短 報

琵琶湖西岸断層帯北部上寺断層の活動による河成段丘の隆起

垣内佑哉*^{1, a}・堤 浩之*²・竹村恵二*³・鈴木毅彦*⁴・村田昌則*⁴

琵琶湖西岸北部泰山寺野台地に分布する河成段丘面の対比・編年を行い、琵琶湖西岸断層帯上寺断層の活動による段丘の隆起速度を明らかにした。空中写真判読および現地調査に基づき、段丘面を饗庭野Ⅰ面、泰山寺野Ⅰ～Ⅳ面、奥山面、中野面に分類した。露頭観察、パーカッション採土器を用いた段丘面被覆土壌の試料採取および火山灰分析により、段丘面上の風成層中に鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)、始良 Tn テフラ (AT)、鬼界葛原テフラ (K-Tz) の層準を検出した。その結果、饗庭野Ⅰ面は 160～200 ka、泰山寺野Ⅰ面は 105～140 ka、泰山寺野Ⅱ面は 95～130 ka、泰山寺野Ⅲ面は 90～100 ka、泰山寺野Ⅳ面は 60～80 ka、奥山面は 25～30 ka にそれぞれ形成されたと推定した。各段丘面と沖積面の比高を段丘面の年代で除して、段丘面の隆起速度を求めたところ、すべての段丘面が 0.6～1.2 mm/yr の範囲に収まった。このことにより、泰山寺野Ⅰ面形成以降、上寺断層の活動によって、断層の上盤側の地形面は、ほぼ一定の速度 (0.6～1.2 mm/yr) で隆起してきたと考えられる。

キーワード：琵琶湖西岸断層帯、河成段丘、テフラ、鬼界葛原テフラ (K-Tz)、隆起速度

I. はじめに

近江盆地は、近畿三角帯 (Huzita, 1962) の北頂部に位置しており、東を伊吹山地・鈴鹿山脈、西を野坂・比良山地などの標高 1,000 m 前後の山地に囲まれた構造盆地である。琵琶湖西岸断層帯は、近江盆地の西縁に沿って滋賀県大津市膳所から高島市マキノ町まで約 60 km にわたって分布する西傾斜の逆断層帯である (図 1-a, 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)。琵琶湖西岸断層帯の上下変位速度は、北部の饗庭野断層で 1.8～2.1 mm/yr、南部の堅田断層で 1.4 mm/yr と推定されており (小松原, 2006)、近畿地方で最大級の変位速度を示す。また、本断層帯の今後 30 年間の大地震発生確率は最大で 3% とされており (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)、近畿地方の地震防災を考える上でも重要な断層帯である。

琵琶湖西岸断層帯北部の饗庭野断層・上寺断層の周辺には、河成段丘が広く発達しており、これらの段丘は断層運動によって隆起・変形している (東郷, 1971)。これらの段丘は、本地域の地殻変動を明らかにする上で重要な指標となるが、その形成年代については、小松原ほか (1998a) が低位段丘面 (東郷 (1971) の奥山面、中野面) を推定しているだけで、中位段丘面・高位段丘面 (東郷 (1971) の饗庭野Ⅰ・Ⅱ面、泰山寺野Ⅰ～Ⅳ面) についてはデータが得られていない。これは、段丘面被覆土壌中に鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) (7.3 ka : 町田・新井, 2003) や始良 Tn テフラ (AT) (26～29 ka : 町田・新井, 2003) より古いテフラが見つかっておらず、中位段丘面・高位段丘面の形成年代に地質学的な制約を与えることができなかったためである。本研究では、火山灰分析に基づき、段丘面被覆土壌中に K-Ah, AT に加えて鬼界葛原テフラ (K-Tz) (95 ka : 町田・新井, 2003) を検出

2009 年 3 月 26 日受付。2010 年 4 月 3 日受理。

*1 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町 (現住所：株式会社日本能率協会総合研究所 〒105-0011 東京都港区芝公園 3-1-22)。

*2 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町。

*3 京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設 〒874-0903 別府市野口原。

*4 首都大学東京都市環境学部地理環境コース 〒192-0397 八王子市南大沢 1-1。

*a Corresponding author : yuya_kakiuchi@jmar.co.jp

図 1 調査地域の地形と活断層

(a) 断層線(実線)の位置および断層名は岡田・東郷編(2000), 湖西湖底断層の位置は宮内ほか(2005)による。国土地理院発行 50 m メッシュ数値地図を用いて作成。(b) Locs. A~K で採取した試料の火山灰分析結果を図 3 に示し, 段丘横断面図は図 4 に示す。国土地理院発行 1:25,000 地形図をもとに作成。

した。そして、これらの広域テフラを用いて河成段丘の対比・編年を行い、上寺断層の活動による段丘の隆起速度に関する考察を行った。

II. 研究方法

1. 地形調査

本研究では、まず縮尺 1/10,000 および 1/20,000 の空中写真判読と現地調査によって、段丘面の開析度や連続性、他の段丘面との比高、土壌や礫の風化程度を考慮して、段丘面を分類した。また、上寺断層の活動によるこれらの段丘面の垂直変位量を計測するため、高島市発行

の縮尺 1/2,500 の地形図(等高線間隔 2 m)を用いて、活断層トレースと直交する方向に段丘面と断層の低下側の沖積面との比高を測定した。断層の上下変位量を求めるには、断層を挟んで同一の段丘面の比高を測定する必要があるが、本研究では断層の低下側の段丘面を確認していない。そのため、本研究で求めた変位量は、上下変位量内の隆起量に相当するとみなした。

