

花折断層とその活動性

吉田 鎮 男¹⁾

1. はじめに

近畿地方～中部地方の中央構造線より北側の地域には多数の活断層(第四紀断層)が知られている(第1図). それらは大まかに2つのグループ, すなわち, 傾斜すべり(縦ずれ)断層系(NS走向の正または逆断層)および横すべり(ずれ)断層系(NNW～NW走向の左横すべりおよびENE～NE走向の右横すべり)に分けられている(Huzita et al., 1973; 村井・金子, 1975). 横すべり断層系の中には, 特に地震断層として有名な, 左横すべりの根尾谷断層, 右横すべりの跡津川断層などがある. また兵庫県南部大地震(1995. 1. 17)は, その中の右横すべり断層の活動によるものである.

花折断層はこれらの断層の中にあって横すべり断層系に属し, その長さや破碎帯の幅において第一級の断層であり, その活動性が注目されている. 活断層研究グループ(1991)は本断層を[確実度 I, 活動度 B, 花折峠以北ではあるいは II, C]の“右”横すべり断層としている. しかし筆者の野外調査によれば, 本断層は古い活動は“左”横すべり, 新しい活動は傾斜すべり(縦ずれ)であり, 中期更新世以降は活動していないと推定される. 本稿では, 野外調査に基づいて, その運動様式, 活動歴の実態を紹介するとともに, 周辺地域の地震活動からみた本断層の活動性を論じる.

2. 花折断層の概略

花折断層は京都の北, 比良山地と丹波山地に挟まれる谷に沿って微北東に走り, 約50 km 追跡できる(第2図). 京都市街北東の八瀬から平均走向N15°Eで, 高野川の左岸の山裾を北へ溯り, 京都

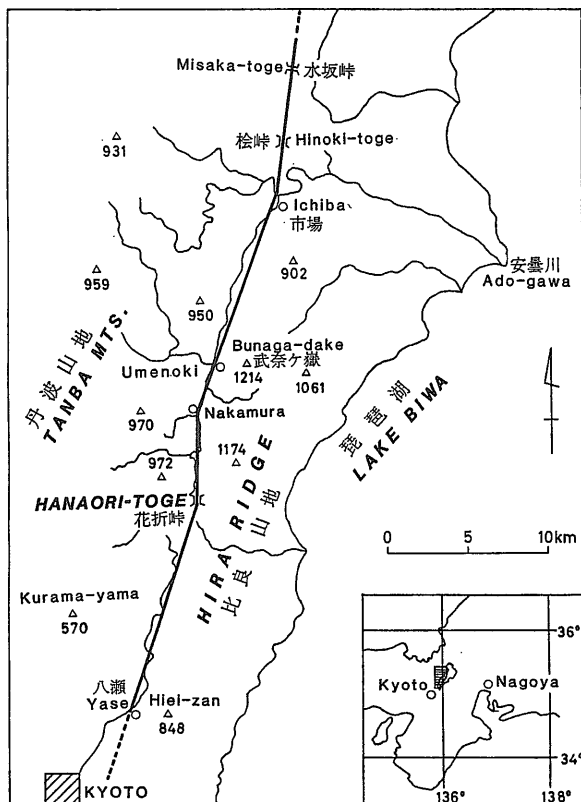
府と滋賀県の県境花折峠(昔はハナオリ, 今はハナオレとも)を経て, 北流する安曇川(朽木谷)の主に右岸山裾を通して滋賀県朽木村市場に至り, これより安曇川本流を離れてその支谷に入り更に約10 km 追跡される. その北端は熊川断層(=小浜断層,



第1図 近畿・中部地方活断層分布図. 本文に引用した断層および大きな断層には, その名称とずれの向きを矢印で示してある. 垣見ほか(1978), Huzita et al. (1973)から作成.

1) 東京大学大学院理学系研究科地質学教室:
〒113 東京都文京区本郷7-3-1

キーワード: 花折断層, 活断層, ネオテクトニクス, 地震と断層, 近畿地方の断層, 断層の様式



第2図 花折断層の分布.

WNW 走向, 急傾)によって切られているらしく, それより北方には延びない. このように本断層はほぼ河谷に沿って走り, その河谷, 特に朽木谷は断層谷と呼ばれてきているが, 断層が谷底に一致するのは局所的であって, その大部分は谷の東側山裾を走っている. 朽木谷東側の急崖は断層崖と呼ばれることもあるが, 全てがそうではなく, 比良山地頂部平坦面と朽木谷底の標高差約800 mのうち約650 mは下刻浸食によるもので, 残り約150 mが断層によるものと考えられる.

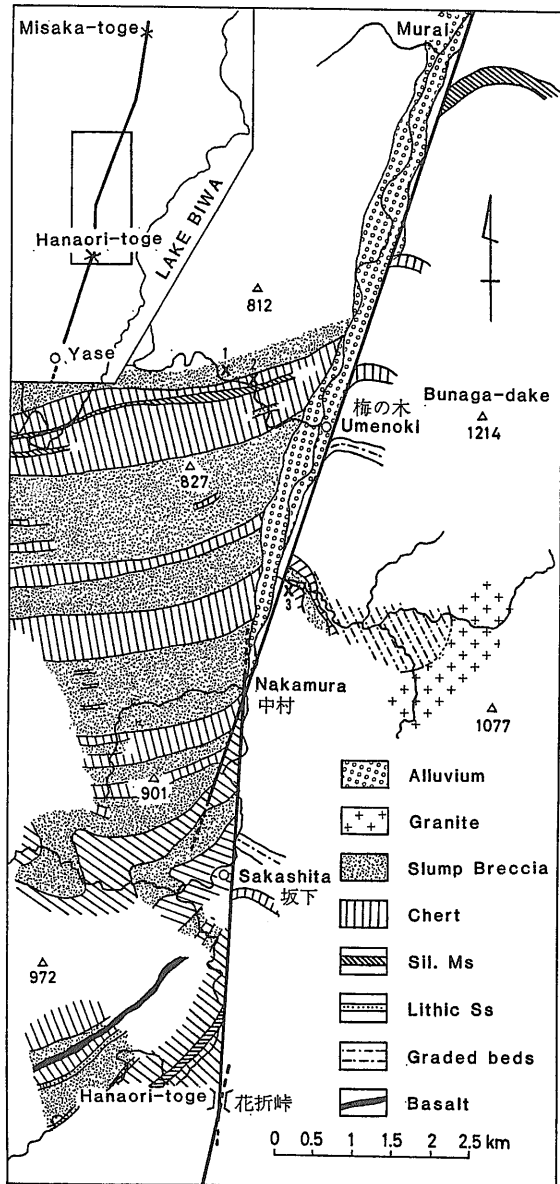
花折断層の特徴は, 幅広い(50~100 m)顕著な破砕帯をもつことである. この破砕帯の差別的浸食地形が地形図や航空写真で顕著な線構造(リニアメント)を示すこともあって, 活断層ではないかと疑われている. 更に破砕帯の中にも, 断層に平行な線状微地形が差別的浸食によって局地的に作られ, それが航空写真にリニアメントとして表れる.

