳥取県西部地震地域の地形・地質調

査結果と比較し, 同地震地域に分布する活断層の特徴を考察し, 最後に, 明瞭な地形表現を欠く活断層の検出に向けた展望に言及する.

なお, 本研究は, 産業技術総合研究所深部地質環境研究センターが原子力安全・保安院の委託を受けて実施した「平成15年度地層処分にかかる地質情報データの整備」の一環として行われたものである.

2. 日南湖リニアメントの概要

2.1 既往研究

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000)は, 日野川北岸の日南湖付近に長さ約8 kmの推定活断層を示した. 堤ほか(2000)と中田・今泉編(2002)も, 同じ位置に推定活断層を示している. 井上ほか(2002)は, 概ね活断層研究会編(1991)の確実度IIの活断層に相当する地形表現のリニアメントを, 中田・今泉編(2002)らと同じ位置に認定している. 井上ほかはさらに, 日野川の南岸にも,

確実度ⅡないしⅢの活断層に相当する同方向のリニアメントを認め、両者を合わせて日南湖リニアメントと呼び、その全長は約13 kmに達するとしている(第1図)。高田ほか(2003)は、建設省国土地理院(1996)及び中田・今泉編(2002)の判読基準に基づいて、中国地方の活断層・リニアメントを再検討している。そして、井上ほか(2002)による日南湖リニアメントのうち、日野川北岸の日南町立石から日野町楯原にかけての区間は、活断層である可能性の高さによって5つに分けたカテゴリーのうち、その可能性が最も高いカテゴリー(活断層)に当たるとしている。本研究では、井上ほか(2002)の日南湖リニアメントのうち、日野川北岸の日南町立石から日野町楯原にかけての区間(高田ほか, 2003が活断層と認定した部分)について報告する。

2.2 空中写真判読及び地表踏査結果

空中写真判読には、国土地理院が1973年に撮影した縮尺4万分の1及び1965年に撮影した縮尺2万分の1の白黒空中写真、並びに1974年に撮影した縮尺1万分の1カラー空中写真を用いた。空中写真判読の結果、本研究の対象とした日南町立石から日野町楯原にかけての日南湖リニアメントは、立石集落の東方約500 m付近から、楯原集落の北東方約200 m付近まで、北西-南東方向に約8 kmにわたって追跡されることが確認された(第2図)。

立石東方には、約130 mの間隔をおいて北西-南東方向に並ぶ2つの鞍部が存在し、その南東側には約1 kmにわたって南東へ流れ下る直線状の河谷が存在する。この鞍部と河谷に沿って、井上ほか(2002)が変位地形である可能性の高さによって4つにランク分けしたリニアメント(可能性が高い方から L_A ~ L_D)のうち、 L_D ランクに相当するリニアメントを認定した(第2図)。南東に流れる河谷沿いには、現河床との比高が1 m程度の河成段丘面が部分的に認められるが、これらの段丘には断層変位を示唆する直線的な崖などの地形的特徴は認められない。この河谷が流下方向を南西に変えるあたりで、リニアメントはやや東寄りに向きを変え、日南町呼子西方の道路分岐点(453 mの標高点)付近に達する(第2図)。道路分岐点の東側には、下流側に当たる南西に高度を減じる小尾根が存在する。その末端部の尾根頂部は逆に北東側(上流側)へ高度を減じており、南西側が相対的に隆起する断層変位を被っている可能性がある(第3図b)。

この道路分岐点の南から日南湖秋原にかけての約1.3 kmの区間では、分水界の秋原峠を挟んで、それぞれ北と南へ流れ下る北西-南東方向の直線谷に沿って、井上ほか(2002)の L_C ないし L_D ランクに相当するリニアメントを認定した(第2図)。このうち、秋原峠付近では、峠の西側に分布する複数の小谷に、左屈曲が認められ、 L_C ランクに相当すると判

断した。小谷の左屈曲量は20~50 m程度である。秋原付近では、秋原川に沿って、幅が150 m程度に達する谷底低地が発達している。この谷底低地には3~4段の河成段丘が分布するが、これらの段丘には断層変位を示唆する直線的な崖などは認められない。このため、秋原付近では、約900 mにわたって、リニアメントを認定しなかった。

その南西方の日南町中原付近から日南湖の北東岸にかけての約800 mの区間には、直線性の高い河谷、鞍部(風隙)及び分離丘様の地形が認められ、井上ほか(2002)の L_D ランクに相当するリニアメントを認定した(第2図)。さらに、日南湖の北東岸から楯ヶ峠を経て、久谷東方に至る約2.5 kmの区間には、井上ほか(2002)の L_C ランクに相当するリニアメントを認定した。このうち、楯ヶ峠からその北西側では、北西-南東方向の直線性の高い河谷が鞍部(分水界)を境に対頂谷状に連なっている。また、楯ヶ峠の南東から日野町久谷にかけての約1 kmの区間には、日南湖リニアメント沿いで最もシャープな小河谷と尾根の系統的な左屈曲が認められる。河谷や尾根の左屈曲量は20~50 m程度である。久谷の南では尾根や河谷の屈曲は不明瞭(L_D ランク相当)となり、日野町楯原の南東方向の直線谷と日野川本流沿いの谷底低地との会合部が日南湖リニアメントの南端に当たる。

3. トレンチ調査の概要

上述した日南湖リニアメントの特徴に加え、土地の利用状況、重機搬入の難易を考慮して、同リニアメントの地質学的実体(断層破碎帯の規模・性状等)の解明に適すると判断されるトレンチ掘削候補地点5ヶ所を選定した。それらは優先順位の高い方から、日南湖東方(対頂谷の境界をなす鞍部)、久谷東方(左屈曲した小河谷)、呼子西方(上流側へ高度を減ずる尾根頂部)、楯ヶ峠南東方(鞍部下の谷壁)、秋原峠西方(左屈曲した小河谷)である。優先順位の高い候補地点から、土地所有者と用地交渉を行った結果、呼子西方地点と楯ヶ峠南東方地点(第2図)について、掘削工事を行うことについて了承が得られた。楯ヶ峠南東方地点のトレンチ調査は2003年8月下旬~10月中旬、呼子西方地点のトレンチ調査は2003年9月下旬~10月下旬に、それぞれ実施した。

楯ヶ峠南東方地点は、日南湖リニアメントの南部に位置し、楯ヶ峠の南東約400 mに当たる。本地点の南東側に位置する尾根には鞍部が認められ、この鞍部下の斜面基部(谷壁)において、幅約12 m、高さ2~3 mにわたって、表土と崩積性堆積物を剥ぎ取り、南東側壁面を成形した(第3図a)。また、南東側壁面に現れた断層を追跡するように、この壁面に平行な方向に約2 m、幅約2 mにわたって、壁面基部を約1 m掘り下げ、底面を成形すると共に、幅約

3 m, 高さ約 3 m の北西側壁面を成形した。

呼子西方地点は、日南湖リニアメントの北部に位置し、日南町呼子と吉鑑とのほぼ中間地点にある道路の Y 字状分岐近傍に位置する。既述のように、同地点には上流側に傾き下がる頂部をもつ尾根が存在し、逆向き断層崖状の変位地形の可能性があると判断した(第 3 図 b)。本地点は掘削スペースが狭いため、本トレンチに先行して、断層の存否と位置を確認するため、尾根の南側斜面基部に予察トレンチを掘削した。その結果、断層ガウジを伴う走向 N27° W, 傾斜 80° SW の断層が確認された(第 9 図)ため、この断層の推定通過位置を横断して、尾根上に長さ約 13 m, 間口約 7 m, 最大深度約 6 m のトレンチを掘削した。

4. トレンチ調査結果

4.1 槇ヶ峠南東方地点

(1) トレンチ壁面に現れた地層及び断層

南東側壁面には、粗粒花崗岩とこれに貫入する細粒花崗岩が露出し、壁面中央部には 70~80 cm の間隔で並走する 2 条の顕著な断層が現れた(第 4 図)。本報告では、これら 2 つの断層のうち、北東側のものを断層 a, 南西側のものを断層 b と呼ぶ。断層 a の北東側には、最大幅約 60 cm の玄武岩岩脈が細粒花崗岩を貫いて分布しており、断層 a を境界として、南西側の粗粒花崗岩と接している。断層 b 沿いにも小規模な玄武岩岩脈が粗粒及び細粒花崗岩を貫いて分布しており、断層 b によって切られている(第 4, 5 図)。

断層 a と断層 b を追跡するように掘削した底面では、北西方向に向かって両断層の間隔が狭くなり、底面の北西端付近で 1 つの断層(ガウジ帯)に収斂するのが確認された(第 6, 7 図)。また、北西側壁面では、1 つに収斂した断層が未固結堆積物に覆われているのが確認された。この堆積物からは、 $\delta^{13}\text{C}$ 値による補正を行った同位体分別補正 ^{14}C 年代 (conventional radiocarbon age) として、6950±110 yBP 及び 5980±60 yBP の値が得られた(第 8 図, 第 1 表)。

