

中部九州・水繩山地北麓の断層変位地形*

千田 昇**

(1980年7月16日受理)

I はじめに

水繩(耳納)山地は福岡・熊本・大分の三県県境に広がる八女山地の北部を占め、その北麓は著しい急崖をなしている。この急崖の成因について、古くから多くの研究者により注目されてきた。F. v. Richthofen (1903) は“Nagasaki Dreiecke”の北縁を松山—久留米—伊万里を結ぶ東西線とし、いわゆる松山—伊万里線が、この急崖を通ることを暗に示した。小川(1907)も水繩山塊北麓に東西の構造線が走ることを記述している。浅井(1923)は水繩山地が水繩断層による傾動地塊であることを論じ、長崎三角地域を考察した徳田(1925)、矢部(1925)も浅井(1923)の考えを支持している。これらの研究の後、辻村(1932)はこの急崖を屏風山断層崖と名づけ、それが長崎三角地域断層系を構成する断層の1つと考えた。更に、松本(1958)は熱変質を受けたホルンフェルスと花崗岩を切る東西性で急傾斜の断層を報告している。これらの研究からみて、この急崖は断層崖である可能性が大きい。それゆえ、ここではこの急崖を水繩断層崖とよぶことにする。

水繩断層崖は急傾斜の谷により開析されているが、新鮮な崖地形を呈し、崖麓部の扇状地の発達もよくない。これは水繩断層崖の形成が比較的新しい時期に行なわれたことを示唆していると考えられる。

本稿では、前述のような位置づけがなされている水繩断層崖において、その崖麓部に分布する小規模な扇状地地形とその扇状地にみられる断層変位地形について述べる。

調査にあたっては、2万分の1空中写真と久留米市発行の2,500分の1、田主丸町発行の5,000分の1、吉井町発行の1万分の1の各地形図¹⁾を用いた。扇状地の変位量はこれらの地形図とアネロイド気圧計²⁾を併用し、できる限り正確な値を読みとるようにした。

II 地域概観

水繩山地は北斜面が急、南斜面が緩傾斜の傾動地塊である(浅井, 1923)。水系の発達もこれと調和的で、急勾配の短い小谷により開析される北斜面に対し、南斜面は主として矢部川水

* 九州地理学会第30回大会(1980.8)で発表

** 岩手大学教育学部

1) これらの大縮尺地形図の等高線間隔は次のとおりである。久留米市発行の2,500分の1地形図は2m間隔、田主丸町発行の5,000分の1地形図は5m間隔、吉井町発行の1万分の1地形図は10m間隔である。

2) 気圧計の気圧の表示は1目盛0.5mmHgである。これを0.1mmHg単位で読みとった。短時間で1断面をとったため温度補正は行なっていない。また1断面毎に地形図の既知の高度を利用し、これを時間補正とした。高度はラプラスの公式によったが、温度による変化は除いているので、次式により求めた。 $H=18,400(\log 760-\log B)$ 。ここで H は求める高度、 B は測定された気圧である。

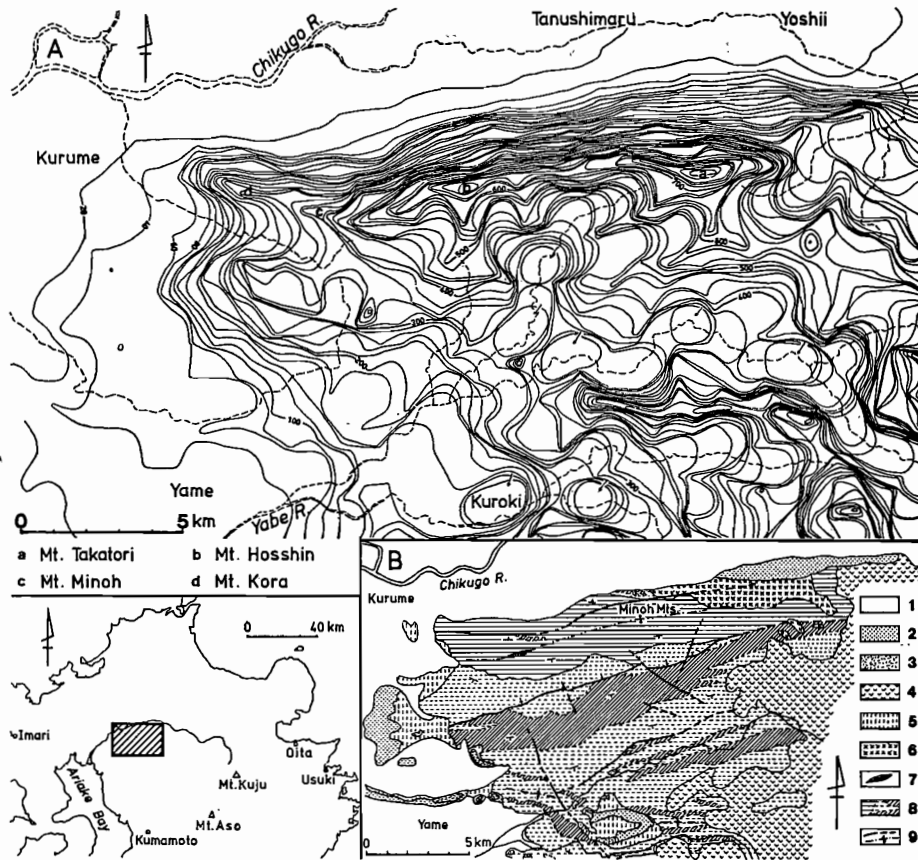


Fig. 1 水繩山地および周辺地域の地形と地質

A : 接峰面図 (等高線間隔は20m, 幅1 km以下の谷埋めによる)

