

「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-5

## 琵琶湖西岸断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 19 年 5 月

独立行政法人  
産業技術総合研究所

## 目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	2
(1) 調査の方針	2
(2) 調査地	3
(3) 調査方法	4
(4) ボーリング・ジオスライサー調査結果	5
(5) 考察	12
3. まとめ	16
3. 1 断層帯の位置及び形態	16
(1) 断層帯を構成する断層	16
(2) 断層面の位置・形状	16
(3) 変位の向き	17
3. 2 断層帯の過去の活動	17
(1) 平均変位速度	17
(2) 活動時期	17
(3) 1回の変位量	18
(4) 活動間隔	18
(5) 活動区間	18
文 献	19
図 表	23

## 1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

琵琶湖西岸断層帯は日本最大の湖である琵琶湖の西岸をほぼ全域にわたって南北に延びる長さ約 60 km, 西傾斜の逆断層である (図 1 挿入図). この断層帯については, 比良-比叡山地と琵琶湖の地形的対照性や比叡山地の東側山麓に分布する古琵琶湖層群 (鮮新~更新統) の変形構造などによって古くからその存在が指摘されていたが (山崎・多田, 1927; 池邊, 1933 など), 段丘面の変位・変形に基づいて同断層帯が活断層である可能性に言及したのは東郷 (1971) による饗庭野付近における研究が初めてである. その後, 活断層研究会編 (1980; 1991) をはじめとする各種の活断層図類に琵琶湖西岸を限る一連の活断層が図示され (岡田ほか, 1996a; b; 岡田・東郷編, 2000; 中田・今泉編, 2002; 池田ほか編, 2002; 堤ほか, 2005; 宮内ほか, 2005), これらの活断層群の総称として一般に琵琶湖西岸断層帯という名称が用いられてきた. 琵琶湖西岸断層帯を構成する個々の活断層の区分や名称は文献によって若干異なるが, 北より知内断層 (酒波断層), 饗庭野断層, 上寺断層, 勝野断層 (扨戸断層), 比良断層, 堅田断層, 比叡断層, 膳所断層の 9 条の活断層に区分されることが多い (図 1 挿入図). また, 勝野断層を境として地表トレースに大きな左ステップ構造が認められることなどから, このステップを境に同断層帯を大きく 2 つの区間 (起震断層や活動セグメント) に区分する場合もある (松田, 1990; 地質調査所活断層研究グループ, 2000 など). 29,000~26,000 年前に降下・堆積したとされる AT 火山灰層を指標とした上下平均変位速度の最大値は, 断層帯北部で 2 mm/yr をやや上回る程度 (饗庭野断層), 南部で 1.4 mm/yr 程度 (堅田断層) とされ (小松原, 2006), いずれも A 級活断層に分類される. また, 断層帯全域を通じて断層東側の沈降量は西側の隆起量の数倍に達し, 沈降卓越型の変位様式を示す. なお, 琵琶湖における音波探査結果から, 比良断層の東側については, 湖底に完新世の活動を示す活断層が存在することが指摘されている (岡村ほか, 1992; 水野ほか, 1997).

琵琶湖西岸断層帯の最新活動時期については, 古文書の記述や琵琶湖西岸地域の石高減少記録などに基づき, 1662 年 (寛文二年) 若狭近江地震に対応する可能性が指摘されてきた (Imamura, 1946; 大長・松田, 1982; 寒川・佃, 1987 など). しかし, これらの根拠については, 同断層帯が 1662 年地震時に活動したことを積極的に支持するものではなく, 特に同断層帯南部における諸史料はむしろこれに否定的な傍証と見なせるとする見解も出されている (小松原ほか, 2001a; b). 一方, 西山 (2000) は, 史料に残された被害記録などから 1185 年 (元

暦元年) 京都地震時に琵琶湖西岸断層帯南部が活動した可能性を指摘している。

1990年代以降、同断層帯においては活動履歴の解明を目的としたトレンチ・ボーリング等の調査が数多く行われてきた。断層帯北部では、知内断層(吉岡ほか, 2000)および饗庭野断層(小松原ほか, 1999)においてトレンチ調査が行われ、饗庭野断層では、最新活動が3000~2400年前、それに先行する活動が9200~7600年前にあった可能性が高いことが明らかとなった。これに対し、東郷(2000)は、同断層帯北部の複数箇所において条里制地割のない地形面上に断層変位を認め、これらの地形面が条里制以降に形成されたと考えて、条里制の始まった7世紀中頃以降に断層運動が生じた可能性を指摘している。一方、同断層帯南部では、主として堅田断層を対象として数多くのトレンチ・ボーリング調査が実施されてきたが(水野ほか, 1997; 東郷ほか, 1997; 水野・小松原, 1999; 小松原ほか, 2001a; 小松原ほか, 2002)、いずれも断層本体を完全には捉えておらず、活動履歴に関する信頼度の高い情報は得られていない。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003)は、2002年時点までの調査結果の再評価を行い、琵琶湖西岸断層帯の最新活動時期を2800~2400年前、平均的な活動間隔を1900~4500年とした。また、断層トレースが大きく屈曲しながらもほぼ連続していることから、同断層全体が1つの区間として活動し、マグニチュード7.8程度の地震を発生させると推定した。さらに、これらの数字から今後30年以内の地震発生確率を0.09~9%と算出し、全国の主な活断層の中で地震発生可能性が高いグループに属するとしている。

## 2. 調査結果

### (1) 調査の方針

琵琶湖西岸断層帯について解決すべき主要な問題点としては、(a) 人口の集中する同断層帯南部で活動履歴に関する信頼度の高い情報が得られておらず、同断層帯北部と南部の関係が不明なこと、および(b) 同断層帯北部における活動間隔の推定幅が広いことの2点を挙げるができる。(a)の原因については、都市化の影響により調査適地が極めて限定されることとともに、主断層の伏在や分岐によって地表変形が複雑かつ幅広いものになっており、通常規模のトレンチや群列ボーリングでは変形全体を捉え難いことが関係しているものと考えられる。(b)に関しては、最新活動に先行する複数の地震の時期を精度良く求めることが必要であるが、そのためには、年代測定試料が豊富に得られること

が期待できる地点で従来以上に深いトレンチを掘削する必要がある。当初はこの両者を解決すべく北部・南部それぞれでの調査を計画していたが、以上述べた大規模調査の必要性に加え、トレンチを掘削する場合には矢板打設などの遮水処理を大規模に施す必要があることから、今回の調査で (a) (b) 両方の問題点を解決することは極めて困難と判断した。そこで、本年度の調査では、相対的に重要と考えられる上記 (a) の問題点の解決、すなわち、同断層帯南部の活動履歴に関する信頼度の高い情報を得ることに目的を絞り、同断層帯南部の中央部に位置する堅田断層上の 1 地点（大津市本堅田）において群列ボーリング調査および大規模なジオスライサー調査を実施した。

## （２）調査地

調査地は琵琶湖西岸断層帯南部を構成する断層のひとつ、堅田断層のほぼ中央部に位置する本堅田 6 丁目の私有地である（図 1）。調査地近傍では、下盤側のボーリングコアと上盤側の段丘構成層中に含まれる AT 火山灰層（29,000～26,000 年前）の標高差から約 1.4 mm/yr の上下平均変位速度が求められており、同地は断層帯南部では最も活動度の高い区間内に位置する（小松原，2006）。調査地では、空中写真判読によって認定される活断層トレースが 1 本に収斂しているほか（岡田，1996a など；図 1）、周囲の既存ボーリングデータ（小松原ほか，2001a）を再検討した結果からも、地表の活断層トレース周辺の比較的狭い範囲に断層による変形が集中していることが想定された。また、同地は北側の真野川と南側の天神川に挟まれた低地に位置しており、両河川からの粗粒堆積物の供給の少ない湿地的な環境が推定されるため、豊富な年代測定試料も期待できる。以上から同地を今回の調査地とした。

調査地の西側背後には古琵琶湖層群からなる丘陵を刻む小河谷が 2 本あり、東側に向かって小規模な複合扇状地を形成している（図 2）。小河谷の上流の長さは 300～500 m に過ぎず定常的な水流をもつ河川が現存しないことや、10%に近い地形勾配から考えて、この扇状地は低頻度の土石流によって形成された沖積錘（土石流扇状地）的性質の強いものと推定される。なお、2 本の小河谷のうち北側の河谷には、江戸時代末期に作られた溜池（岡入溜池）が現存するが、それ以前の大出水時には東に向かって堆積物を排出していたと考えられる。細かく見ると扇状地面は 2 面に区分され、2 つの河谷による複合扇状地面（F1 面）をわずかに削って、北側の河谷から 1 段低い扇状地面（F2 面）が広がっている。東郷（2000）は、これらの扇状地面の扇端部を切って高さ 1 m 程度の東向きの

低崖が南北に続くことから（図 2，A-A'），堅田断層の最新活動によってこの低崖が形成された可能性が高いと考えた．一方，その 40 m ほど東側には，上に凸の形状を示すわずかな撓曲状の地形が併走する（同，B-B'）．土石流の末端地形である可能性も否定できないものの，その場所・方向・形態から，この地形も堅田断層の活動によるものである可能性がある．そこで，A-A'の低崖および B-B'の撓曲崖の両方を調査対象とする形で調査を計画した．なお，低崖より西側の F2～F1 面上は近年かなりの人工改変を受けているため，地表付近の地層は盛土・切土に伴う大きな擾乱を受けているものと考えられる．

### （3）調査方法

本調査地を含む本堅田 6 丁目一帯は，大津市によって数年以内に区画整理が実施されることが決定しているため，将来の宅地地盤に対する影響への懸念から，大規模なトレンチを掘削することはできない．また，調査地の地下水位は地表面下約 1 m と非常に浅いため，トレンチ掘削のための遮水対策には大きな困難が伴う．幸い，区画整理事業では，A-A'の低崖および B-B'の撓曲崖を横切って 6 m 幅の道路が建設されるため，この計画道路の中央線を調査測線として，周辺地盤への影響が少なく遮水対策の必要のない群列ジオスライサー調査を実施することとした（図 2・3）．

ジオスライサー調査に先駆けて，まず，調査地周辺の地下構造を把握するための群列ボーリング調査を実施した．低崖・撓曲崖を含む長さ約 250 m の範囲を対象として，深度 10～20 m のボーリング掘削を 13 箇所で行った（B-1～13；図 2）．上盤側 3 地点（B-9～11）と下盤側 2 地点（B-12～13）については，調査測線延長上の土地所有者の了承が得られなかったため，南側にずらす形で実施した．採取した試料については，スケッチ，記載および  $^{14}\text{C}$  年代測定用試料・火山灰分析用試料の採取を行った．

群列ジオスライサー調査は，低崖・撓曲崖を含む長さ約 120 m の範囲を対象として，計画道路中央線上で実施した（図 2）．掘削数量は，幅約 40 cm・長さ約 6 m の矢板型ジオスライサーを 45 本，幅 120～150 cm・長さ約 3.5 m の幅広型ジオスライサーを 2 本の計 47 本である．はじめに，5～10 m 間隔で探り打ちジオスライサー（矢板型）を計 18 本実施し（GS-P1～P18），その後，地質状況に応じて，その間を詰める形で残りのジオスライサー掘削を実施した（GS-1～15 および GS-T1～T14）．全体の平均的な試料採取間隔は約 2.5 m である．ただし，ボーリング調査から最も変形が大きいと考えられた撓曲崖基部からすぐ東側の

区間については、撓曲変形に伴う副次的な断層や開口亀裂が期待されることから、幅広型・矢板型ジオスライサーを併用した隙間ないジオスライサー掘削を行った（GS-T1～T14；幅約 8 m の区間）。また、6 m 幅計画道路外側の宅地地盤への影響を回避するため、矢板型ジオスライサーの掘削深度は 3～4 m までを基本としたが、一部については最大 5.5 m までの掘削を行った。採取したジオスライサー試料については、スケッチ、記載、 $^{14}\text{C}$  年代測定用試料・珪藻分析用試料の採取を行うとともに、すべての試料について保存用の剥ぎ取り試料を作成した。

以上の調査で採取した  $^{14}\text{C}$  年代測定用試料（木片、炭化木片、植物片、根、有機質堆積物）のうち計 109 試料について、 $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。木片・炭化木片・植物片・根の試料については酸-アルカリ-酸による前処理を、有機質堆積物については酸のみによる前処理を行い、すべての試料について加速器質量分析法（AMS 法）による年代測定を行った。得られた年代値は年代値解析プログラム OxCal (Bronk Ramsey, 1995; 2001) の ver. 4.0.3 を用いて暦年補正を行い、下 1 桁を丸めた。用いた暦年補正曲線は IntCal04 (Reimer et al., 2004) である。また、ボーリング調査で採取した堆積物試料について、洗浄、検鏡および火山ガラスの屈折率測定による簡易火山灰分析を実施した。さらに、ジオスライサー-GS-P18 で採取した堆積物試料 10 試料については、調査地の堆積環境を推定するための珪藻分析を実施した。

#### （４）ボーリング・ジオスライサー調査結果

##### 層序と堆積環境

ボーリング・ジオスライサー調査によって採取した地層の層相、連続性および  $^{14}\text{C}$  年代測定結果などにに基づき、調査地の地下層序を上位から 10, 20, 21, 30, 31, 40, 41, 42, 50, 60, 70 層の計 11 層に区分した。また、層内に挟在する特徴的な地層（主に泥炭質堆積物および古土壌）については、必要に応じてアルファベットを付加した地層名（31a 層など）を用いた。表 2 にそれらの記載、図 3 に調査地全体の推定地質断面、図 4 にジオスライサー調査測線の推定地質断面、図 5 に図 4 の撓曲崖基部東側部分の拡大をそれぞれ示す。図 3 上図以外の断面図については、変形を分かりやすくするため上下方向に 5 倍誇張しているの  
ので注意が必要である。また、第 4・5 図のジオスライサー試料写真については縦横比を変えていないため、隣の試料と重なってしまう試料（計 14 試料）については表示していない。

調査地およびその周辺の地下には、薄い泥炭質シルト～粘土層を挟在する軟弱な青灰色シルト～粘土層が厚く堆積している（第3・4図；20, 31, 40, 50, 60層）。ジオスライサー調査測線の東端に近いGS-P18の20, 31, 40層から採取した堆積物試料には、おそらく溶解の影響によりほとんど珪藻殻が残存していなかったが、わずかに検出された珪藻殻はすべて湖沼浮遊生指標種もしくは沼沢湿地付着生指標種であり（表3）、止水域を好むとされる海綿の骨針も多量に含んでいた。したがって、調査地一帯では、湖沼と湿地が繰り返す環境がかなり最近まで継続していたと推定される。調査地一帯と現在の琵琶湖の間には天神川の三角州堆積物と考えられる厚い砂層の分布域があること（小松原ほか、2001a）、波の営力を受けたことを示唆する堆積構造が全く認められないことなどから、これらの堆積物は琵琶湖本体の堆積物ではなく、琵琶湖との間を砂州で閉じられた潟湖（琵琶湖周辺では内湖と呼ばれる）、もしくは潟湖に起源をもつ湖沼の堆積物と考えられる。本報告では、以下、この湖沼を古堅田湖と呼ぶこととする。

