

金剛断層系の平均変位速度分布と奈良盆地南西縁地域に おける地形発達

廣 内 大 助*

Distribution of the Slip Rate Constituting the Kongo Fault System and Landform Development along the Southwestern Rim of the Nara Basin

Daisuke HIROUCHI *

Abstract

The Nara basin, located in the central part of the Kinki triangle in central Japan, mainly consists of Plio-Pleistocene sediments (Osaka group), Pleistocene terrace deposits, and Holocene alluvial deposits.

The upper most part of the Osaka group extending in this area consist of fluvial deposits, and is correlated with the Ma3, which is includes the Azuki tephra.

The terrace surfaces have developed along the eastern foot of the Kongo-katsuragi Range, in the southwestern part of the basin. Based on the distribution of surface heights and stratigraphies, these terraces are classified into the H, M1, M2, M3, L1, and L2 surfaces in descending order.

The Kongo fault system striking in the north-south direction extends along the eastern foot of the Kongo-katsuragi Range. This fault system consists of the Yamaguchi, Kongo, Nakato, and Yamada faults. These faults have displaced fluvial terrace surfaces, and the slip rates of the vertical component are about 0.03-0.3 m/ky.

The Median Tectonic Line striking in the west-east direction and extending southward of the Nara basin, separates the Izumi Range and the Kinokawa lowland. The Shobudani fault, one of the fault systems of the Median Tectonic Line, had a tendency of reverse faulting activity in the former half of the Quaternary. On the contrary, right lateral faulting activity of the Gojodani fault started from the middle Pleistocene, and this tectonic movement has continued to the present along the Median Tectonic Line.

Based on the stratigraphy of the Osaka group and fault activity around the study area, the fact that the Nara basin was divided from the Kinokawa lowland by reverse faulting of the Shoubudani fault at least the early Pleistocene, was, clarified. This faulting also formed the present drainage pattern and the watershed located in the southwestern part of the Nara basin.

Fault activity of the Kongo fault system started after the middle Pleistocene. The central part of the fault system shows the highest slip rate. On the contrary, the slip rate at the tips of

* 名古屋大学大学院環境学研究科地理学講座

* Department of Geography, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

fault system show a small value compared with the slip rate in the central part of the fault system. Both the height distribution of the terraces and that of the Kongo-katsuragi range, extending to the southwestern part of the Nara basin, have same trend in comparison with the distribution of slip rate along the Kongo fault system.

In conclusion, tectonic movement with faulting of the Kongo fault system has affected the formation of landforms in the southwestern margin of the Nara basin.

Key words : Kongo fault system, the Median Tectonic Line, Kongo-katsuragi Range, Nara basin, active fault, landform development, slip reate, pregressive faulting

キーワード : 金剛断層系, 中央構造線, 活断層, 平均変位速度分布, 地形発達, 変位の累積性, 段丘面高度分布, 金剛・葛城山地, 奈良盆地

I. はじめに

地殻変動の著しい日本列島に分布する平野や盆地の形成には、活断層や活褶曲の活動が大きく影響している場合が多い。これら活構造を考慮しながら、平野や盆地の地形発達史を明らかにした研究も数多く行われている（例えば、太田・寒川, 1984; 鈴木康弘, 1988）。これらの研究では、活断層を地形形成の主要因として捉え、変動地形から求められる平均変位速度に基づく地形分化の定量的な分析によって、山地と平野、盆地の分化過程と地形発達を議論している。しかしながら、これらの研究では、一部の代表地域で得られた変位速度や断層面の傾斜・変位様式などの点的データに基づいて、地形形成の代表的なモデルを考え、平野や盆地全域の発達過程を述べている。

一般に、活断層の変位量や変位速度の分布は、断層トレースにそって一様ではない。したがって、活断層運動の影響を受ける地形の形成過程は、断層の変位量や変位速度の分布に応じた地域的な差異があると考えられる。しかしそれを考慮しながら発達史を論じた研究はない。

また第四紀の地形発達史を議論する場合、とくに段丘地形が残存する第四紀後期以降の発達史を編むことが多いが、山地や水系網など平野や盆地の大枠を形成するような地形の形成時期は、少なくともそれ以前に遡る場合がほとんどである。現在の地形配列やその形成要因が、第四紀後期以前

の地殻変動に大きく制約されている場合、段丘地形形成期以前にまで遡って、地形形成要因を議論する必要がある。

日本列島においては、東北日本のように第四紀を通じてほぼ同様の地殻変動を継続してきたとされる地域がある一方で、近畿地方では第四紀中期に応力場の変化が指摘されており（藤田, 1968）、構造的な大阪平野や奈良盆地など近畿地方のいくつかの盆地や、その周辺の山地の配列や高度分布、水系網などは、第四紀中期以前の地殻変動と、それ以降の活構造による地殻変動の総和として成立している。よって、このような地域において地形形成過程を考える場合には、中期更新世以前の地殻変動をも考慮する必要がある。

近畿地方中部に位置する奈良盆地の南西縁には、南北方向の金剛断層を介して金剛・葛城山地が分布する。一方で、盆地の南側には、竜門山地を挟んで東西走向の中央構造線が紀ノ川の低地を境しており、本地域の地形形成には第四紀を通じて活動時期や活動様式を異にする両断層の活動が大きく関係すると考えられる。奈良盆地については、盆地東縁地域の断層運動と地形形成の関係について研究が行われているが（寒川ほか, 1985）、盆地南西縁地域の第四紀の地殻変動様式を踏まえて地形形成過程を議論した研究はいまだない。