(2) 断層に伴うガウジ帯及び変形構造

断層 a と断層 b は、灰白色を呈するガウジ帯を伴う。いずれの断層も、ガウジ帯の幅は 2~8 cm の範囲で変化する。断層 a の北東側には、既述のように玄武岩の岩脈が分布し、この岩脈とその貫入を受けた細粒花崗岩の一部は、両者を合わせて、幅約 50~60 cm の範囲が強い剪断変形を被っている。トレンチ底面では、断層 a と 20~30° 程度の角度で斜交する N60~70° W 方向の剪断面が卓越する。また、N35~60° W 方向の剥離性を有する玄武岩及び花崗岩レンズ(破碎岩片)の定向配列が認められる(第 6 図)。前者を R1 面(2 方向のリーデル剪断面のうち、主断

層と低角度で交わり、同じ横ずれセンスをもつ面)、後者を P 面(圧縮応力軸とほぼ直交する方向に発達する面構造)と見なすと、ほぼ純粋な左横ずれの剪断センスが判定できる。南東側壁面では、70~90° の高角度で南西に傾斜する剪断面(N40~70° W 走向)と、断層 a と同程度~より低角度で北東側に傾斜する玄武岩レンズの配列及びそれと平行な剪断面(N20~50° W 走向)が卓越する。前者は底面で R1 面と見なした剪断面に当たり、後者は P 面及び P 剪断面と見なし得る。このように考えた場合、北東側が低下する正断層成分を伴う左横ずれの剪断センスが示唆される。

断層 a の南西側及び断層 b 周辺の花崗岩及び玄武岩岩脈にも、部分的に剪断変形が認められるが、断層 a の北東側に比べて、剪断面の密度は低く、剪断変形の程度も弱い。

4.2 呼子西方地点

(1) トレンチ壁面に現れた地層及び断層

トレンチの壁面には、地表から深度約 4~4.5 m ままで、主として河成の堆積物が分布し、その下位に花崗岩が現れた。花崗岩中には、1 m 程度の間隔で並走する 2 条の顕著な断層が現れた(第 10~13 図)。本報告では、これら 2 つの断層のうち、北東側のものを断層 α , 南西側のものを断層 β と呼ぶ。

1) 花崗岩類

トレンチ壁面に露出した花崗岩類は、粒度と変質の程度により、花崗岩 A~花崗岩 E に区分した(第 10, 12 図)。花崗岩 A は断層 β の南西側に分布する粗粒花崗岩であり、節理が発達する。変質が進んでおり、全体に黄褐色を呈する。花崗岩 B と花崗岩 C は、それぞれ、断層 α の北東側に分布する粗粒花崗岩とアプライト質花崗岩であり、変質の程度は花崗岩 A に比べて弱い。花崗岩 D と花崗岩 E は、断層 α と断層 β に挟まれたゾーンに分布する粗粒花崗岩であり、破碎と変質が進んでいる。中でも、断層 α 沿いに分布する花崗岩 E の変質は顕著であり、一部、粘土化している。

2) 堆積物

花崗岩を覆う堆積物は、層相により、下位から I 層~VI 層に区分した(第 10, 12 図)。I 層は層厚 1.5~2 m 程度の礫層からなり、下位より、シルト質砂を基質とする a 層、ピンク色の花崗岩質粗粒砂を基質とする b 層、黄橙色の花崗岩質粗粒砂を基質とする c 層に細分される。a 層の上部には、層厚 10~40 cm 程度のシルト質砂層が挟まれる。II 層は主として層理の発達する砂質シルト層と砂層から構成され、その一部は I 層上部の c 層と指交関係にある。南東側壁面では 40~90 cm, 北西側壁面では 40~140 cm 程度の厚さがある。II 層には、後述するように、三瓶雲南テフラに対比される黄緑色中粒火山灰層が挟まれる。III 層は主として礫質砂層及び粗~中

粒砂層からなり、南東側壁面の東半部では、一部、大礫及び巨礫主体の礫層に側方移化する。IV層はローム質の礫層～砂層からなり、V層はローム層、最上位のVI層は黒色土壌である。

3) テフラ

呼子地点のトレンチ壁面に現れた堆積物からは、以下に示す4層のテフラが検出された。なお、テフラの分析・同定は、古澤地質調査事務所に依頼した。

i) 三瓶雲南テフラ：II層には、層厚10～18 cm程度の黄緑色中粒テフラ層が挟まれる。このテフラ層には、発泡度の低いパミス型の火山ガラスが多量に含まれ、自形の緑色普通角閃石を伴う。火山ガラスの屈折率(nd)は1.492～1.498であり、1.494～1.498にモードが認められる。角閃石の屈折率(n2)は1.669～1.683であり、1.669～1.679に集中する。火山ガラスの性状と火山ガラス及び角閃石の屈折率から、このテフラは、5～9万年前に降下・堆積したと推定される三瓶雲南(SUn)テフラ(町田・新井, 2003)に対比される。

ii) 始良Tnテフラ：V層のローム層上部には、1.496～1.501の屈折率(nd)を示すバブルウォール型の火山ガラスと1.730～1.736の屈折率(γ)を示す斜方輝石が濃集する層準が認められた。この層準は始良Tn(AT)テフラ(町田・新井, 2003)の降灰層準と判断される。

iii) 阪手テフラ：北西側壁面では、AT降灰層準の0～20 cm上位のローム層(V層)中に、1.496～1.502の屈折率(nd)を示すパミス型火山ガラス、1.671～1.681の屈折率(n2)を示す普通角閃石、1.659～1.665の屈折率(n2)を示すカミングトン閃石の濃集が認められた。この火山ガラスと角閃石類は、阪手テフラ(吉川ほか, 1986)に由来すると推定される。

iv) 鬼界アカホヤテフラ：北西側壁面の黒色土壌(VI層)下部には、1.509～1.510の屈折率(nd)を示すバブルウォール型の火山ガラスの濃集が認められ、鬼界アカホヤ(K-Ah)テフラ(町田・新井, 2003)の降灰層準と推定される。

(2) 断層に伴うガウジ帯及び変形構造

断層 α は断層面の直線性が高く、幅約1～7 cmの灰色～灰白色の粘土質ガウジ帯を伴う。また、この灰色～灰白色ガウジ帯の北東側には、断層面に平行な面構造が発達し、緑灰色を呈する幅約5 cm以下のシルト質ガウジ帯が認められる。この2つのガウジ帯の境界(断層面)には、ほぼ水平な条線が見られる(第14図)。一方、断層 β は断層面がやや湾曲しており、幅約4～10 cmの茶褐色を呈する砂質ガウジ帯を伴う。

断層 α と断層 β との間に分布する花崗岩D及びEは、既述のように、破碎と変質が著しく進んでおり、両断層と花崗岩D・E全体を幅90～140 cm程度の断層破碎帯と見なすことができる。

(3) 堆積物中の断層及びその活動時期

断層 α は、花崗岩を覆う堆積物のうち、南東側及び北西側壁面のI層とII層、並びに南東側壁面のIII層を切っている。I層からII層まで、花崗岩中の断層 α から上方へ分岐するフラワー状の断層が認められる(第10図)。断層全体としては、見掛け上、断層 α の南西側が相対的に隆起するセンスの上下変位を両層に与えている。南東側壁面では、フラワー状の断層の一部がIII層を切り、見掛け上、西上がりの上下変位を与えている(第10図)。IV層及びV層下部については、撓みを含めた断層変位を被っているか否か、断定できなかった。

V層上部には、テフラ分析の結果から、ATテフラの降灰層準に対応すると判断される、層厚20 cm前後のやや明色(黄橙色)を帯びたゾーンが存在する。このゾーンは、南東側及び北西側両壁面において、ほぼ水平に追跡される(第10, 12図)。したがって、V層上部のATテフラ降灰層準は、断層変位を被っていないと推定される。この推定に立つと、断層 α は5～9万年前の三瓶雲南テフラの降下後、約2.6～2.9万年前のATテフラの降下前に、最新の活動を行ったと考えられる。

また、I層の基底(花崗岩上面)からII層・III層境界まで、断層 α による各層準の見掛けの上下変位量は、各層の側方への層厚変化が相対的に小さな南東側壁面では、いずれも30～50 cm程度と見積もられ、変位・変形の累積は認められない。したがって、壁面に露出した堆積物中には、上述した断層 α の最新活動のみが記録されている可能性が高い。堆積物中の断層のフラワー構造、断層面上のほぼ水平な条線、トレンチ地点近傍の秋原峠付近に見られる小河谷の左屈曲は、最新活動を含め、第四紀における断層 α の活動では、横ずれ成分が卓越していることを示唆する。

一方、断層 β は、I層に覆われており、I層堆積後には活動していない。

5. 考察

5.1 2000年鳥取県西部地震の余震域におけるリニアメント及び断層破碎帯との比較

日南湖リニアメント(井上ほか, 2002)は、鳥取県西部地震の余震域周辺では、最も明瞭且つ長いリニアメントである。同リニアメント周辺には、その北端部と南端部を除いて、並走する他の明瞭なリニアメントはなく、孤立した分布を示す点も特徴の一つである。また、日南湖リニアメント沿いには、顕著な断層破碎帯が認められる。断層破碎帯の幅は、自然露頭では最大約1 m(小林・杉山, 2004)、呼子西方地点のトレンチ壁面では約90～140 cm、榎ヶ峠南東方地点のトレンチ壁面では約50～60 cmに達する。