3. 花折断層周辺の地質概略

花折断層は地形上, その西側に広がる丹波山地と東側を南北に走る比良山地を画している. 両山地は大部分が三畳紀~ジュラ紀の地層群からなる(松岡編, 1979; 吉田, 1979; 河田ほか編, 1985; Yoshida, 1985). 比良山地には, このほか後期白亜紀の花崗岩が分布している. 花折断層中央部の地質図を第3図に示す.

断層の西側, 丹波山地の地層は主に砂岩・泥岩・スランプ礫岩・層状チャートからなり, 層状チャートからは三畳紀のコノドント化石を, 泥岩からはジュラ紀の放散虫化石を産する. 地層の走向はほぼE-Wで, NまたはSに急傾斜する. 地質図に認められるように, その走向は花折断層に近づくにつれ半時計回りにENEへと変化する. 断層の東側, 比良山地の地層の岩種は丹波山地のそれとほぼ同じである. 比良山地西斜面は平均傾斜30°の急斜面をなし, 大きい谷がほとんどなく, またその大部分が崖堆積物で覆われていて詳しい地層の分布を知ることができない. しかし, 層状チャートのみは, 風化浸食に強いいため部分的であるが崖をなし, そのおおまかな分布を知ることができる. 地層の一般走向はWNWで, NまたはSに急傾斜し, 断層に近づくにつれ半時計回りにENEへと変化する. この断層両側における地層の走向の系統的变化は, 花折断層による引きずりと解釈され, 左横すべりを示す. なお, 後述のように, 小断層面上の条線も左横すべりを示し, 地質図(第3図)にも表れているこの地層引きずりのパターンに調和的である. 以上のほかに, 比良山地側には後期白亜紀の比良花崗岩が上記の地層中に貫入している. この点が丹波山地側の地質とのもっとも大きな違いである. 比良花崗岩はその周辺の地層をホルンフェルス化しており, 71-73 MaのK-Ar 黒雲母年齢(沢田・板谷, 1993), 78-83 MaのRb-Sr 鉍物年齢(黒雲母およびカリ長石)(早瀬・石坂, 1967)が報告されている.

第四紀の高位・中位・低位段丘礫層が, 花折断層の北部, 朽木村市場の北方に, また中位・低位段丘礫層が朽木谷の両側に狭く分布している(市原ほか, 1977; 植村, 1979; 池田ほか, 1979; 中沢ほか編, 1987). この中で, 高位段丘礫層と推定されるものが市場北方の檜峠において, また中位段丘礫層がそ



第3図 花折断層中央部地域の地質図。×印：三疊紀コノドント化石産地。

の南方約15 kmの坂下町周辺において、花折断層の破碎帯を水平に覆って分布している。これらの礫層には破碎も小断層も認められない。これらの段丘礫層の時代は詳しい研究がないのではっきりしないが、上記文献の対比を参考にすると高位、中位のもは前期～中期更新世くらいと推定される。京都市街南東方、花折断層の走向を南に延長した地域には、前期更新世の大阪層群が分布し、その一部が断層でずらされている(中沢, 1961)。ただしこの断

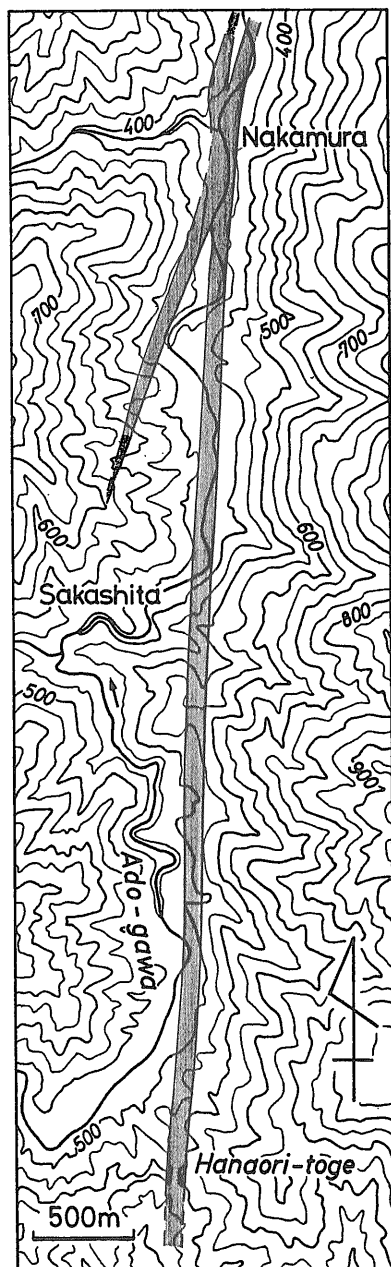
層が花折断層かどうかははっきりしていない。

4. 花折断層の破碎帯と小断層条線

花折断層の破碎帯は第2図に示したように、京都市八瀬付近から滋賀県今津町水坂峠の間で約50 km 追跡される。水坂峠の北では熊川断層(山崎・多田, 1927; 村井・金子, 1975; 岡田, 1984)によって切れ、これより北の延長は不明である。八瀬より南では沖積扇状地堆積物で覆われてよくわからないが、京都大学付近で、花折断層の支断層の可能性がある小断層が数条あるとの指摘がある(玉田・松島, 1978)。また中沢(1961)は、先述のように京都市街南東方で花折断層の延長の可能性がある断層が約300 m(西側下降)大阪層群を垂直にずらしていることを指摘している。