B : 地質図 (松本, 1958による)

- 1 : 沖積層, 2 : 洪積層, 3 : 洪積世火山噴出物, 4 : 新第三紀火山噴出物, 5 : 新第三紀層, 6 : 白亜紀末期花崗岩類, 7 : 蛇紋岩
8 : 変成岩類, 9 : 断層・褶曲

系により密に開析され, 谷底平野の発達も比較的良い。その様子を Fig. 1 A に示した。山地の最高峰は東部の鷹取山 (802.1m) で, 西方に向って高度を減じ, 発心山 (697.5m), 耳納山 (367.9m), 高良山 (312.3m) をへて, 久留米の平野に没する。

水繩山地の地質 (Fig. 1 B) は主として筑後変成岩類 (松本, 1958) からなり, 古生界の変成岩層群とそれに貫入する蛇紋岩および早良—嘉穂花崗岩類相当の白亜紀末の花崗岩類からなる。山地東部は中新統の宇佐層群 (首藤, 1953), 下部更新統の筑紫礫岩 (赤木, 1933) などの火山噴出物におおわれる。山地西方には下部更新統の久留米層 (浦田, 1958) が分布し, 丘陵を形成するとともに段丘堆積物の基盤をなしている。南方の黒木盆地には中新統の黒木層 (浦田, 1957) が堆積している。また久留米南方の八女付近には阿蘇火砕流の周縁相としての八女粘土層 (郷原ほか, 1964) が, 久留米北方の鳥栖付近には同じく鳥栖ローム層 (郷原ほか, 1964) が分布し, この地域の地形発達を考える場合に鍵層としての役割を果している。

水繩山地の稜線は変成岩類の背斜軸に相当し、その南方には褶曲構造を切る、後期中生代変動時のものと考えられている NEE 走向の北からのスラストがある。一方、水繩断層崖は、水繩山地北斜面の東西性で急傾斜の断層に沿う新生代の地塊運動時の生成になると考えられている(松本, 1958)。黒木層や久留米層の分布地域で認められる東西性の断層(浦田, 1957, 1958)と水繩断層崖を形成する断層との関係は不明であるが、何らかの相互関係があると思われる。

Ⅲ 水繩山地北麓の地形面

水繩山地北麓には分布高度・傾斜・比高・構成物質などの違いにより3段に分けられる小扇状地が発達する。それらをここでは高位扇状地, 中位扇状地, 低位扇状地と名づける (Fig. 2)。高位扇状地と中位扇状地は主として東部の花崗岩類分布地域にみられるが, 低位扇状地はほぼ全域に分布する。

1 高位扇状地

高位扇状地は田主丸町と吉井町の境界付近の鷹取, 福益南方にみられる。その分布高度は110~270mで, 傾斜は北へ8~10°である。鷹取南方の高位扇状地は210mから165mまで8°の傾きで下る。この扇状地の縦断面を Fig. 3 に示した。2つの埋積谷が認められ, 堆積物 (Loc. 6) は上位より, 10cmの厚さの黒色腐植層, 2mの厚さで径1cm前後の花崗岩, 変成岩礫をわずかに含む赤褐色ローム層, 最大径1.5mの変成岩・花崗岩の亜円礫~亜角礫層からな