よって、本研究では奈良盆地南西縁地域の地形がどのように形成されてきたのか、第四紀以降の構造運動を踏まえて明らかにする。また金剛断層

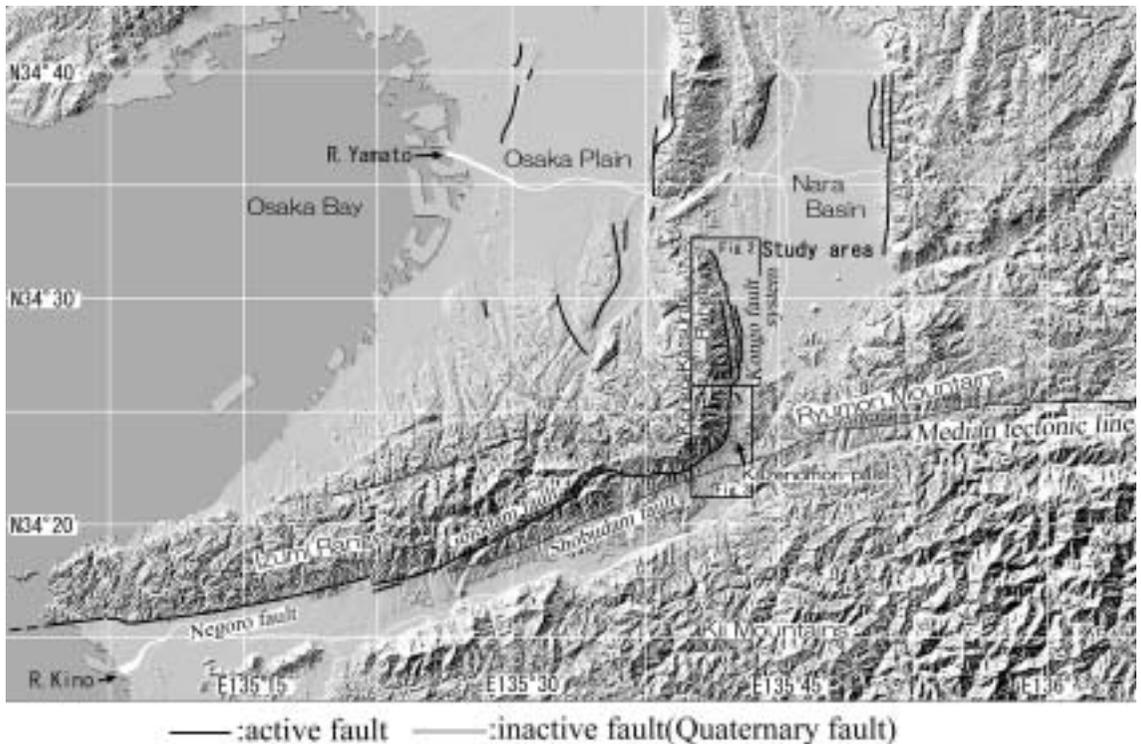


図1 奈良盆地周辺の地形と活断層。

Fig. 1 Topography and active faults in and around the Nara basin.

系に沿って見られる変位量や変位速度の分布とその形状に着目し、段丘面の形成や平野・山地の形成・分化過程において、これらが地形形成にどのように影響してきたのかを考慮しながら、地形形成過程を解明する。

II. 調査対象地域と研究方法

本研究では奈良盆地南西縁の金剛断層系とその周辺、南北約 23 km、東西約 8 km を研究対象地域とした。

研究方法は、国土地理院撮影の 1 万分の 1 ならびに 2 万分の 1 空中写真判読に基づいて、地形面区分と変位地形の認定を行い、さらに地形・地質踏査を実施し、大阪層群の分布と構造の把握、段丘面分類と変位地形の確認を行った。段丘面は高度と連続性、開析度、堆積物の層相から区分と対比、編年を行った。大阪層群は分布域と構造、構

成礫種を明らかにするために、堆積物の分布と層相、走向・傾斜を計測した。変位地形は、オートレベルと標尺を用いて地形断面測量を実施し、変位量と平均変位速度を求めた。

これらデータに基づいて大阪層群堆積期の堆積環境や古地理を推定し、さらに活断層の平均変位速度分布を、段丘面高度分布や段丘比高分布などと比較して、活断層の変位速度分布が累積的に段丘面の高度や分布にどのように反映され、現在の地形が形成されているのか検討した。

III. 地形地質と活構造の概要

奈良盆地は近畿三角帯 (Huzita, 1962) の南部に位置し、南北約 50 km、東西約 15 km の南北に長い盆地である (図 1)。本研究の対象地域はその南西部であり、断層の西側には、標高数百 m ~ 千 m の金剛・葛城山地が南北方向に分布し、最南部

表 1 調査地域の地質編年 .

Table 1 Geological chronology of the survey area.

era	sub-era/period	epoch	approx. age (Ma/ka)	stratigraphic unit	surface and tephra		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	alluvium				
			10 ka			L2	
		Late Pleistocene	23 ~ 27 ka	Lower terrace deposit		L1	
			50 ~ 130 ka	Middle terrace deposit		M1, M2, M3	
		Middle Pleistocene	Higher terrace deposit			H	
			Gojo formation				
		Early Pleistocene	0.7 Ma	Upper part of Osaka group		Azuki tephra	
			1 Ma	Lower part of Osaka group, Upper part of Shobudani formation		Pinku tephra	
		Neogene	Late Pliocene	2 Ma	Lower part of Shobudani formation		Fukuda tephra
			Miocene	13 16 Ma	Futagami group		
Mesozoic	Cretaceous	Late Cretaceous	Izumi group				
			Ryoke granite				
		Early ~ Late Cretaceous	Sambagawa metamorphic rocks				

で東西方向の和泉山脈に連続している。一方、盆地の南部には、標高 300 m 前後の竜門山地が東西方向に分布し、その南方には中央構造線と、紀ノ川を挟んで紀伊山地が分布する。奈良盆地最南部は谷中分水界の風の森峠を挟んで、紀ノ川低地と接している（図 1）。

金剛・葛城山地の東麓には扇状地性の段丘面の発達が良好で、いずれも東～北東方向に傾斜している。これらの段丘面を刻む高田川や葛城川などの河川は全て盆地底を北流し、大和川に合流した後、西流して大阪湾に注いでいる。

金剛・葛城山地は、主に白亜紀の領家花崗岩類によって構成される。南部の紀ノ川沿いには、最上部白亜系の礫岩と砂岩、泥岩互層からなる和泉層群が分布し、さらにその南では、中央構造線を挟んで結晶片岩などの三波川変成岩類が分布する。一方、金剛・葛城山地北部の二上山周辺には、領家花崗岩類を不整合に覆って、中部中新統の二上層群が分布する。二上層群は安山岩溶岩や火山礫凝灰岩を主体とし、砂岩やシルト岩などを含むも

ので、北部ほど上位の地層が分布している（表 1）。

奈良盆地南西縁地域では、これら基盤を不整合に覆って、Ma1 ~ 3 に相当する大阪層群下部層が堆積する。大阪層群の大部分は、沖積低地の地下約 20 m 以深に埋没しているが（松岡・西田, 1980）、金剛・葛城山地の山麓部では地表に露出している。これらは主に花崗岩を起源とする砂礫層からなる。紀ノ川構造谷に沿っては、大阪層群に対比される湖沼性の菖蒲谷層が分布する。これらを覆って、中～上部更新統の未固結堆積物が分布しており、とくに紀ノ川流域と金剛・葛城山地東麓では最上部更新統が広く分布し、段丘地形を形成する。

奈良盆地南西部の盆地と山地との境界には、南北走向の金剛断層が分布する。一方で盆地南方には、紀ノ川構造谷に沿って東西方向に走る中央構造線が分布する（活断層研究会, 1991）。中央構造線は、内帯と外帯を 2 分する大規模地質構造線である。中期更新世以前の中央構造線の活動は、断層系の菖蒲谷断層において北側上がりの逆断層運動が認められ、菖蒲谷層を大きく変位させている