2. 土壌調査

泰山寺野台地に分布する各段丘面上の 11 地点で、パーカッション採土器(大起理化工業株式会社製)を用いて、被覆土壌および段丘構成層上部の採取を行った。

なお、一部の段丘面については、地層の欠損を防ぐために、同一面について2~3地点で掘削を行った。採取した各コアは、層相の記載を行った後、5cm間隔で試料を採取した。地層の対比と火山灰降下層準の認定のために、帯磁率(初磁化率)を測定した。帯磁率測定は、試料を7ccのキューブにつめて京都大学人間・環境学研究科所有のBartington Susceptometer MS2を用いて行った。帯磁率は1試料につき5回ずつ測定し、その平均を取った。求めた帯磁率は、乾燥重量で除すことによって、質量あたりの帯磁率に換算した。

火山灰降下層準が風成層中にあるか、河成層中にあるかということは、段丘面の形成年代の推定に大きく影響する。しかし、両者の境界は概して不明瞭であり、肉眼のみでその境界を認定することは困難である。さらに、帯磁率、粒度、鉱物組成、その他の要素についても、単独で風成層と河成層の境界を決定しうる指標はこれまでに報告されていない。本研究では、おもに帯磁率・粒度に基づいて、以下のように風成層と河成層の境界の認定を行った。

堆積速度が相対的に速い河成層と相対的に遅い風成層では、帯磁率のパターンに差異が出るとされている(松浦ほか, 2007)。具体的には、風成層から河成層に変わると、帯磁率の減少傾向が緩やかになる。また、河成層では風成層に比べて粘土・シルトの含有率が減少し、砂礫の含有率が増加する。そこで本研究では、まず帯磁率のパターンから、風成層と河成層のおおよその境界を推定した。次に、その境界周辺で粒度の変化を調べ、風成層と河成層の境界を認定した。

3. 火山灰分析

前処理では、超音波洗浄と水洗を行い、粒径を60~124 μm に整えた。その後、封入剤を用いて薄片を作成した。火山ガラスおよび重鉱物の含有率は、偏光顕微鏡を用いて粒子の個数比として求めた(母数は400粒子以上)。AT層準以深では、火山ガラス・重鉱物ともに含有率が小さくなるため、薄片全視野(母数は約3,000~4,000粒子)での粒子の個数を測定した。火山ガラス・斜方輝石・普通角閃石については、必要に応じて屈折率を測定した。屈折率測定では、京都大学理学研究科所有の温度変化型屈折率測定装置RIMS87(株式会社京都フィッシュン・トラック社製、測定誤差 $\pm 1 \times 10^{-4}$)を使用した。火山ガラスの含有率が低い試料は、首都大学東京都市環境学部所有のエネルギー分散型X線分析装置JED-2300、走査顕微鏡JSM-6390(ともに日本電子株式会社製)を使用して、火山ガラスの主成分化学組成

測定を行った。本研究での測定条件は、加速電圧:1.5kV、試料電流:1.2nAである。測定後、標準試料との比較に基づいて、AT、K-Tzおよびその他のガラスに対応するガラスのグルーピングを行った。なお、本研究の化学組成測定では、CaOの重量%が低い傾向にある。CaOの分析値について、確度は劣るものの精度は高く、相対的な値として議論に用いる精度はある(鈴木・村田, 2008)。火山灰の同定は、測定結果をATとK-Tzの首都大学東京における標準試料(AT:静岡県御殿場市上柴怒田^{しばんだ}, K-Tz:神奈川県相模原市津久井町青根)と比較して行った。

本研究では、火山ガラスの含有率頻度分布に加えて、帯磁率の変化、重鉱物(普通角閃石、斜方輝石)および高温型石英(β -qt)の頻度分布を考慮して、火山灰の降下層準を認定した。火山ガラスの含有率が高い層準では、400粒子中の火山ガラスの含有率を用いて、火山灰降下層準を認定した。AT(ガラスの屈折率 $n=1.498$ – 1.501 : 町田・新井, 2003)、K-Ah($n=1.504$ – 1.512 : 町田・新井, 2003)のように、屈折率が大きく異なるテフラが混在している層準では、ガラスの屈折率を測る際に浸液の屈折率を両者の中間の1.503に固定し、屈折率が1.503より高いガラス(K-Ahレンジ)と低いガラス(ATレンジ)の個数比(AT/K-Ah比)を求めて、それぞれの火山灰降下層準を認定した。火山ガラスの含有率が低い層準では、薄片全視野での火山ガラス・重鉱物・高温型石英の個数に基づいて、火山灰降下層準を認定した。

近畿地方では、段丘面被覆土壌中の火山灰降下層準を肉眼で判別できないことが多いことから、本研究ではガラスや鉱物の含有率が高い層準を、幅をもたせて火山灰降下層準として認定した。たとえば、AT層準が深度5~25cmの場合は、純層の厚さが20cmということではなく、深度5~25cmの間にATの降下層準が含まれていることを意味する。

III. 地形・地質概観

本地域には、石田川、^{あど}安曇川、鴨川などの琵琶湖に注ぐ河川によって、沖積低地が形成されている。断層はこれらの河川に直交するように南北走向に分布し、河川沿いに発達する数段の河成段丘面を変位させている(東郷, 1971)。

本地域には、中古生界の丹波層群とそれを覆う中下部更新統の古琵琶湖層群と段丘堆積物が広く分布する。古琵琶湖層群最上部の高島累層はシルトおよび砂礫からなり、火山灰層を挟在する(中江・吉岡, 1998)。そして、

最大層厚約 60 m の段丘礫層が、細粒な高島累層を緩やかな傾斜不整合で覆う(中江・吉岡, 1998). 段丘堆積物は円～亜円礫層からなり、これを赤褐色～黄褐色の土壌が覆う。