古堅田湖の堆積物中には、水位が低下して一時的に湿地化・陸地化したことを示す薄い泥炭質堆積物・古土壌層のほかに、ところどころ、亜円礫を含む淘汰の良い砂層が挟まる。しかし、古土壌層（31a層）の上に直接広がる21層を除き、いずれも側方方向には連続しない。これらは、天神川の洪水堆積物が古堅田湖に流入した際の堆積物と解釈され、陸上に広がった21層のみ側方へ連続するものと推定される。また、泥炭質シルト層50c層および泥炭質粘土層50f層は、いずれも細かく成層した砂層／泥炭層（50a, 50e層）によって局所的に削られており、背後の小河谷に起源をもつ小河川が湿地を流れていた時期があるものと推定される。

これらの淘汰の良い砂層とは別に、調査測線の西側半分では、角礫～亜角礫からなる淘汰の悪い礫層や角礫～亜角礫を大量に含むシルト～粘土層が分布する部分がある（図4；30, 41, 42層）。これらは、西側の丘陵を開析する小河谷から排出された土石流成堆積物およびそれらが古堅田湖に流入したものと推定される。なお、最も丘陵に近いB-11およびB-10の深度約7m以深は、層相や締めまり具合、年代値から、古琵琶湖層群である可能性がある（70層）。

### 調査地全体の地質構造と断層の位置・地形表現

調査地の地下では、いずれの地層にも大きな不連続・段差は認められないが、同じ標高では西へゆくほど下位の地層が分布しており、かつ下位の地層ほど大



きく東に傾斜する構造が明瞭である(第3・4図)。すなわち、60a, 60b層はB-10～B-8間で26～32% (15～18°), 50f層はB-8～B-5間で約12% (約7°), 31b～e層はB-5～B-1間で約5% (約3°)の勾配でそれぞれ東に傾斜している。これらの地層はいずれも細粒な湖沼成堆積物の間に挟まる層厚変化の少ない泥炭質シルト～粘土層であり、古堅田湖の水位低下に伴って形成された湿地の堆積物と推定される。現在も比較的的自然状態を残している琵琶湖西岸の瀉湖(近江舞子沼や松の木内湖)周辺に発達する湿地の地形勾配は最大でも0.3% (国土地理院1:2500国土基本図による)、湖底の勾配も1%を超えることはない(Hattori and Mae, 2001)ことから、これらの地層の傾斜が初生的なものであるとは考えにくく、地震による累積的傾動運動を示している可能性が極めて高いと考えられる。

特に、藍鉄鉱を含有する極めて均質な泥炭質粘土である50f層は、地表で認められる撓曲崖地形の地下でさらに大きく撓曲変形している(B-6～B-5間)。これより東では、類似の泥炭層が複数存在するため、層相のみによって50f層を追跡することはできないが、同層の推定堆積年代(約15,000 yBP=約18,000 cal. yBP; 詳しくは後述)を基に対比線を延長すると、B-5～B-1間ではさらに大きな撓みこみが認められ、B-1より東側では明らかに変形が緩やかになっている。なお、B-1では50f層相当層準に達していないので、このコアにおける平均的な堆積速度約0.9 mm/yr (深度11.3 mで10,570±40 yBP=12,780～12,390 cal. yBP)を仮定して外挿している。B-8～B-12全体における50f層ないし50f層相当層準の標高差は約21 mに達する。その初生的な勾配を0.3%と仮定してもこの区間の標高差は約0.6 mであり、その影響は無視しうるので、標高差約21 mはこの区間における50f層の上下変位量とほぼ見なせる。50f層の推定堆積年代から上下平均変位速度は1.2 mm/yr程度と計算され、堅田断層の上下変位速度(約1.4 mm/yr; 小松原, 2006)の8～9割がこの区間で解消されていることになる。

以上から、調査地の地下には堅田断層の本体が伏在しており、地表付近の地層に累積的な撓曲変形を与えているものと推定される。50f層の変形形態から見てB-B'の撓曲崖が堅田断層本体による変形を反映したものであり、しかも、その基部の東側では撓曲崖は地表面下に埋没しているものと推定される。一方、A-A'の低崖地形の地下では、42a層や50f層に段差は認められない。この低崖は西側の小河谷から供給された土石流成堆積物である30層の分布限界にほぼ一致することから、少なくとも調査地付近においては、30層がつくる土石流扇状地面F2面の扇端部に人工改変が加えられたものと考えられる。

## 地震イベント層準の認定

撓曲崖 B-B'の東側には、約5%の勾配で東に傾斜する古土壌層が確認された(31a層;第4・5図)。この古土壌層は撓曲崖から滑らかに連続するように見え、ジオスライサー調査測線東端では地表面下約2mに埋没している。その下位では、湖沼成細粒堆積物中に複数の泥炭層が挟在し(31b~e層)、これらも31a層と同様、約5%の勾配で東に傾斜している。一方、31a層を覆う天神川起源の洪水成砂礫層21層および湖沼成粘土~シルト層20層は、いずれも31a層がつくる斜面に拘束される形でこれを埋めて堆積しており、31a層を境に地質構造に大きな変化が認められる。

31a層そのものは古土壌層であることから、初生的水平性を保証するものではない。しかし、約5%という勾配は急傾斜扇状地のそれに相当するものであり、礫をほとんど含まない31a層以下の層相や、複数の泥炭層が平行に挟まるその内部構造から考えて、そのような扇状地表面に形成された土壌層とは考えられない。現在の扇状地面2(F2面)は5~10%の勾配をもつが、その構成層は角礫~亜角礫からなる淘汰の悪い礫層や角礫~亜角礫を大量に含むシルト~粘土層であり(30層)、31a層以下の層相とは全く異なる。また、こうした扇状地が湖底に沈むか、もしくは湖に流入し、その上を覆って湖沼成堆積物が堆積する場合には、湖沼成堆積物であっても扇状地に近い勾配をもち得るが、その場合には、堆積物の層厚が勾配方向に向かって厚くなることが想定される。しかし、31a~e層間の層厚には全く変化はない上、これらの地層の下位には扇状地成堆積物は認められない。50f層の累積変形との整合性や地表で認められる撓曲崖の存在を併せて考えると、以上から、31a層堆積以降21層堆積以前に、撓曲崖~埋没土壌にいたる撓曲変形をもたらす断層運動があったと推定される(以下、この地震をイベントAと呼ぶ)。この断層運動によって、現在の撓曲崖基部より西側は完全に離水する一方、沈降側にあたる東側は21層や20層によって急速に埋め立てられていったと考えられる。なお、厳密には、31a層の土壌化はイベントA以降である可能性も否定できない。つまり、湖底で撓曲崖が形成された直後に湖面が大きく低下し、全体が離水・土壌化した可能性もある。しかし、31a層の土壌化は弱く、耕作土のように地層の大幅な攪乱を伴うものとは考えられない。よって、同層の土壌化がイベントA以降であったとしても、その中に含まれる炭化木片・植物片は同層堆積中に混入したものであり、これらの年代はイベントA以前の年代を示すとみなされる。

イベントA後の洪水成堆積物である21層の上面はかなりの凹凸をもちながら

全体として 1.5 % (0.8°) 程度の勾配で東へ傾斜している。しかし、その層相や堆積物の供給源である (古) 天神川が東方に推定されることなどから、この傾斜は初生的構造で十分説明可能と考えられる。21 層堆積以降にさらに断層運動があった可能性を完全に否定することはできないが、少なくともそのことを積極的に示す証拠は全く認められない。したがって、イベント A が堅田断層の最新活動である可能性が非常に高いと推定される。その場合、撓曲崖～31a 層に至る撓曲変形の高度差から、最新活動に伴う上下変位は少なくとも 3 m に達していたと考えられる。

50f 層の変形量が最も大きい撓曲崖基部からすぐ東側の区間では、撓曲変形に伴って副次的な断層や開口亀裂が生じることが期待される。しかし、この区間で行った連続ジオスライサー掘削 (GS-T1～T14) では、探り打ちジオスライサー GS-P13 で確認された 31b 層の楔状落ち込み構造を除いて、そうした構造は認められなかった。また、その東側の GS-5 および GS-P18 では、それぞれ、少なくとも 31b～d 層および 31d 層を数 cm～10 cm 程度変位させる小断層が確認された。これらの構造の存在は、31a 層堆積以降 21 層堆積以前に断層運動があったとする上記の推定と整合的ではあるが、軟弱地盤で行った今回のジオスライサー掘削では、ジオスライサー打ち込み・引き抜きに伴うと見られる試料のひきずり変形や液状化が随所に認められることから、こうした小構造もジオスライサー掘削に伴うものである可能性がある。

イベント A に先行する地震イベントについては、40～42 層中に良好な鍵層が存在しないため、その層準を特定することはできない。41a 層および 42a 層は、撓曲崖～31a 層と比較して明らかに大きい勾配 (約 12 %) をもつが、これらは礫を大量に含む土石流成堆積物の上面が土壌化を受けたものであり、初生的にかなりの勾配をもっていたことが推定される。そのため、撓曲崖～31a 層の変形とは単純には比較できない。ただし、31b～e 層はすべて 31a 層と同様の変形をしていることから、これらの地層の堆積中には断層運動はなかったと考えられる。すなわち、イベント A に先行する地震イベントは少なくとも 31e 層堆積前であると推定される。

50b～d 層および 50f 層は、31b～d 層と同様の湿地成堆積物と考えられ、撓曲崖～31a 層と比較して有意に大きい勾配をもつ (約 12 %)。したがって、50b～d 層堆積以降 31e 層堆積以前に少なくとも 1 回の地震イベントがあったと推定される。50f 層の変形と撓曲崖から 31a 層にいたる撓曲変形 (イベント A による撓曲変形) を比較すると、前者の 1/4 が後者にほぼ対応する (図 3)。したがって、

イベント A と同様の変形が繰り返されていると仮定すれば、50f 層堆積以降にイベント A も含めて 4 回程度の断層運動が推定される。この場合、1 回あたりの上下変位量は約 5 m に達していたことになる。ただし、断層上盤側の変形は B-8 においてもまだ完了していないことから、1 回あたりの上下変位量は 5 m をさらに上回っている可能性が高い。なお、50b~d 層については、地層の対比にやや不確実な部分があるため、50f 層と比較して勾配に有意な差があるかどうかは判断できない。

### 地層・地形面および地震イベントの年代

ボーリング試料およびジオスライサー試料から採取した木片・炭化木片・植物片・根・有機質堆積物試料（計 109 試料）の放射性炭素年代測定結果を第 3~5 図および表 4 にまとめて示す。これらの年代値に基づき、各地層の堆積終了年代（各地層上面の年代）を以下の基準に従って推定した。

- a) 地層中に含まれる木片・炭化木片・植物片の年代（酸-アルカリ-酸処理）は、その地層の堆積終了年代と同程度かもしくは古い。
- b) 地層中に含まれる根の年代（酸-アルカリ-酸処理）は、その地層の堆積終了年代と同程度かもしくは新しい。
- c) 有機質堆積物の年代（酸処理のみ）は、古い土壌の再利用、堆積後の根の混入、水溶性炭素による汚染などにより、その地層の実際の堆積年代より古くも新しくもなりえるので、おおよその年代を示す参考値として扱う。
- d) 地層中に含まれる木片・炭化木片・植物片の年代値の中で最も若いものをその地層の堆積終了年代とみなすことを基本とする。ただし、このようにして推定された堆積終了年代が同様にして推定された下位の地層の堆積終了年代よりも明らかに古くなる場合には、年代測定した試料がすべて再堆積したものと考え、下位の地層の堆積終了年代を採用する。

とくに c) については、同じ層準から採取した木片/炭化木片/植物片の年代と有機質堆積物の年代の比較を行った結果、有機質堆積物の方が数 100 年~3000 年程度古い年代を示す傾向が強いことが明らかとなった（図 6）。このことは、当調査地において古い土壌の再利用や古い水溶性炭素による汚染が定常的に行われている可能性を示唆する。しかし、木片/炭化木片/植物片試料より新しい年代を示す有機質堆積物もあり、あらためて有機質堆積物年代の解釈の難しさを示す結果となった。

最新活動時期の推定に重要な 20~31e 層については、上記の基準によってそれ

ぞれの地層の堆積終了年代の推定が可能であった(図7)。推定された20層, 21層, 31a層, 31b層, 31c層, 31e層の堆積終了年代は, それぞれ未補正年代で,  $590\pm 30$  yBP,  $810\pm 30$  yBP,  $920\pm 30$  yBP,  $1,690\pm 30$  yBP,  $3,010\pm 30$  yBP,  $3,580\pm 30$  yBPである。各地層の暦年補正年代が誤差範囲内で互いに重なる場合には, 地層層序に基づく新旧関係を拘束条件として導入することにより, 各地層の堆積年代の確率密度分布を改善することが可能である(ベイジアン解析, Biasi and Weldon, 1994)。そこで, 20層, 21層, 31a層についてベイジアン解析を行った上で, 最新活動時期(31a層堆積以降21層堆積以前)の確率密度分布を求めた(図8)。解析には年代値解析プログラム OxCal (Bronk Ramsey, 1995; 2001) の ver. 4.0.3 を使用した。求めた確率密度分布は, 厳密には31a層堆積終了以降21層堆積終了以前の分布であり, 本来求めるべき31a層堆積終了以降21層堆積開始以前の分布ではないが, 洪水成堆積物である21層は極めて短時間で堆積したと推定されることから, 両者の違いは無視しうると考える。解析の結果, 最新活動時期は西暦1060年~1260年の間にほぼ限定される( $\pm 2\sigma$ )ことが明らかとなった。最新活動時に離水したと考えられる撓曲崖基部より西側の地形面の構成層(31層の西半分)は, その上部が地表からの大幅な土壌化および耕作による攪乱を受けているが, 確実に自然堆積と認められる同層中位から得られた最も若い年代は $1,810\pm 30$  yBP ( $1,830\sim 1,620$  cal. yBP=西暦120~330年)であり, この部分が西暦1060年~1260年の間に完全に離水したと考えて矛盾はない。

イベントAに先行する地震の年代は, 50b~d層堆積以降31e層堆積以前と推定される。31e層の堆積終了年代は既述の基準によって正確に求まるが( $3,580\pm 30$  yBP= $3,980\sim 3,730$  cal. yBP; 図7), 50b~d層からは年代測定に堪えうる量の木片・炭化木片・植物片は得られず, 50c層の有機質堆積物年代として $11,690\pm 50$  yBPの値が得られたのみである(図4)。しかし, 下位に位置する50e層から $13,200\pm 50$  yBP (=  $16,000\sim 15,290$  cal. yBP)の炭化木片年代が得られており, 50b~d層の堆積年代がこれより新しいことは確実である。したがって,  $13,200\pm 50$  yBP以降 $3,580\pm 30$  yBP以前, すなわち約16,000年前以降3,700年前以前に少なくとも1回の地震イベントがあったと推定される。また, 約3,700年前以降, 最新活動(西暦1060年~1260年)までの間には, 堅田断層は活動しなかったものと推定される。