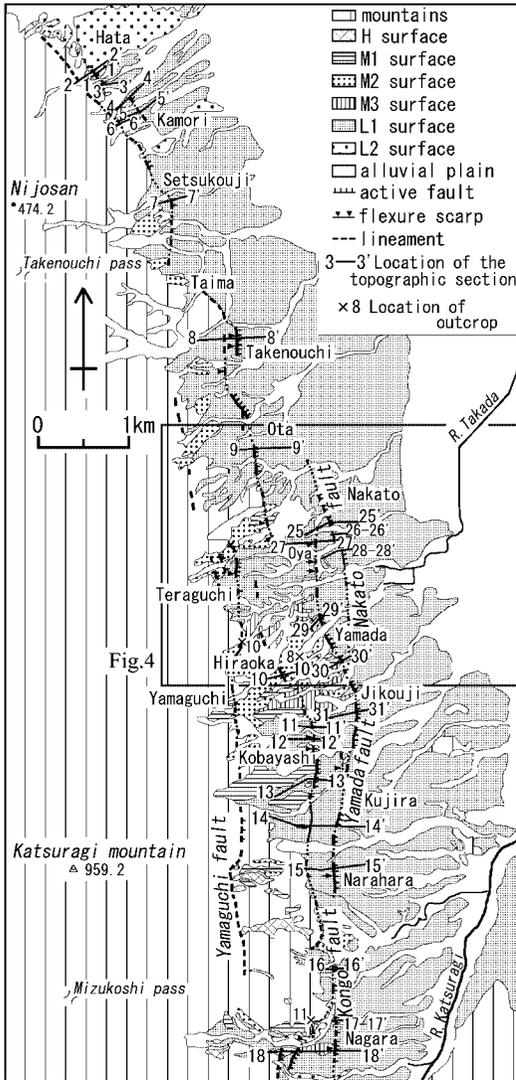


図 2 調査地域(奈良盆地南西部)北部の地形分類図。

Fig. 2 Geomorphological land classification map of the northern part of the study area (southwestern part of the Nara basin).

(河田, 1939 など)。しかし菖蒲谷断層は中期更新世の五条層に覆われることから, 中期更新世には活動を停止している(岡田・寒川, 1978)。その後, 少なくとも第四紀後期には右横ずれ変位を主体とし北側隆起を伴う断層運動が, 菖蒲谷断層の北方に根来断層, 五条谷断層として派生した。これら

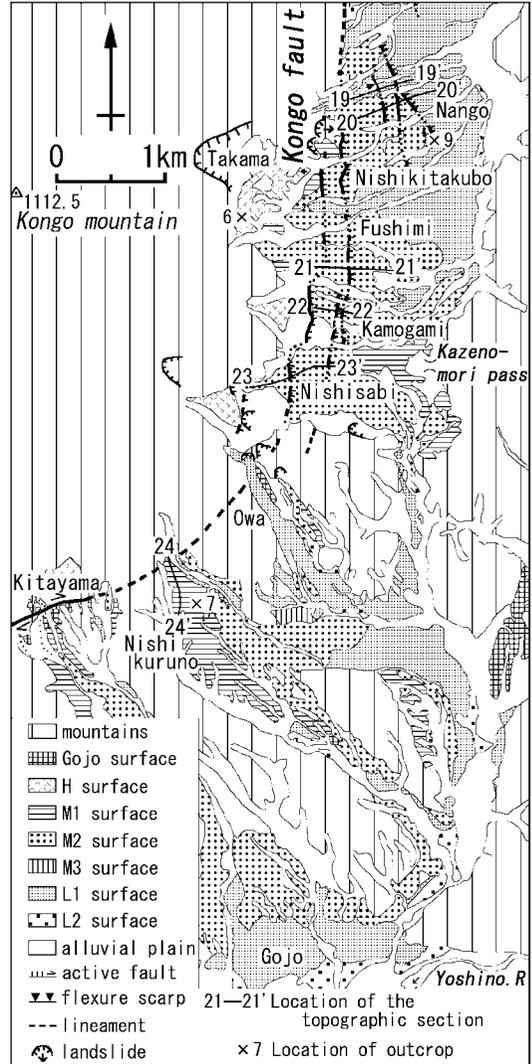


図 3 調査地域(奈良盆地南西部)南部の地形分類図。

Fig. 3 Geomorphological land classification map of the southern part of the study area (southwestern part of the Nara basin).

断層の平均変位速度は, 河川屈曲や段丘面の変位から, 水平方向で約 0.9 ~ 3.1 m/ky, 鉛直方向では約 0.11 ~ 0.4 m/ky と見積もられており, A 級の活動度を示している(岡田・寒川, 1978)。

奈良盆地南西部の盆地と山地の境界に南北方向に分布する金剛断層系は, 西側隆起の逆断層系で

あり、金剛・葛城山地山麓の段丘面群に明瞭な変位を与えている（図2, 3）。金剛断層系は、南部の五條市付近で東西方向に走向を変化させ、上述の五条谷断層に雁行状に連なって連続する。

金剛断層系の活動履歴に関しては、名柄で実施されたトレンチ掘削調査の結果、L2面を構成する土石流堆積物を変位させる逆断層が認められ、変位量は基盤上面で少なくとも1.5m以上とされる（佐竹ほか, 1999）。また金剛断層系を横切る2測線において反射法地震探査も実施され、山田断層は約30°W、金剛断層は15°~45°Wの傾斜を持ち、基盤上面の上下変位量は180~350m以上であることや、山田断層の東西における大阪層群Ma3相当層の上下変位量（約80m以内）と堆積年代（約0.9Ma）から、推定される上下平均変位速度は約0.1m/kyであることが示されている。さらにM1面（80~130ka）の最大上下変位量を約50m以下と見積もり、上下方向の平均変位速度が約0.4~0.6m/kyであるとされる（佐竹ほか, 1999）。このように、断層活動に関する成果は得られているが、断層活動と段丘地形の形成過程を関係づけて、地形発達を扱った研究は本地域ではまだ行われていない。

IV. 大阪層群の分布と地質構造

本地域に分布する大阪層群の大部分は地下に埋没する。しかし新庄町平岡や中戸付近では地表に露出しており、丘陵状の地形を構成するか、あるいは段丘の開析谷に沿って段丘堆積物に不整合に覆われる形で露頭で確認される。また山麓付近では、花崗岩からなる尾根の間を埋積する形で分布している（図4）。

これら大阪層群を構成する地層は、一般に段丘堆積物と比較して細粒であり、礫径10mm程度の中礫を主体とした、ほぼ全てが花崗岩起源の垂角~垂円礫層や細砂層、シルト層の互層によって構成される。またその一部に多量の炭化植物片を挟在する。