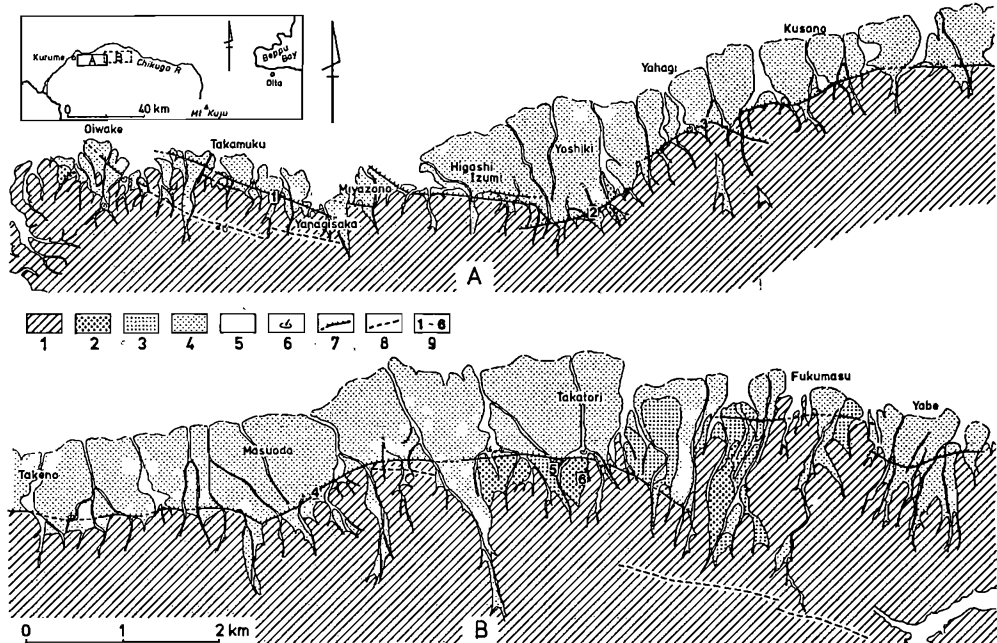


Fig. 2 水繩山地北麓の地形分類図

1 : 山地, 2 : 高位扇状地, 3 : 中位扇状地, 4 : 低位扇状地, 5 : 沖積面, 6 : 凹地, 7 : 断層, 8 : リニアメント, 9 : 柱状図 (Figs. 3, 4) の位置

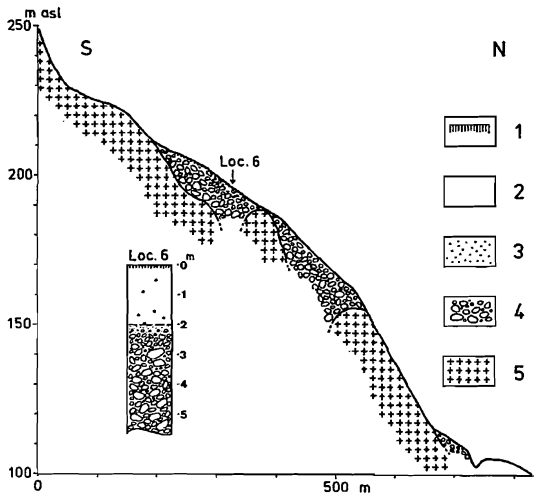


Fig. 3 鷹取南方の高位扇状地の縦断面

1 : 腐植土, 2 : ローム層, 3 : 砂層, 4 : 礫層
5 : 基盤岩 (花崗岩類)

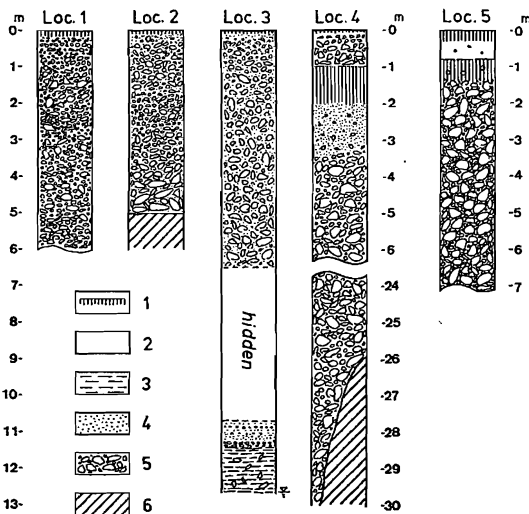


Fig. 4 柱状図 (位置は Fig. 2 に示す)

1 : 腐植土, 2 : ローム層, 3 : シルト層, 4 : 砂層, 5 : 礫層, 6 : 基盤岩 (変成岩類)

などは支谷によって異なる。低位扇状地を形成する堆積物を Fig. 4 (Locs. 1~4) に柱状図として示した。Loc. 1 (下野) では最大径20cmの変成岩の扁平亜角礫からなり、細礫がマトリクスになっている。礫層の厚さは7m以上である。最上部には暗褐色腐植層が15cmの厚さで覆っている。Loc. 2 (吉木) では6mの厚さの礫層がみられる。その基底には最大径80cmの変成岩亜角礫があり、全体としては10~15cm径の礫が多い。上方へ礫径を減じ、上部では2~

る。礫層は径30cm前後の礫が多く、マトリクスは径3~5cmの小礫である。マトリクスとしての小礫は完全に風化しており、それより大きな礫も風化が著しい。礫層の厚さは埋積谷部で20mを越えるが、正確な厚さは不明である。沖積面との比高は50mである。この扇状地の西方には10°の傾斜をもつ高位扇状地がみられ、Loc. 6と同様の礫層からなっている。

2 中位扇状地

中位扇状地は花崗岩地域のみに分布する。扇状地面の傾斜は北へ6~8°で、高位扇状地のそれより幾分緩やかである。鷹取南方のLoc. 5 (Fig. 4) では最大径3mの花崗岩礫をはじめとする花崗岩主体の亜角礫~亜円礫からなり、変成岩礫も多く含まれる。礫層の厚さは7m以上で、径50cm前後の礫が多い。マトリクスは高位扇状地同様の小礫で、風化している。大~巨礫はやや風化している程度で、高位扇状地の礫に較べれば新鮮である。礫層の上部は30~60cmの黒色腐植層 (径5cm以下の花崗岩亜角礫をわずかに含む) に移行し、その上位に80cmの厚さで暗黄褐色のローム層がのる。このローム層中には径1~3cmの花崗岩・変成岩の亜角礫が含まれている。下位の低位扇状地との比高は6~8mである。