50f層についても拘束力のある年代値は得られていない。同層中からは,  $15,310\pm 50$  yBPの炭化木片年代が得られた以外は,  $12,230\sim 16,180$  yBPの有機質堆積物年代(4試料)が得られたのみである(第3・4図)。しかし, 50f層直上

の湖沼成堆積物中から 15,120±60 yBP の炭化木片年代、50f層を削って堆積している 50e層中から 13,200±50 yBP の炭化木片年代、50f層の 1.2～1.5 m 下位の層準から 17,000 yBP 前後の木片・炭化木片年代が 3 点得られていることから、ここでは 50f層のおおよその堆積年代を 15,000 yBP (約 18,000 年前) と推定する。したがって、イベント A と同様の変形が繰り返されていると仮定すれば、約 18,000 年前以降にイベント A も含めて 4 回程度の地震イベントが推定される。

## (5) 考察

### 最新活動と歴史地震の対比

堅田断層の最新活動時期は西暦 1060 年～1260 年の間にほぼ限定されたが、この期間には、京都盆地東縁部・山科盆地・比叡山・琵琶湖西岸南部一带に大きな被害を及ぼしたとされる 1185 年(元暦二年) 京都地震が知られている(西山, 1998 ; 2000)。特に、西山(2000) は琵琶湖西岸坂本周辺での大被害や琵琶湖沿岸での地殻変動を示唆する古文書の記述などから、暫定的ながら、この地震の際に琵琶湖西岸断層帯南部が活動したと推定している。実際、堅田断層が京都盆地の真下までもぐりこむ西傾斜の逆断層であることを考えると(文部科学省研究開発局, 2007)、これらが活動した場合には琵琶湖西岸から京都盆地東縁部に至る大被害が生じることが想定される。京都およびその周辺に大被害を与えた歴史地震が西暦 1060 年～1260 年の期間には 1185 年地震以外に知られていないこと(図 8)、1185 年が最新活動時期の確率密度分布のちょうど頂部付近に位置することを併せて考えると、堅田断層の最新活動は 1185 年元暦京都地震に対比される可能性が極めて高いと推定される。

琵琶湖周辺の考古遺跡発掘現場における液状化痕をまとめた寒川(2001)によれば、琵琶湖西岸断層帯南部の下盤側直近に位置する大津市螢谷遺跡および穴太遺跡において平安時代の遺構もしくは遺物含有層を切る液状化痕が確認されており、これらは 1185 年地震に伴って形成されたものである可能性がある。今回の調査地の約 5 km 南方の堅田断層上盤側直上に位置する苗鹿遺跡では、古墳時代の遺構を切る地割れが大量に確認されており(寒川, 私信)、少なくとも古墳時代以降に堅田断層が活動した可能性を示唆する。また、琵琶湖の湖底に数多く知られる遺跡はそのほとんどが平安時代末期までに水没しており、特に堅田断層の対岸に位置する赤野井湾遺跡は、鎌倉時代始めの(相対的)水位上昇に伴って湖底に沈んだとされている(濱, 1998)。さらに小松原ほか(2001a; b)は、中世末期の絵図に描かれた堅田内湖周辺の景観が現在のものと大きく違わ

ないことから、これらの絵図が描かれた 16 世紀以降に堅田断層が活動したとは考えにくいとしている。これらの証拠は、いずれも単独で 1185 年に堅田断層もしくは琵琶湖西岸断層帯南部が活動したことを示すものではないが、このことを示唆する傍証群として注目される。

### 琵琶湖西岸断層帯のセグメンテーション

堅田断層の最新活動（イベント A）の際の上下変位量は少なくとも 3 m、おそらくは 5 m 以上に達していた可能性が高く、長さ 10 km あまりの堅田断層が単独で活動したとは考えにくい。少なくとも長さ約 40 km の琵琶湖西岸断層帯南部のほぼ全域が破壊したと考えるのが妥当であろう。ここでは、今回の調査結果が琵琶湖西岸断層帯南部の活動履歴を代表していると仮定し、従来の調査結果も併せて、琵琶湖西岸断層帯北部と南部の活動履歴を整理した（図 9）。最新活動に関する限り、北部と南部ではその時期が明らかに異なっている。すなわち、北部が活動したと考えられる 3000～2400 年前には南部は活動しておらず、南部が活動したと考えられる西暦 1185 年に北部が活動した痕跡はない。したがって、琵琶湖西岸断層帯は少なくとも 2 つの活動セグメントに区分され、最新活動の際にはそれぞれが別々に活動して地震を発生させたと考えられる。

南部において約 18,000 年前以降に最新活動（西暦 1185 年）も含めて 4 回の活動があったと仮定した場合、計算上、その平均的な活動間隔は 4300～5800 年程度となる。これは、北部のトレンチ調査（小松原ほか、1999）で求められた最新活動時期（3000～2400 年前）とそれに先行する地震の時期（9200～7600 年前）の間隔 4600～6800 年と同程度である。しかし、先行する地震の時期を決めたトレンチ（弘川地区トレンチ）の約 1 km 東方には、もう一条の活断層トレースが推定されており（新保寺推定断層；小松原ほか、1998）、この地震以降最新活動以前にこの前面の活断層トレースのみが活動した可能性は否定できない。一方、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は、小松原ほか（1999）が推定した 1 回あたりの上下変位量 3～5 m と上下平均変位速度 1.1～1.6 mm/yr から、平均的な活動間隔を 1900～4500 年と推定した。最新の報告（小松原、2006）による饗庭野断層の上下平均変位速度 2 mm+を用いると、同断層帯北部の平均活動間隔はさらに短くなり。これは南部での推定値（約 4300～5800 年）と比較して有意に小さい。長さの短い北部（約 20 km）が相対的に小さな変位量・規模の地震を比較的頻繁に発生させる一方、長さの長い南部（約 40 km）では大きな変位量・規模の地震が長い間隔で発生しているのかもしれない。

北部・南部の活動セグメントが同時に破壊する連動型地震が過去に存在したか否かについては、これまで得られているデータからは言及できない。しかし、活動履歴の異なる複数の活断層や活動セグメントが同時に活動して大地震を発生させた事例が実際にあり（例えば、1891年濃尾地震や1992年ランダース地震）、また、逆断層では地表における大きなステップやギャップを飛び越えて破壊が進展しやすいとの指摘もある（Rubin, 1996）。南部においては、最新活動以降800年あまりの歳月しか経過していないとはいえ、1.4 mm/yrに達する上下平均変位速度と断層面の傾斜を考慮すると、この断層ではすでに2 m程度のすべりを生じさせるだけの歪みが蓄積されているものと推定される。このような断層が、隣接する北部が活動した際にどのような挙動を示すのかについては、現段階では予測は難しく、将来の地震に備えては、両者が同時に破壊する場合も考慮することが望ましいと考えられる。

### 堅田断層の伏在深度

本調査によって、堅田断層の本体は、少なくとも今回の調査地周辺では地表まで達していないことが明らかとなった。主断層は地下に伏在していて、地表に幅200 m以上に達する緩やかな撓曲変形を生じさせていると考えられる。ここでは、地表における変形形態と食い違いの弾性論から、堅田断層のおおよその伏在深度を推定する。

地表における変形形態については、50f層の変形形態を上下方向に1/4倍したもの（図3の赤線）を1回の地震あたりの変形もしくは最新活動時の変形とした。断層については、文部科学省研究開発局ほか（2007）による反射法地震探査の結果から、西へ40°の角度で傾斜する1枚の単純な断層面を仮定し、断層の下端深度は15 kmとした。また、断層面上ではすべりは一定とし、横ずれ成分はないものと仮定した。計算式はMansinha and Smylie（1971）のものを用い、長さ30 kmの断層の中央を垂直に横切る断面におけるポワソン比0.25の弾性体の変形を計算した。

断層面の先端位置とすべり量を可変パラメータとして、フォワードモデリングにより地表変形を最もよく説明するパラメータを決定した結果、断層の上端深度を0.1 km、断層面上のすべり量を10 mとした場合に地表における変形量や変形幅がおおむね説明できることが判明した（図10）。この場合、撓曲変形を挟んだ上下変位量は約6.2 mとなる。したがって、堅田断層の本体は、第一次近似的には地下100 m程度の深度に伏在しているものと推定される。ただし、この



モデルでは細かな変形形態は再現できておらず、後述する断層の前進現象に伴う断層面の低角化など、より複雑な断層構造を想定する必要があるものと考えられる。しかし、地下の断層構造に関しては現時点では全く不明なため、ここではこれ以上の検討は行わない。正確な断層の先端位置や詳細な浅部断層構造の把握のためには、高解像度の浅部反射法地震探査などの地下構造探査が必要である。

### 断層の前進現象

隆起側に位置するボーリングコア、とくに B-2 や B-8 に着目すると、最近の堆積物は扇状地成の粗粒堆積物を除いてほとんど堆積しておらず、相対的隆起域に位置してきたことは明らかである (図 3)。しかし、その下位には、現在の沈降側コアに認められるような湖沼成堆積物が分厚く堆積しており、かつては相対的沈降域に位置していた可能性を示唆する。すなわち、現在の断層面の西側に古い断層面があり、この断層がある時期まで活動していたが、その後、前面に新しい断層面が形成されて、断層による変形フロントが一気に前進した可能性がある。こうした逆断層の前進現象は *thrust-front migration* と呼ばれ (Ikeda, 1983), 様々な時空間スケールや成因のものが知られている (東郷, 2000)。そこで、その変化の時期を明らかにするため、隆起側に位置する 6 本のコア (B-10, 9, 2, 8, 4, 6) について、堆積曲線を作成した (図 11)。採用した年代値は各コアから採取された木片類の年代値であるが、50f 層, 60a 層, 60b 層については、各層準で得られた最も若い年代値 (それぞれ,  $15,310 \pm 50$  yBP,  $20,550 \pm 90$  yBP,  $24,240 \pm 180$  yBP) をすべてのコアについて採用した。また、50c~d 層については直下の層準 50e 層から得られた  $13,200 \pm 50$  yBP で代用した。

図 11 から、すべてのコアで 50f 層付近 (約 15,000 yBP = 約 18,000 cal. yBP) を境に堆積速度が数分の 1 に急減していることが明らかである。すなわち、約 15,000 yBP 以前は  $0.5 \sim 1.4$  mm/yr であった堆積速度が、約 15,000 yBP 以降では  $0.1 \sim 0.3$  mm/yr となっている。とくに B-6 の約 15,000 yBP 以前の堆積速度は、計算期間が比較的短いとはいえ、現在の沈降側コア (B-13, 12) の堆積速度を凌駕する値である。したがって、約 15,000 yBP 以前は、堅田断層の変形フロントはより丘陵側 (西側) にあり、B-6 付近から東側は完全な沈降域であったと考えられる。なお、前面の新しい断層面を使った最初の活動によって沈降域から隆起域に転じた場所では、速やかに堆積速度の変化が生じると考えられるので、最初の前面の断層による地震は 50f 層堆積前後に推定される。また、約 15,000 yBP

以降については、堅田断層の平均変位速度の大部分が前面の断層による変形のみでまかなわれていることから、約 15,000 yBP 以降に西側の古い断層のみが大きく変位したイベントが存在した可能性は低いと考えられる。よって、50f 層以降に 4 回程度の地震イベントがあったとする先の推定に影響はないと考えられる。

約 15,000 yBP 以前においても東側のコアほど堆積速度が速い傾向が認められることや（図 11）現在の丘陵の東縁の位置から考えて、この断層前進現象は、前進量 100 m 程度の小規模かつ局地的なものであると推定される。しかし、古い断層による詳細な変形形態が不明なため、前面の断層と古い断層の幾何学的な関係や断層前進のメカニズムについて議論することは難しい。その解明のためには、AT 火山灰層などより古い鍵層を対象とした深度数 10 m クラスの群列ボーリングや高解像度の浅部反射法地震探査などの実施が必要である。

### 3. まとめ

#### 3. 1 断層帯の位置及び形態

##### (1) 断層帯を構成する断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）によると、琵琶湖西岸断層帯は知内断層、饗庭野断層、上寺断層、勝野断層、比良断層、堅田断層、比叡断層、膳所断層、および西岸湖底断層よりなる。本調査により、堅田断層の最新活動時期が饗庭野断層とは異なることが判明したため、地表トレースに大きな左ステップが認められる上寺断層－比良断層間を同断層帯北部と南部の境界とする。北部・南部を結ぶように分布する勝野断層を両者の遷移帯と考え、同断層中央に北部・南部の境界を仮置きする。

##### (2) 断層面の位置・形状

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）による断層帯の北端・南端位置を変更するような資料は得られていない。北部・南部の境界と同断層帯北端および南端を直線で結ぶと、北部・南部の長さはそれぞれ約 20 km および約 39 km、一般走向はおおよそ N 5°E および N 15°E となる。北部の断層上端深さに関しては、これを変更するような資料は得られておらず、断層は地表まで達しているものとするが、南部については、本調査での検討結果（フォワードモデリング）から、断層上端深さを約 0.1 km とする。ただし、この値は実測値ではないことに

注意が必要である。北部の断層傾斜については、これを変更するような資料は得られておらず、西傾斜でその量は不明である。南部については、文部科学省研究開発局ほか（2007）による反射法地震探査の結果から、西傾斜 35～40°とする。北部の断層幅に関しては、新たな資料は得られておらず、依然不明であるが、南部については、地震発生層の推定下限深度約 15 km および上記の断層傾斜から、断層幅を約 25 km とする。

### （3）変位の向き

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）による評価結果を変更するような資料は得られていない。北部・南部ともに西側隆起の逆断層と考えられる。

## 3. 2 断層帯の過去の活動

### （1）平均変位速度

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は、小松原ほか（1998）および竹村ほか（1997）が平均変位速度の算出に用いた変位基準（AT 火山灰層）を暦年補正し、上下平均変位速度を 1.1～1.6 m/千年とした。その後、小松原（2006）は、既存資料・未公表資料をまとめて、饗庭野断層の上下平均変位速度を 2 m/千年を若干上回る程度、堅田断層では 1.4 m/千年程度と推定した。変位基準である AT 火山灰層の降下年代を町田・新井（2003）に従い 26～29ka とすると、小松原（2006）の図 3 の読み取りから、饗庭野断層の上下平均変位速度は 2.1～2.3 m/千年、堅田断層では 1.4～1.5 m/千年となる。これらの値をそれぞれ、北部および南部の上下平均変位速度とする。

### （2）活動時期

北部の活動時期については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）による評価結果を変更するような資料は得られておらず、北部の最新活動は 2800～2400 年前であったとする。南部については、本ジオスライサー調査結果から、西暦 1060～1260 年に最新活動があったと推定され、これは 1185 年元暦京都地震に対比される可能性が極めて高いと考えられる。