花折断層は一般走向微北東・傾斜 $90^{\circ} \pm 15^{\circ} E$ or Wである。ただし一直線に走るわけではなく、第2図のように屈曲し、北から南に、 $N8^{\circ}E$, $N18^{\circ}E$, $N3^{\circ}E$, $N18^{\circ}E$ の走向をもつ4つのセグメントに分かれる。屈曲の原因はよくわからない。それぞれの屈曲部においては2方向の破碎帯が発達する(第4図の例)。第4図では、 $N18^{\circ}E$ の破碎帯は南に向かって約1 kmの間に徐々に先細りに消滅し、一方 $N3^{\circ}E$ の破碎帯は北に向かって徐々に消滅する。他のセグメントにおいても同様である。

花折断層は幅約50～100 mの幅広い破碎帯(主断層)をもち、更にその両側1 kmにわたって小断層が発達する。小断層は特にその西側により密に発達する。小断層帯も破碎帯に含めると、幅約2 kmの破碎帯が発達するということになる。小断層の発達密度に従って、この広い意味での破碎帯をA級、B級、C級に分ける(Yoshida, 1985)。A級は、1 cm以下の間隔で微小断層が発達し、また断層ガウジや角礫が発達する帯で、これが主断層である。B級は小断層が1 cm～1 mの間隔で発達する帯で、幅約100 mである。C級は1 m～10 m間隔で小断層が発達する帯で幅約1 kmである(Yoshida, 1986)。A級破碎帯では主断層に平行な微小断層が密に発達するため、その様相が谷底などの新しい露頭では黒色千枚岩状を呈し、古い露頭ではこれがゆるんだり崩壊したりしてグサグサになっていることが多い。破碎葉片上にしばしば認められる条線は水



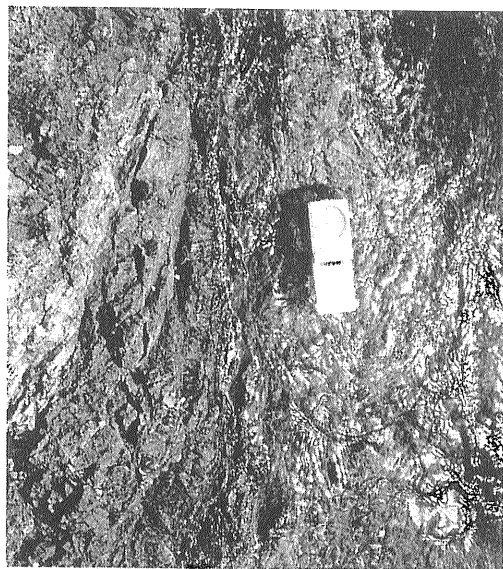
第4図 花折峠～中村の花折断層 A 級破碎帯分布図。断層屈曲部の破碎帯の移り変わり、および破碎帯が必ずしも谷に沿っていないことを示す。国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図より作成。

平に近く、加えて各所で認められる地層の引きずりは例外なく左横すべりを示す(写真 1a, b)。B 級および C 級帯の小断層には 2 系統あり、一つは主断層に平行な左横すべり、もう一つはこれに共役な ENE 方向の右横すべりである。小断層面上には一

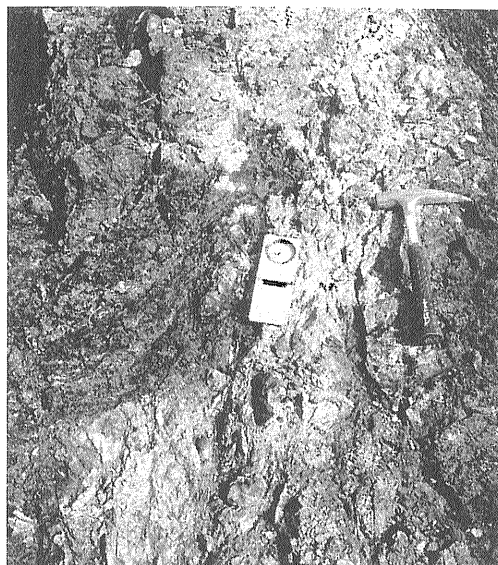
般に条線がよく発達し(写真 1c)、多くの場合ずれの向きを知ることができる。第 5 図に、小断層面上の条線から確実にずれの向きを決定できたもののステレオ投影図を示す。条線のプランジ(傾斜角)は共役の両断層ともに $0\sim 15^\circ$ と緩いが、主断層方向の条線のプランジは平均値で南に約 10° である。これを左ずれのセンスと合わせて考えると、比良山地側が丹波山地側に対して上昇したことになる。

5. 花折断層の運動センス

花折断層の運動センスは、前項で述べたように、地層の引きずりおよび小断層面上の条線から判定する限り、例外なく左横すべりである。しかし、従来の断層分布図の多くには、右横すべりと表示してある(例えば、Huzita et al., 1973; 藤田編, 1974; 村井・金子, 1975; 活断層研究会, 1980, 1991)。Huzita et al. (1973) および藤田編(1974)は、本断層を中生代丹波層群とその東方の花崗岩類分布域の境界断層と位置づけた上で、東西圧縮場で形成されたとの大局的観点から右横すべりであるとしている。村井・金子(1975)は花折峠の南に右横すべりを示す地形があると簡単に述べている。活断層研究会(1991)は主として地形による判定(玉田・松島, 1878; 吉岡, 1986)を引用して右横すべりとしている。松下(1953, 1961)は、本断層の南端露出(八瀬付近)の南方延長域で、その支断層と推定されるものがあり、これによって白亜紀花崗岩体の輪郭が約 250 m 右横すべりにずれているように見えるとしている。吉岡(1986)は、本断層全延長沿いに微地形、特に谷筋の屈曲とリニアメントを点検し、その中から 6 地点を選んで解析し、右横ずれ活断層とした。そのずれの量は断層北端部で 100–530 m、その他の部分で $0\sim 130$ m と見積もっている。以上が本断層を右横ずれとした研究の主なものと思われるが、これらはいずれも活動時期については活断層であるということ以外はほとんど言及していない。他方、井上(1931)は本断層中央部付近の地質を簡単に記載した上で、データは示していないが地層の引きずりから左横ずれを推定している。藤田勇雄(1951)は本断層南部において地層の引きずりから左横すべりと判定し、加えて切峰面図によって丹波準平原面と比良山地頂部のそれを対比して、水平左