当麻町太田西方の南阪奈道路工事に伴う掘割の露頭（Loc. 1: 図4）では、大阪層群は山脚状に張り出した花崗岩の尾根の間を埋めるように、ア

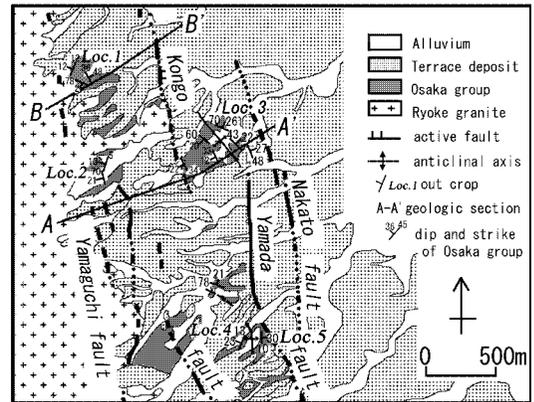


図4 調査地域中北部の地質図。

Fig. 4 Geological map of the north central part of the study area.

バットの関係で堆積している。その層相は下位から、基盤を不整合に覆って多量の未分解木片を含む暗灰~暗黒灰色の細砂層、粗砂のレンズや径約5~15cmの中~大礫を含む砂礫層、さらに中礫以下の礫層や黒色腐植質砂層、シルト層の互層が10m以上堆積する。露頭の西側壁面における細砂層や黒色腐植質砂層の走向・傾斜はN78°~12°W・22°~2°Wであり、西に向かって緩やかに傾斜する。一方、数十m離れた東側壁面では、腐植質砂層と砂礫層の境界面の傾斜が6°~48°Eと東へ傾斜している（図4）。

新庄町二塚古墳北側（Loc. 2: 図4）の大阪層群は、基盤の尾根の間を埋積する。上部を侵食され、層厚は70~140cm程度と薄く、灰~暗灰色シルト層や砂層、小礫層の互層からなる。近接する2個所の露頭でほぼ同様の地層を確認し、その走向・傾斜は、N70°W・21°SW, N20°W・14°Wである。

新庄町中戸（Loc. 3: 図4）では、小礫層や砂層からなる大阪層群が丘陵を構成する。中戸東部の大阪層群の走向・傾斜はN43°~70°W・22°~27°Eと主に東傾斜である。一方、中戸新池西部での走向傾斜はN33°~60°W・18°~22°SWで西傾斜である。このように、中戸周辺の大阪層群には北西-南東方向に軸を持つ背斜構造が認め

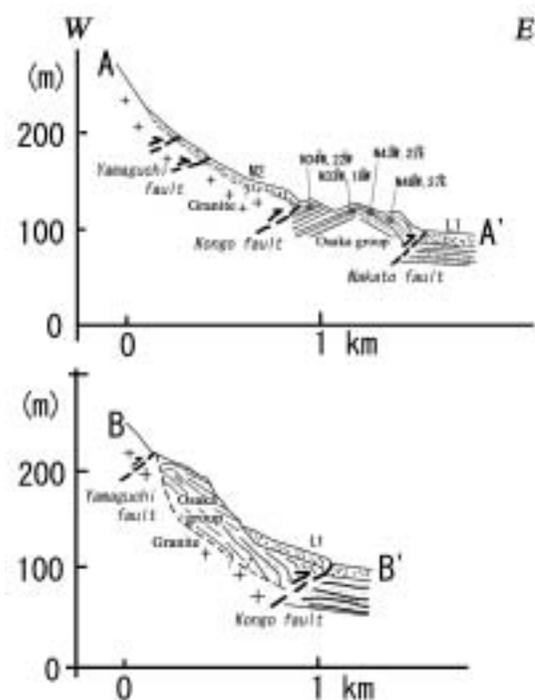


図 5 金剛断層系を横切る地形・地質断面図。

Fig. 5 Topographic profile and geologic section across the Kongo fault system. The locations are shown in Fig. 4.

られ(図 5: A - A'), 岡田・東郷(2000)にも図示されている。

新庄町平岡東方(Loc. 4: 図 4)での大阪層群は、白灰～褐色の径約 3 ~ 5 mm の垂角礫層と細砂～細砂混じりシルトの互層であり、全体に淘汰は良い。上位ほど砂礫質であり、M2 面構成層に不整合に覆われるため、見かけの層厚は約 6 m、走向・傾斜は N8° ~ 22° E・9° ~ 10° W である。一方、約 130 m 東に位置する山田(Loc. 5: 図 4)における大阪層群の走向・傾斜は N10° W・30° E である。

水野ほか(1994)は、山田付近の大阪層群が 82° E の急傾斜構造を持ち、一部は反転することを報告している。岡田・東郷(2000)にも平岡付近に背斜構造が図示されるなど、平岡東方にも南北ないしは北西～南東方向に軸を持つ背斜構造が推

定される。また三田村(1993)では、位置は不明であるが、平岡東方に南北方向の軸を持つ大阪層群の向斜構造を指摘している。このように、本地域の大阪層群は褶曲構造を伴っており、褶曲軸の方向は金剛断層系とほぼ同じ南北～北西～南東方向である。

大阪層群の対比に関しては、新庄町平岡東方の大阪層群中に層厚約 40 cm のアズキテフラ(0.87 ± 0.07 Ma: 西村・笹嶋, 1970)が認められることから、本地域では Ma3 相当の淡水成層とされる(三田村, 1993; 水野ほか, 1994: 表 1)。

V. 段丘面の区分と高度分布の特徴

金剛山地東麓～紀ノ川にかけての地域には多くの河成段丘面が分布しており、それらは主に空中写真判読に基づいて H 面～L2 面まで 6 面に区分できる(図 2, 3)。これら各地形面の構成層について、地質調査の結果からその特徴を述べる。なお本調査地域南部の紀ノ川流域では、寒川(1977)や岡田・寒川(1978)において段丘面区分が行われており、これらとの対比を表 2 に示す。

1) 段丘面の区分と記載

本地域で最高位に分布するのが H 面である。H 面の分布高度は、西佐味や高天で 420 ~ 520 m、檜原西方では 230 ~ 350 m である。高天(Loc. 6: 図 3)に見られる H 面構成層は、垂角礫～角礫を主体とした花崗岩礫と粗粒砂から構成され、一部に風化の著しい礫も含まれる。礫径は 15 ~ 20 cm 程度の大礫が多く、最大約 100 cm の巨礫も含む。また礫径 4 ~ 5 cm 程度の角礫を含む分級の良い粗粒砂層が数枚あり上述の礫層と互層をなす。層厚は 8 ~ 9 m 以上である。

M1 面は紀ノ川流域では標高約 130 ~ 350 m、奈良盆地南西縁の小林や山口では 130 ~ 320 m に分布する。紀ノ川流域の西久留野町(Loc. 7: 図 3)の M1 面は、南南東方向へ傾斜し和泉層群起源のチャートや砂岩、花崗岩礫などによって構成される。一方奈良盆地南西縁の M1 面は東へ傾斜し、段丘構成層はほぼ全て花崗岩礫によって構成される。小林における M1 面は、風化した花崗岩礫を含み、マトリクスは花崗岩起源の粗砂で褐色～暗

表 2 奈良盆地南西部と周辺地域の地形面対比 .