3 低位扇状地

低位扇状地は水繩山地北麓の全域に分布する。分布高度・扇状地面の傾斜

10cmの礫が多くなる。マトリクスは細砂である。Loc. 3 (夫婦木) では下部に角礫まじりの青灰色シルト層、径 2~5 cmの変成岩亜角礫~亜円礫からなる砂礫層があり、上部は最大径60cmの変成岩亜円礫~亜角礫からなる礫層である。中間部および青灰色シルト層より下部は不明である。Loc. 4 (益生田) では厚い埋谷性の礫層がみられる。礫層の厚さは35mで、最大径1.5mの花崗岩礫をはじめ、10~30cmの花崗岩・変成岩の亜円礫~亜角礫が多く含まれる。最上部には1 m以下の厚さで径15cm以下の角礫がのっているが、これは山麓付近のみにみられることから、崖錐堆積物と考えられる。この地点では断層面が観察された。

以上のように低位扇状地は上部にローム層をのせない新鮮な亜角礫~亜円礫からなる。礫層は各支谷からの谷埋めの堆積物のようで、その厚さは古い谷の中央部ではかなりの厚さをもつと思われる。

ここで高位・中位両扇状地にのる赤褐色~暗黄褐色ローム層と低位扇状地の形成時期について考えてみる。水繩山地周辺の八女・久留米・鳥栖地域には阿蘇火砕流の間縁相としての八女粘土層あるいは鳥栖ローム層が分布し、 ^{14}C 年代測定により $33,000_{-2,200}^{+3,000}$ 年 B. P. の年代が得られている (郷原ほか, 1964)。またこれらの地域の低位段丘以上の段丘には、更に基盤岩起源の小粒子を含む赤褐色ローム層がのっている。このローム層は二次的ローム層と考えられており、有明海研究グループ (1969) は新期上部ローム層とし、その年代を15,000年 B. P. 頃と考えている。高位・中位両扇状地上にのるローム層と低位段丘以上の段丘にみられるローム層とが同一のものかどうかは不明である。しかしながら低位扇状地の形成を少なくとも阿蘇火砕流以降と考えることに誤りはなさそうである。

IV 水繩山地北麓の断層変位地形

1 活断層の認定基準

活断層の認定は地形・地質の両面から行なわれることが望ましいが、ここでは断層面の確認を1ヶ所で行なったにすぎないことから、認定については主として地形によった。

ここで断層崖と考えた崖線は全体的にみればほぼ東西に走っている。この方向は筑後川本流の流路の方向と一致しており、筑後川あるいはその東西に流れる支流による側方侵蝕の可能性が考えられる。一方、低位扇状地はその末端部まで扇状地の形態が全く乱されずに残っている。これは少なくとも低位扇状地形成後、東西に流れる水系によって扇状地面が侵蝕されなかったことを意味している。次に扇状地を形成した支谷による侵蝕の可能性については、崖線の連続性が比較的良好なこと、大部分の地点で支谷と崖線が直交することなどの理由で、この可能性も否定される。これらの事実から、この崖線は河川の侵蝕によって形成されたものではなく、断層崖と考えることに矛盾がないことを意味する。更に断層に伴う種々の地形—断層凹地・三角末端面・横ずれ断層を特徴づける閉塞丘・off-set stream など—の検討を行なった。

以上のような崖線の検討の結果、水繩山地北麓にみられる崖線は断層崖で、扇状地面を変位させる低断層崖が特徴的であることから、活断層によって形成されたものと考えた。

2 低位扇状地面の変位

水繩山地北麓の崖線は前述のように活断層によるものと考えられるが、それを更に詳細にみると、連続する一本のものではなく、平行あるいは雁行する数 km 以下の短い崖線からなっ

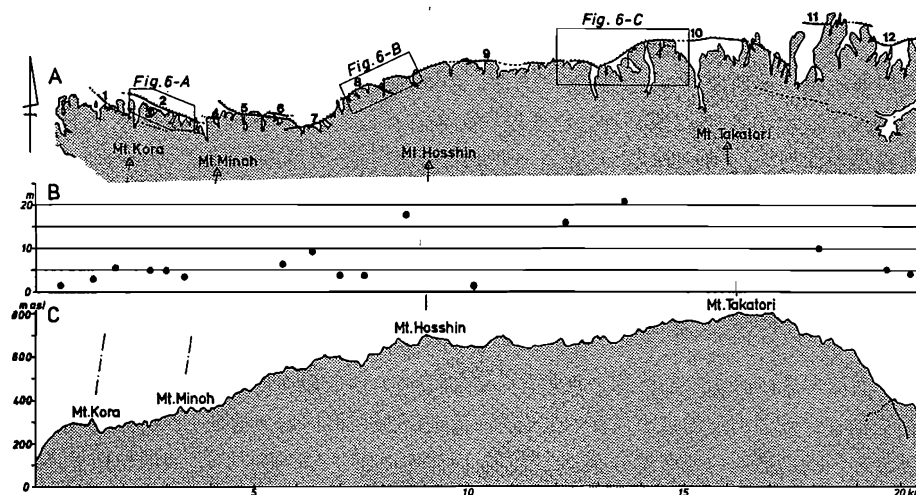


Fig. 5 水繩断層系と水繩山地の東西断面との関係

A : 水繩断層系を構成する断層 (断層名は Table に示す)