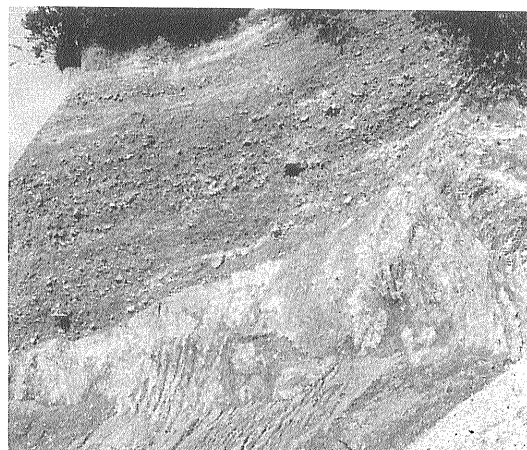
a



b



c



d

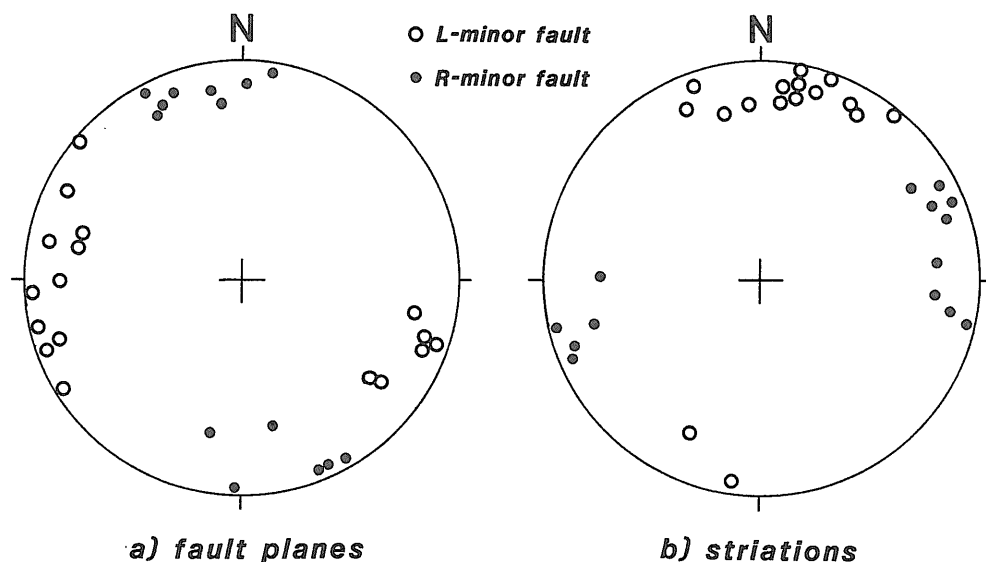
写真1 花折断層の露頭写真. a, b: 主断層破砕帯における微小断層の発達状況と地層の左横すべりを示す引きずり(上が北). c: 主断層から西へ約50 m 離れたところの小断層と、その面上に発達する条線. d: 檜峠における主断層破砕帯とその上にアバットしつつ重なる高位段丘礫層. 礫層中には小断層も破砕も認められない. 破砕帯は風化のために見にくい. 横幅約5 m.

ずれの量を4 km, 垂直ずれの量を200 m と算定している. 両者ともに活動時期については言及していない.

近畿・中部地方には、第1図に示したように、NE および NW 方向の共役横すべり断層が発達している. このことは、この地域が東西圧縮場にあることを示している. この応力場を背景として、上記文献の多くが花折断層を右ずれとして扱っているものと推察される. しかし、花折断層の走向は平均 N15°E なので、これを NE 方向の共役断層とする

のは無理がある.

断層の運動センスは、一般に、断層面上の条線、地層の引きずり、鍵層のずれなどから地質学的に決定される. 活断層(第四紀断層)の場合、これに加えて河谷や尾根の食い違い、段丘面等平坦面の食い違いにより地形学的に決定する. 従来、良く調べられた活断層においては、その変位の地質学的判定と地形学的判定は良く一致している. しかし花折断層においては、断層露出域での地質学的判定は例外なく左横すべりを示し、一方、地形学的判定は左または



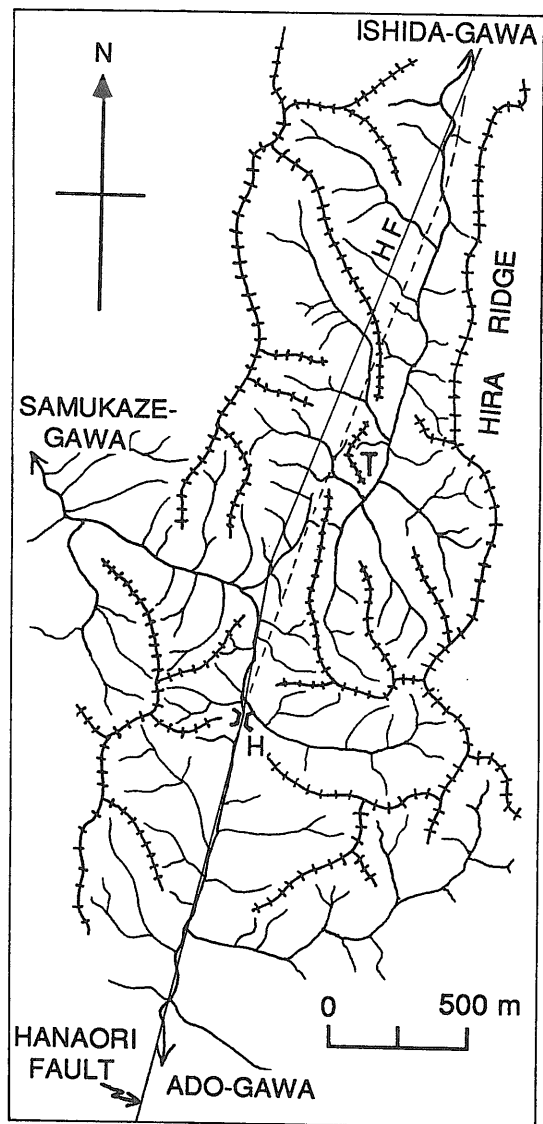
第5図 小断層面と条線の等面積投影図，ずれのセンスが確実に判定できたものを示す。
L: 主断層方向の左横すべり断層，R: 共役な右横すべり断層．上半球投影．