近畿地方に分布する第四紀テフラは、主として三瓶山と大山から噴出したテフラと、九州を主とする遠隔地からもたらされたテフラである(町田・新井, 2003). 近江盆地周辺のボーリング調査で報告されているおもな広域テフラは、K-Ah (7.3 ka), AT (29～26 ka), 大山生竹テフラ (DNP: >80 ka), 阿蘇 4 テフラ (Aso-4: 90～85 ka), K-Tz (95 ka) である(吉川・井内, 1991; 大久保, 2007). これらのテフラの降下年代は町田・新井 (2003) に基づく。

饗庭野断層は南北走向で長さ約 5 km, 上寺断層は北東～南西走向で長さ約 4 km の東落ち逆断層である(図 1-a). 饗庭野断層と上寺断層は、全体として東に弧状にはり出すように分布している。石田川周辺では、高さの異なる段丘面が東落ちに撓曲している(図 1-b). Loc. 1, Loc. 4 ではトレンチ掘削調査が行われ、沖積層を変位させる西傾斜の逆断層が報告されている(図 1-b, 小松原ほか, 1998b). 天川の南で断層トレースは 2 条に分かれるが、新旭で再び 1 条となる。Loc. 3 では、古琵琶湖層群が走向 N 24° W, 傾斜 42° E で東に急傾斜しているのが認められる。古琵琶湖層群は、初生的にはほぼ水平に堆積したと考えられ、この急傾斜は断層運動による変形をあらわすと考えられる。新旭周辺では、南北に細長く分布する中野面(後述)の東端に低崖が認められ、この低崖は安曇川の流路と直交することから、断層崖であると考えられる。安曇川周辺では断層トレースは 1 条であるが、反射法地震探査によると、地表で認められる断層の東側に、より変位量の大きな伏在断層が分布することが報告されている(滋賀道路地震防災検討委員会, 2006). 上寺断層の西では、広く発達する段丘が泰山寺野台地を構成し、その東端で撓曲が認められる。また撓曲帯の西では、背斜変形や地形面の逆傾斜が見られる。北部地域に分布する段丘面は、全体として北西から北に傾動している(東郷, 1971; 堤ほか, 2005). 上寺断層の南には、勝野断層が琵琶湖西岸断層帯の一般走向(N 10° E)に直交する方向に分布している。また勝野断層を挟んで、上寺断層と比良断層のトレースは約 5 km 左ステップしている(図 1-a). この約 5 km 幅のステップは、地震時に破壊のバリアとなりうることから、一般に琵琶湖西岸断層帯は北部の 20 km 区間(知内断層, 饗庭野断層, 上寺断層)と南部の 40 km 区間(比良断層, 堅田断

層, 比叡断層, 膳所断層)の 2 つのセグメントに分けられる(Kaneda *et al.*, 2008; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009).

IV. 段丘面と被覆土壌中のテフラの記載

本研究では、段丘面を上位から饗庭野 I 面, 泰山寺野 I ～IV 面, 奥山面, 中野面に分類した(図 1-b). なお、段丘面の名称は、基本的に東郷 (1971) に従っているが、東郷 (1971) の饗庭野 II 面は、本研究では饗庭野 I 面に含めた。

1. 饗庭野 I 面

饗庭野 I 面は、饗庭野台地南部および泰山寺野台地南部に分布する(図 1-b). 残存する段丘面は著しく開析され、やせ根根状を呈す。また、饗庭野 I 面は、断層運動により著しく変形を受けており、背斜状の変形と北西方向への傾動が認められる。標高は 220～250 m, 現河床との比高は 100～140 m, 断層東側の沖積面との比高は 85～120 m である(図 2, 表 1). 段丘礫層の最上部では、風化のためにチャートは漂白礫となり、基質は赤色化している。チャート以外の礫の一部は、風化によりクサリ礫化している。

Loc. A で得られたコア試料は、下位から礫層, 黄灰色シルト～細粒砂層, 褐色～赤褐色シルト層, 黒色粘土層からなる。深度 90～120 cm で帯磁率が増加しているため、他の面で認められるような減少傾向の変化点は認められない。このため、本地点では帯磁率のパターンから風成層と河成層の境界を推定することは難しい。そこで、他の面と比べると確度は劣るが、砂の含有率が増加する深度 140 cm を風成層と河成層の境界とした(図 3). ガラスの屈折率の AT/K-Ah 比を見ると、K-Ah レンジのガラスの含有率は火山灰多産層準の上部で高く、下部に向かって漸減する。また、火山ガラスの含有率は深度 5～25 cm で増加していることから、火山灰多産層準の上部(深度 5～25 cm)を K-Ah 層準、最下部(40～50 cm)を AT 層準と推定した。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、深度 85～90 cm で火山ガラスが増加し、深度 50～90 cm では高温型石英が含まれる。深度 85～90 cm のガラスの屈折率は 1.499～1.500 であることから、深度 85～90 cm を K-Tz 層準と推定した。なお、この層準のガラスの化学組成は、AT の標準試料よりも SiO₂ 含有率が高く(表 2), この層準が K-Tz 層準であることと矛盾しない。深度 90～120 cm で、帯磁率の幅広いピークが認められる。帯磁率が高くなる原因としては、(1) テフラ起源の強磁性鉱物、(2) 土壌起源の強磁性鉱物の 2 つ

図 2 饗庭野断層・上寺断層の断層変位地形と周辺の地形分類図

(a) 測線 a-a'~f-f' の地形断面図を (b) に示す。国土地理院発行 1:25,000 地形図をもとに作成。
 (b) 地形断面は、高島市発行の 1/2,500 地形図より作成。