一方，2000年鳥取県西部地震の余震域において，既往の文献が共通して認定しているリニアメントは，震央近傍の金山リニアメント（第1図；井上ほか，2002；長さ約3 km）のみである．金山リニアメントに沿っては，地震断層の可能性が高い地表断裂の出現が報告されており（伏島ほか，2001），最大幅30 cmに達する断層破碎帯も確認されている（井上ほか，2002）．

しかし，3列の地震断層の可能性が高い地表断裂の出現が認定され，断裂ゾーン全体としては70 cmに達する水平変動が推定されている緑水湖付近（伏島ほか，2003）では，推定活断層や顕著なリニアメントは判読されていない．緑水湖畔で実施されたトレンチ調査（伏島ほか，2002）によると，地表断裂は，トレンチ壁面に露出した花崗岩や岩脈中の幅数mm～3 cm程度のガウジを伴う断層（剪断面）に連続する．トレンチ壁面には，2000年地震時にはずれを生じなかった剪断面が数cmから1 m程度の間隔で多数認められる．これらの剪断面に伴う破碎部の幅は数mmから数cmに過ぎず，剪断面と剪断面間の花崗岩には変形・変質が殆ど及んでいない（伏島ほか，2002の写真11～14参照）．

このような調査結果を総合すると，緑水湖付近では地震時の変位が多く断層（剪断面）に分散し，個々の断層の変位量は数mm～数cm程度と小さいと考えられ，このことがリニアメントや変位地形が発達していない主な原因と推定される．これに対して日南湖リニアメントでは，地震時の変位が一つの断層に集中して数十cm以上と大きく，断層運動の繰り返しによる変位の累積が効果的に進んだ結果，明瞭で長く連続する地形表現を持つに至ったと考えられる．同時に，断層沿いの破碎・変形・変質も進み，幅の広い断層破碎帯（断層岩帯）が形成されたと推定される．

緑水湖付近の断層系と日南湖リニアメントは，それぞれ，第15図に示す小出ほか（1979）による断層発達期の4～5期と6～7期に相当すると考えられる．また，鳥取県西部地震の余震域では，断層の発達が均質に進んでいるわけではなく，金山リニアメント付近は，緑水湖付近に比べて，より進んだ段階に達している可能性が高い．

5.2 明瞭な地形表現を欠く活断層の検出に向けて

上述のように，鳥取県西部地震の余震域では，日南湖リニアメントに比べて，断層の発達あるいは“進化”がより初期の段階に留まっていると推定され，“未成熟な断層”あるいは“成熟度が低い断層”と呼ぶことができよう（杉山ほか，2001；垣見，2002；岡田，2002；遠田，2002など）．緑水湖付近ではリニアメントが認定されていないことに端的に示されるように，“未成熟な断層”の存否や広がりや地形情報だけから判断することには限界がある．隈元

（2001）は同様の認識に基づき，鳥取県西部地震は「活断層データから震源断層をあらかじめ想定することのできない background seismicity の一つと考えた方が合理的である」と指摘している．

一方，小林ほか（2003）は，緑水湖付近も含めて，鳥取県西部地震の余震域とその外側では，カタクレーサイトの分布をはじめ，断層岩の分布や性状に有意な差があることを報告している．また，断層ガウジの色相（淡色の還元色系か，濃色の酸化色系か）から，断層の活動性を推定できる可能性についても指摘している．今回トレンチを掘削した呼子西方地点においても，灰白色を呈する断層ガウジを伴う断層 α は堆積物を切っているのに対して，茶褐色を呈する断層ガウジを伴う断層 β は堆積物に覆われている．

このような最近の研究成果から，断層岩の分布や性状を精査することによって，明瞭な地形表現を欠く活断層の存否を確かめ，これらの活動性を見積もる手法を開発することが期待される．また，地下に存在する断層岩・断層破碎帯に起因する現象（例えば応力の集中，トラップ波の発生）を捉えることにより，明瞭な地形表現を欠く活断層を検出する研究も進められている（桑原ほか，2002；桑原，2004など）．これまでの変動地形学的な研究や活動履歴の解明に力点をおいた地質学的な研究に，地表及び地下の断層岩・断層破碎帯の物質や状態に着目した研究を加えることによって，明瞭な地形表現を欠く活断層の研究手法を体系化することが望まれる．

6. まとめ

1) 鳥取県西部地震の余震域の南西約5 kmに位置する日南湖リニアメント（井上ほか，2002）のうち，日南町立石から日野町楢原にかけての区間を対象として，空中写真判読，地表踏査及びトレンチ調査を実施した．

2) 空中写真判読では，リニアメント南部に当たる榎ヶ峠を挟む約2.5 kmの区間で， L_c ランクに相当する河谷と尾根の系統的な左屈曲，鞍部の連続，対頂谷が確認された．また，リニアメント北部の秋原峠付近でも， L_c ランク相当の河谷の左屈曲が認められた．

3) これらの区間を中心にトレンチ調査候補地点を選定し，用地交渉を行った．その結果，リニアメント南部の榎ヶ峠南東方地点と北部の呼子西方地点について，掘削の許可が得られ，両地点においてトレンチ調査を実施した．

4) トレンチ調査の結果，リニアメントに対応する位置の基盤岩（花崗岩とこれに貫入する玄武岩岩脈）中に断層破碎帯が確認された．破碎帯の幅は，榎ヶ峠南東方地点では約50～60 cm，呼子西方地点では約90～140 cmに達する．

5) 呼子西方地点では，基盤岩を覆う堆積物の中部

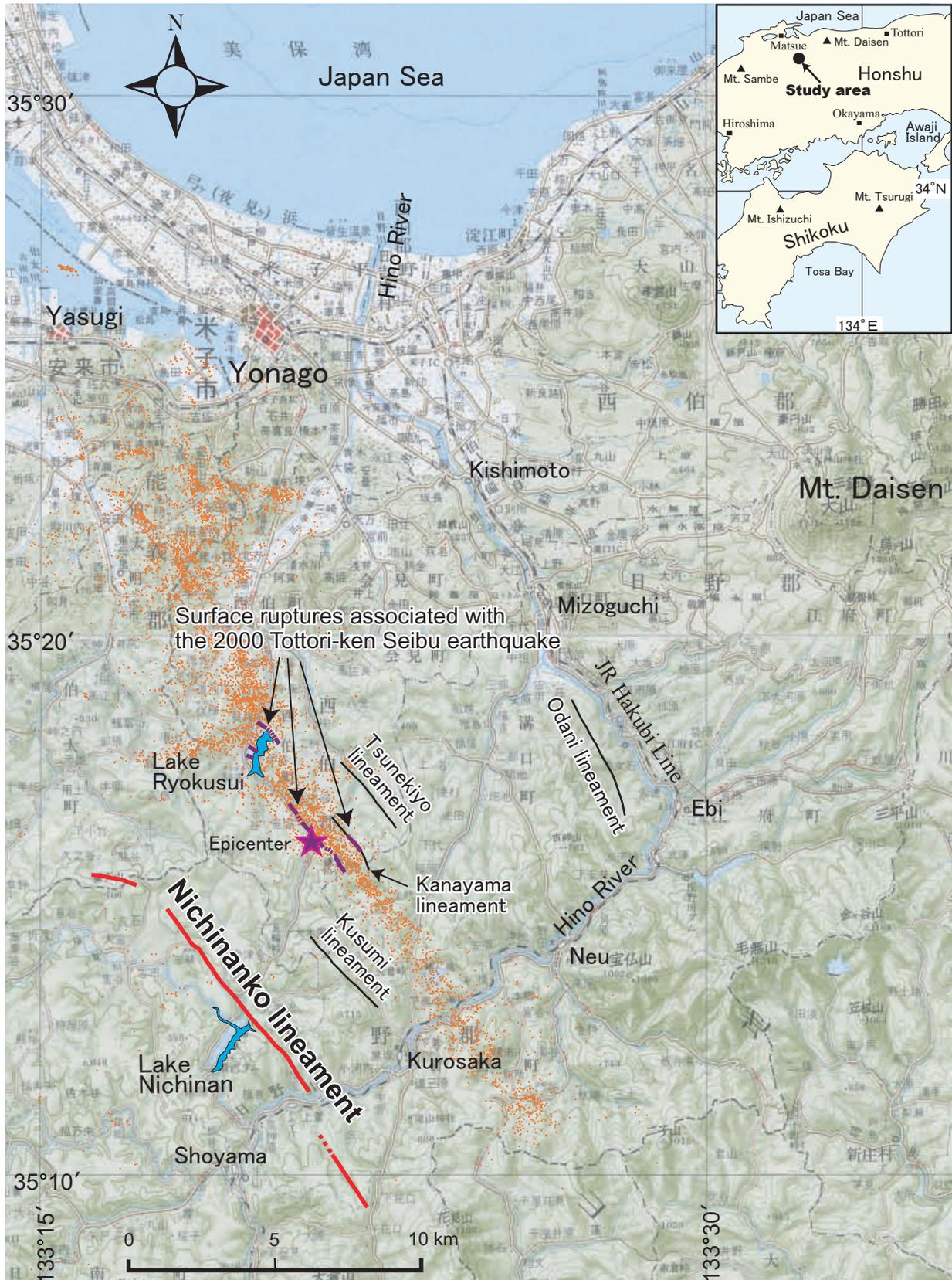
までが断層破砕帯北東縁の灰白色ガウジを伴う断層(断層 α)によって切られていることが確認された。断層変位を被った層準には三瓶雲南テフラ、断層変位を被っていない堆積物上部のローム層には始良 Tn テフラの降下層準がそれぞれ同定された。この結果、呼子西方地点の断層 α は、約 50~90ka より後、約 26~29ka より前に、最新の活動を行ったと判断される。