B : 各断層による低位扇状地面の垂直変位量

C : 水繩山地の東西断面

Table 水繩断層系を構成する各断層の地形的特徴

No.	Name of Fault	Surface Trace		Dip of Fault Plane	Vertical Displacement of Lower Fan	
		Strike	Length (km)		Side upthrown	Amount (m)
1	Oiwake	N 60°W	0.9		S	1.5
2	Yanagisaka	N 70°W	1.8		S	5
3	Takamuku	N 70°W	0.4		S	2.5
4	Miyazono	N 85°W	0.3		S	2
5	Higashi-Izumi I	N 85°W	2		S	4
6	Higashi-Izumi II	N 80°W	0.5		S	2.5
7	Yoshiki	N 80°E	1.3		S	9.5
8	Yahagi	N 60°E	1.4		S	4
9	Kusano	E W	5		S	18
10	Masuoda	E W	4.8	88°N	S	21
11	Fukumasu	E W	1.6		S	10
12	Yabe	E W	1.2		S	5

いる。ここではそれらを水繩断層系と総称し、それを構成する各々の断層を西より追分・柳坂・高棟・宮園・東泉Ⅰ・東泉Ⅱ・吉木・矢作・草野・益生田・福益・屋部断層と名付ける (Fig. 5 A)。各断層はすべて低位扇状地面を変位させている (Fig. 2)。各断層の特徴を Table に示した。断層は西部では西北西ないし北西方向に雁行するが、東部では比較的長く続くものが多い。特に草野断層 (No. 9) と益生田断層 (No. 10) はいずれも 5 km 前後の長さをもつ。矢作断層 (No. 8)、草野断層、益生田断層は落ちの方向に凸面を向け、逆に吉木断層 (No. 7) と屋部断層 (No. 12) は落ちの方向に凹面を向ける。高棟付近では柳坂断層 (No. 2) と高棟断層 (No. 3) が、東泉付近では東泉Ⅰ断層 (No. 5) と東泉Ⅱ断層 (No. 6) が平行して走り、そのため扇状地面は階段状に低下する。各断層は全体として東西走向で、すべて北落ち変位を示す。

Fig. 6 は断層付近の地形を大縮尺の地形図で示したものである。Fig. 6 A は高棟断層、柳坂断層付近である。ここでは低断層崖と落ちの側に発達する浅い凹地がみられる。Fig. 7 A-a は放光寺浄水場のある扇状地の縦断面、同じく b は下野の扇状地の縦断面である。このうち後者では深さ 1 m、巾 25 m、長さ 80 m の凹地が断層崖前面にみられる。低断層崖の比高は放光寺で 3 m、下野で 5 m である。矢作-草野間の地形図を Fig. 6 B に示した。夫婦木西方には巾 11 m、長さ 57 m の溜池がみられるが、これは矢作断層沿いに発達した凹地に関するものと思われる。夫婦木での扇状地の縦断面を Fig. 7 A-c に示したが、ここでは 4 m 以上の比高をもつ低断層崖が東北東-西南西方向にみられる。矢作断層は夫婦木東方で北西-南東方向に曲がり山地中へ入る。草野断層は夫婦木東方からはじまり、東西方向に東へ続く。筑後草野駅南方では低位扇状地面の変位が 18 m に達する (Fig. 7 A-d)。Fig. 6 C は草野断層と益生田断層付近の地形図である。草野断層は益生田南方で北西-南東方向に向きを変え、それとほぼ直交して益生田断層がはじまる。益生田断層は水繩山地最高峰の鷹取山の前面を北に凸のゆるやかな弧をえがいて、鷹取南東方にいたる。益生田断層の前面にはいくつかの凹地が発達している。Fig. 7 A-e は耳納学園西方の扇状地の縦断面である。断層崖の比高は 21 m で、この地域では最大の比高をもつ。ここでは断層面が確認された (Fig. 7 B)。基盤の変成岩と低位扇状地礫層との間に巾 20 cm の青灰色粘土、巾 40 cm の黄青灰色の粘土状に破碎された変成岩がみられる。このうち前者の断層粘土中には黄褐色の破碎され取り込まれた礫も含まれている。また断層面に接する礫層中の礫は面に沿って立っているものもみられる。断層面の走向・傾斜は、 $N45^{\circ}E, 88^{\circ}N$ で、走向は地表の断層トレースとほぼ一致している。

このような断層の集合としての水繩断層系が、どのような断層形式であるかを議論する積極的な証拠は、現時点では見出していない。ただ断層が短いこと、連続性がよくないこと、平行する断層により扇状地面が階段状に低下することなどは正断層的な様相を呈する。一方、断層面がほとんど垂直に近い傾斜をもつことは横ずれの可能性を示している。しかしながら横ずれを示唆する谷や尾根の屈曲は認められない。水繩断層系の断層形式については今後に残された問題である。