表 1 各段丘面の特徴

地形面	標高 (m)	断層の東側の 沖積面との 比高(m)	風成層 の厚さ (cm)	AT-K-Tz間の 風成層の厚さ (cm)	AT-K-Tz間の 平均堆積速度 (mm/kyr)	K-Tz~基底までの 風成層の厚さ (cm)	推定形成 年代(ka)	隆起速度 (mm/yr)
饗庭野 I 面	220-250	85-120	135	35-50	5-8	50-55	(200-160)	-
泰山寺野 I 面	185-220	90-125	65-95	30-70	4-11	10-20	140-105	0.6-1.2
泰山寺野 II 面	180-200	80-100	75-80	30-55	4-8	0-15	130-95	0.6-1.1
泰山寺野 III 面	160-175	60-75	50-80	-	-	0	100-90	0.6-0.8
泰山寺野 IV 面	145-160	50-55	75	-	-	-	80-60	0.6-0.9
奥山面	120-135	25-30	30	-	-	-	30-25	0.8-1.2

が考えられる。ここではピークの幅が広いことから、長期間にわたって継続的に磁性鉱物が供給されたと考えられる。さらに、K-Tz (95 ka) 層準直下であることや、堆積物の色がやや黒みを帯びていることを考慮すると、この帯磁率のピークは最終間氷期 (~120 ka) に形成された古土壌起源の磁性鉱物に起因すると考えられる。

2. 泰山寺野 I 面

泰山寺野 I 面は、饗庭野 I 面を囲むように広く分布する (図 1-b)。地形面の開析が進んでいるものの、面の連続性はよい。段丘面は断層運動により著しく変形を受けており、背斜状の変形と幅 2 km にわたる地形面の逆傾斜が認められる。標高は 185~220 m、現河床との比高は 80~110 m、断層の東側の沖積面との比高は 90~125 m

である (図 2, 表 1)。

Loc. B で得られたコア試料は、下位から礫層、礫まじり黄褐色シルト~砂層、褐色シルト層、黒色粘土まじり褐色シルト層、黒色粘土層からなる。帯磁率のパターンは、深度 100~120 cm で変化している。さらに、砂の含有率は深度 120 cm で増加していることから、深度 120 cm を風成層と河成層の境界とした (図 3)。深度 0~30 cm では AT レンジと K-Ah レンジのガラスが混在しているが、30 cm 以深ではほとんどが AT レンジのガラスとなる。以上より、ガラスの含有率が高い深度 0~10 cm を K-Ah 層準、35~45 cm を AT 層準と推定した。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、深度 100~105 cm でガラス、95~100 cm では重鉱物の増加がそれぞれ認めら

れ、高温型石英も 95~120 cm で増加する。深度 100~105 cm のガラスの屈折率は 1.498-1.501, 斜方輝石の屈折率は 1.701-1.713 であることから、深度 100~105 cm を K-Tz 層準と推定した。なお、この層準のガラスの化学組成は、AT の標準試料よりも SiO_2 含有率が高く (表 2), この層準が K-Tz 層準であることと矛盾しない。ま

た、帯磁率は、深度 100~105 cm で増加しているが、これは K-Tz または Aso-4 起源の磁性鉱物に起因すると考えられる。

Loc. C で得られたコア試料は、下位から礫層、礫まじり青灰色シルト~砂層、褐色シルト層、黒色粘土層からなる。帯磁率と砂の含有率の変化から、深度 95 cm を風

図3 段丘堆積物および風成層の柱状図
掘削地点は図2-bに示す。

成層と河成層の境界とした(図3)。深度0~30 cmではATレンジとK-Ahレンジのガラスが混在しているが、30 cm以深ではほとんどがATレンジのガラスとなる。したがって、深度0~30 cmの中でガラスの含有率が高く、K-Ahレンジのガラスの割合が大きい5~15 cmをK-Ah層準、火山灰多産層準の最下部(30~45 cm)をAT層準とした。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、深度75~85 cmでガラスが増加し、高温型石英も75~85 cmでその上下と比べて増加する。深度75~80 cmのガラスの屈折率は1.497-1.499、斜方輝石の屈折率は1.700-1.708であることから、深度75~85 cmをK-Tz

層準であると推定した。なお、この層準のガラスの化学組成は、ATの標準試料よりもSiO₂含有率が高く(表2)、この層準がK-Tz層準であることと矛盾しない。

3. 泰山寺野Ⅱ面

泰山寺野Ⅱ面は、泰山寺野Ⅰ面を削り込んで、安曇川の南側に広く分布する(図1-b)。南北方向の谷による開析が進んでいるため、面の分布は断片的である。泰山寺野Ⅰ面と同様、幅広い背斜状変形と逆傾斜が見られる。標高は180~200 m、現河床との比高は60~90 m、断層の東側の沖積面との比高は80~100 mである(図2, 表1)。段丘構成礫層の多くは粒径4 cm以下の亜円~亜角礫で

表 2 火山ガラスの主成分化学組成

試料採取地点		主成分化学組成（重量％）										total (normalized)	total	n
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO				
K-Tz														
Loc. A		79.0	0.1	11.9	1.4	0.1	0.7	3.8	3.0	0.1	100.0	92.7	6	
	(85-90 cm)	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.3	0.1	0.0	2.6		
Loc. B		79.1	0.2	11.9	1.4	0.1	0.7	3.7	2.8	0.1	100.0	93.0	13	
	(100-105 cm)	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	1.3		
Loc. C		79.5	0.2	11.9	1.4	0.1	0.6	3.6	2.5	0.1	100.0	92.7	9	
	(75-80 cm)	0.6	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.8		
Loc. D		79.1	0.2	11.9	1.4	0.1	0.7	3.6	2.9	0.1	100.0	93.1	8	
	(85-90 cm)	0.3	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	1.1		
AT（標準試料）														
静岡県御殿場町		78.6	0.1	11.9	1.5	0.1	0.6	3.8	3.2	0.1	100.0	93.8	20	
	上柴努田	0.2	0.1	3.8	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.9		
K-Tz（標準試料）														
神奈川県相模原市		79.4	0.3	11.6	1.3	0.2	0.6	3.7	2.9	0.0	100.0	90.4	16	
	津久井町青根	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	1.8		