Table. 2 Correlation of terrace surfaces in and around the southwestern part of the Nara basin.

Southwest part of Nara Basin			Kinokawa	
this study		Mizuno <i>et al.</i> (1994)	Okada and Sangawa (1978)	
H	200 ~ 300 ka	H	Yamada surface	200 ~ 300 ka
M1	100 ± 20 ka	M1	Koino surface	100 ± 20 ka
		M2	Yamakage surface	
M2	50 ~ 80 ka	L1	Nohara surface	50 ~ 60 ka
M3	?			
L1	23 ~ 27 ka	L2	Futami surface	25 ~ 30 ka
L2	10 ka	L3	Imai surface	10 ~ 15 ka

褐色の色調を呈する。層厚は 10 m 程度で巨礫を含む厚い礫層と細粒砂やシルト質砂層の互層をなしており、最上位には厚さ約 70 ~ 80 cm の赤色風化殻が認められる。

M2 面の分布高度は約 120 ~ 390 m であり、紀ノ川沿いから平岡にかけての発達が良い。一方、調査地域の北部では、當麻町周辺に点在する程度である。金剛・葛城山地東麓に分布する M2 面の構成層は、花崗岩の亜角礫と中～粗粒砂のマトリクスによって構成され、所々で淘汰の良い中粒砂やシルト混じり砂層との互層をなす。堆積物は全体的に褐色～灰褐色を呈する。平岡 (Loc. 8: 図 2) では、耕作土の下位に、灰色無層理のシルト～細砂質堆積物が層厚約 1 m 確認されたが、赤色風化殻は認められない。

M3 面は金剛・葛城山地東麓の平岡や名柄の標高約 120 ~ 210 m 付近に分布する地形面であるが、分布は局所的であり、堆積物を確認できる露頭は認められなかった。

本地域に最も広く発達する地形面が L1 面である。金剛・葛城山地東麓の標高約 55 ~ 368 m に分布する L1 面は、東へ傾く扇状地性の堆積面であり、調査地域の中部～北部にかけての発達が良好である。南郷 (Loc. 9: 図 3) に見られる L1 面構成層は、礫径 25 ~ 30 cm 程度の花崗岩亜角礫によって構成され、径 1 m 程度の巨礫も認められる。マトリクスは中～細粒砂で一部細礫を含むが淘汰

は比較的良好。M 面の堆積物と比較すると、礫もマトリクスも風化しておらず新鮮である。一方、調査地域南部の紀ノ川流域では、南へ傾斜する支流性の段丘面と、五條の南では西方へ緩く傾く紀ノ川本流性の段丘面が分布している。

L2 面は本地域に見られる最低位段丘面であり、金剛・葛城山地東麓では、名柄付近など一部で、L1 面を下刻する谷沿いに狭小に分布する。一方、紀ノ川流域では、本流に沿った低位河成段丘面として分布する。いずれの地域でも露頭を確認することができず、堆積物を観察できなかった。

2) 段丘面の形成年代

本地域に分布する地形面の推定形成年代は表 2 に示すとおりである。

佐竹ほか (1999) では、L2 段丘堆積物中から得られた ¹⁴C 年代測定結果が約 1 万年前を示すことから、L2 面 (佐竹ほか, 1999 では L3 面) の年代を約 1 万年前としている。本研究もこれに従い、L2 面の形成時期を約 1 万年前とする。

L1 面は金剛・葛城山地東麓に最も広く分布する堆積段丘面であり、開析の程度も低いことから、おそらく最終氷期極相期前後に形成された地形面と考えられる。さらに佐竹ほか (1997) が報告した山田トレンチにおける L1 面構成砂礫層中の ¹⁴C 年代測定の結果、4 つの試料がいずれも約 2.3 ~ 2.7 万年前を示すことから、L1 面の形成時期を 2.3 ~ 2.7 万年前と推定した。

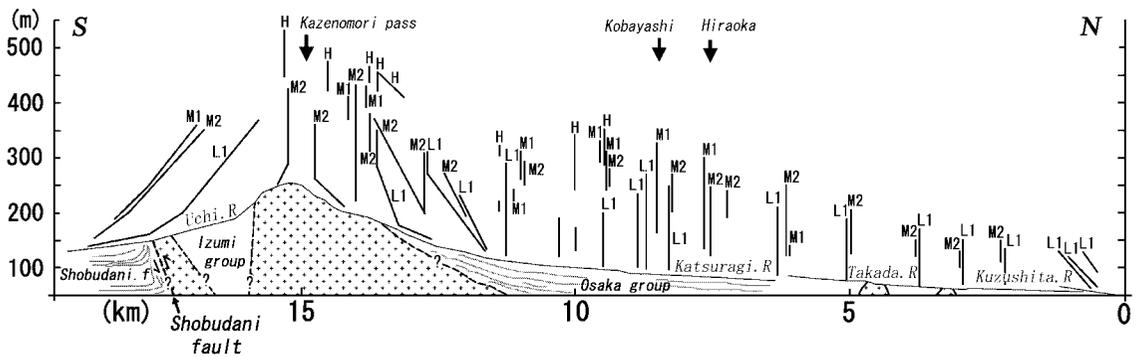


図 6 金剛断層系に沿った段丘面高度分布図。

Fig. 6 Height distribution of terraces along the Kongo fault system.