### （3）1 回の変位量

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は、小松原ほか（1999）の饗

庭野断層における上下変位量推定値 3-5 m を採用しているが、北部についてはこれを変更するような資料は得られていない。南部については、今回の調査結果から、1回の上下変位量は少なくとも 3 m 以上、おそらくは 5 m もしくはそれ以上に達していた可能性が高いことが明らかとなった。3 m の値が計測された区間は明らかに変形帯の一部であるので、ここでは後者を 1 回の上下変位量とする。

#### (4) 活動間隔

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) は、本断層帯における上下平均変位速度 1.1~1.6 m/千年 (饗庭野断層および堅田断層) および小松原ほか (1999) の推定した饗庭野断層における 1 回の上下変位量 3-5 m から、平均活動間隔を約 1900~4500 年と推定した。最新の報告 (小松原, 2006) による饗庭野断層の上下平均変位速度 2.1~2.3 m/千年を用いて同様の計算を行うと、同断層帯北部の平均活動間隔は約 1300~2400 年となる。南部については、本調査結果から、最新活動時と同様の変位が繰り返されていると仮定した場合、その平均的な活動間隔は約 4300~5800 年となる。この推定は、小松原 (2006) による堅田断層の上下平均変位速度 1.4~1.5 m/千年および本調査による 1 回の上下変位量 5 m 以上から求められる平均活動間隔約 3300~3600 年以上と矛盾しない。

#### (5) 活動区間

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) は、構成する断層がほぼ連続的に分布することから、全体が 1 つの区間として活動したと推定した。しかし、本調査により、堅田断層の最新活動時期は饗庭野断層とは異なることが明らかとなったため、少なくとも最新活動の際には同断層帯北部と南部が別々に地震を発生させたと考えられる。ただし、それ以前の過去に、北部と南部が同時に破壊した連動型地震が存在したのかどうかは不明である。

(調査担当：金田平太郎・小松原 琢)

## 文 献

- Biasi, G. and R. J. Weldon (1994): Quantitative refinement of calibrated C-14 distributions. *Quat. Res.*, 41, 1-18.
- Bronk Ramsey, C (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37, 425-430.
- Bronk Ramsey, C (2001): Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*, 43, 355-363.
- 地質調査所活断層研究グループ (2000) : 近畿三角帯における活断層調査－主要活断層の活動履歴と地震危険度. *第四紀研究*, 39, 289-301.
- 大長昭夫・松田時彦 (1982) : 寛文二年の近江の地震－地変を語る郷帳. 「古地震－歴史資料と活断層からさぐる」, 萩原尊禮編著, 東京大学出版会, 203-230.
- 濱 修 (1998) : 古環境－赤野井湾遺跡の成立と形成－, 「赤野井湾遺跡 第4分冊, 琵琶湖開発事業関連埋蔵文化財発掘調査報告書2」, 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会, 314-324.
- Hattori, A. and S. Mae (2001): Habitat use and diversity of waterbirds in a coastal lagoon around Lake Biwa, Japan. *Ecol. Res.*, 16, 543-553.
- 池邊展生 (1933) : 琵琶湖西方の古琵琶湖層. *地球*, 20, 241-260.
- Ikeda, Y., (1983): Thrust-front migration and its mechanism –evolution of intraplate thrust fault system-. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 15, 125-159.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) : 「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.
- Imamura, A. (1946): Seismic activity on both sides of Fossa Magna. *Proc. Jpn. Acad.*, 22, 314-320.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 琵琶湖西岸断層帯の長期評価について. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun\\_biwako/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_biwako/index.htm).
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層－分布図と資料」. 東京大学出版会, 363p.
- 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, 437p.
- 小松原 琢 (2006) : 琵琶湖西岸断層帯の変位量分布. *月刊地球*, 号外 54, 165-170.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松木宏彰・新見 健・吉村辰朗・井上 基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・関司高志・横

- 井川博之 (1998) : 琵琶湖西岸活断層系北部, 饗庭野断層の第四紀後期の活動. 地質調査所月報, 49, 447-460.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・新見 健・間野道子・吉村辰朗・井上 基・葛原秀雄・凶司高志・中村美重・横井川博之 (1999) : 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴. 地震, 51, 379-394.
- 小松原 琢・水野清秀・松山紀香 (2001a) : 琵琶湖西岸活断層系南部, 特に堅田断層の補備調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 1, 115-131.
- 小松原 琢・水野清秀・松山紀香 (2001b) : 寛文二 (1662) 年地震=琵琶湖西岸活断層起震説の再検討. 歴史地震, 17, 13-26.
- 小松原 琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根 久 (2002) : 琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 2, 91-107.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336 p.
- Mansinha, L and D. E. Smylie (1971): The displacement field of inclined faults. Bull. Seismol. Soc. Am., 61, 1433-1440.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289-319.
- 宮内崇裕・岡田篤正・堤 浩之・東郷正美・平川一臣 (2005) : 1:25,000 都市圏活断層図「北小松」, 国土地理院.
- 水野清秀・小松原 琢 (1999) : 琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津一高島沖湖底断層の補備調査. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 215-224.
- 水野清秀・小松原 琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史 (1997) : 琵琶湖西岸断層系の活動性調査, 地質調査所研究資料集 no. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 23-35.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所 (2007) : 「大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 18 年度成果報告書」. 822 p.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」. DVD-ROM 2 枚, 付図 1 葉, 60p. 東京大学出版会.

- 西山昭仁 (1998) 元暦二年 (1185) : 京都地震の被害実態と地震直後の動静. 歴史地震, 14, 19-44.
- 西山昭仁 (2000) 元暦二年 (1185) 京都地震における京都周辺地域の被害実態, 歴史地震, 16, 163-184.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 395p.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都東北部」, 国土地理院.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都東南部」, 国土地理院.
- 岡村 眞・佐藤比呂志・隈元 崇・堤 昭人・嶋本利彦・東郷正美・植村善博・松田時彦・露口耕治 (1992) : 琵琶湖湖底断層の音波探査 (予報), 活断層研究, 10, 53-64.
- Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht, and C. E. Weyhenmeyer (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1029-1058.
- Rubin, C. (1996): Systematic underestimation of earthquake magnitudes from large intracontinental reverse faults: Historical ruptures break across segment boundaries, Geology, 24, 989-992.
- 寒川 旭 (2001) : 遺跡からみた琵琶湖周辺の地震史. 琵琶湖博物館 5 周年記念企画展・第 9 回企画展展示解説書, 67-74.
- 寒川 旭・佃 栄吉 (1987) : 琵琶湖西岸の活断層と寛文 2 年 (1662 年) の地震による湖岸地域の水没. 地質ニュース, 390, 6-12.
- 竹村恵二・鬼木史子・岡田篤正・水野清秀・小松原琢・七山 太 (1997) : 琵琶湖西岸, 堅田断層の第四紀後期における地殻変動. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨集, 300.
- 東郷正美 (1971) : 饗庭野台地の変形について. 地理学評論, 44, 194-200.
- 東郷正美 (2000) : 「微小地形による活断層判読」. 古今書院, 206p.
- 東郷正美・佐藤比呂志・岡田篤正・松山紀香 (1997) : 1994 年堅田断層 (比叡辻地区) トレンチ調査. 活断層研究, 16, 53-58.

- 宇佐美龍夫（2003）：「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」。東京大学出版会，605 p.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司（2005）：1:25,000 都市圏活断層図「熊川」，国土地理院。
- 山崎直方・多田文男（1927）：琵琶湖付近の地形とその地体構造につきて。地震研究所彙報，2，85-108.
- 吉岡敏和・宮下由香里・杉山雄一（2000）：琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履歴調査。地質調査所速報，no. EQ/00/2（平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書），119-126.



## 図 表

表 1 琵琶湖西岸断層帯のまとめ

表 2 本堅田ジオスライサーサイトの地下層序の記載

表 3 珪藻分析結果一覧

表 4 放射性炭素年代測定結果一覧

図 1 堅田断層調査位置図。基図は国土地理院 1:25,000 都市圏活断層図「京都東北部」（岡田ほか, 1996a）を使用。

図 2 調査地周辺の空中写真 (a) と地形面分類図 (b)。 (a) の空中写真は 1961 年国土地理院撮影空中写真（縮尺約 1:10,000）を使用。 (b) の等高線（間隔 2 m）は大津市発行 1:2,500 都市計画図に基づく。

図 3 調査地全体の推定地質断面。上図は 1:1 断面，下図は垂直方向に 5 倍誇張したもの。調査測線上からはずれたボーリング（B-9～11 および B-12～13）については，調査地付近の断層の一般走向 N 10°E を仮定して測線上に投影した。

図 4 ジオスライサー調査測線の推定地質断面。垂直方向に 5 倍誇張。

図 5 ジオスライサー調査測線の推定地質断面（撓曲崖基部東側の拡大）。垂直方向に 5 倍誇張。

図 6 木片／炭化木片／植物片試料と有機質堆積物試料の年代値の比較。同層準内から採取された試料について，すべての木片／炭化木片／植物片試料－有機質堆積物の組み合わせをプロットした。例えば，それぞれ 1 試料ずつの場合は，組み合わせは 1 つである。上図は両者の年代を両軸上にプロットしたもの，下図は両者の差をプロットしたものである。

図7 20層～31e層の各層から得られた木片・炭化木片・植物片試料の年代（暦年未補正）. 基本的に各層から得られた最も新しい年代値を各層の堆積終了年代とした.

図8 OxCalを用いた解析による最新活動時期（イベントAの時期）の確率密度分布（赤の分布）. 薄い影付の分布が各層の堆積終了年代の元の確率密度分布, 濃い影付の分布がベイジアン解析によって改善された確率密度分布を示す. 各分布の下に記された横棒は $\pm 2\sigma$ の信頼区間を表す. また, 下には, 京都に大きな被害を与えた推定マグニチュード6.5以上の内陸地震(宇佐美, 2003)も示した.

図9 琵琶湖西岸断層帯の活動履歴総括図. 北部セグメントの活動履歴は小松原ほか(1999)に基づく.

図10 食い違いの弾性論によって計算される地表変形（黒の曲線）と最新活動時の地表変形（赤のプロット）. 断層の上端深度を0.1 km, 断層面上のすべり量を10 mとした場合に地表における変形量や変形幅がおおむね説明できる.

図11 上盤側ボーリングコア（B-10～6）の堆積曲線. 図中の数字は約15,000 yBP以前と以降における堆積速度を示す（単位, mm/yr, ただし yr は未補正のもの）.

表 1 琵琶湖西岸断層帯のまとめ.

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態 (1)断層帯を構成する断層	知内(ちない)断層, 饗庭野(あいば)の断層, 上寺断層, 勝野断層, 比良断層, 堅田断層, 比叡断層, 膳所(ぜぜ)断層, 西岸湖底断層	北部: 知内(ちない)断層, 饗庭野(あいば)の断層, 上寺断層, 勝野断層の北半分 南部: 勝野断層の南半分, 比良断層, 堅田断層, 比叡断層, 膳所(ぜぜ)断層, 西岸湖底断層	活動履歴の相違により北部と南部の2区間に区分. 境界は勝野断層の中央に仮置きした.
(2)断層帯の位置・形状 地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置(両端の緯度・経度)	(北端)北緯35° 29', 東経136° 02' (南端)北緯34° 58', 東経135° 54'	北部: (北端)北緯35° 29', 東経136° 02' (南端)北緯35° 18', 東経136° 00' 南部: (北端)北緯35° 18', 東経136° 00' (南端)北緯34° 58', 東経135° 54'	活動履歴の相違により北部と南部の2区間に区分. 境界は勝野断層の中央に仮置きした.
長さ	約59km	北部:約20km 南部:約39km	活動履歴の相違により北部と南部の2区間に区分. 境界は勝野断層の中央に仮置きした.
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ	地表での長さ・位置と同じ	変更なし
上端の深さ	0km	北部:0km 南部:0.1km	北部は変更なし. 南部は本調査における検討結果(フォワードモデリング)による. 実測値ではない.
一般走向	N10° E	北部:N 5° E 南部:N15° E	活動履歴の相違により北部と南部の2区間に区分. 境界は勝野断層の中央に仮置きした.
傾斜	西傾斜	北部:西傾斜, 量不明 南部:西傾斜35~40°	文部科学省研究開発局ほか(2007)の反射法地震探査結果による
幅	不明	北部:不明 南部:約25km	地震発生層下限深度を約15 kmとし, 断層の傾斜から計算
(3)断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	北部:西側隆起の逆断層 南部:西側隆起の逆断層	変更なし
2. 断層の過去の活動 (1)平均的なずれの速度	1.1-1.6m/千年(上下成分)	北部:2.1-2.3m/千年(上下成分) 南部:1.4-1.5m/千年(上下成分)	小松原(2006)の図3の読み取りによる
(2)過去の活動時期	活動1(最新活動) 約2800年前以後, 約2400年前以前	北部: 活動1(最新活動) 約2800年前以降, 約2400年前以前 南部: 活動1(最新活動) 西暦1185年 (ジオスライサー調査では11-13世紀) 活動2(1つ前活動) 約16000年前以後, 約3700年前以前 に少なくとも1回の活動	北部は変更なし. 南部は本調査結果による.
(3)1回のずれの量と平均活動間隔 1回のずれの量	3-5m(上下成分)	北部:3-5m(上下成分) 南部:5m以上(上下成分)	北部は変更なし. 南部は本調査結果による.
平均活動間隔	約1900-4500年	北部:約1300-2400年 南部:約4300-5800年	北部は小松原(2006)による上下変位速度を用いて再計算を行った結果. 南部は本調査において, 最新活動と同様の活動が繰り返されていると仮定した場合の推定.
(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	少なくとも北部と南部の2区間(ただし, 同時破壊した地震もあった可能性否定できない)	活動履歴の相違による.

表2 本堅田ジオスライサーサイトの地下層序の記載.