あるが、稀に礫径 15 cm のものも含まれる。

Loc. D で得られたコア試料は、下位から礫層、褐色シルト層、黒色粘土層からなり、褐色シルト層の下部には、細礫が混じる。帯磁率のパターンから風成層と河成層の境界を推定することは難しい。そこで、他の面と比べると確度は劣るが、砂の含有率の増加が認められる深度 100 cm を風成層と河成層の境界とした (図 3)。上部では AT レンジと K-Ah レンジのガラスが混在しているが、下部に向かって AT レンジのガラスの割合が増加している。以上により、ガラスの含有率が高い深度 10~15 cm を K-Ah 層準、40~55 cm を AT 層準とした。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、ガラスと重鉱物が深度 85~90 cm で増加し、高温型石英も 95 cm 以浅で増加している。深度 85~90 cm のガラスの屈折率は 1.408~1.498、斜方輝石の屈折率は 1.700~1.709 であることから、深度 85~90 cm を K-Tz 層準であると推定した。なお、この層準のガラスの化学組成は、AT の標準試料よりも SiO₂ 含有率が高く (表 2)、この層準が K-Tz 層準であることと矛盾しない。

Loc. E で得られたコア試料は、下位から礫層、褐色シルト層、黒色粘土まじり褐色シルト層、黒色粘土層からなり、褐色シルト層の下部には細礫がまじっている。帯磁率のパターンから風成層と河成層の境界を推定することは難しい。また、礫層とシルト層の境界である深度 85 cm まで、砂の含有率は大きく増加しないことから、確度は劣るが深度 85 cm を風成層と河成層の境界とした

(図 3)。上部では AT レンジと K-Ah レンジのガラスが混在しているが、下部に向かって AT レンジのガラスの割合が増加する。以上により、K-Ah レンジのガラスの割合が大きい深度 10~15 cm を K-Ah 層準、火山灰多産層準の最下部 (25~35 cm) を AT 層準とした。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、高温型石英が深度 80 cm 以浅で、ガラスが 75~80 cm で増加する。深度 75~80 cm のガラスの屈折率は 1.498~1.500、斜方輝石の屈折率は 1.700~1.704 であることから、深度 75~80 cm を K-Tz 層準と推定した。

Loc. F で得られたコア試料は、下位から礫層、褐色シルト層、黒色粘土層からなる。帯磁率と砂の含有率の変化から、深度 90 cm を風成層と河成層の境界とした。深度 0~15 cm では AT レンジと K-Ah レンジのガラスが混在しているが、15 cm 以深ではほとんど AT レンジのガラスからなる。よって、K-Ah レンジのガラスの割合が大きい深度 5~15 cm を K-Ah 層準、火山灰多産層準の最下部 (35~45 cm) を AT 層準とした。薄片全視野での鉱物の個数を見ると、高温型石英が深度 75~90 cm で緩やかに増加する。この深度では、ガラスや重鉱物も微量だが検出された。この層準のガラスの屈折率は 1.497~1.501、斜方輝石の屈折率は 1.700~1.706 であった。Loc. D や Loc. E で採取された試料と比較するとやや不明瞭ではあるが、深度 75~90 cm を K-Tz 層準とした。

4. 泰山寺野Ⅲ面

泰山寺野Ⅲ面は、泰山寺野Ⅱ面を削り込んで、石田川

や安曇川の南側に広く分布する(図 1-b). 地形面の開析が進んでおり, 面の分布は断片的である. 泰山寺野Ⅲ面にも, 上位の面と同程度に, 幅広く明瞭な背斜状変形と逆傾斜が認められる. 標高は 160~175 m, 現河床との比高は 40~65 m, 断層の東側の沖積面との比高は 60~75 m である(図 2, 表 1). 石田川に沿って連続的に分布している本面を, 東郷(1971)は泰山寺野Ⅳ面としたが, 後述するように段丘堆積物中に K-Tz が含まれることから, 本研究では泰山寺野Ⅲ面と対比した.

Loc. G で得られたコア試料は, 下位から礫層, 礫まじり青灰色シルト層, 褐色シルト層, 黒色粘土層からなり, 深度 20~30 cm には褐色シルト層を挟む. 帯磁率と砂の含有率の変化から, 深度 100 cm を風成層と河成層の境界とした(図 3). 深度 45 cm まで K-Ah レンジのガラスが多く含まれる. 黒色粘土が褐色シルト層の間にまじっていることから, 風成層は激しく攪乱されていると推定される. 確度は低いが, K-Ah レンジのガラスの割合が大きい深度 0~15 cm を K-Ah 層準, 火山灰多産層準の最下部(35~40 cm)を AT 層準とした. 薄片全視野での鉱物の個数を見ると, 火山ガラスと高温型石英がともに明瞭なピークを示さず, 深度 140 cm 以浅で上方へ漸増する. これらの火山ガラスと高温型石英は K-Tz 起源であると考えられる. K-Tz 層準は, 風成層と河成層の境界付近に幅広く散在していると判断した.

Loc. H で得られたコア試料は, 下位から礫層, 青灰~褐色砂層, 褐色シルト層, 黒色粘土まじり褐色シルト層, 黒色粘土層からなる. 帯磁率と砂の含有率の変化から, 深度 105 cm を風成層と河成層の境界とした(図 3). 深度 0~20 cm で K-Ah レンジのガラスが多量に含まれるが, 30 cm 以深ではほとんどが AT レンジのガラスとなる. ガラスの含有率が高い深度 5~10 cm を K-Ah 層準, 20~30 cm を AT 層準とした. 薄片全視野での鉱物の個数を見ると, 火山ガラスと高温型石英がともに明瞭なピークを示さず, 深度 110 cm 以浅で上方へ漸増する. これらの鉱物は K-Tz 起源であると考えられ, K-Tz 層準は風成層と河成層の境界付近に幅広く散在していると判断した.