3 低位扇状地面の変位量と水繩山地の高度との関係

前掲の Fig. 5 は水繩断層系を構成する各断層の位置 (A)、低位扇状地面の変位量 (B)、水繩山地の東西断面の高度分布 (C) を示したものである。低位扇状地面の変位量と水繩山地の高度分布とを比較すると、細部では必ずしも一致しないが、全体としてはかなりの一致を示

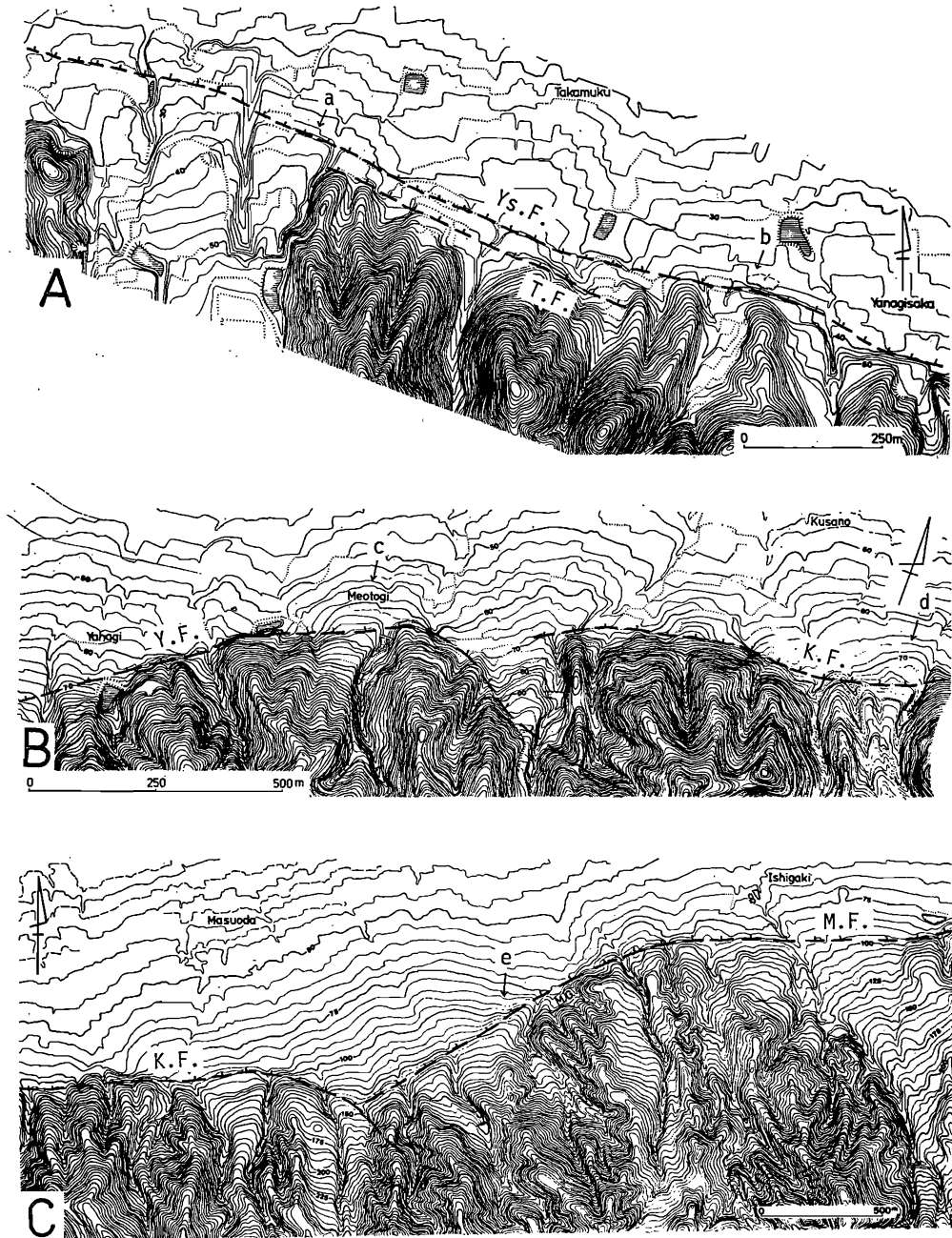


Fig. 6 断層付近の地形図

(地域は Fig. 5A に示す。A・Bは等高線間隔2 m, Cは等高線間隔5 m)

K.F.: 草野断層, M.F.: 益生田断層, T.F.: 高棕断層, Y.F.: 矢作断層
Ys.F.: 柳坂断層, M.G.: 耳納学園, a~e: Fig. 7A の地形・地質断面位置