地層名	推定堆積環境	記 載	ジオスライサー調査範囲内での層厚
10	盛土／耕作土	低崖A-A'付近より東側では暗褐色～褐色を呈する泥質耕作土（水田土壌）、西側では、暗褐色～褐色を呈する砂質耕作土およびそれを覆う建設資材混じりの盛土よりなる。下位の20層、30層、31層との境界は不明瞭・遷移的である。	0.5～1.0 m
20	湖沼成	褐色～黄褐色を呈する粘土およびシルトを主体とし、ところどころに極細砂～細砂を含む。また、層全体にアシ・ヨシ類の根の跡（高師小僧）を大量に含む。層厚はジオスライサー調査測線東端で60 cm程度であるが、西側に向かって層厚を減じ、GS-3付近でせん滅する。湖沼的環境が推定される。	0～0.6 m
21	洪水成	青灰色～灰色を呈する淘汰の良い細粒～粗粒砂層であり、ジオスライサー調査測線東端近くでは大礫サイズまでの円～亜円礫を多く含む。また、部分的にはラミナが発達する。層厚はジオスライサー調査測線東端で80 cm程度であるが、西側に向かって層厚を減じ、GS-P16付近でせん滅する。下面は部分的に下位の30a層を削り込んでおり、一方、上面にはかなりの凹凸が認められる。礫に明瞭な逆級化が認められる部分があることや層相・分布形態から、天神川起源の洪水成堆積物と推定される。	0～0.8 m
30	土石流成／湖沼成	大礫サイズまでの角礫～亜角礫からなる淘汰の悪い礫層もしくは細礫サイズの亜角礫を大量に含む青灰色シルト層で、部分的にアシ・ヨシ類の根の跡（高師小僧）を含む。低崖A-A'付近より西側のみに分布し、東方の31層とは指交関係にある。扇状地2（F2面）を直接構成していると考えられる。西側の小河谷から排出された土石流成堆積物、もしくはそれらが湖沼域に流入したものと推定される。	0～1.5 m
31	湿地成／湖沼成	撓曲崖基部B-B'付近より東側では、暗灰色～黒色を呈する泥炭質粘土～シルト層（31b～31e層）と青灰色を呈する粘土～シルト層の互層からなり、同層上面から20～30 cmには弱い明瞭な土壌化が認められる（31a層）。一方、撓曲崖基部付近より西側では、アシ・ヨシ類の根の跡（高師小僧）を大量に含む褐色～黄褐色もしくは青灰色の粘土～シルトへと遷移し、低崖A-A'付近で30層に指交する形でせん滅する。低崖近くでは局所的に細礫サイズの亜角礫を含む部分がある。撓曲崖基部より東側では層全体が約5%（約3°）の勾配で東へ傾斜する構造が明瞭であり、その上面の西方への連続性および年代値から、撓曲崖基部より西側では地形面を直接構成しているものと考えられる。撓曲崖基部付近より東側では水位の上下変動によって湖沼と湿地が繰り返す一方、西側では比較的安定した湖沼域が形成されていたと推定される。	0～1.3 m
40	湖沼成	青灰色を呈する粘土～シルト層を主体とし、有機質堆積物をほとんど含まないことを特徴とする。ところどころに淘汰の良い細～中粒砂層（部分的には礫も含む）を挟み込むが、いずれも水平方向には続かない。ジオスライサー調査測線東端では約8 mの層厚をもつが、西方に向かって急速に薄化し、低崖A-A'付近でせん滅する。ただし、撓曲崖基部B-B'付近より西側では、層相から上位の30層との区別はできない。安定した湖沼域に、時折、天神川起源の洪水堆積物が流入する環境が推定される。	0～約8 m
41	土石流成／湖沼成	中礫サイズまでの角礫～亜角礫を大量に含む青灰色のシルト～細粒砂層であり、上面から50～90 cmには土壌化が認められる（41a層）。撓曲崖基部B-B'付近からGS-P7付近にかけてレンズ状に分布し、全体として約12%（約7°）の勾配で東へ傾斜する。西側の小河谷からの土石流成堆積物が湖沼域に流入したものと推定され、堆積後一時的に陸化して土壌化を受けたと推定される。	0～1.5 m
42	土石流成／湖沼成	GS-P5付近より西側では大礫サイズまでの角礫～亜角礫からなる淘汰の悪い礫層、東側では細礫サイズの亜角礫を大量に含む青灰色シルト～細粒砂層であり、上面から10～30 cmには土壌化が認められる（42a層、一部は泥炭質）。GS-P2付近から撓曲崖基部B-B'付近にかけて約12%（約7°）の勾配で東へ傾斜して分布し、西側では30層に不整合に覆われる。西側の小河谷からの土石流成堆積物およびそれらが湖沼域に流入したものと推定され、堆積後に一時的に土壌化を受けたものと考えられる。	0～1.1 m
50	湿地成／湖沼成	暗灰色～黒色を呈する複数の泥炭質シルト・粘土層（50b、50c、50d、50f層）を挟む青灰色粘土～シルト層からなる。特に同層の基底をなす50f層は、藍鉄鉱を含む極めて均質な泥炭質粘土で、B-5のボーリングコアまでは層相のみで追跡可能である。また、50c、50f層は、いずれも細かく成層した砂層／泥炭層（50a、50e層）によって、局所的にチャネル状に削られる。ジオスライサーの掘削深度で浅ではGS-P8より西側に分布し、50f層は約12%（約7°）の勾配で東へ傾斜する。50b～d層も明らかに東へ傾斜しているが、地層の対応に不確実な部分があるため、正確な勾配は不明である。42層同様、西側では30層に不整合に覆われる。水位の上下変動によって湖沼と湿地が繰り返す環境が推定される。	0.7～1.2 m (チャネルを除く)
60	湖沼成／湿地成	青灰色を呈する粘土～シルト層を主体とし、ところどころに細～中粒砂層（部分的には礫も含む）を挟み込む。また、同層上面から5～7 mの深度には、特徴的な泥炭質粘土・シルト層が2枚挟まり（60a、60b層）、このうち60b層の直上では、砂層中にAT火山灰起源と考えられる火山ガラスの濃集層（極細砂粒子の約20%）が確認された。同層の層厚は少なくとも10 m以上であり、ボーリングB-10～B-6の区間では、60a、60b層が共に26～32%（15～18°）の勾配で東へ傾斜する。全体としては安定した湖沼域が推定され、まれに水位の低下によって湿地的環境が出現したものと考えられる。	10 m以上
70	(古琵琶湖層群?)	ボーリングB-11およびB-10の深度約7 m以深では、非常によく締まった粘土・シルト層や大礫サイズまでの亜円礫からなる河川性の礫層が確認された。この礫層はその淘汰度や円磨度から考えて、西側の現在の小河谷によるものとは考えにくい。放射性炭素年代測定の測定限界を超える年代値が得られたことから、この層準は古琵琶湖層群である可能性がある。ただし、この層準とその上位を不整合に覆っていると考えられる相対的に新しい堆積物との間に層相・締まり具合・構造の急変は認められず、両者の正確な境界位置は特定できない。	--

表3 珪藻分析結果一覧.

深度	[m]	GS-P18-									
		0.75	1.10	1.95	2.20	2.35	2.50	2.75	2.85	3.20	3.70
層区分		20	20	31a	31	31	31d	31	31e	40	40
<i>Cymbella aspera</i>	0	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Melosira granulata</i>	M	-	1	1	-	2	-	-	-	2	-
<i>Melosira nipponica</i>	M	-	-	-	7	6	6	3	7	3	7
<i>Melosira</i> spp.	?	1	1	3	2	-	-	-	-	-	1
<i>Pinnularia viridis</i>	0	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
unknown	?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
湖沼浮遊生	(M)	-	1	1	7	8	6	3	7	5	7
沼沢湿地付着生	(0)	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-
不明	(?)	1	1	3	2	-	-	-	-	-	1
珪藻殻数		2	2	5	9	8	6	3	7	5	8

\* 分析は(株)パレオ・ラボによる.

表 4 放射性炭素年代測定結果一覽.

Unit	Sub-Unit	Sample ID* <sup>1</sup>	Material	Pretreatment* <sup>2</sup>	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Conventional <sup>14</sup> C Age [yBP]	Calibrated Age* <sup>3</sup> ( $\pm 2\sigma$ ) [cal. yBP]	Labo ID* <sup>4</sup>
10		B-11-2.48	charcoal	AAA	-27.8	250 $\pm$ 40	440 - -10	Beta- 220830
10		GS-P11-2-0.55	charcoal	AAA	-25.2	370 $\pm$ 30	510 - 310	IAAA-62218
20		GS-P16-1-0.54	charcoal	AAA	-27.4	590 $\pm$ 30	660 - 530	IAAA-62211
20		GS-8-1-0.76	charcoal	AAA	-24.7	630 $\pm$ 30	670 - 550	IAAA-62196
21		GS-10-3-1.48	wood	AAA	-29.4	810 $\pm$ 30	780 - 670	IAAA-62190
21		GS-P17-2-1.08	plant	AAA	-27.8	910 $\pm$ 30	920 - 740	IAAA-62199
21		GS-7-3-1.12	charcoal	AAA	-27.2	1,560 $\pm$ 30	1530 - 1380	IAAA-62201
21		GS-7-1-1.00	plant	AAA	-29.5	16,710 $\pm$ 70	20080 - 19570	IAAA-62200
21		GS-5-2-0.97	wood	AAA	-25.6	31,350 $\pm$ 170	out of range	IAAA-62208
21		GS-6-1-1.05	plant	AAA	-31.2	33,330 $\pm$ 190	out of range	IAAA-62204
30		B-8-2.95	charcoal	AAA	-25.9	1,510 $\pm$ 50	1520 - 1310	Beta- 220818
30		GS-P2-3-1.85	charcoal	AAA	-27.3	1,760 $\pm$ 30	1810 - 1560	IAAA-62228
30		B-4-1.23	charcoal	AAA	N/A	2,630 $\pm$ 60	2870 - 2490	Beta- 220814
30		B-2-2.10	organic sediment	AO	-24.4	6,760 $\pm$ 40	7680 - 7560	Beta- 220821
31	a	GS-4-1-0.91	charcoal	AAA	-24.5	920 $\pm$ 30	930 - 760	IAAA-62212
31	a	GS-9-2-1.78	charcoal	AAA	-27.4	1,000 $\pm$ 30	970 - 790	IAAA-62194
31	a	GS-10-10-1.69	plant	AAA	-30.1	1,100 $\pm$ 30	1070 - 930	IAAA-62191
31	a	GS-6-3-1.27	charcoal	AAA	-28.6	1,640 $\pm$ 30	1620 - 1410	IAAA-62205
31	a	GS-11-8-1.82	charcoal	AAA	-24.5	1,680 $\pm$ 30	1700 - 1520	IAAA-62185
31	a	GS-10-4-1.68	charcoal	AAA	N/A	1,820 $\pm$ 40	1870 - 1620	Beta- 228486
31	b	GS-P14-4-1.04	charcoal	AAA	-32.6	1,690 $\pm$ 30	1700 - 1530	IAAA-62213
31	b	GS-4-3-1.20	charcoal	AAA	-25.8	1,770 $\pm$ 30	1820 - 1600	IAAA-62206
31	b	GS-P13-1-0.78	charcoal	AAA	-27.2	1,770 $\pm$ 30	1820 - 1600	IAAA-62214
31	b	GS-5-5-1.24	charcoal	AAA	-26.4	1,790 $\pm$ 30	1820 - 1610	IAAA-62209
31	b	GS-5-4-1.29	charcoal	AAA	-25.9	1,900 $\pm$ 40	1930 - 1720	IAAA-62210
31	b-c	GS-10-6-2.15	charcoal	AAA	-27.9	3,000 $\pm$ 30	3330 - 3070	IAAA-62192
31	b-c	GS-T10-1-0.93	charcoal	AAA	-24.1	3,290 $\pm$ 40	3640 - 3410	IAAA-62622
31	c	GS-8-6-2.14	charcoal	AAA	-28.1	3,010 $\pm$ 30	3340 - 3070	IAAA-62197
31	c	GS-8-3-2.22	charcoal	AAA	-29.3	3,940 $\pm$ 30	4520 - 4250	IAAA-62198
31	d	B-1-2.57	organic sediment	AO	-17.4	3,310 $\pm$ 40	3640 - 3440	Beta- 220793
31	d	GS-P18-3-2.71	charcoal	AAA	-26.5	3,690 $\pm$ 30	4150 - 3920	IAAA-62189
31	d	GS-10-7-2.49	charcoal	AAA	-28.9	5,000 $\pm$ 40	5900 - 5640	IAAA-62193
31	e	GS-9-3-2.82	charcoal	AAA	-26.2	3,580 $\pm$ 30	3980 - 3730	IAAA-62195
31	e	GS-T12-1-1.30	charcoal	AAA	-24.9	3,580 $\pm$ 30	3980 - 3730	IAAA-62716
31	e	GS-11-9-3.01	wood	AAA	-28.1	3,590 $\pm$ 30	3980 - 3830	IAAA-62186
31	e	GS-6-7-2.18	charcoal	AAA	-25.3	3,640 $\pm$ 30	4090 - 3860	IAAA-62207
31	e	GS-4-4-1.75	charcoal	AAA	-26.9	3,650 $\pm$ 40	4090 - 3860	IAAA-62221
31	e	GS-7-5-2.43	charcoal	AAA	-29.0	3,690 $\pm$ 30	4150 - 3920	IAAA-62202
31	(downthrown side)	B-13-7-4.12	plant	AAA	-30.6	2,820 $\pm$ 30	3020 - 2840	IAAA-62238
31	(downthrown side)	B-12-4-3.49	charcoal	AAA	-26.1	2,850 $\pm$ 40	3140 - 2850	Beta- 227033
31	(flexural scarp)	GS-P8-1-0.81	charcoal	AAA	-29.5	1,810 $\pm$ 30	1830 - 1620	IAAA-62217
31	(flexural scarp)	B-6-0.77	charcoal	AAA	N/A	3,820 $\pm$ 60	4420 - 4000	Beta- 220809
31	(flexural scarp)	GS-P8-2-1.10	charcoal	AAA	-27.5	4,390 $\pm$ 40	5260 - 4850	Beta- 227030
31	(flexural scarp)	GS-P7-1-1.04	charcoal	AAA	-22.2	6,230 $\pm$ 30	7260 - 7010	IAAA-62219
40		GS-11-7-3.81	root	AAA	-28.6	2,740 $\pm$ 30	2930 - 2760	IAAA-62188
40		GS-T14-1-2.40	root	AAA	-27.5	3,690 $\pm$ 30	4150 - 3920	IAAA-62216
40		GS-T14-2-2.40	root	AAA	-30.1	3,780 $\pm$ 40	4300 - 3990	IAAA-62215
40		GS-11-6-3.70	charcoal	AAA	-29.0	3,860 $\pm$ 40	4420 - 4150	IAAA-62187
40		B-6-1.67	charcoal	AAA	-27.5	3,890 $\pm$ 60	4520 - 4100	Beta- 220810
40		GS-2-4-1.61	charcoal	AAA	-24.7	3,890 $\pm$ 40	4430 - 4150	IAAA-62621
40		GS-P14-7-1.74	charcoal	AAA	-26.4	4,020 $\pm$ 30	4570 - 4410	IAAA-62237
40		GS-7-6-3.25	charcoal	AAA	-27.3	4,310 $\pm$ 40	4980 - 4820	IAAA-62203
40		B-1-5.60	charcoal	AAA	N/A	5,570 $\pm$ 60	6490 - 6280	Beta- 220794
40		B-12-15-11.32	plant	AAA	-25.7	7,170 $\pm$ 40	8150 - 7870	IAAA-62232
40		B-1-8.70	organic sediment	AO	-23.7	8,130 $\pm$ 40	9250 - 8990	Beta- 220795
40		B-13-12-10.82	charcoal	AAA	-11.8	8,270 $\pm$ 40	9420 - 9120	IAAA-62233
40		B-1-3-9.85	charcoal	AAA	-29.5	8,850 $\pm$ 50	10170 - 9710	IAAA-62231
40		B-13-14-11.73	charcoal	AAA	-24.6	9,190 $\pm$ 40	10490 - 10240	IAAA-62234
40		B-5-5.51	organic sediment	AO	-24.9	9,410 $\pm$ 50	10760 - 10500	Beta- 220798