6) 2000 年鳥取県西部地震に伴って西伯町緑水湖畔に出現した地表断裂のトレンチ調査結果(伏島ほか, 2002)によると、これらの断裂は幅数 mm~3 cm 程度の灰白色ガウジを伴う剪断面に連続する。トレンチ壁面には、2000 年地震時にはずれを生じなかった幅数 mm~数 cm の剪断面が数 cm~1 m 程度の間隔で発達し、剪断面間の花崗岩には変形・変質が殆ど及んでいない。このような特徴は、鳥取県西部地震の震源域では、日南湖リニアメント沿いに比べて、断層の“進化”がより初期の段階に留まっていることを示唆する。

文 献

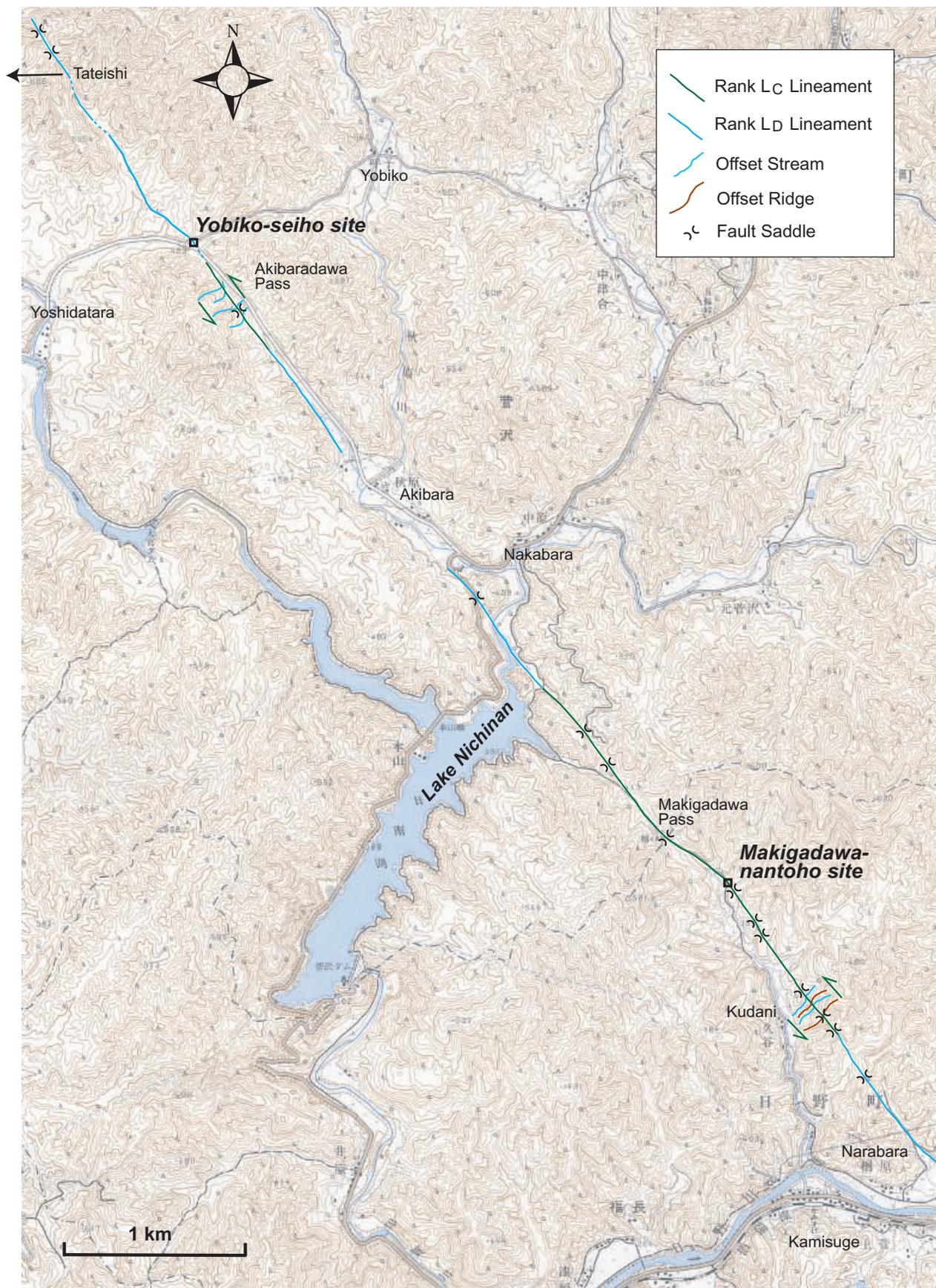
- 伏島祐一郎・井村隆介・森野道夫・杉山雄一・水野清秀 (2002) 2000 年鳥取県西部地震断層のトレンチ掘削調査. 活断層・古地震研究報告, No. 2, 183-208.
- 伏島祐一郎・関口春子・栗田泰夫・杉山雄一 (2003) 2000 年鳥取県西部地震断層に伴う地殻変動の測地測量調査. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 157-162.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原 琢・佐々木俊法 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の地震断層調査. 活断層・古地震研究報告, No. 1, 1-26.
- 堀川晴央・関口春子・岩田知孝・杉山雄一 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の断層モデル. 活断層・古地震研究報告, No. 1, 27-40.
- 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹 (2002) 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査. 地震 2, **54**, 557-573.
- 垣見俊弘 (2002) 「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震—鳥取県西部地震を例として—. 災害の研究, **33**, 損害保険料率算定会, 113-125.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437pp.
- 建設省国土地理院 (1996) 1: 25,000 都市圏活断層図. 国土地理院技術資料, D・1—No. 333.
- 小林健太・杉山雄一 (2004) 2000 年鳥取県西部地震の余震域とその周辺における断層と断層岩—“未知の活断層”の検出に向けて. 地質ニュース, No. 602, 36-44.
- 小林健太・相澤泰隆・梅津健吾・小山敦子・山本亮 (2003) 2000 年鳥取県西部地震の震源域における地質構造解析. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 163-174.
- 小出 仁・山崎晴雄・加藤碩一 (1979) 地震と活断層の本. 国際地学協会, 123pp.
- 隈元 崇 (2001) 鳥取県西部地震で提起された地震の発生確率と規模の推定に関する課題. 活断層研究, No. 20, 71-78.
- 桑原保人 (2004) 内陸活断層応力場の新しい評価手法の確立に向けて. 地質ニュース, No. 597, 10-16.
- 桑原保人・儘田 豊・今西和俊・伊藤久男・中村武史・安藤利彦・田中宏樹 (2002) トラップ波による 2000 年鳥取県西部地震の断層破砕帯の構造. 地震学会 2002 年度秋季大会講演予稿集, B63.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60pp.
- 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000) 「200 万分の 1 日本列島活断層図」—過去数十年間の断層活動の特徴—. 活断層研究, No. 19, 3-12.
- 岡田篤正 (2002) 山陰地方の活断層の諸特徴. 活断層研究, No. 22, 17-32.
- 杉山雄一・関口春子・堀川晴央・伏島祐一郎・吉岡敏和 (2001) 地表地震断層調査の結果と提起された問題. 京都大学防災研究所ほか編「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」平成 12 年度科学技術振興調整費研究成果報告書, 56-65.
- 高田圭太・中田 高・野原 壯・原口 強・池田安隆・伊藤 潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷 威・堤 浩之 (2003) 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—. 活断層研究, No. 23, 77-91.
- 堤 浩之・隈元 崇・奥村晃史・中田 高 (2000) 鳥取県西部地震震源域の活断層, 月刊地球号外, No. 31, 81-86.
- 遠田晋次 (2002) 2000 年鳥取県西部地震の“地変”についての考察—境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討—. 活断層研究, No. 21, 93-98.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和 (1986) 近畿地方中部に分布する後期更新世~完新世の火山灰層について. 地球科学, **40**, 18-38.