5. 泰山寺野Ⅳ面

泰山寺野Ⅳ面は, 泰山寺野Ⅲ面を削り込んで, 安曇川の南側に細長く分布する(図 1-b). 地形面の開析が進んでおり, 面の分布は断片的である. 泰山寺野Ⅳ面にも明瞭な背斜状変形が認められるが, 泰山寺野Ⅰ~Ⅲ面と比べると変形帯の幅が狭い. 標高は 145~160 m, 現河床との比高は 40~50 m, 断層の東側の沖積面との比高は 50

~55 m である(図 2, 表 1). 段丘構成礫層は, 亜円・亜角のチャート礫からなる. Loc. 5 では, 泰山寺Ⅳ面を構成する礫層とその上位の褐色シルト層が, 琵琶湖西岸断層帯の一般的な傾斜とは逆の東傾斜をもつ逆断層によって変位を受けている.

Loc. I で得られたコア試料は, 下位から礫層, 礫まじり褐色シルト層, 黒色粘土まじり褐色シルト層, 黒色粘土層からなる. 帯磁率と砂の含有率野変化から, 深度 95 cm を風成層と河成層の境界とした(図 3). 深度 0~25 cm では K-Ah レンジのガラスが多く含まれるが, 25 cm 以深ではほとんどが AT レンジのガラスとなる. ガラスの含有率が高い深度 15~20 cm を K-Ah 層準, 火山灰多産層準の最下部(25~55 cm)を AT 層準とした. 薄片全視野での鉱物の個数を見ると, 上位の面で見られた K-Tz 由来と思われる火山ガラスや高温型石英はまったく認められない.

Loc. J で得られたコア試料は, 下位から礫層, 礫まじり褐色シルト層, 黒色粘土層からなり, 風成層は認められなかった. 深度 40~45 cm まで AT レンジと K-Ah レンジのガラスが混在している(図 3)ことから, この地点では人為的な攪乱または生物擾乱により, 土壌の上下への攪乱が激しいと考えられる. 薄片全視野での鉱物の個数を見ると, Loc. I と同様に, K-Tz 由来と思われる火山ガラスや高温型石英はまったく認められない.

6. 奥山面

奥山面は, 安曇川と石田川の南岸に広く分布(図 1-b), 安曇川の北側の上古賀にも断片的に分布する. 奥山面は少し開析されているが, 面の連続性はよい. また上位の面のように断層による明瞭な変形は認められない. 標高は 120~135 m, 現河床との比高は 20~25 m, 断層の東側の沖積面との比高は 25~30 m である(図 2, 表 1). 古琵琶湖層群の上に段丘礫層が見られ, これらはおもに礫径が 5 cm 以下のチャートからなる. 小松原ほか(1998a)は, 奥山面の段丘堆積物最上部~表土中に AT を検出している. 天川周辺(Loc. 2, 図 1-b)では, 東西走向の露頭において段丘礫層が傾斜 30°で東に傾いており, 礫層上部には 18°東へ傾斜する砂層が挟まれている. これらは初生的な傾斜としては急すぎることから, 断層運動による変形と考えられる.

Loc. K (図 1-b) で得られたコア試料は, 下位から礫層, 褐色シルト層, 黒色粘土層からなる. 帯磁率のパターンは深度 60~70 cm で変化する. さらに, 砂の含有率は深度 60 cm 付近で増加していることから, 深度 60 cm を風成層と河成層の境界と推定した. 深度 0~25 cm

ではK-Ah レンジのガラス, 深度 60~65 cm ではAT レンジのガラスが卓越する(図3)ことから, 火山ガラスの含有率が高い15~25 cmをK-Ah 層準とした. 深度 60~65 cm ではAT レンジのガラスが増えるが, 他の面と比較すると含有率が低い. そのため, 深度 60~65 cm のAT レンジのガラスは, 段丘面形成以前に降下したATの二次堆積であると解釈した.

7. 中野面

中野面は, 安曇川と石田川の南岸, 饗庭野台地の東縁に細長く分布する(図1-b). 段丘面はほとんど開析されておらず, 面の連続性はよい. 段丘面に明瞭な変形は認められない. 標高は110~120 m, 現河床との比高は5~10 mである. 段丘構成礫層は礫径10 cm以下の亜円~亜角礫のチャートである. 小松原ほか(1998a)は, 中野I面(東郷(1971)の中野面の一部)の表土中にK-Ahを検出している.

V. 考 察

1. 段丘面の形成年代の推定

K-Tz は, 泰山寺野Ⅲ面より上位面の風成層下部で見られ, 特に泰山寺野Ⅲ面では河成層上部から風成層下部にかけて幅広く見られる(図4). したがって, 泰山寺野Ⅲ面の形成年代はK-Tz 降下(95 ka)前後, 饗庭野I面, 泰山寺野I・II面の形成年代はK-Tz 降下以前と考えられる. ただし, 泰山寺野Ⅲ面では, K-Tz 層準でガラ