Unit	Sub-Unit	Sample ID* <sup>1</sup>	Material	Pretreatment* <sup>2</sup>	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Conventional <sup>14</sup> C Age [yBP]	Calibrated Age* <sup>3</sup> ( $\pm 2\sigma$ ) [cal. yBP]	Labo ID* <sup>4</sup>
41	a	GS-P10-1-3.15	charcoal	AAA	-24.2	5,770 $\pm$ 40	6670 - 6470	IAAA-62220
41	a	B-7-3.65	organic sediment	AO	-22.8	8,990 $\pm$ 40	10240 - 9930	Beta- 220801
42	a	B-6-2.20	organic sediment	AO	-24.4	8,680 $\pm$ 40	9740 - 9540	Beta- 220811
42	a	B-3-3.22	organic sediment	AO	-22.9	8,990 $\pm$ 50	10250 - 9920	Beta- 220806
42	a	B-7-4.86	organic sediment	AO	-20.3	11,520 $\pm$ 50	13470 - 13250	Beta- 220803
50	a	GS-13-2-3.93	charcoal	AAA	-26.5	9,600 $\pm$ 40	11150 - 10760	IAAA-62224
50	c	B-4-3.47	organic sediment	AO	-21.8	11,690 $\pm$ 50	13700 - 13400	Beta- 220815
50	e	GS-12-5-3.90	charcoal	AAA	-28.8	13,200 $\pm$ 50	16000 - 15290	IAAA-62225
50	e	GS-15-5-4.90	wood	AAA	-30.9	29,270 $\pm$ 160	out of range	IAAA-62226
50	e-f	GS-P7-3-3.74	charcoal	AAA	-25.1	15,120 $\pm$ 60	18710 - 18100	IAAA-62222
50	f	B-3-5.14	organic sediment	AO	-23.3	12,230 $\pm$ 50	14240 - 13930	Beta- 220807
50	f	GS-P6-1-3.61	charcoal	AAA	N/A	15,310 $\pm$ 50	18810 - 18580	Beta- 227032
50	f	B-6-3.79	organic sediment	AO	-24.3	15,780 $\pm$ 60	19130 - 18850	Beta- 220812
50	f	B-7-6.21	organic sediment	AO	-24.1	15,980 $\pm$ 70	19360 - 18980	Beta- 220804
50	f	B-5-7.69	organic sediment	AO	-24.1	16,180 $\pm$ 70	19490 - 19150	Beta- 220799
50		B-1-8-11.33	plant	AAA	-26.1	10,570 $\pm$ 40	12780 - 12390	IAAA-62239
50		B-13-21-13.69	wood	AAA	-27.1	11,370 $\pm$ 50	13340 - 13130	IAAA-62619
50		B-1-11.30	organic sediment	AO	-25.6	12,310 $\pm$ 50	14600 - 14020	Beta- 220796
50		B-12-25-15.26	plant	AAA	-27.6	12,470 $\pm$ 60	14920 - 14200	Beta- 228487
50		B-12-29-15.82	charcoal	AAA	-25.3	12,760 $\pm$ 50	15330 - 14830	IAAA-62230
50		B-13-27-15.22	plant	AAA	-25.8	12,770 $\pm$ 50	15350 - 14860	IAAA-62235
50		B-13-44-16.48	wood	AAA	-26.3	12,970 $\pm$ 50	15630 - 15050	IAAA-62618
50		B-12-40-17.78	wood	AAA	-25.2	13,000 $\pm$ 60	15690 - 15070	IAAA-62620
50		B-13-48-17.78	charcoal	AAA	-26.1	14,660 $\pm$ 40	18010 - 17310	Beta- 227035
50		B-12-47-19.61	plant	AAA	-29.5	14,830 $\pm$ 60	18500 - 17740	IAAA-62229
60	upper	GS-P8-3-5.05	root	AAA	-28.6	10,100 $\pm$ 40	11970 - 11400	Beta- 227031
60	upper	GS-P3-5-4.06	root	AAA	-29.3	12,050 $\pm$ 50	14030 - 13780	IAAA-62227
60	upper	GS-P5-1-5.30	wood	AAA	-27.6	16,890 $\pm$ 70	20230 - 19870	IAAA-62617
60	upper	GS-P6-2-4.94	charcoal	AAA	-28.6	17,000 $\pm$ 70	20330 - 19930	IAAA-62223
60	upper	B-2-5-3.12	charcoal	AAA	-25.4	17,280 $\pm$ 60	20690 - 20160	IAAA-62240
60	upper	B-4-5.66	charcoal	AAA	-27.8	17,480 $\pm$ 170	21170 - 20220	Beta- 220816
60	upper	B-13-38-19.68	wood	AAA	-26.5	18,030 $\pm$ 70	21780 - 20920	IAAA-62236
60	upper	B-5-11.13-p	plant	AAA	-26.0	19,180 $\pm$ 100	23240 - 22420	Beta- 221322
60	upper	B-5-11.13	organic sediment	AO	-27.0	19,680 $\pm$ 100	23920 - 23050	Beta- 220800
60	upper	B-7-11.53	wood	AAA	-24.7	20,490 $\pm$ 110	24940 - 24130	Beta- 220805
60	upper	B-4-9.52	charcoal	AAA	-28.6	21,790 $\pm$ 290	out of range	Beta- 220817
60	upper	B-3-11.08	organic sediment	AO	-24.3	23,170 $\pm$ 110	out of range	Beta- 220808
60	a	B-9-3.72	wood	AAA	-26.9	20,550 $\pm$ 90	25280 - 24220	Beta- 220825
60	a	B-8-8.70-c	charcoal	AAA	N/A	20,970 $\pm$ 100	out of range	Beta- 221323
60	a	B-8-8.70	organic sediment	AO	-24.9	22,620 $\pm$ 320	out of range	Beta- 220819
60	a	B-2-6.62	organic sediment	AO	-25.0	22,680 $\pm$ 100	out of range	Beta- 220822
60	a	B-6-10.74	organic sediment	AO	-25.6	23,270 $\pm$ 100	out of range	Beta- 220813
60	b	B-2-8.63-w	wood	AAA	-26.6	24,240 $\pm$ 180	out of range	Beta- 221324
60	b	B-8-10.62	organic sediment	AO	-26.0	25,230 $\pm$ 130	out of range	Beta- 220820
60	b	B-10-3.71	charcoal	AAA	-26.7	25,310 $\pm$ 430	out of range	Beta- 220828
60	b	B-9-6.54	organic sediment	AO	-24.7	26,550 $\pm$ 140	out of range	Beta- 220826
60	b	B-2-8.63	organic sediment	AO	-24.6	26,630 $\pm$ 520	out of range	Beta- 220823
60	lower	B-10-6.68	charcoal	AAA	-27.8	30,410 $\pm$ 860	out of range	Beta- 220829
60	lower	B-2-10.62	charcoal	AAA	-26.9	31,320 $\pm$ 930	out of range	Beta- 220824
70		B-11-8.31	organic sediment	AO	-28.0	> 44,800	out of range	Beta- 220831

\*<sup>1</sup> Sample ID consists of boring (B) or geoslicer (GS) # followed by sample # (if any) and depth in meter.

\*<sup>2</sup> AAA, acid-alkali-acid; AO, acid wash only.

\*<sup>3</sup> Calibration by OxCal (Bronk Ramsey, 1995, 2001) ver. 4.0.3 using calibration curve IntCal04 (Reimer et al., 2004). Dates are rounded by 10

\*<sup>4</sup> Beta, Beta Analytic Inc.; IAAA, Institute of Accelerator Analysis Ltd.



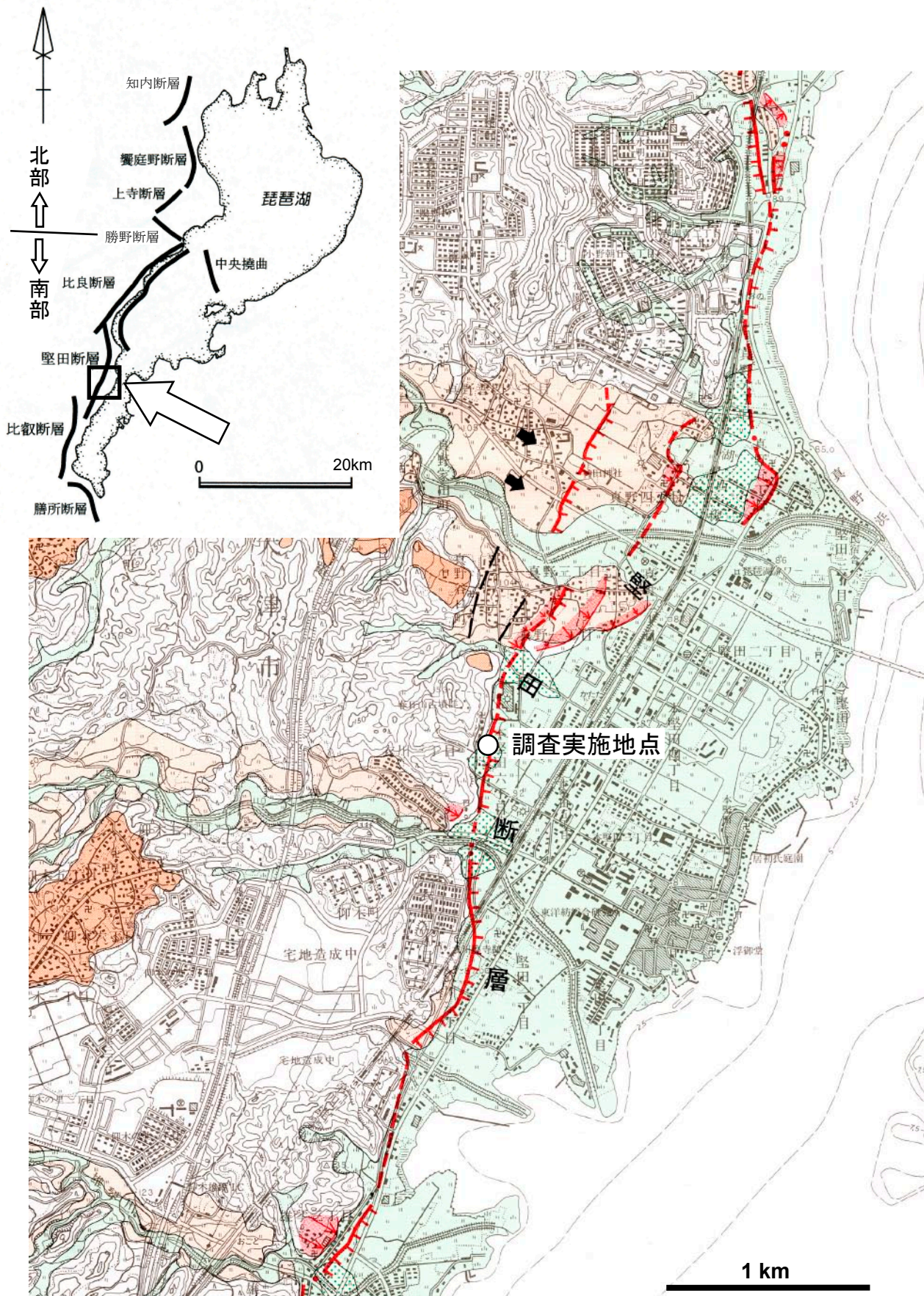


図1 堅田断層調査位置図. 基図は国土地理院 1:25,000 都市圏活断層図「京都東北部」(岡田ほか, 1996a) を使用.



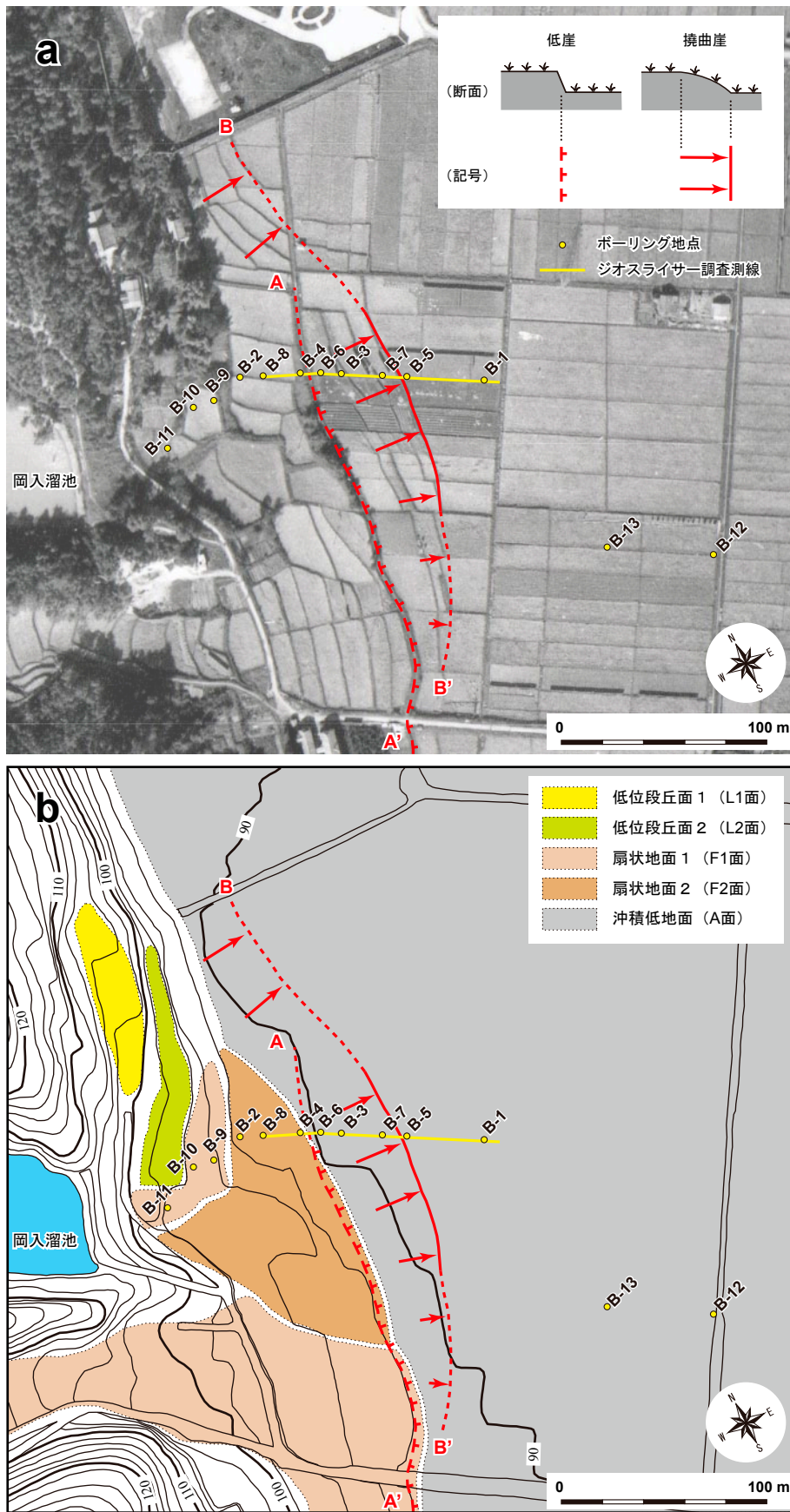


図2 調査地周辺の空中写真 (a) と地形面分類図 (b). (a) の空中写真は 1961 年国土地理院撮影空中写真 (縮尺約 1:10,000) を使用. (b) の等高線 (間隔 2 m) は大津市発行 1:2,500 都市計画図に基づく.