(受付:2004 年 9 月 24 日, 受理:2004 年 10 月 12 日)



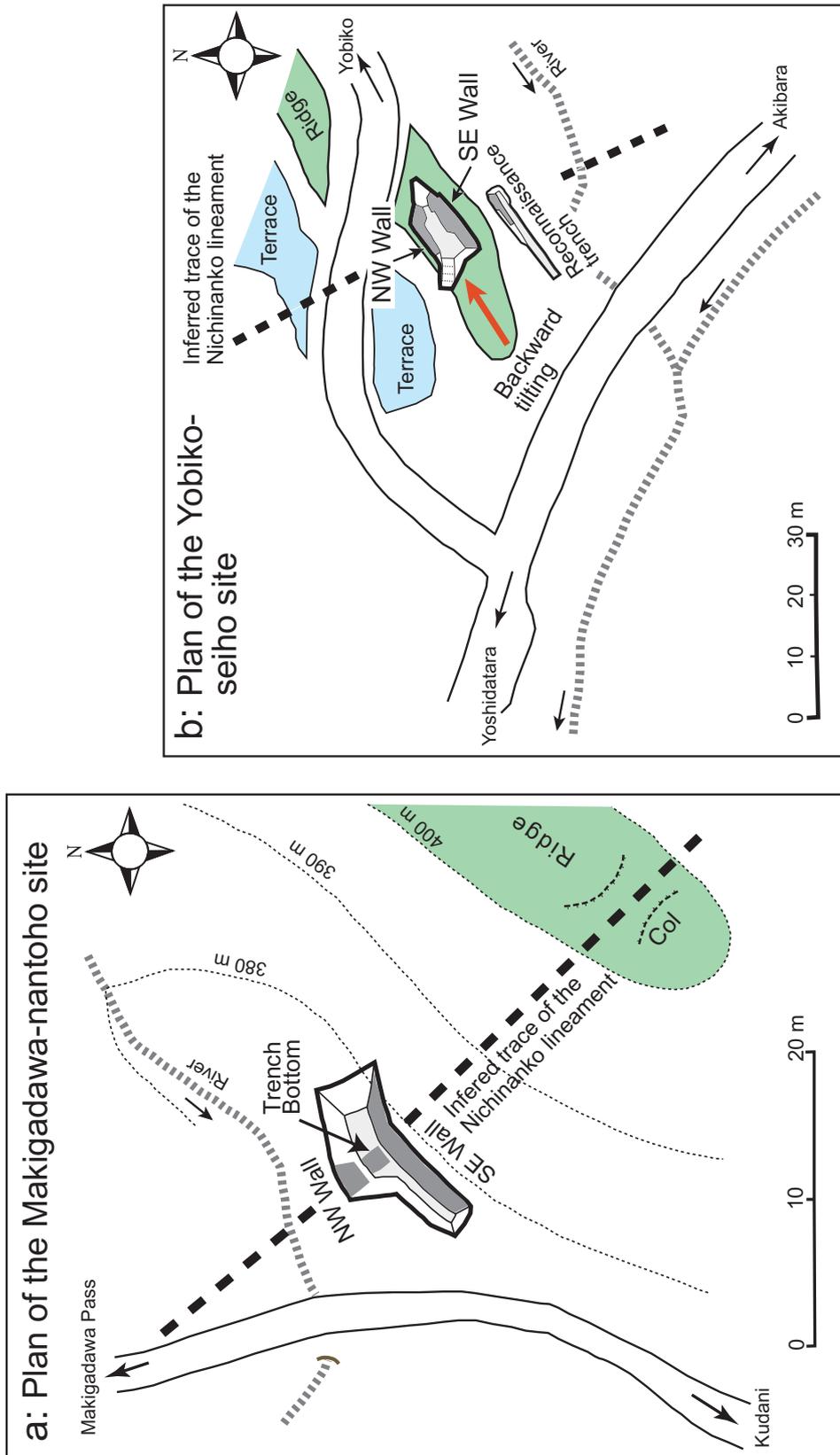
第1図. 2000年鳥取県西部地震の余震分布（橙色の小点）及び地表断裂と日南湖リニアメントの位置. 余震分布は防災科学技術研究所福山英一博士のデータによる（堀川ほか，2001から転載）. 国土地理院発行20万分の1地勢図「松江」及び「高梁」を使用.

Fig. 1. Aftershock distribution (orange dots) and surface ruptures of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, and location of the Nichinanko lineament. Aftershock distribution is courtesy of Dr. Eiichi Fukuyama at National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.

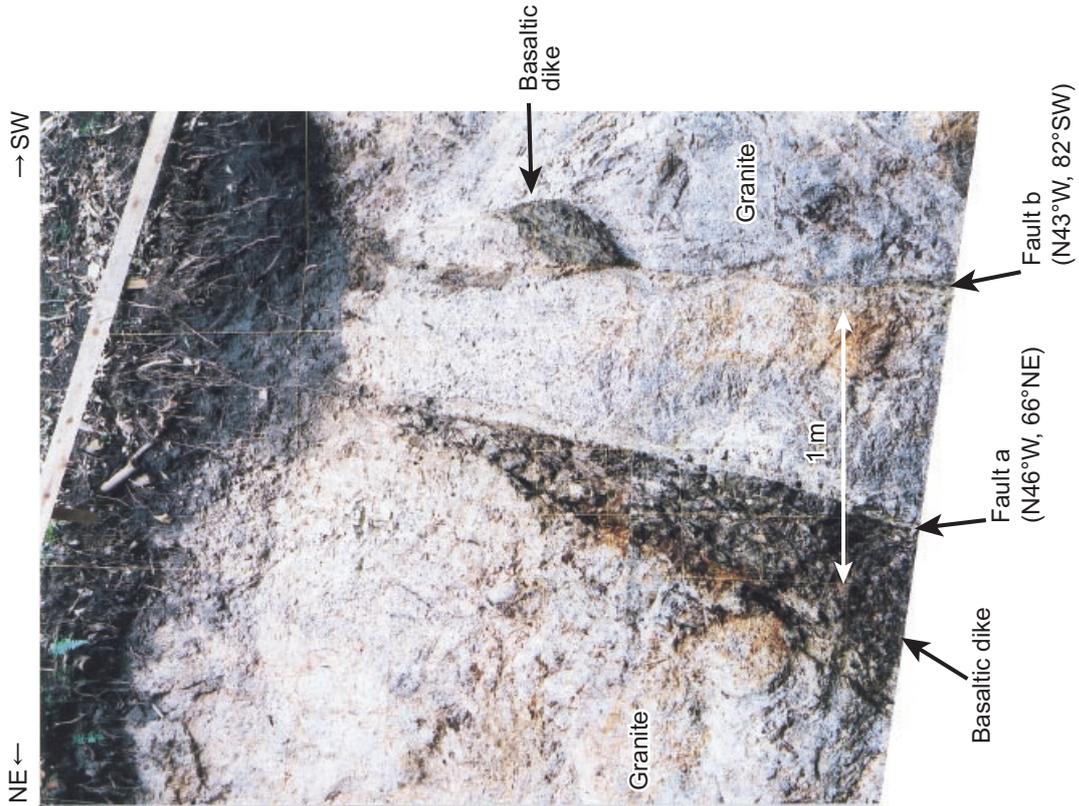


第2図. 日南町立石から日野町檜原にかけての日南湖リニアメントのトレース. 国土地理院発行2.5万分の1地形図「印賀」を使用.

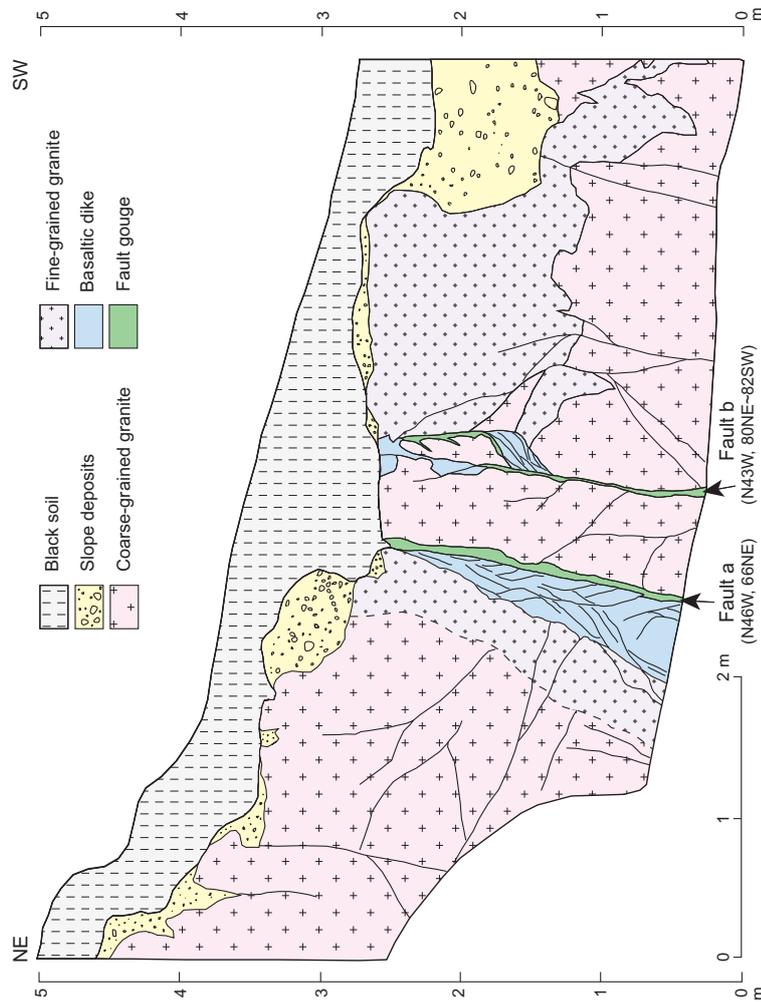
Fig. 2. Trace of the Nichinanko lineament in the area from Tateishi in Nichinan Town to Narabara in Hino Town.