L1面より上位の段丘面では、テフラなど直接年代を決定する試料は見つからない。岡田・寒川(1978)は、紀ノ川流域に発達する各段丘面の形成年代を、古土壌の発達状態、地形面の保存状態などを用いて、さらにテフクロロジーに基づいた関東地域で明らかにされた河成段丘面形成時期を参考に、M2面に対比される野原面(t11面)を5~6万年前、M1面に対比される恋野面・山蔭面(tm面)を10±2万年前、H面に相当する山田面(th面)を20~30万年前と推定した。本研究では、形成年代を推定する指標が得られていないL1面より上位の段丘面について、紀ノ川流域との対比から、岡田・寒川(1978)が推定した形成年代を参考にした。ただし、岡田・寒川(1978)のM2面は、関東の武蔵野面の形成年代から5~6万年前と推定されているが、本地域では推定年代を5~6万年より幅広く考え、5~8万年前とした。

3) 段丘面高度分布の特徴

各段丘面の分布高度とその傾向を把握するために、現在の盆地底を流れる河川の河床高度と、金剛・葛城山地東麓に分布するH面~L1面の高度を東側から投影したものが、図6である。現在の奈良盆地南西部を流れる葛城川や高田川などの河川は緩やかに北流しており、南の分水界は風の森峠である。また金剛・葛城山地を開析する支流河川は東へ流下し、その後北流する葛城川などに合

流している。これと同様に段丘面も、L1~H面のほとんどは、金剛・葛城山地から東へ傾斜する。この中でL1面の高度分布を見ると、北部から南部に向かって徐々に高度を増し、南部の分水界付近が最大高度となり、大まかには現在の盆地底を流れる河川の河床高度の分布傾向と調和的である。またM2~Hの各段丘面高度分布の特徴を見ると、各面とも北部から南部へ向かって高度が高くなるが、断層系最北部(図の横軸目盛り参照)から8~10kmの平岡や小林付近で一度ピークがあり、その後約12~13km付近で若干高度が低くなるがその南で再び高度を増し、分水界付近(約15km)が最大となる傾向を示している。

4) 金剛・葛城山地の高度分布

金剛・葛城山地の分水界の高度分布を、奈良盆地側から投影したものが図7である。山地高度は図中北部(図右側)から南へ向かって、高度400~500mまで上昇した後、竹内峠(4km付近)を挟んで南の葛城山へ向かって約1000mまで一気に高くなる。水越川(約12km)を横切る鞍部で低くなる部分を除き、その南では徐々に高度を増し、金剛山付近がピークとなる。このように金剛・葛城山地は南へ向かって高度が高くなる傾向が認められる。

この山地高度分布であるが、北部の2.5km付近のピークは、二上層群の溶岩や火砕岩中に貫入した環状岩脈(宮地ほか, 1998)に一致し、差別侵

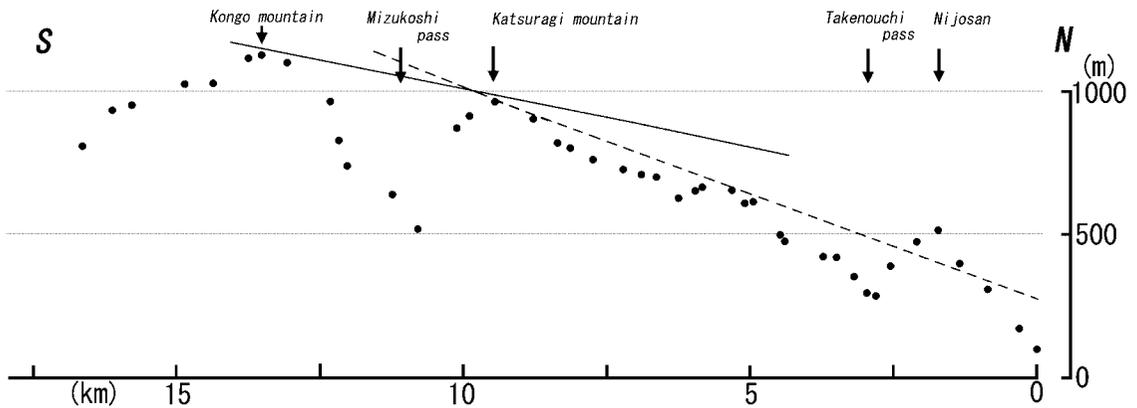


図 7 金剛・葛城山地の高度分布図。

Fig. 7 Height distribution of the Kongo-Katsuragi range.

食により残存した高まりの可能性がある。また高度が低下する 12 ~ 13 km の水越川付近は、北西～西北西方向のリニアメントが存在し、古い断層構造も推定されるが（岡田・東郷，2000），山地の開析規模も大きいことから判断して，過去に金剛・葛城山地を横断した河川の残した風隙地形と考えられる。さらに山地高度分布は南部の金剛山が最も高い。これは中期更新世以前に活動した，菅蒲谷断層の北側隆起運動による，和泉山地や竜門山地の隆起と関係すると考えられるが，詳しくは考察で述べる。

このように、金剛・葛城山地の高度分布の特徴は、風隙地形や岩脈など要因を考慮すると、大局的には山地北端から 7,8 km より南では、北へ向かってなだらかに低下し、以北はやや勾配を増して高度を減じる傾向が認められる（図 7 の補助線参照）。

VI. 金剛断層系活断層の分布とその変位量

金剛・葛城山地東麓には、ほぼ南北の走向を持つ活断層群が分布し、活断層研究会（1991）ではこれらを葛城東麓断層群、葛城断層、金剛断層と定義している。その後水野ほか（1994）では、葛城断層を山口断層と改称し、また葛城東麓断層群を金剛断層と山田断層に改め、まとめて金剛断層系と定義した。岡田・東郷（2000）では、金剛・葛城山地東麓の断層群を金剛断層帯と称し、水野

ほか（1994）が指摘した金剛断層、山口断層、山田断層に加え、金剛断層の北部延長上に当麻断層を指摘している。また山田断層の北部に中戸断層を認定した。本稿では、水野ほか（1994）が指摘した山口断層、金剛断層、山田断層に、岡田・東郷（2000）が指摘した中戸断層を加えた断層群を金剛断層系と定義する。当麻断層は金剛断層の北方延長と考えこれに含めた。

空中写真判読によって認められる金剛断層系の全長は約 18 km、南北方向に連続し南部では西へ大きく湾曲して走向を東西方向へと変化させる。断層線は山麓に沿って平行に 3 ないしは 4 本分布するが南北端ではほぼ 1 本になる（図 2, 3）。

これら金剛断層系の活断層群は、変位地形や断層露頭、反射法地震探査の結果から西傾斜、西側隆起とされ（佐竹ほか，1999），上述の複数の段丘面に明瞭な変位を与えている。変位地形の位置や変位量についてもいくつかの報告がある（水野ほか，1994；佐竹ほか，1999；岡田・東郷，2000）。本研究では、断層系の走向方向に沿った変位量分布の傾向を捉えるために、断層を横切る測線を断層系全域を網羅するよう設定し、地形断面測量を実施し上下変位量を計測した。地形測量の断面図などは、廣内ほか（2000a, b）に詳しく報告している。したがって全測線位置は図 2, 3 に示したが、地形断面図は代表的なもののみを示した。

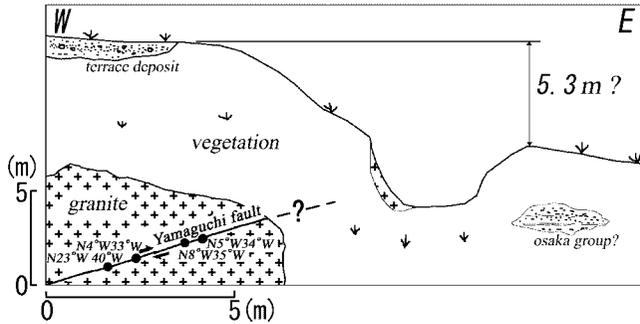


図 8 山口断層の断層露頭 .