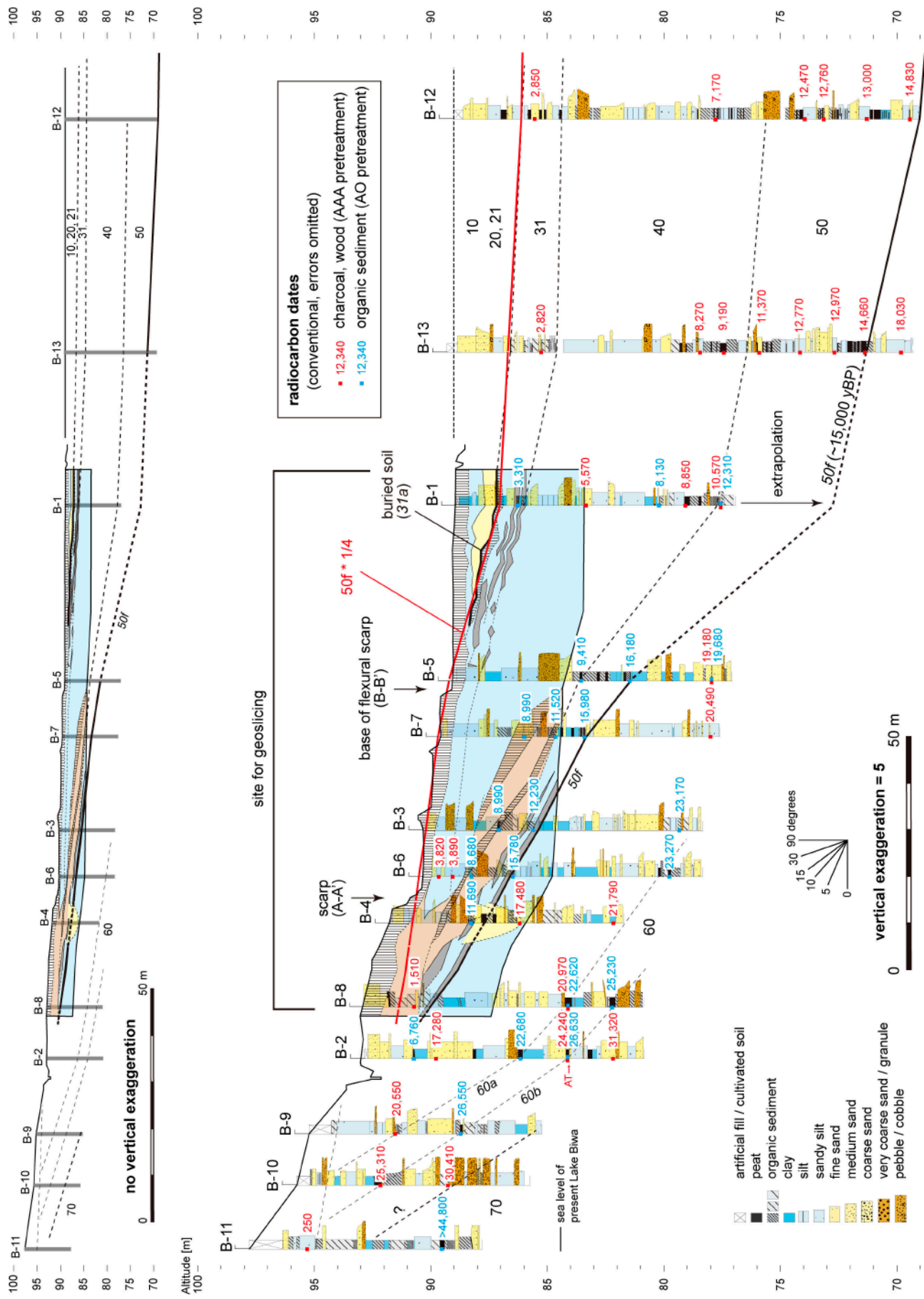


図3 調査地全体の推定地質断面。上図は1:1断面、下図は垂直方向に5倍誇張したもの。調査測線上からはずれたボーリング (B-9~11 および B-12~13) については、調査地付近の断面の一般走向 N10°E を仮定して測線上に投影した。

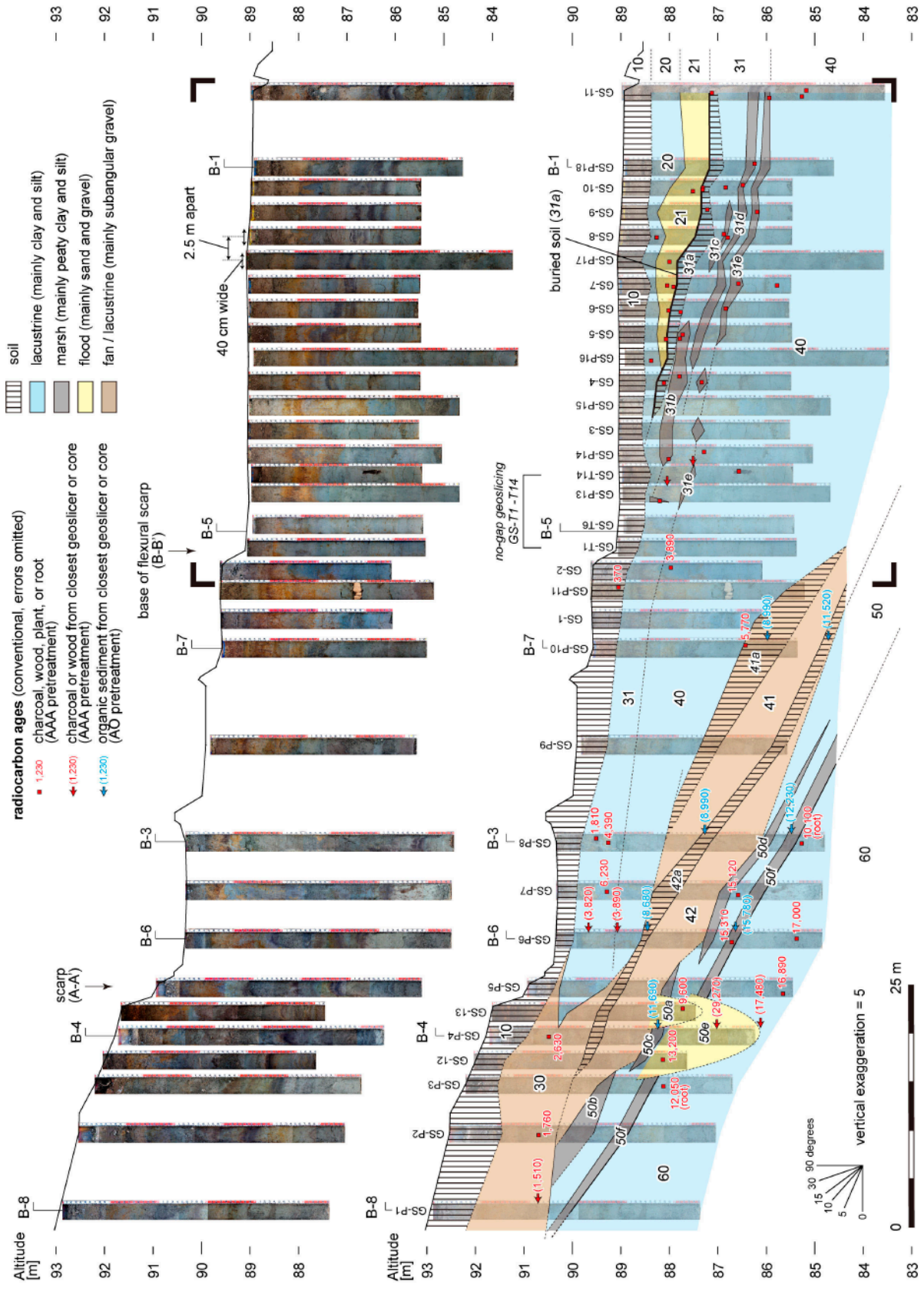


図4 ジオスライサー調査測線の推定地質断面。垂直方向に5倍誇張。



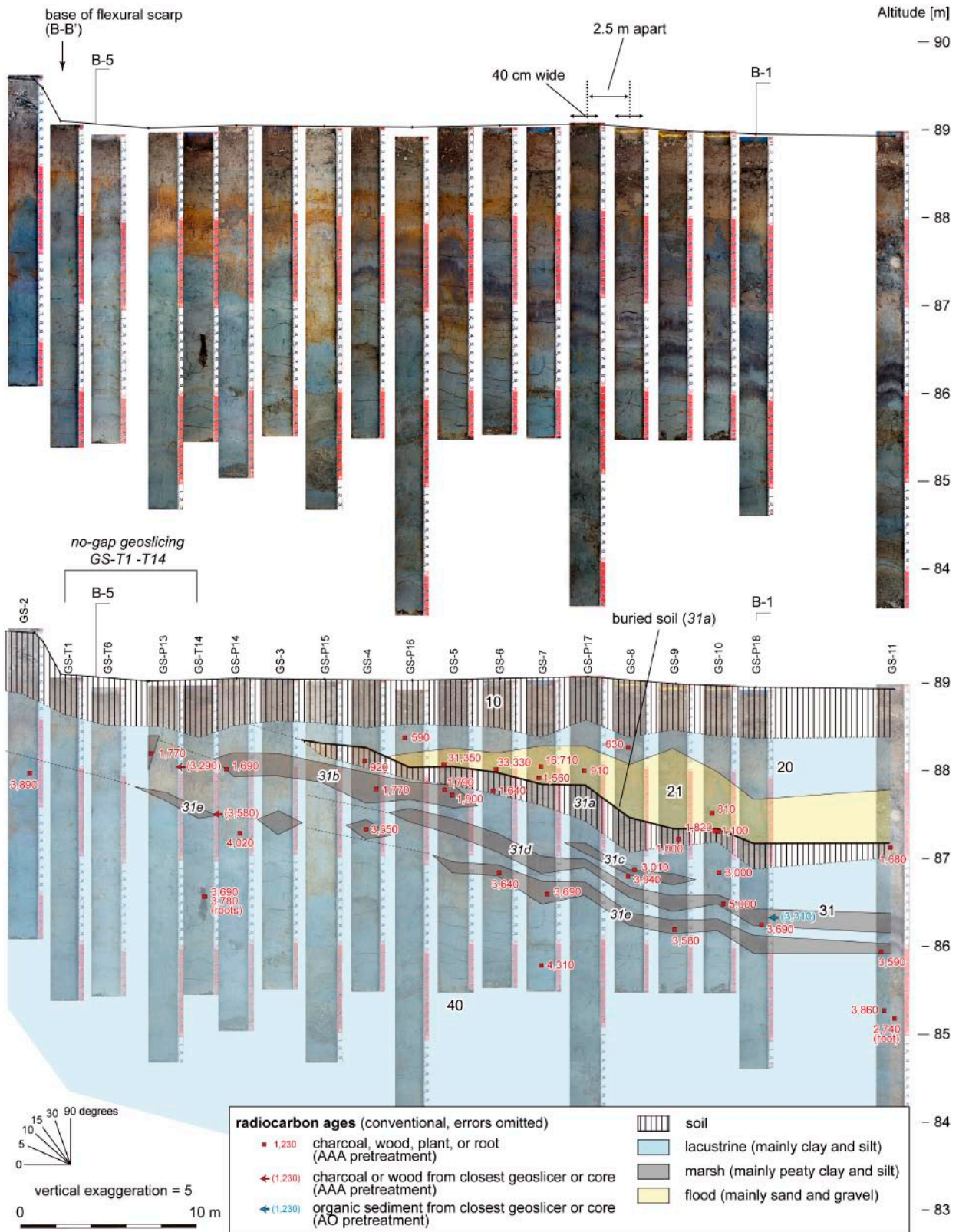


図5 ジオスライサー調査測線の推定地質断面(撓曲崖基部東側の拡大)。垂直方向に5倍誇張。

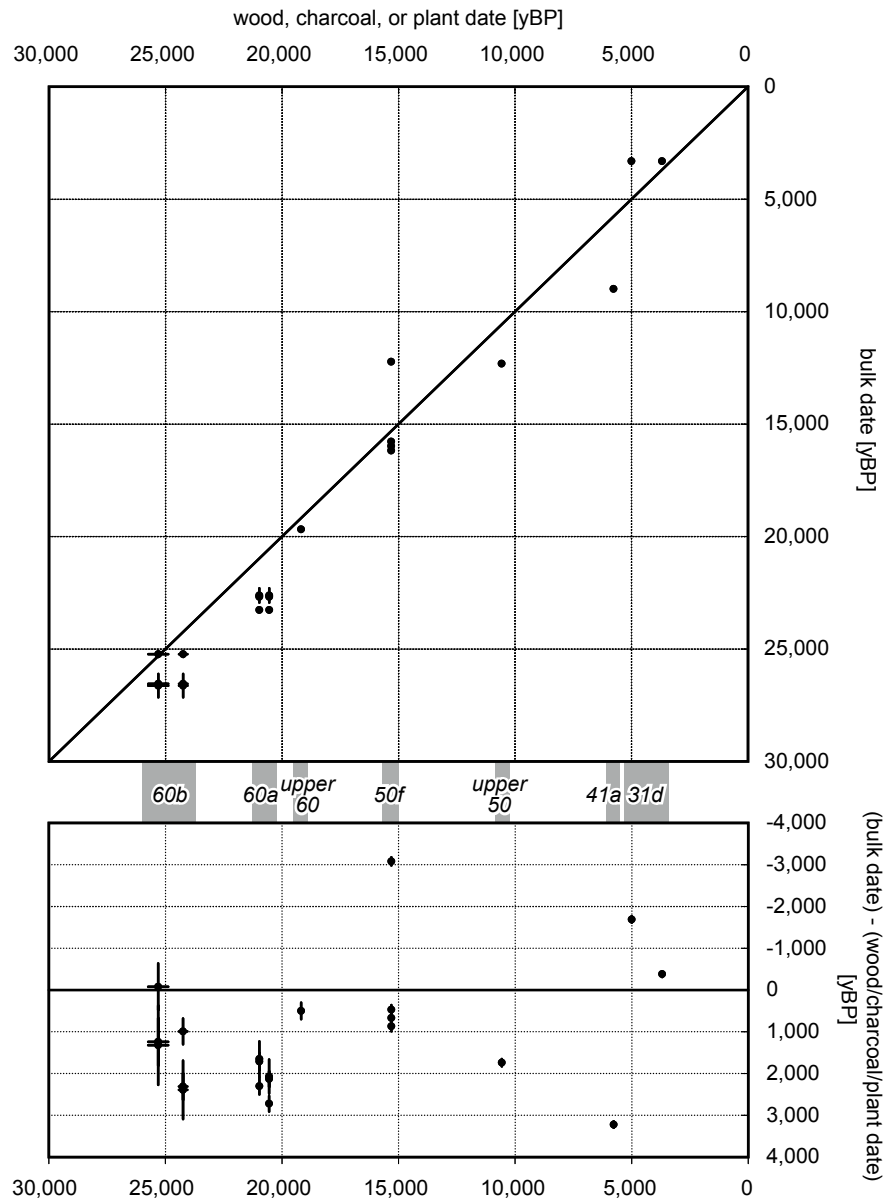


図6 木片／炭化木片／植物片試料と有機質堆積物試料の年代値の比較。同層準内から採取された試料について、すべての木片／炭化木片／植物片試料－有機質堆積物の組み合わせをプロットした。例えば、それぞれ1試料ずつの場合は、組み合わせは1つである。上図は両者の年代を両軸上にプロットしたもので、下図は両者の差をプロットしたものである。