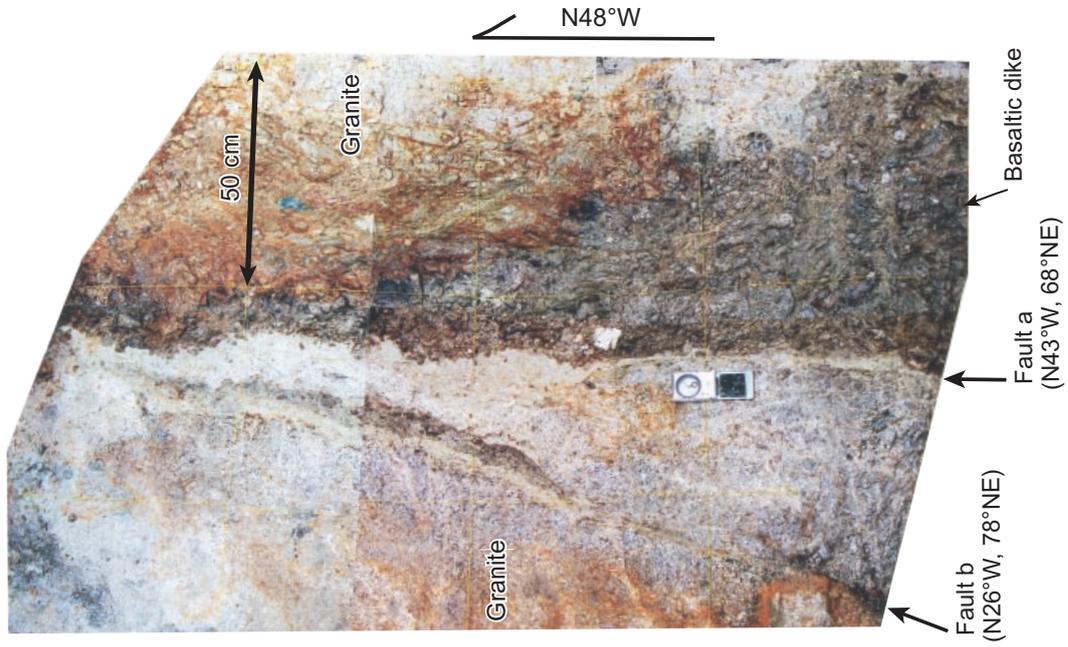
第3図. トレンチ調査地点の見取り図. a: 横ヶ峠南東方地点, b: 呼子西方地点.
Fig. 3. Simplified plans of two trench sites.



第5図. 榎ヶ峠南東方地点の南東側トレンチ壁面.
Fig. 5. SE trench wall at Makigadawa-nantoho site.

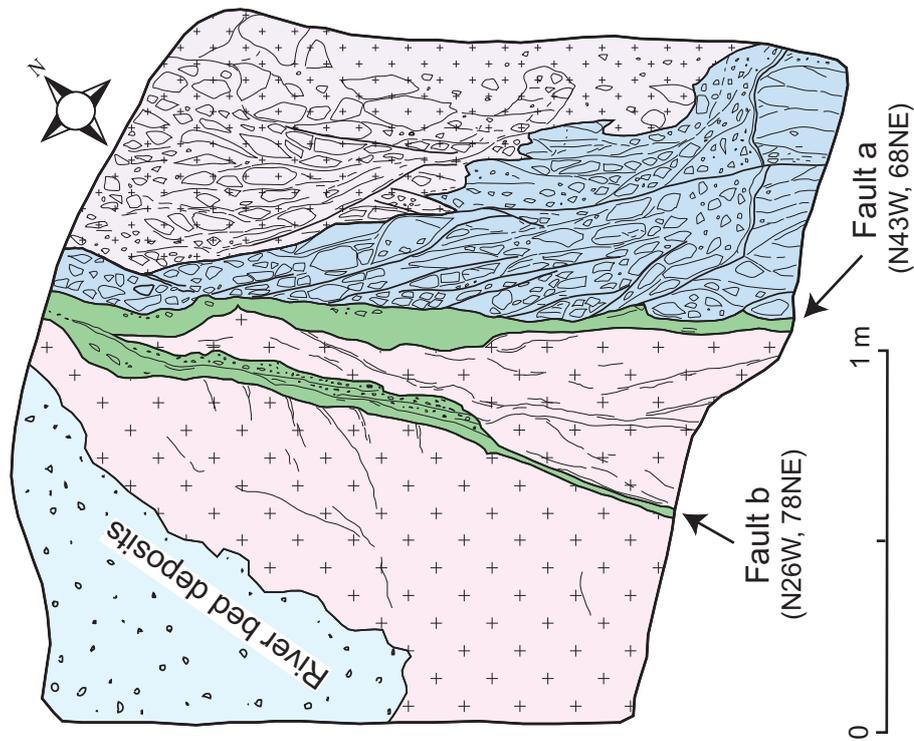


第4図. 榎ヶ峠南東方地点南東側トレンチ壁面中央部のスケッチ.
Fig. 4. Sketch of the central part of SE trench wall at Makigadawa-nantoho site.



第7図． 榎ヶ峠南東方地点のトレンチ底面において断層aに収斂する断層b.

Fig. 7. Fault b merging into Fault a on the trench bottom at Makigadawa-nantohho site.



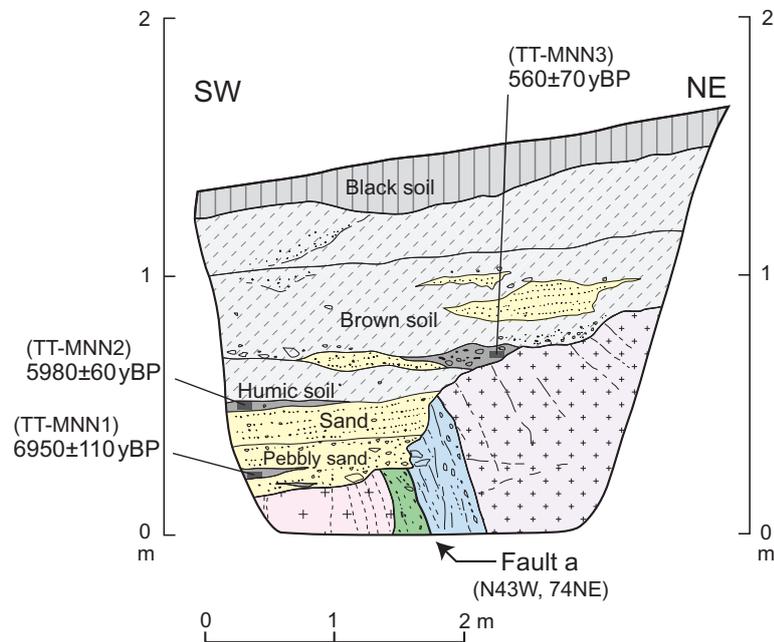
第6図． 榎ヶ峠南東方地点トレンチ底面のスケッチ． 基盤岩類の凡例は第4図参照.

Fig. 6. Sketch of the trench bottom at Makigadawa-nantohho site. See Fig. 4 for lithological legend.

第1表. ^{14}C 年代測定試料及び測定結果. 各試料の採取位置は第8図と第9図を参照. 測定と暦年較正はBeta Analytic Inc.による. 計算にはLibbyの半減期(5568年)を使用.

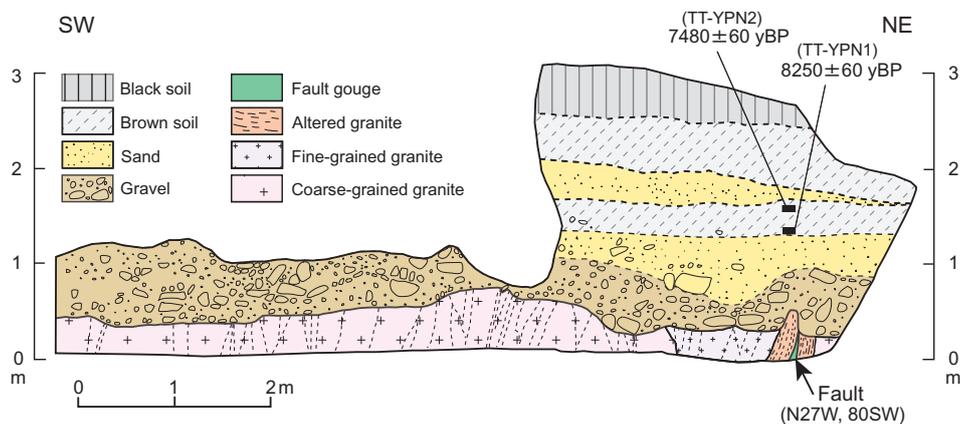
Table 1. List of radiocarbon samples and dating results. See Figs. 8 and 9 for sampling locations.