右横すべりの両者を示している．もちろん，変位の向きは活動時期によって異なることもあるので，活動時期を特定した上でそれぞれの時期の変位を判定しなければならない．これについては後述するが，筆者は右横すべりの運動はなかったと推定している．

花折断層の左横すべりによる移動量を地質学におおまかに見積もることができる．地質図(第3図)に示したように，花折断層の北方坂下～梅木において，三疊紀の薄い層状チャートを挟むタービダイト相の地層が断層の東側に分布する．一方，これと同岩相の地層が断層の南端近く，京都市八瀬付近において断層の西側に分布している(坂口，1972)．花折断層の両側では，この岩相の地層はこの2地域にしか分布していないので，両者は対比される可能性が大きい．そうすると本断層の水平移動成分は最小で約10 km，最大で約20 kmとなる．垂直移動成分は，小断層面上の条線の平均プランジ 10°S (第5図)を用いると，10 kmの水平移動成分に対しては1.8 km，20 kmのそれに対しては3.5 kmの比良山地側上昇となる．ただし，次項で述べるようにこの移動は鮮新世以前のもので，現在の比良山地がこれだけ上昇したというわけではない．比良山地を含めて断層の東側地域に花崗岩が広く分布するという事は，この垂直移動成分によって説明できる．

花折断層において地形学的判定を本格的に行った研究は上述の吉岡(1986)である．この研究において，特に河谷の系統的な右ずれ(オフセット)が，本断層北端に近い檜峠北方の途中谷地域で明瞭に認められると記述されている．しかし，この地域は第6図に示すように途中谷部落のすぐ南を分水点として，これより北流する石田川，南流する寒風川，またその南方檜峠を分水点としてそれより北流する寒風川，南流する安曇川支谷が複雑に河川の争奪を行ってき，今も行っている所である(池田ほか；1979)．オフセットによる屈曲が明瞭とされる5本の谷の水系は，現在は石田川に奪われて不自然な屈曲をして石田川に流下しているが，かつては寒風川に，更にその前には寒風川ともども安曇川に流下していたことを明瞭に示す樹枝状パターンをもつ．またこのようなオフセットは途中谷地域の北にも南にも認められない．加えて，花折断層の主断層はこの屈曲部を連ねた線上を走るのではなく，その西側約100 mのところを走っている(第6図)．この屈曲線上を流れている谷の谷底には砂岩・泥岩・チャートが分布していて，これらは破碎していない．以上から判断して，途中谷地域の一見右ずれに見えるこの河谷のオフセットは断層によるものではなく河川の争奪によるものと思われる．

途中谷地域の第6図のTの字の西の谷底に，局



第6図 花折断層北部，途中谷地域における河谷の樹枝状パターン。河川の争奪の様子がよく表れている。断層のトレースは実際の破碎帯(幅50-100 m)の中央部付近に引いてある。破線は吉岡(1986)による断層のトレース。HF：花折断層，H：檜峠，T：途中谷部落。国土地理院2万5千分の1地形図(昭和48年発行)から作成。

地的に西側の破碎帯からの地すべり体が谷底に達していると推定されるものがある。花折断層は先述のように50~100 mのA級破碎帯をもっているので、破碎帯が断層沿いの至る所でこのような大小の地すべり・崩壊を起こし、地すべり体の基底にはその地すべりによる新たな断層面や破碎が認められる。と

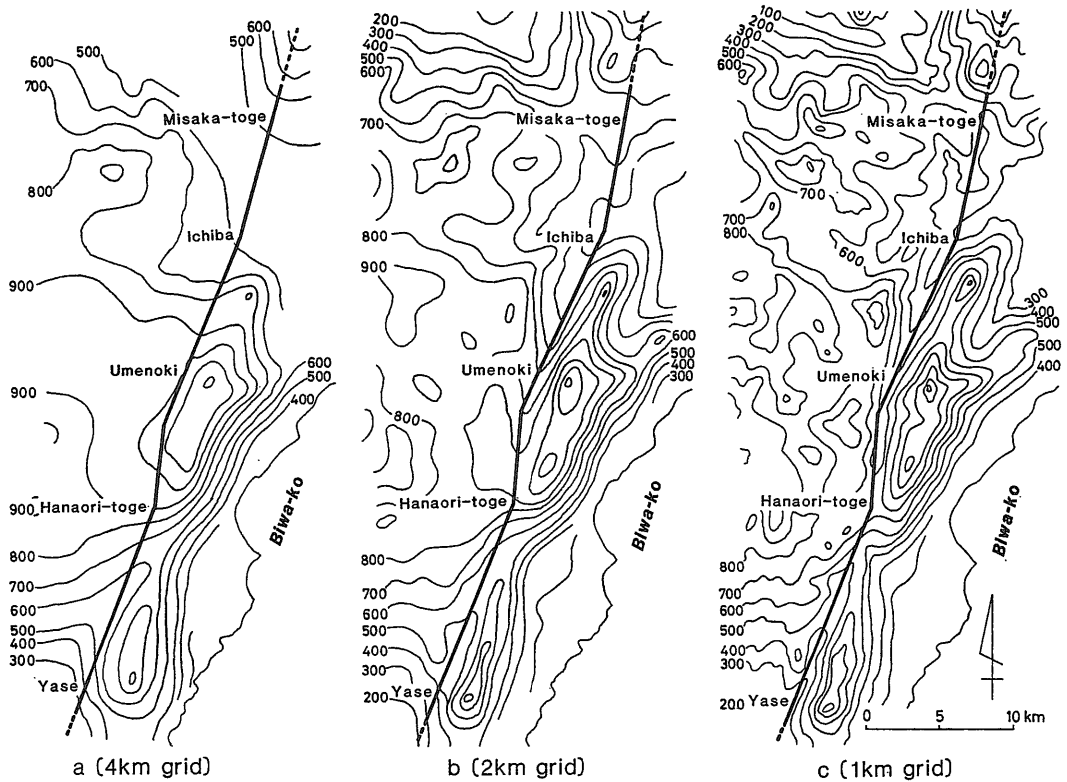
きには地すべり体が低位段丘礫層の上のし上げたり、ブルドーザーのように現世堆積物を押し出したりにしている。このような地すべり断層は花折断層にほぼ平行な走向をもつことが多いが、その傾斜は緩く、運動センスは傾斜すべりで正または逆断層である。平行な走向をもつ理由は、山地斜面の走向と断層の走向が平行であること、および地すべりを始める前に先ず密に発達する小~微小断層面(断層に平行)を利用して地層が谷側にトップリング(おじぎ)を起こし、次いでそのトップリング体の下底が切れてすべるからである。花折断層の破碎帯の位置や運動センスの決定に際してはこれらのことを考慮に入れ調査しなければならない。この際の要点は、小~微小断層面が急傾斜か緩傾斜か、地層がゆるんでいないかに先ず注目することである。