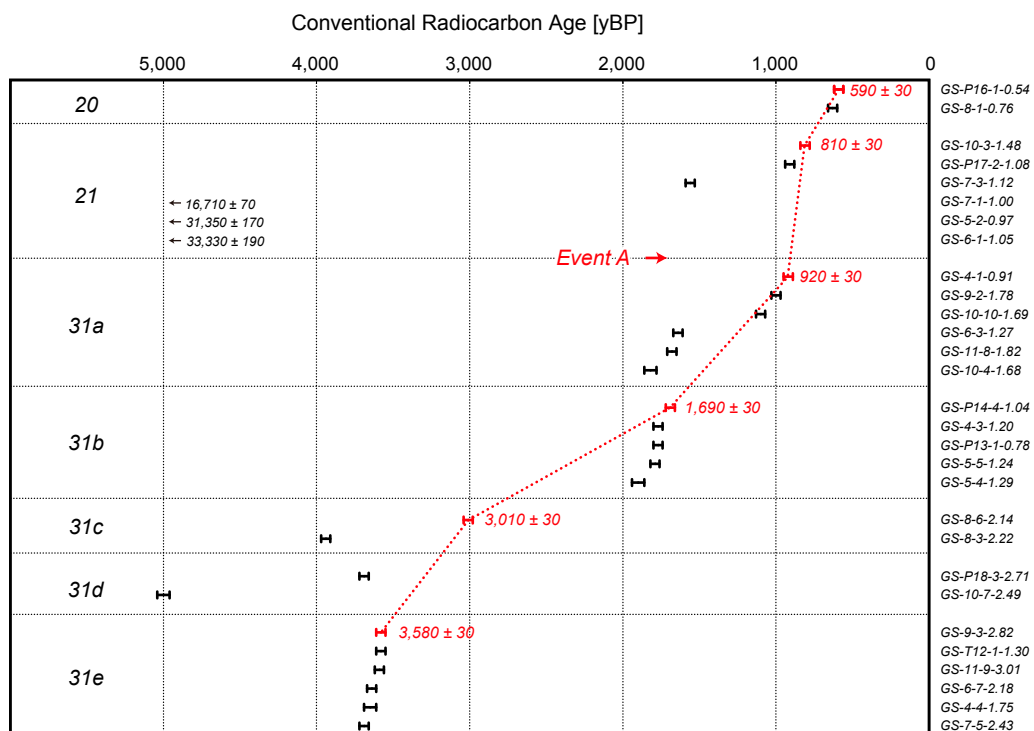


図7 20層～31e層の各層から得られた木片・炭化木片・植物片試料の年代（暦年未補正）。基本的に各層から得られた最も新しい年代値を各層の堆積終了年代とした。

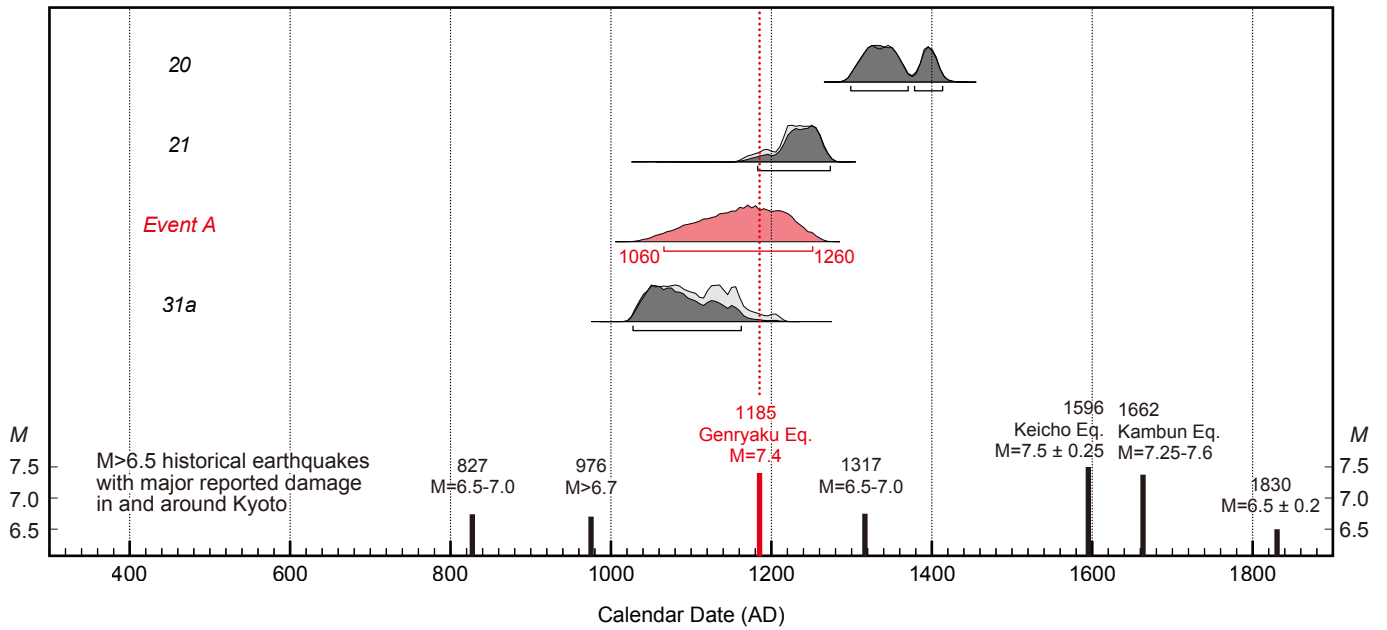


図8 OxCalを用いた解析による最新活動時期（イベントAの時期）の確率密度分布（赤の分布）。薄い影付の分布が各層の堆積終了年代の元の確率密度分布，濃い影付の分布がベイジアン解析によって改善された確率密度分布を示す。各分布の下に記された横棒は $\pm 2\sigma$ の信頼区間を表す。また，下には，京都に大きな被害を与えた推定マグニチュード6.5以上の内陸地震（宇佐美，2003）も示した。

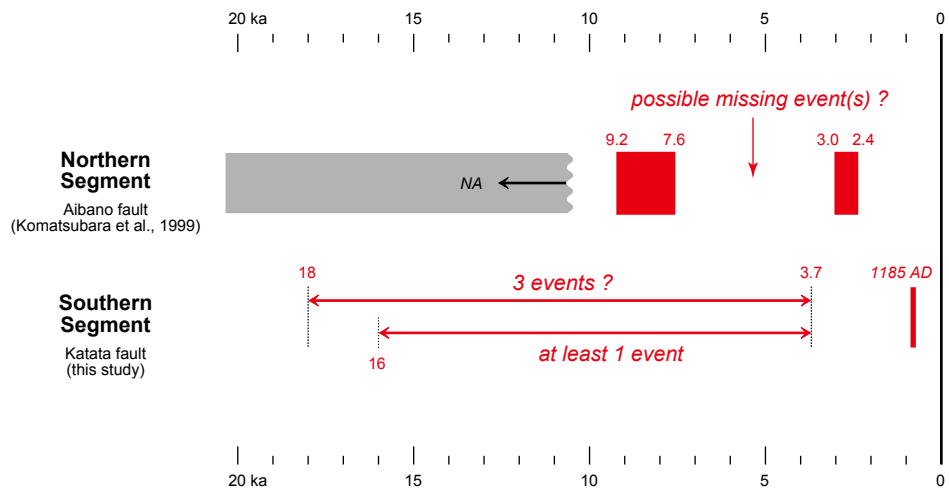


図9 琵琶湖西岸断層帯の活動履歴総括図。北部セグメントの活動履歴は小松原ほか（1999）に基づく。



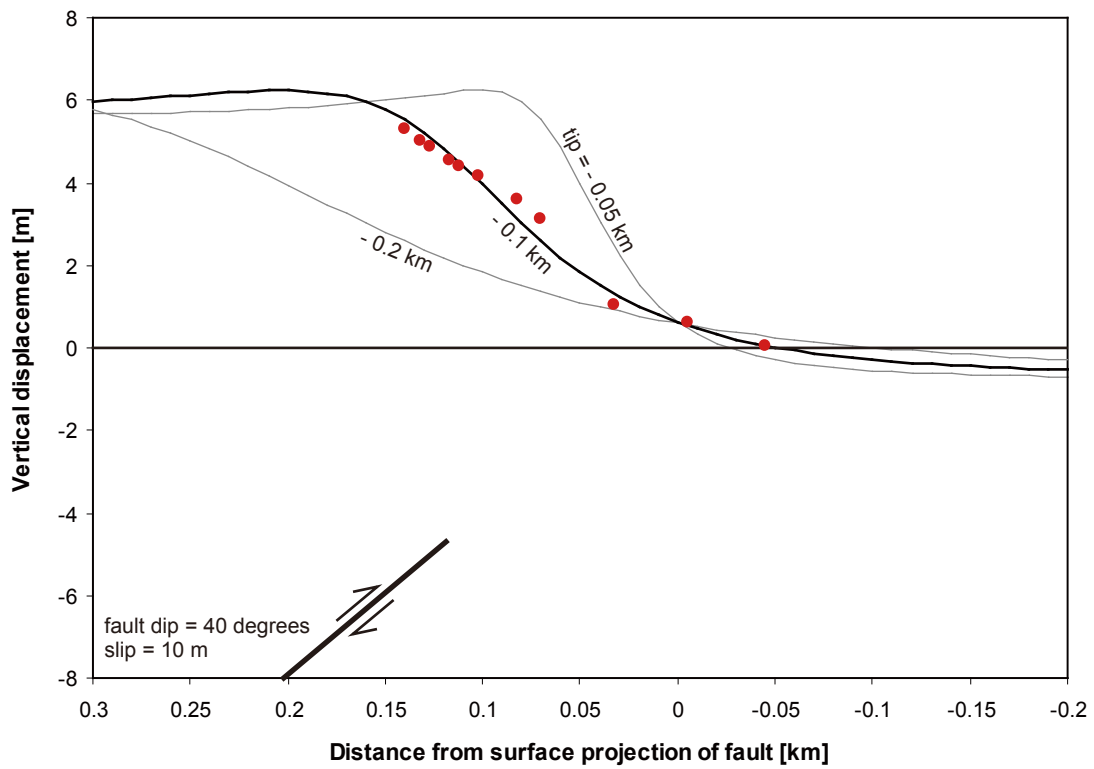


図 10 食い違いの弾性論によって計算される地表変形（黒の曲線）と最新活動時の地表変形（赤のプロット）。断層の上端深度を 0.1 km, 断層面上のすべり量を 10 m とした場合に地表における変形量や変形幅がおおむね説明できる。

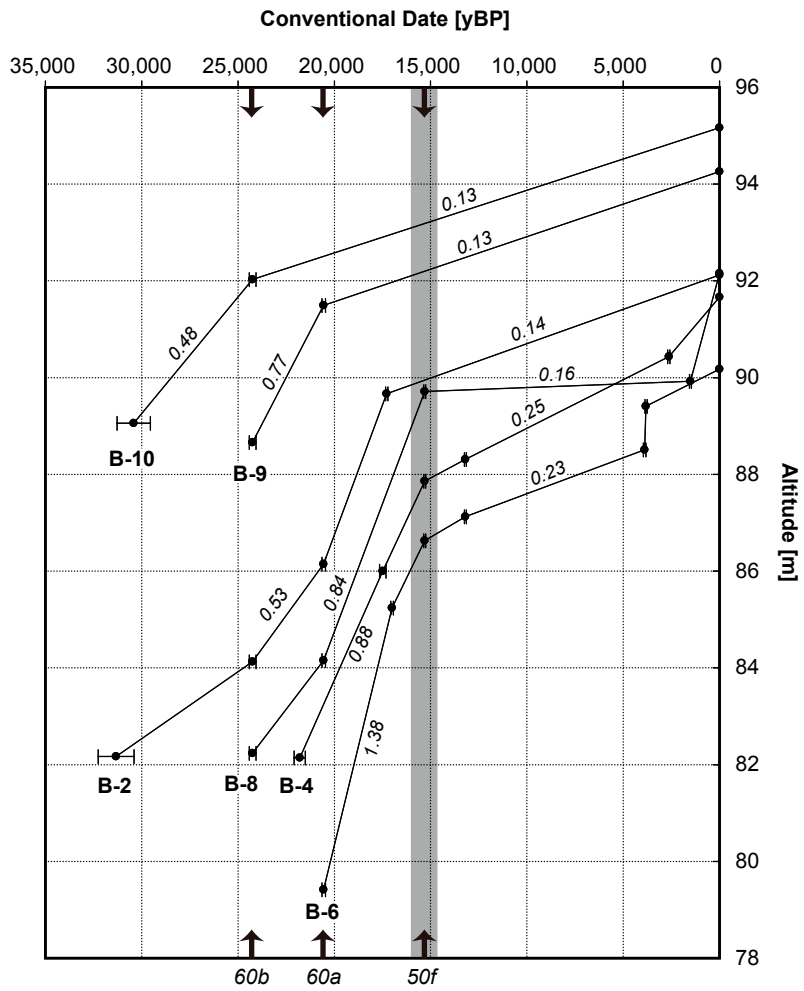


図 11 上盤側ボーリングコア (B-10~6) の堆積曲線. 図中の数字は約 15,000 yBP 以前と以降における堆積速度を示す (単位, mm/yr, ただし yr は未補正のもの).