Sampling location	Sample number	Lab. No. (Beta-)	Stratigraphic horizon	Material	Method	Measured ^{14}C age (yBP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calendar age (2σ)
Makigadawa-nantoho site NW wall	TT-MNN1	186565	River deposits overlying the fault	organic sediments	β	6930 ± 110	-24.0	6950 ± 110	BC 6020 to 5640
Ditto	TT-MNN2	186566	Soil overlying the fault	organic sediments	β	5970 ± 60	-24.4	5980 ± 60	BC 5010 to 4720
Ditto	TT-MNN3	186567	Soil overlying the fault	charred material	β	580 ± 70	-26.5	560 ± 70	AD 1290 to 1450
Yobiko-seiho site reconnaissance trench NW wall	TT-YPN1	186563	Soil overlying the fault	organic sediments	β	8240 ± 60	-24.4	8250 ± 60	BC 7480 to 7080
Ditto	TT-YPN2	186564	Soil overlying the fault	organic sediments	β	7460 ± 60	-23.3	7480 ± 60	BC 6440 to 6220



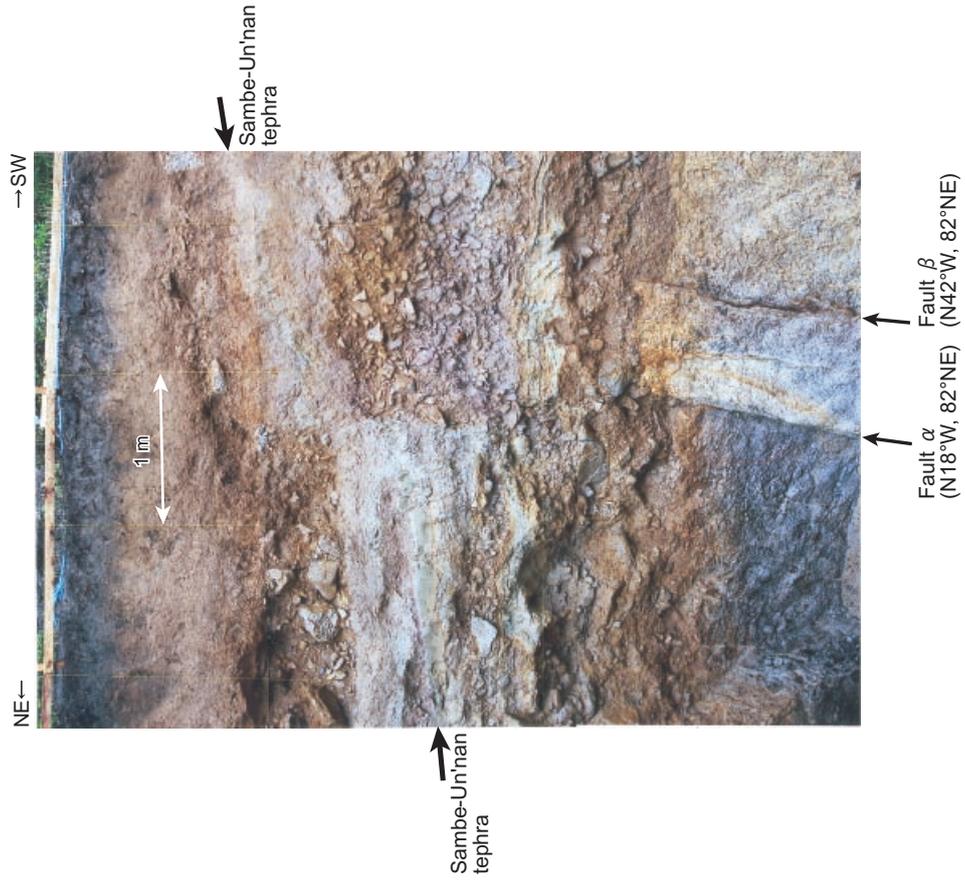
第8図. 榎ヶ峠南東方地点北西側トレンチ壁面のスケッチ. 基盤岩類の凡例は第4図参照.

Fig. 8. Sketch of the NW trench wall at Makigadawa-nantoho site. See Fig. 4 for lithological legend.

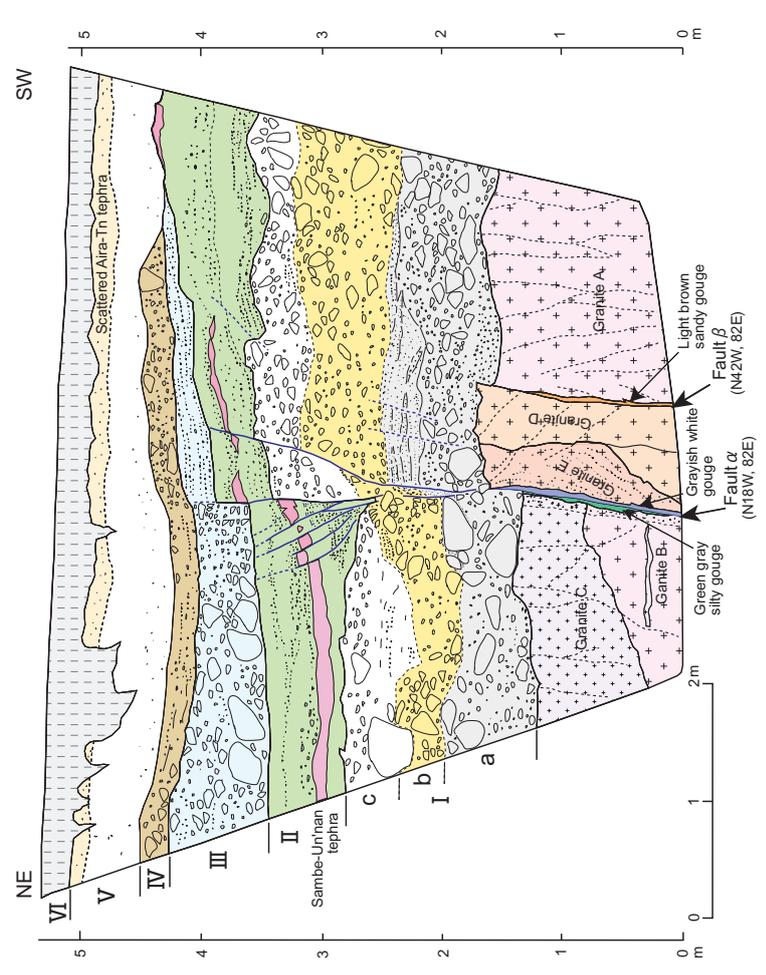


第9図. 呼子西方地点予察トレンチのスケッチ.

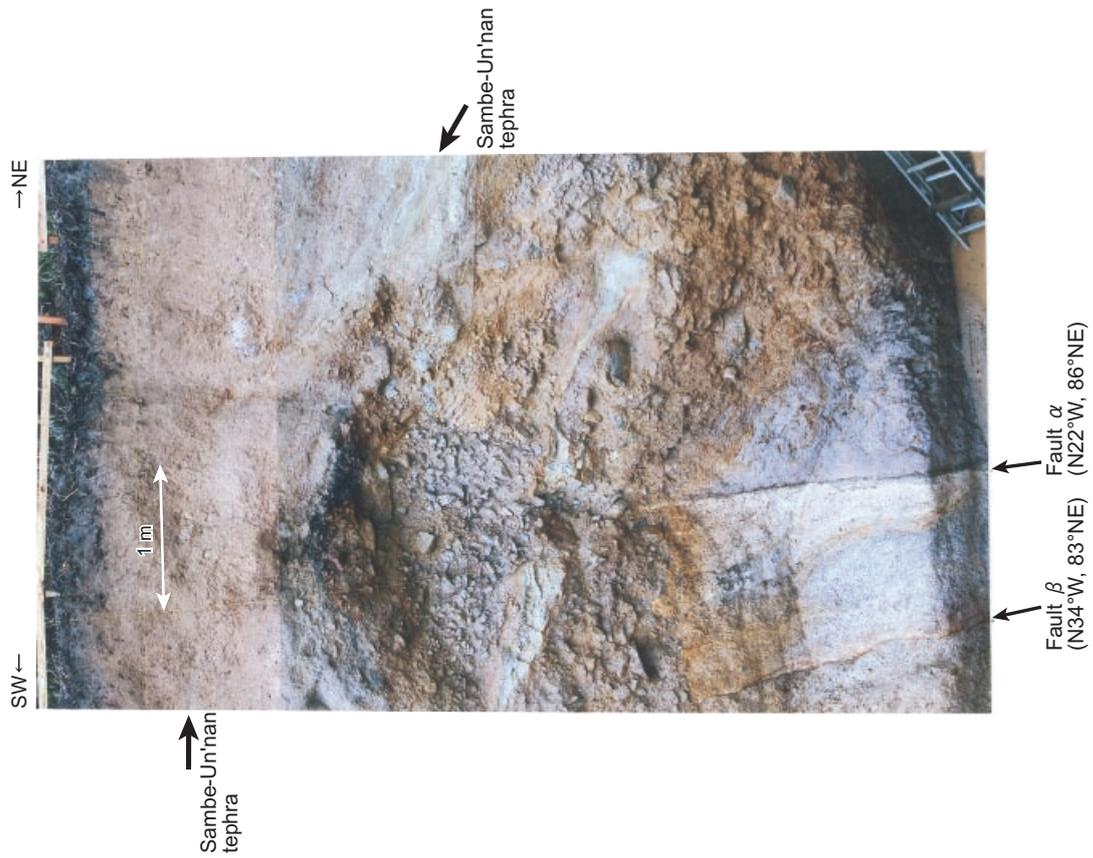
Fig. 9. Sketch of the reconnaissance trench at Yobiko-seiho site.