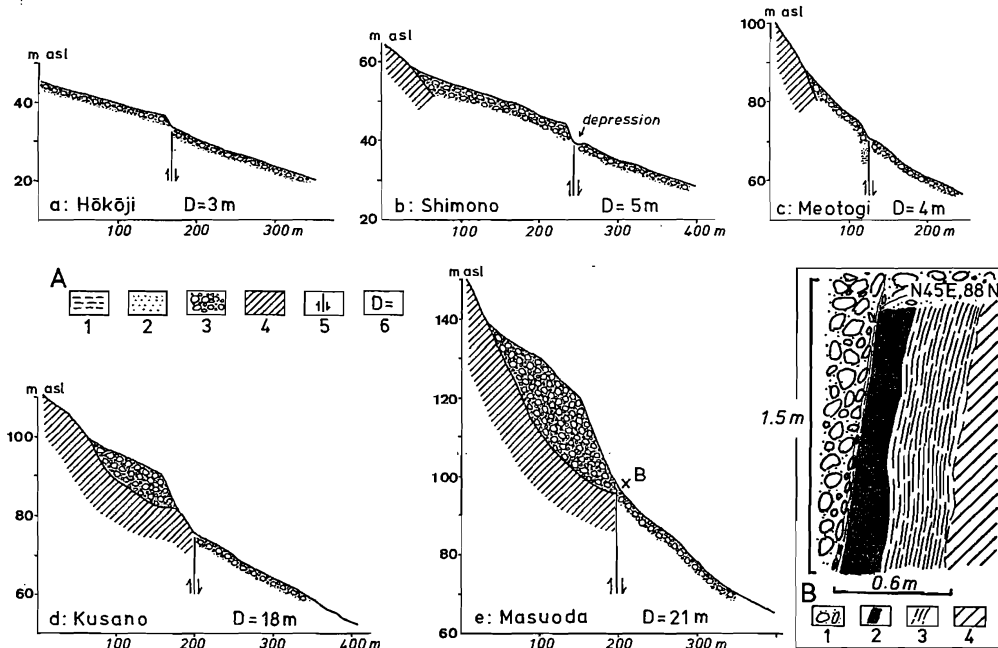


Fig. 7 低位扇状地の地形・地質断面

- A : 低位扇状地の地形・地質断面 (いずれも右が北, 左が南)
 1 : シルト層, 2 : 砂層, 3 : 礫層, 4 : 基盤岩,
 5 : 断層, 6 : 垂直変位量
- B : 耳納学園西方における断層面
 1 : 砂礫層, 2 : 断層粘土, 3 : 破碎された変成岩,
 4 : 変成岩

す。すなわち, 一般的に山地高度の大きい部分では低位扇状地面の変位量が大きく, 山地高度の小さい部分では変位量も小さい。特に大きな変位量を示す草野・益生田両断層は発心山から鷹取山にかけての水繩山地最高所の前面を縁どる断層である。このことは水繩断層系を構成する各断層の変位量と水繩山地の高度分布とが関連性を有することを意味しよう。すなわち各断層の活動は水繩山地の成長にかかわる可能性があることを示している。水繩山地の成長は地形と低位扇状地面の変位からわかるように, 北東方面から南西方向への傾動運動によると考えられる。ここで取り上げた活断層群すなわち水繩断層系の活動は水繩山地成長の最も新しい表現と考えられる。

しかしながら水繩山地の発達に関しては, 松本 (1958) が, 熱変質をうけたホルンスフェルスと花崗岩を切る断層が新生代の活動によるものであろうと報告した以外には詳しい報告がない。むしろ周辺地域にみられる断層から水繩山地成長に関わる運動が推定されている状態である。すなわち浦田 (1957) は水繩山地南方の黒木盆地において, 中新統・黒木層を切る東西性の断層群を見出し, それらがいずれも北側地塊を沈下させること, つまり水繩山地と同様の傾動を示すことを明らかにした。その時期については黒木層堆積後, 新洪積礫層下底の平坦面形成前のある時期と推定している。更に浦田 (1958) は水繩山地西方に分布する久留米層の研究から, 下部更新統の久留米層を切る東西性の断層群を報告し, それらは基盤構造線の再活動に

よって比較的脆弱な岩層の部分が断裂したことによると述べている。またこれらの東西性断層とこの地域に認められる北西—南東系の断層（鳥山，1932）との関係について，北西—南東系の断層運動は黒木層・久留米層堆積前にすでに完了し，これらの堆積時には断層崖が現出していたとしている。このようなことから，この地域での新第三系～下部更新統を切る東西性の断層運動は中部九州の他の地域にみられる東西性断層（大分層群分布地域：首藤，1953，口之津層群分布地域：大塚，1966）で示される時期と相前後していると考えられる。その時期は大分層群堆積後と考えられている（首藤，1953，1968）ことから，この頃，中部九州で東西性断層の活動が始まったと考えてよさそうである。これは近畿三角帯における構造転換（藤田，1962，1968）が遅れて，中部九州に及んだことを示している（千田，1979）。水繩断層系の活動は，中部九州の新しい応力場の中での西南日本弧の最も新しい活動の1つの表現としてとらえることができ，それは同時に水繩山地成長の最も新しい表現と考えることができる。

V お わ り に

水繩山地北麓に分布する扇状地地形の検討を行なった結果，扇状地面を変位させる活断層の存在が明らかになった。それは次のような特徴を有する。

1. 活断層は平行あるいは雁行するいくつかの短い断層からなっており，それらを西より追分・柳坂・高椋・宮園・東泉Ⅰ・東泉Ⅱ・吉木・矢作・草野・益生田・福益・屋部断層と名づけ，総称して水繩断層系とよぶ。水繩断層系の全長は20kmである。この断層系を構成するすべての断層が低位扇状地面を切り，これを変位させている。これらの断層の断層形式は不明であるが，正断層または横ずれ断層の可能性はある。