ス・鉱物の明瞭なピークが認められず, 鉱物の屈折率測定や化学組成測定も行っていないため, 層位の精度は他の面と比べて低い. 饗庭野I面は, 風成層下部に最終間氷期に形成されたと考えられる古土壌を挟み, 段丘礫層の基質の粘土化や礫のクサリ礫化が認められることから, 離水後に最終間氷期を経験していると考えられる. 一方, 泰山寺野I・II面の風成層には古土壌は挟まれない. そのため, 饗庭野I面の形成年代は最終間氷期より古く, 泰山寺野I・II面の形成年代は最終間氷期, あるいはそれ以降と考えられる. 泰山寺野IV面では, 表土や風成層上部にAT層準が見られるが, K-Tz層準は認められない. よって, 泰山寺野IV面の形成年代は, K-Tz降下以降, AT降下以前と推定した. 奥山面では, K-Ah層準が表土中に認められ, K-Ah層準の下位に風成層が厚さ約30 cmで堆積していることから, K-Ah降下年代(7.3 ka)から大きく遡る時期に形成された可能性がある. また, ATが二次堆積物として風成層下部に含まれることから, AT降下前後あるいはそれ以降に形成されたと考えられる. 本研究では, 奥山面はAT降下前後に形成されたとする小松原ほか(1998a)と同様に, 奥山面の形成年代を約25~30 kaと推定した.

AT層準とK-Tz層準の間の堆積層の厚さから, 風成層の堆積速度を一定と仮定して, 風成層の堆積速度を求めた(表1). さらにK-Tz層準から風成層基底までの層

図4 段丘横断面図と段丘堆積物の柱状図
段丘横断面図の測線・掘削地点は図2-bに示す. コアの長さは3 m.

厚を、求めた堆積速度で除すことによって、段丘面の形成年代を推定した。なお、本研究では K-Tz 降下から AT 降下年代の間は、風成層の著しい削剥はないとみなした。これは、上位の面ほど風成層が厚い一方で、AT 層準と K-Tz 層準の間の風成層の厚さは 30~50 cm とほぼ一定であるためである(表 1)。その結果、各段丘面の形成年代は、饗庭野 I 面: 160~200 ka, 泰山寺野 I 面: 105~140 ka, 泰山寺野 II 面: 95~130 ka, 泰山寺野 III 面: 90~100 ka と推定された。ただし、泰山寺野 I 面の Loc. B では、AT~K-Tz 間の風成層の厚さが約 70 cm と他の地点よりも厚いが、これは周囲からの細粒物質の供給量が多かったために、局所的に風成層が厚く堆積したと考えた。饗庭野 I 面については、風成層が欠損している可能性があること、また風成層と河成層の境界が不明瞭であることから、ここで推定した形成年代の確度は他の面より低い。泰山寺野 IV 面については、K-Tz 層準が認められないことから、形成年代を特定できない。しかし、AT 層準の下位に厚さ 50 cm の風成層が堆積していることから、泰山寺野 IV 面は AT 降下年代から大きく遡る時期に形成されたと考えられる。さらに泰山寺野 IV 面は、泰山寺野 I~III 面と同程度に地形面の開析が進んでいることから、泰山寺野 I~III 面と同程度に古い時期に形成されたと考え、本研究では泰山寺野 IV 面の形成年代を約 60~80 ka と推定した(表 1)。

2. 段丘面の隆起速度

各段丘面と断層の東側に分布する沖積面との比高を、段丘面の形成年代で除すことによって、各段丘面の隆起速度を推定した(図 5, 表 1)。ただし、饗庭野 I 面につい

ては、形成年代・比高ともに確度が低いため、隆起速度の算出は行わない。その結果、隆起速度は泰山寺野 I 面では 0.6~1.2 mm/yr, 泰山寺野 II 面は 0.6~1.1 mm/yr, 泰山寺野 III 面は 0.6~0.8 mm/yr, 泰山寺野 IV 面は 0.6~0.9 mm/yr, 奥山面は 0.8~1.2 mm/yr と得られた。泰山寺野 I 面の形成以降、本地域は一定の速度で隆起していると考えられる。本研究では、沖積面を基準とした隆起量のみを考慮しているため、断層の上下変位速度は隆起速度よりも大きな値となると考えられる。既往研究では、上寺断層に近接する饗庭野断層の上下変位速度は 2 mm/yr であるとされているが、これと比較すると、本研究で得られた速度は半分程度である。

VI. 結 論

本研究では、琵琶湖西岸地域に発達する河成段丘の分類、対比および編年を行い、それに基づいて上寺断層の活動による段丘の隆起速度について考察した。その結果、以下の結論が得られた。

1. 段丘面被覆土壌中から、本地域で既に報告されている K-Ah, AT に加えて、K-Tz 層準を検出した。
2. 火山灰分析結果、地形面の比高・開析度、堆積物の風化度、最終間氷期の古土壌の有無などを考慮して、各段丘面の形成年代を、饗庭野 I 面: 160~200 ka, 泰山寺野 I 面: 105~140 ka, 泰山寺野 II 面: 95~130 ka, 泰山寺野 III 面: 90~100 ka, 泰山寺野 IV 面: 60~80 ka, 奥山面: 25~30 ka と推定した。
3. 上寺断層の東側の沖積面に対する各段丘面の隆起速度は、泰山寺野 I 面: 0.6~1.2 mm/yr, 泰山寺野 II 面: 0.6~1.1 mm/yr, 泰山寺野 III 面: 0.6~0.8 mm/yr, 泰山寺野 IV 面: 0.6~0.9 mm/yr, 奥山面: 0.8~1.2 mm/yr と求められた。したがって、泰山寺野 I 面形成以降、上寺断層の活動により断層の上盤側の地形面は、ほぼ一定の速度 (0.6~1.2 mm/yr) で隆起してきたと考えられる。

謝辞 本研究の遂行に当たり、岡田篤正教授(立命館大学)には有益なご助言をいただきました。檀原 徹・山下 透の両氏(株式会社京都フィッシュ・トラック)には、火山灰分析の方法について丁寧に教えていただきました。帯磁率測定では石川尚人教授(京都大学)にご指導いただきました。小松原 琢氏(産業技術総合研究所)、大久保茂子氏には重要なご指導、ご助言をいただきました。末岡 茂, Noelynna T. Ramos, Jeffrey S. Perez, 石村大輔, 西川泰平各氏(京都大学大学院理学研

図 5 段丘面の形成年代と比高
縦軸は各段丘面と断層を挟んだ沖積面との比高、
横軸は推定形成年代。

究科)には, パーカッション調査の際にご協力いただきました. 熊原康博准教授(群馬大学), 水野清秀氏(産業技術総合研究所)には, 本稿を改善する上で大変貴重なご意見をいただきました. 以上の方々に心より御礼申し上げます.