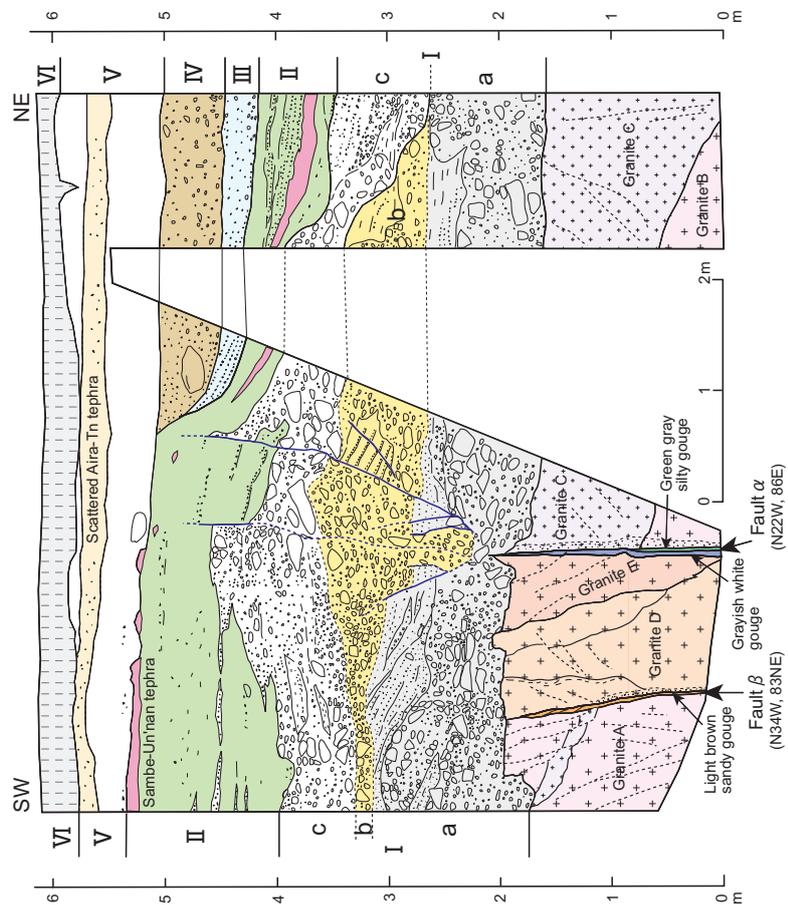
第11図. 呼子西方地点の南東側トレンチ壁面.
Fig. 11. SE trench wall at Yobiko-seiho site.



第10図. 呼子西方地点南東側トレンチ壁面中央部のスケッチ. 各層の記載は本文参照.
Fig. 10. Sketch of the central part of SE trench wall at Yobiko-seiho site. Explanation for each layer and rock type is in the text.

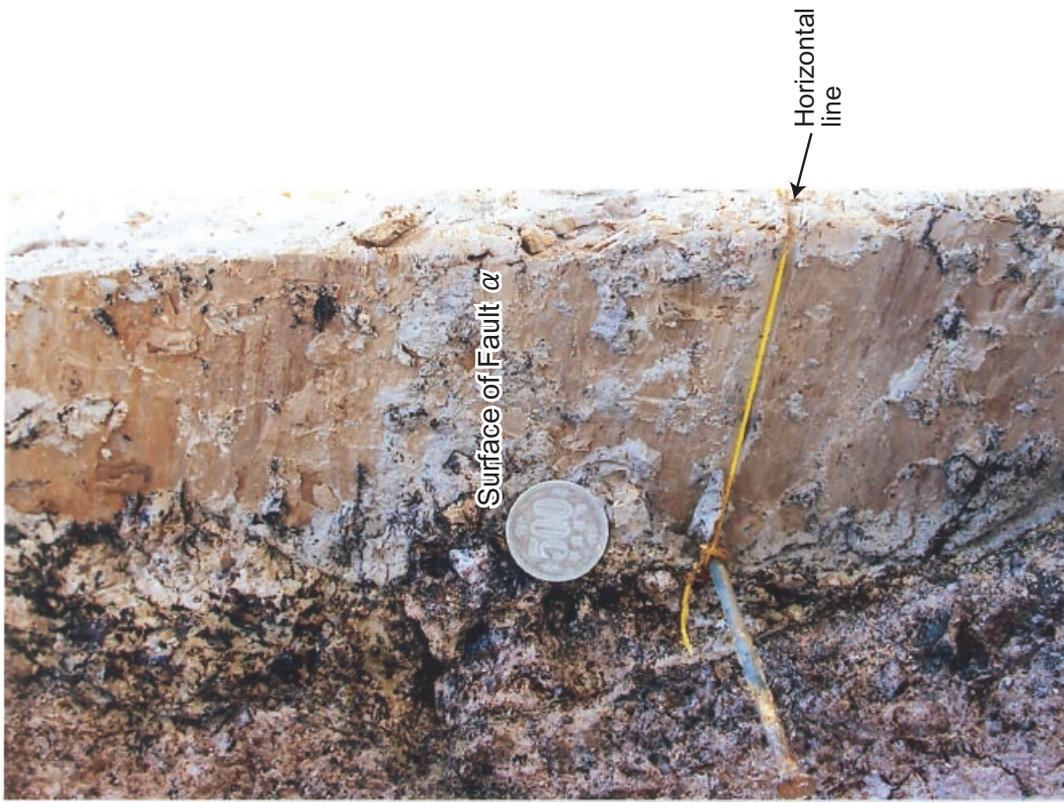


第13図. 呼子西方地点の北西側トレンチ壁面.
Fig. 13. NW trench wall at Yobiko-seiho site.



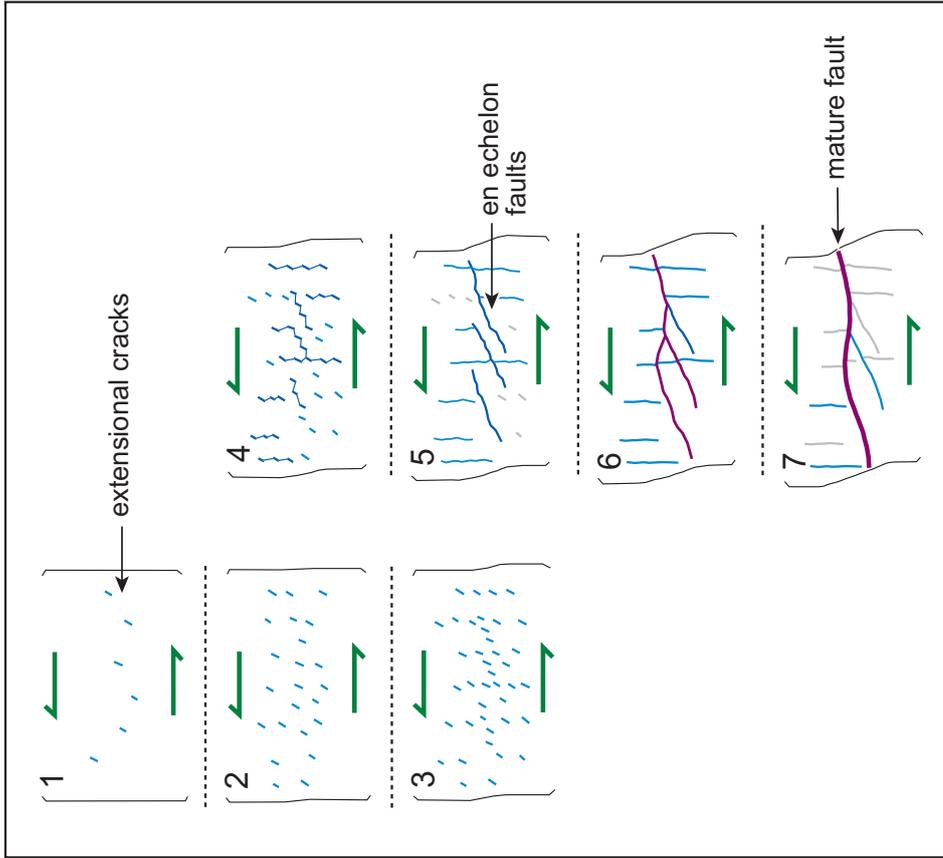
第12図. 呼子西方地点北西側トレンチ壁面中央部のスケッチ. 各層の記載は本文参照.
Fig. 12. Sketch of the central part of NW trench wall at Yobiko-seiho site. Explanation for each layer and rock type is in the text.

S18° E ← → N18° W



第14図．呼子西方地点南東側トレンチ壁面の断層α面上に認められるほぼ水平な条線。

Fig. 14. Nearly horizontal striations on the surface of Fault α, SE trench wall at Yobiko-seiho site.



第15図．断層発達の過程．小出ほか（1979）を改変。
Fig. 15. Successive stages of fault development. Modified after Koide *et al.* (1979).