Fig. 8 Outcrop of the Yamaguchi fault.
The location (× 10) is shown in Fig. 2.

1) 山口断層

金剛・葛城山地東麓に分布する断層群のうち、最も西側に位置する断層が山口断層である(図2)。山口断層は、當麻町當麻から御所市檜原西方までの約6 km に分布し、山地高度に西側隆起約500～600 m の不連続が認められる。空中写真判読では、寺口付近のL1面とM2面のそれぞれに低崖が認められる。山口では山中のリニアメント延長上に、M1面/M2面境界の西側上がりの低崖が認められるが、人工改変により変位量を計測することができなかった。山口の南方や寺口の北方では、リニアメントは断続的で不明瞭となる。平岡では、やや風化した褐色～灰褐色の花崗岩と灰～灰白色の花崗岩が西傾斜の断層で接する露頭を見出した(Loc. 10: 図2)。断層は幅0.5～2 cm 程度の黄褐色の断層ガウジと幅約15～30 cm の強破碎帯によって構成される。断層面の走向はN4°～23°W、傾斜は33°～40°Wであり、条線はS85°～N80°W方向へ、32°～40°ブランチしていることから、水平変位成分はほとんどない。断層露頭は花崗岩を覆って未固結堆積物が堆積した尾根の南側壁下部に見られるが、露頭上部で断層が地表付近へどのように連続し、未固結堆積物を変位させているのかについては、植被と崖錐のため確認できなかった(図8)。しかし断層面の傾斜の延長方向では、尾根上に凹地が見られ、尾根の上面高度を比較すると、西側が東側に対して約

5.3 m 高くなっている。この段差は地滑りなどによって形成された可能性も否定できないが、断層変位に伴う可能性がある(図8)。

2) 金剛断層

金剛断層は、香芝市畑から五條市までの約18 km に分布する活断層である。断層の全域でL面やM面群に西側隆起の低断層崖や撓曲変形が認められる(図2, 3)。

調査地域北部の香芝市畑では、金剛断層は直線的な山地、盆地境界として認識される。さらにその約250 m 東側にL1面を横切る山麓線と平行な北西～南東方向の西側上がりの低崖が1 km 程度連続することから、断層崖と考えられる。この山地前縁の低断層崖を横切る地形断面測量の結果(測線1'～5')L1面の上下変位量は約1.5～6 m である。

一方、山麓線に沿って分布する加守付近のM2面には、西側上がりの低崖が認められる。ただし測線(6')の低下側にはL1面が分布し、崖の比高が変位量と一致しないが、M2面形成以降の変位量は少なくとも約3.3 m と推測される。その南の石光寺では、L1面に西側上がりの低断層崖が認められ、上下変位量は約2 m である(7')。

當麻寺の南東に位置する竹内では、L1面に低断層崖が認められる。国道166号線の旧道に沿って行った地形測量から、上下変位量は約6 m に達する(8' : 図9)。竹内から南へ約1.5 km の範囲

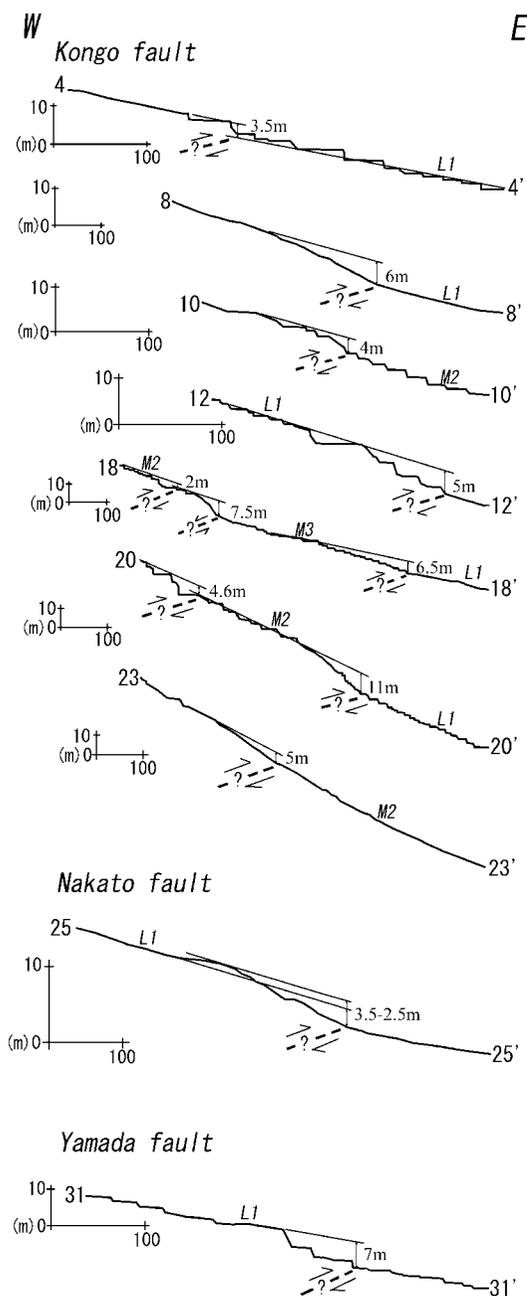


図 9 金剛断層系を横切る地形断面図。

Fig. 9 Topographic sections across the Kongo fault system.
The locations are shown in Figs. 2 and 3.