6. 花折断層の活動時期

花折断層が走る河谷沿いには散点的に狭い河成段丘礫層が分布している(植村, 1979; 池田ほか, 1979, p.40-42; 中沢ほか編, 1987, p.164-166)。前項の途中谷地域の檜峠においては、第3項でも述べたように花折断層主断層破碎帯を高位段丘礫層と推定される礫層が覆っていて、この礫層には断層は全く認められない(写真1d)。またこの周辺に分布する高位・中位・低位の河成段丘礫層中にも断層は認められない。本断層中程の葛川村坂下町北方1 kmの安曇川右岸において、中位段丘礫層が花折断層破碎帯を広く覆っている大露頭があるが、この礫層にも断層は認められない。

岡山(1969)は比良山地を含めた丹波山地全域の切峰面図を描き、丹波準平原面は西方へ約0.5°の傾斜で緩く傾き、福地山付近で700 mになることを示した。すなわち丹波-比良山地は一体として西への緩い傾動地塊をなす。丹波準平原面は更にその西方中国山地の吉備準平原面に対比され、これは初期鮮新世またはそれより前に形成されたとされている(吉川ほか, 1973)。一方、花折断層のすぐ西側における丹波山地の準平原面と、それに対比される断層東側の比良山地の準平原面の高度を比較すると、比良山地の面が200 m高い(藤田, 1951)。

第7図の3つの切峰面図は国土地理院発行5万分の1地形図上で格子間隔を2 km, 1 km, 0.5 km



第7図 花折断層周辺域の切峰面図。国土地理院5万分の1地形図より作成。a) 2 km 方眼, b) 1 km 方眼, c) 0.5 km 方眼。a) では丹波・比良両山地が連続的地形を示すのに対し, b) では両者の間に明瞭なギャップが認められ, 比良面が丹波面より約200 m 高い。b) と c) の間ではほとんど地形的差がない。

とし、各昇目の最高点を取って作成したものである。格子間隔が粗い程より古い地形を反映すると考えられる。2 km 方眼の切峰面図では花折断層両側の地形が連続していて、断層による地形の食い違いがほとんど認められない。一方1 km 方眼の図においては、断層両側の地形に明瞭な不連続が認められる。すなわち丹波面(900 m)と比良面(1,100 m)との間に200 m の落差が表れている。この落差は丹波準平原形成後、かつ上記の西への傾動後に作られたとみなされる。比良面はもともこの傾動分だけその西の丹波面より高かったはずでこれを差し引き計算すると、実際の落差は約150 m である。0.5 km 方眼の切峰面図の地形は1 km 方眼のそれとほとんど同じである。従って上の150 m の落差を作った活動以降は動いていないと推定される。

近畿～中部地方においては、前期～中期更新世に、六甲変動(市原, 1966), 猿投変動(桑原, 1968)として知られている傾動を伴う地塊断層運動

が起こっている。丹波山地の西への傾動もこの期間と推定され、また150 m の落差もこの時期に傾動に引き続いて作られたと推定される。なお、これらの運動は琵琶湖の形成とも関係している。準平原形成以前にすでに左横すべり断層として形成されていた花折断層の破碎帯に沿って下刻が進み、標高差数100 m の直線的谷地形が形成され、その後破碎帯を潤滑面として利用し比良山地が上昇したと考えられる。前述のように、小断層の条線には縦ずれを示すものは見当たらないので、A 級破碎帯(粉砕帯)を潤滑面として利用した可能性が大きい。左横すべり断層としての活動時期は後期白亜紀花崗岩の貫入以後、前期鮮新世の丹波準平原形成以前の間である。この間のどの時代かは特定できない。中沢(1961)は本断層の走向を南方に延長した地域(京都市街南東方)で、初期更新世の大阪層群を垂直に約300 m ずらし(東側上昇)している断層を報告している。これが花折断層かどうかははっきりしないが上

記の比良山地の上昇に対比しうるかもしれない。京都市街において、本断層の延長またはその分枝の可能性のある断層の、2500年前以降の活動(石田, 1967), および現在の活動(玉田, 1978)が報告されている。前者は沖積層中の逆断層である。後者はY線および微地形からの判定で、右横ずれまたは垂直ずれの断層が約1 kmの間に4~6条認められるというものである。この二つは運動様式が異なるうえに、局地的にその分布が知られているだけであり、地理的にはほぼ花折断層の延長上に当たるといっただけで、花折断層との接続が確認されていない。花折断層の延長ではなく別の断層の可能性が大きい。今後の地質学的検討が必要であろう。

花折断層の活動による歴史被害地震は知られていない(活断層研究会, 1991)。1662年(寛文2年)の寛文大震は花折断層沿いの地域にも震度Ⅶの激震を及ぼした(宇佐美, 1975)。この地震は北部比良山地と琵琶湖の間に震央があり、マグニチュード7.6と推定されている(同)。花折断層沿い朽木谷の各地で大規模な山地崩壊が起こり、中でも朽木谷中程の町居の崩壊は大きく一村(50戸)がつぶれ260余人が死んだ(中村, 1928)。この南の坊村では崩落土石が谷を埋め一時的に湖水ができた。中村(1928)はこの地震が花折断層の活動ではないかと疑い断層全長にわたって調査し、そうではないと結論している。

活動時期を以上からまとめると、左横すべり断層としての活動は後期白亜紀以降、前期鮮新世以前、丹波山地の傾動および比良山地の上昇にかかわる垂直運動は前期~中期更新世、そしてそれ以降の活動は認められない。