2. 水繩断層系の各断層による低位扇状地面の変位量の東西分布と水繩山地の東西断面の高度分布とは，かなりよく一致する。すなわち山地高度の大きい部分では低位扇状地面の変位量が大きく，逆に低い部分では変位量が小さい傾向にある。これは水繩断層系の活動が水繩山地の成長に関係していることを意味し，その最も新しい表現と考えることができる。

3. 水繩断層系の活動の開始時期を直接知る手掛りはないが，中部九州全体の中でみると，大分層群や口之津層群分布地域での東西性断層の活動時期に対比される。すなわち大分層群堆積後の時期で，これは近畿三角帯における構造転換が遅れて，地波的に及んだことに対応するものであろう。

謝 辞

本稿作成にあたり，常日頃より御指導いただいている西村嘉助先生に心より感謝いたします。また2万分の1空中写真をお貸し下さった福岡教育大学の赤木祥彦先生，御教示をいただいた東京都立大学の貝塚爽平先生，横浜国立大学の太田陽子先生，大阪市立大学の藤田和夫先生，愛知県立大学の岡田篤正先生に御礼申し上げます。

文 献

- 赤木 健（1933）：7万5千分の1地質図幅「山鹿」および同説明書，54頁，地質調査所。
 浅井治平（1923）：葱状構造の地形二・三について（二），地質雑，30，115～127。
 有明海研究グループ（1969）：九州地方の第四系，地団研専報，15号，411～427。

- 千田 昇 (1979): 中部九州の新时期地殻変動—とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について—, 岩手大学教育学部研究年報, **39**, 37~75.
- 郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村 哲・小森長生 (1964): 北九州の第四紀層に関する諸問題, 資源研彙報, 62号, 83~108.
- Huzita, K. (1962): Tectonic Development of the Median Zone (Setouchi) of Southwest Japan, Since the Miocene. Jour. Geosciences, Osaka City Univ., **6**, 103~144.
- 藤田和夫 (1968): 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動—, 第四紀研究, **7**, 248~260.
- 松本達郎 (1958): 筑肥山地変成岩地域の地質, 鈴木醇教授還暦記念論文集, 141~161.
- 小川琢治 (1907): 西南日本地質構造論, 地学雑, **19**, 168~188.
- 大塚裕之 (1966): 口之津群層の地質構造・化石および対比—口之津群層の地史学的研究 2, 地質雑, **72**, 491~501.
- Richtshofen, F. v. (1903): Geomorphologische Studien aus Ostasien. V. Gebirgskettungen im Japanischen Bogen. Sitzb. d. K. Preuss. Akad. d. Wiss., phys.-math. Cl., X, 39~40.
- 首藤次男 (1953): 豊州累層群の地史学的研究, 地質雑, **59**, 225~240, 372~384.
- 首藤次男 (1968): 九州地方の新生代後期の地殻変動, 地質学論集, 2号, 71.
- 徳田貞一 (1925): リヒトホーフエン男の長崎三角地域と平行山稜の密集群に就きて, 地学雑, **37**, 629~641.
- 鳥山武雄 (1932): 筑紫平野及其の四辺の地質に関する造構史的考察, 地球, **18**, 323~333, 416~429.
- 辻村太郎 (1932): 東北日本の断層盆地 (下), 地理評, **8**, 977~992.
- 浦田英夫 (1957): 福岡県八女郡黒木町附近の新第三系について, 九大教養地学研究報告, 4号, 33~43.
- 浦田英夫 (1958): 福岡県久留米市南方の新第三系について, 九大教養地学研究報告, 5号, 25~37.
- 矢部長克 (1925): リヒトホーフエン氏の長崎三角地域, 地質雑, **32**, 201~209.

Fault Morphology along the North Foot of Minoh Mountains, Central Kyushu

Noboru CHIDA

Along the north foot of Minoh mountains, located at the northwest of Central kyushu, dissected fan is developed. The fan is classified into three, i. e. higher, middle and lower fans in descending order. These fans are displaced by the active fault along the foot of the mountains. Geomorphologic features of the active fault distributed in the area are summarized as follows:

1. The active fault consists of twelve short faults and some of them are parallel or en echelon to each other. They are collectively named Minoh fault system, which run E-W direction, by the writer. This fault system has 20 km in length and typically displaces on the lower fan. The amount of vertical displacement of the lower fan ranges from 1.5 to 21 meters.

2. Amount of vertical displacement of the lower fan is fairly well accorded with

the height distribution of Minoh mountains. Namely, the greater displacement of the lower fan is recognized at the front of the higher ridges of the mountains. This fact suggests that the activity of Minoh fault system has resulted in the growth of the mountains. Minoh mountains are considered to have tilted from NE to SW. Thus, the activity of Minoh fault system indicates the recent phase of the tilting of Minoh mountains.

3. In Central Kyushu, recent movement of faults with E-W trend is considered to have begun after Oita group deposited. Therefore, the activity of Minoh fault system is thought to have started under the regional stress field in Central Kyushu since Middle Pleistocene.