引用文献

- Huzita, K. (1962) Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of southwest Japan, since the Miocene with special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 6, 103-144.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009) 琵琶湖西岸断層帯の長期評価の一部改訂について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09aug_biwako/index.htm, 2009年10月1日引用.
- Kaneda, H., Kinoshita, H. and Komatsubara, T. (2008) An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, 113, B05401.
- 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, no. 54, 165-170.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松木 彰・新見 健・吉村辰朗・井上 基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・図司高志・横井川博之 (1998a) 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・図司高志・中村美重・横井川博之 (1998b) 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴. 地震, 第2輯, 51, 379-394.
- 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〕. 336 p, 東京大学出版会.
- 松浦旅人・吉岡敏和・古澤 明 (2007) 河成段丘面を指標にした富山県東部魚津断層帯の第四紀後期活動性評価. 第四紀研究, 46, 19-36.
- 宮内崇裕・岡田篤正・堤 浩之・東郷正美・平川一臣 (2005) 1:25000 都市圏活断層図「北小松」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 449.
- 中江 訓・吉岡敏和 (1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 71 p, 地質調査所.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 395 p, 東京大学出版会.
- 大久保茂子 (2007) 近江盆地湖東平野の地下地質層序と堆積環境—日野川〜愛知川下流域におけるボーリング試料の解析から—. 地学雑誌, 116, 627-642.
- 滋賀道路地震防災検討委員会 (2006) 滋賀道路地震防災検討調査報告書. 236 p, 近畿地方整備局滋賀国道事務所滋賀道路地震防災検討委員会.
- 鈴木毅彦・村田昌則 (2008) 東西南部会津地域を給源とする前期更新世に噴出した隈戸火砕流とそれに伴う降下テフラ. 第四紀研究, 47, 339-348.
- 東郷正美 (1971) 饗庭野断層の変形について. 地理学評論, 44, 194-200.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司 (2005) 1:25000 都市圏活断層図「熊川」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 449.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, 45, 81-100.

Uplift of fluvial terraces by the activity of the Kamidera fault in the northern part of the Biwako-seigan fault zone

Yuya Kakiuchi^{*1, a}, Hiroyuki Tsutsumi^{*2}, Keiji Takemura^{*3},
Takehiko Suzuki^{*4} and Masanori Murata^{*4}

The Ohmi basin is located at the northern part of the Kinki Triangle and is bordered by the Ibuki and Suzuka Mountains to the east and by the Nosaka, Hira, and Hiei Mountains to the west. Along the western margin of the Ohmi basin runs the Biwako-seigan fault zone, a 60-km-long and N10°E-trending reverse fault zone. Around the northern part of the Biwako-seigan fault zone (*e.g.*, Aibano, and Kamidera faults), fluvial terrace surfaces are well developed along the Ado and Ishida Rivers, and are important indices in understanding the tectonic history of the area. However, these well-preserved geomorphic features have rarely been used as tectonic markers due to lack of age constraints on the middle and higher terraces.

The purpose of this study is to provide age constraints on the middle and higher terraces and thus to evaluate the activity of the Biwako-seigan fault zone. We first divided fluvial terraces, from the highest to lowest, into Aibano 1, Taisanjino 1~4, Okuyama, and Nakano surfaces, based on aerial photograph interpreta-

tion and field surveys. We carried out a drilling survey on the terraces to sample loamy soil. We then identified widespread volcanic ashes within loamy soil by precise cryptotephra analysis. The main results obtained in this study are as follows: (1) The Kikai-Akahoya tephra (K-Ah : 7.3 ka), Aira-Tanzawa tephra (AT : 26–29 ka), and Kikai-Tozurahara tephra (K-Tz : 95 ka) are identified within loamy soil; (2) Ages of the fluvial terraces are estimated at 160–200 ka (Aibano 1), 105–140 ka (Taisanjino 1), 95–130 ka (Taisanjino 2), 90–100 ka (Taisanjino 3), 60–80 ka (Taisanjino 4), and 25–30 ka (Okuyama); (3) Average uplift rates estimated from the ages and vertical displacement of the terraces are : 0.6–1.2 mm/yr (Taisanjino 1), 0.6–1.1 mm/yr (Taisanjino 2), 0.6–0.8 mm/yr (Taisanjino 3), 0.6–0.9 mm/yr (Taisanjino 4), and 0.8–1.2 mm/yr (Okuyama). Thus, since Taisanjino 1 surface was formed, the terraces on the west side of the Kamidera fault seem to have been uplifted at an almost constant rate (0.6–1.2 mm/yr) by the activity of the Kamidera fault.

Keywords : Biwako-seigan fault zone, fluvial terrace, tephra, K-Tz tephra, uplift rate

*1 Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University. Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan (Present address : JMA Research Institute inc. 3-1-22 Shibakoen, Minato-ku, Tokyo, 105-0011).

*2 Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University. Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan.

*3 Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University. Noguchihara, Beppu, 874-0903, Japan.

*4 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University. 1-1 Minamiosawa, Hachioji, 192-0397, Japan.

*a Corresponding author : yuya_kakiuchi@jmar.co.jp