7. 花折断層と地震活動

一般に、現在も活動的な活断層においてはそれに沿って、またはその近辺において地震、特に微小地震が経年的に発生している場合が多い。近畿~中部地方の例としては、たとえば、渡辺・黒磯(1970, 畑佐断層), 恒石(1976, 畑佐断層ほか), 藤田編(1974, 近畿地方全域), 藤田(1976, 同), 和田ほか(1979, 跡津川断層), 前田・渡辺(1984, 近畿地方中北部)などに示されている。断層沿いの微小地震は岩石が破壊して小断層が生成する際に発生する

と考えられ、その分布は断層の成熟度に関係している(Mogi, 1968; Tuneishi et al., 1975)。すなわち、生成初期の断層では主断層上のみならずその両側の岩石も広く破壊し、主断層を中心に幅広い震源分布をもつ。成熟するに従って震源分布は主断層沿いの幅狭い帯に集中するようになる。このことは、断層が成熟すると主断層沿いの破砕帯(粉碎帯, A級破砕帯)が形成され、断層活動はもっぱら弱面としてのこの破砕帯上で起こり、周辺の岩石は破壊しないで済むようになるということの意味する。たとえば上記の跡津川断層(未成熟)と畑佐断層(かなり成熟)の震源分布にこの対照が認められる。このような断層形成過程は、かつて地下で形成され現在上昇して地表に露出している地質時代の断層を調べることにより証明できる(Tuneishi et al., 1975)。

花折断層は幅50~100 mのA級破砕帯をもつ成熟度の高い断層である。A級破砕帯の両側約1 kmに発達している小断層群は、本断層が未成熟の段階に地下数 km付近で生成したものと考えられる。このことは、その脆性破壊様式、地層が非変成であること、浅所貫入の花崗岩(沢田・板谷, 1993)を伴うことから推定される。なお、近畿~中部地方の微小地震($M \leq 4$)の大部分は深さ3~20 kmの間で起こっている。もし花折断層が現在も活動しているとすると、微小地震の震源はこの破砕帯上に集中して分布することが期待される。しかし、上記の諸文献にも示されているように、少なくともこの数10年間にはそのような形跡は認められない。前田・渡辺(1984)は花折断層両側数 kmの $M \leq 5$ (9割以上が $M \leq 2$ で5~10 kmの深さ)の地震(1976年から1981まで)を、できるだけ正確に震源を定めて詳細に検討している。それによると微小地震の配列が示唆する断層面は花折断層に沿ってはず、むしろそれに直交する走向で北北東に40°傾斜する逆断層3面が推定されている。これから考えてもこれらの微小地震を花折断層の活動に起因するものとするのは無理なようである。

花折断層そのものが活動的であるかどうかは別として、その西側と東側では地震活動の程度が大きく異なる。その西で高く東で低い。Huzita(1973)はこの現象と断層のタイプ(横すべりか、傾斜すべりか)を考え合わせて近畿地方全域で解析し、「近畿三角地帯」においては地震活動度が低く、NS方向の

逆断層が卓越し、一方その外側の地域では地震活動度が高く、横すべり断層が卓越することを示した。近畿三角地帯とは、三角形の頂点を敦賀湾付近に置き、敦賀湾-花折断層-大阪湾を連ねた線、敦賀湾-柳ヶ瀬断層-伊勢湾を結ぶ線、そして底辺として中央構造線、の3辺に囲まれる地帯である。三角地帯内部で地震活動度が低い理由として、そこには主に花崗岩が分布していて、花崗岩は物性的に延性変形をするからと解釈した。他方、吉田・大久保・佐藤(1993)は日本全域の地震活動度と地質分布との関係を、震源決定精度が良くなった1983から1992までの地震(深さ ≤ 30 km)および歴史地震($M \geq 6$)を用いて解析し、花崗岩分布域は無地震域~低地震活動域であることを指摘している(ほかにも無地震域はあるが)。この中で、近畿地方については、1983年から1991年までの $M \geq 2$ 、深さ ≤ 20 kmの地震および歴史地震($M \geq 6$)について検討しているが、ここでも花崗岩分布域は例外なく低地震活動域~無地震域である。その原因としては、花崗岩は均質で一枚岩的であり、一方堆積岩は層理をはじめとして不均質な組織をもち、局所的応力集中が起りやすいからと解釈している。吉田らの分布図を見ると、地震活動は花崗岩体の周囲の堆積岩分布域においても低い。吉田らも指摘しているように、堆積岩がホルンフェルス化して丈夫になっているからだろうか。

花折断層について上記のことを検討してみる。吉田らの図に照らし合わせると、本地域においては、花崗岩の分布する比良山地(低地震活動域)から花折断層を越えて丹波山地に入ると急に地震活動度が高くなる。このように花崗岩の外縁を境として急激に地震活動度が変わるのは全国的に見て例外的である。丹波山地側の堆積岩はホルンフェルスになっていないのに対して、比良山地の堆積岩は花崗岩の近くでホルンフェルスになっている。また、花折断層の両側1 kmの範囲で小断層発達密度を比較すると、まだ定性的にしか調べていないが、比良山地で低く丹波山地側で高い。特に花崗岩中には小断層が少ない。ところで、上述のように現在の露頭の断層は過去に地下数 km で生成したものであるから過去の地震活動を見ていることになり、一方現在の地震活動は現在の地下での破壊を見ていることになる。比良山地の地下には地表同様花崗岩とホルン

フェルスが分布すると考えられる(花崗岩の分布は地下でより広くなると推定される)ので、結局、花崗岩とホルンフェルスは現在も過去も断層破壊しにくかったといえる。しかし一方、前田・渡辺(1984)の微小地震の分布図を見ると、丹波山地と比良山地の地震活動に差はなく、両地域に様に分布している。そして発生した地震の9割以上が、 $M \leq 2$ かつ深さ5-15 kmである。このことは、大きなずれを伴わない小~微小断層は花崗岩中でも生じているということを示している。一般的にいて、現在地表で観察される日本の花崗岩体中には、断層ガウジや断層角礫を伴うようなずれの大きい小断層の発達には確かに良くないが、節理と呼ばれるようなずれのない、または少ない割れ目は多数発達している。もちろん、冷却節理やシーティングのような荷重解放節理は除いてみてのことである。花崗岩中ではずれのないまたは小さな破断が定常的に多数生じていて、それにより応力解放をしているため $M2$ 程度より大きな地震は起こらなくとも済むといえないだろうか。吉田ら(1993)の中部地方における震源分布を見ると、花崗岩中においては、深さ20 kmまでは $M \leq 2$ の地震が散在的に発生しているが、深さ20-30 kmでは全くと言っていいほど発生していない。このことは、この深さになると温度が 400°C を越え、花崗岩中の主に石英が転移(dislocation)による延性変形をするようになり、節理や小断層ができなくなるとことを示しているのではないだろうか。前田らの分布においても深さ15 kmを越えると急激に地震の発生が少なくなるのは同様のことを意味していると考えられる。

活断層や地震活動の研究においては、今後上記の観点からの研究が重要であろう。

謝辞：現地で適切な助言を下された兵庫教育大学徳山 明氏、航空写真から途中谷地域の地形判読をし貴重なご意見を下さった都留文科大学上杉 陽氏、本稿執筆の機会を与えて下さり、花崗岩と地震活動の関係をご教示下さった地質調査所佐藤興平氏に厚く感謝いたします。

文 献

藤田勇雄(1951)：丹波高原の切峰面図と東南部の地形的特徴の2, 3の問題。趣味の地学, 5, 46-54.

- 早瀬一・石坂恭一(1967): Rb-Srによる地質年齢(I), 西南日本. 岩鉱, 58, 201-212.
- 藤田和夫(編)(1974): 第四紀地殻変動図, 近畿, 1:500,000. 地質調査所.
- 藤田和夫(1976): 近畿の第四紀地殻変動と地震活動. 地質ニュース, no. 267, 10-20.
- Huzita, K., Kishimoto, Y., and Shiono, K. (1973): Neotectonics and seismicity in the Kinki area, Southwest Japan. Jour. Geosciences, Osaka City Univ., 16, 93-124.
- 市原 実(1966): 大阪層群と六甲変動. 地球科学, no. 85-86, 12-18.
- 市原 実・林 隆夫・吉川周作(1977): 古琵琶湖層群の層序について. 地質学論集, no. 14, 203-208.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久(1979): 近江盆地の地形. 総合学術調査報告「滋賀県の自然」, 滋賀県自然環境研究会編, 1-112, 滋賀県自然保護財団, 1148p.
- 井上重一(1931): 滋賀県高島郡中部地質概観. 地球, 16, 409-420.
- 石田志朗(1967): 京都市北白川上柵町の衝上断層でずれている腐植の絶対年代—日本の第四紀層の14C年代XXXVII—. 地球科学, 21, 39-40.
- 垣見俊弘・衣笠善博・加藤碩一(編)(1978): 日本活断層図, 1/200万. 地質調査所.
- 活断層研究会(編)(1980): 日本の活断層, 分布図と資料. 222-229, 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. 266-279, 東京大学出版会, 437p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(編)(1985): 20万分の1地質図「京都及大阪」. 地質調査所.
- 桑原 徹(1968): 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, 7, 235-247.
- 前田直樹・渡辺 晃(1984): 微小地震の活動様式—近畿地方中北部の微小地震活動について—. 地震, 37, 579-598.
- 松岡長一郎(編)(1979): 滋賀県地質図, 1/100,000. 財団法人滋賀県自然保護財団.
- 松下 進(1953): 日本地方地質誌「近畿地方」. 338-342, 朝倉書店, 379p.
- 松下 進(1961): 比叡山の地質. 北村ほか編「比叡山」, 3-18, 京都新聞出版社.
- Mogi, K. (1968): Source locations of elastic shocks in fracturing process in rocks (1). Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 1103-1125.
- 村井 勇・金子史朗(1975): 琵琶湖周辺の活断層系. 地震研彙報, 50, 93-106.
- 中村新太郎(1928): 花折断層の予察. 地球, 10, 327-334.
- 中沢圭二(1961): 比叡山の生いたち. 北村四郎ほか編「比叡山」, 19-26, 京都新聞社.
- 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実(編)(1987): 「近畿地方」, 日本の地質 6, 165-170, 共立出版, 297p.
- 岡田篤正(1984): 三方五湖低地の形成過程と地殻運動. 「鳥浜貝塚」, 9-42, 若狭歴史民俗資料館.
- 岡山俊雄(1969): 第四紀地殻変動図, no. 6, 接峰面図. 国立防災科学技術センター.
- 坂口重雄(1972): 丹波帯における地向斜性火山活動の研究. 大阪教育大学紀要, 21, 161-179.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1993): 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, 99, 975-990.
- 玉田 攻・松島昭吾(1978): 京大周辺の花折断層(主にγ線測定による). 九十九地学, no. 13, 29-37.
- 恒石幸正(1976): 岐阜県中部地震に関連した断層. 地質学論集, no. 12, 129-137.
- Tsuneishi, Yoshida, S., and Kimura, T. (1975): Fault-forming process of the Komyo fault in central Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., 50, 415-442.
- 植村善博(1979): 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学, 410/411, 143-174.
- 宇佐美龍夫(1975): 資料「日本被害地震総覧」, p. 49, 東京大学出版会, 335p.
- 和田博夫・三雲 健・小泉 誠(1979): 飛騨地方北部特に跡津川断層付近の地震活動と発震機構. 地震, 32, 281-296.
- 渡辺 晃・黒磯章夫(1970): 岐阜県中部地震—1969年9月9日の余震について—. 地震研彙報, 48, 1195-1208.
- 山崎直方・多田文男(1927): 琵琶湖北部地帯の地形学的研究. 地震研彙報, 2, 85-108.
- 吉田鎮男(1979): 滋賀県朽木村の三畳系. 松岡長一郎編「滋賀県の自然」, 197-203, 財団法人滋賀県自然保護財団, 1148p.
- Yoshida, S. (1985): Mode of fracturing along the Tsurukawa fault, west of Tokyo. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 21, 101-114.
- Yoshida, S. (1986): Hanaori Fault, a left-lateral strike-slip fault northeast of Kyoto, Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 21, 223-237.
- 吉田明夫・大久保泰邦・佐藤興平(1993): 地震活動と地質構造(1)—花崗岩分布域と無地震域の対応—. 地質ニュース, no. 468, 6-15.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊(1973): 「日本地形論」, 220-225. 東大出版会, 415p.
- 吉岡敏和(1986): 花折断層の変位地形. 地理学評論, 59, 191-204.

YOSHIDA Shizuo (1995): Hanaori Fault north of Kyoto and its activity

<受付: 1995年3月1日>