では、L1面に低断層崖や撓曲崖がほぼ連続的に認められる。太田では、L1面に西側上がり約3.8mの撓曲崖が認められる(9'9')。

中戸の西方では、金剛断層は丘陵の東縁を通り、その南でM1面とM2面に東側に撓み下がる変形が認められる。平岡ではM2面を横切る西側隆起の明瞭な低断層崖が認められ、その上下変位量は約4mである(10'10':図9)。小林西方から榎原にかけても、L1面に西側上りの低断層崖や撓曲崖が連続的に認められる。小林西方でのL1面の上下変位量は、約4~5mである(11'11', 12'12': 図9)。榎羅ではM1面の東側を通り、M1面を開析する谷底状のL1面に、西側上がり約5.5mの上下変位が認められる(13'13')。榎羅の南ではL1面に西側上がり約5.5mの撓曲変形が見られる(14'14')。榎原より南では、丘陵地の東縁に断層が分布する。榎原におけるL1面の上下変位量は約3mであり(15'15')、一言主神社付近のL1面を横切る低崖での上下変位量は約2.5m(16'16')である。

名柄北方では断層線は西側にも分岐し、佐竹ほか(1997)の報告する断層露頭へ連続する。また東側の断層が横切るL1面に低崖が見られ、上下変位量は約6.4mである(17'17')。この延長上約300m南の名柄では、M3面が東へ撓曲している。しかし断層の低下側はL1面であるため、上下変位量は少なくとも約6.5m以上と見積もられる(18'18':図9)。またこれ以南では、断層線は不明瞭となる。一方、名柄北方で分岐した西側の断層線上では、破碎された花崗岩が砂礫層に衝上する走向N70°E、20°~45°Wの低角逆断層露頭が報告されている(佐竹ほか, 1997)。その約20m上流側(西側)でも破碎した花崗岩が大坂層群に約30°で衝上する断層露頭が報告されている(Loc. 11: 図2, 佐竹ほか, 1999)。また、これら断層露頭に近接した、走向方向延長上のL2面において実施されたトレンチ調査では、L2面を構成する土石堆積物の一部に、基盤の花崗岩が傾斜約52°で衝上する断層が確認された。断層面の傾斜を考慮すると、花崗岩上面の上下変位量は、少なくとも1.5m以上である(佐竹ほか, 1999)。

この露頭南方の名柄では、M2面に東への撓曲を伴う西側上がりの低断層崖が認められる。しかし低下側がM3面であることから、その変位量は少なくとも約7.5m以上と見積もられる(18 18': 図9)。断層線は南郷付近で2~3本に分岐し、M2面やL1面に東側低下の低断層崖や撓曲崖として表れており、南郷北方のL1面で約5m(19 19')、南郷では分岐した西側の断層が、M2面を約4.6m変位させる(20 20': 図9)。一方東側の撓曲変形は、断層低下側がL1面であり、変位量は11m以上と見積もられる(20 20': 図9)。このトレースは南郷より南への連続は認められない。

一方、名柄から南へ山麓線に沿うリニアメントの北部では、M2面に西側上がり約2mの低断層崖が認められる(18 18': 図9)。その南方の西北窪では、M2面に西側上がりの低断層崖が見られ、さらに南では、東西に約250mの幅で並走する2本の断層線となる。東側の断層はいずれも西側隆起で、伏見の南でM2面に約2.5m(21 21')、高鴨神社で、M2面に約2.5m(22 22')である。その南方へは、低崖を約1km断続的に追跡できる。山麓線に沿うリニアメント上では、明瞭な変位基準に乏しいが、西佐味ではM2面に西側上がり約5mの低断層崖が認められる(23 23': 図9)。西佐味以南の金剛断層は、走向を東西方向へ徐々に変化させ、山地の西側ないしは北側上がりの高度不連続として地形的に認めらる。リニアメントの延長上にL1面が分布する五條市小和町では、L1面に上下方向の変位は認められない。また五條市久留野町でM1面がリニアメント上に分布する地点においても、M1面に変位地形は認められない(24 24')。リニアメントに沿った北側隆起の山地高度不連続はさらに西へ連続し、北山町から西では、岡田・寒川(1978)が指摘する河川の系統的な右ずれ屈曲が認められる。さらに西方へ延びて中央構造線活断層系を構成する五条谷断層へ連続する。

3) 中戸断層

中戸断層は新庄町中戸から山田付近までの約2kmの範囲をほぼ南北に分布し、L1面の西側上がりの低崖や、段丘面傾斜方向と直交する凹地状

の谷地形として認識できる(図2)。中戸付近では、中戸断層隆起側の大阪層群は、断層とほぼ平行する軸を持った背斜構造を示し(図4, 5)、さらに断層近傍では82°NEの急傾斜帯が報告されている(水野ほか, 1994)。大屋北方から南へは、L1面上に東側低下の撓曲崖や断層崖がほぼ連続的に分布する。大屋の北では、撓曲崖の背後に一部背斜状の高まりが見られ、上下方向の変位量は約2.5~3.5mである(25 25': 図9)。また大屋でのL1面の変位量は、西側上がり約4.75m(26 26')と、約4m(27 27')である。その南でのL1面の変位量は、約2.7m(28 28')である。山田付近の中戸断層は、南北方向の直線状の谷に連続すると推定される。

4) 山田断層

山田断層は前述の中戸断層と右雁行配列の関係にあり、新庄町大屋から御所市榎原までの約4kmに渡って分布する(図2)。L1面やM面群に西側隆起の低崖が断続的に認められる(図2)。本断層北部の大屋では、L1面に西側隆起約1.25mの変位が見られる(27 27')。山田北方でのL1面の上下変位量は約6mである(29 29')。山田付近の断層西側に分布する大阪層群には、断層の走向とほぼ平行な軸を持つ背斜構造が認められ(図4)、山田断層近傍では急傾斜帯を形成している(水野ほか, 1994)。

山田南方では、M3面が東に向かって撓曲する。低下側にM3面が連続しないため正確な変位量は不明だが、M3面形成以降における上下変位量は少なくとも7.25mである(30 30')。地光寺跡ではL1面に東側低下の低断層崖が認められ、上下変位量は約7m(31 31': 図9)、櫛羅南部ではL1面に、西側隆起約3mの撓曲変形が認められ(14 14')、榎原でもL1面に西側隆起約1.5mの変位が認められる(15 15')。榎原の南方で変位地形は不明瞭になる。

VII. 考 察

1) 金剛断層系活断層の平均変位速度とその分布傾向

断層による段丘面の変位量を(章2)で述べた

段丘面の推定形成年代で除し、金剛断層系の平均変位速度を算出した(表3)。平均変位速度については、段丘面形成年代の誤差を考慮するために、推定形成年代の最小値と最大値を用いて計算し、変位速度に誤差に応じた幅を持たせた。これを示した図10-a, bでは、誤差範囲をエラーバーの長さで示した。金剛断層系は金剛断層などいくつかの活断層の集合体であり、各トレースに沿った変位速度を断層の走向方向にプロットしたものが、図10-aである。また、並走するトレースの変位速度を合算し、第四紀後期における断層系全体の変位速度の分布を示したものが図10-bである。ただし山口断層では、変位量が得られず変位速度も算出できなかったため、ここには含まない。

トレースごとの平均変位速度を比較してみると、個々の地点における平均変位速度は、山田断層の地光寺跡(31)で0.26 ~ 0.3 m/kyと最大値を示す(図10-a)。また金剛断層の名柄小学校裏(17)で0.24 ~ 0.28 m/kyと高い値を示すなど、変位速度は断層系中部で大きく、しかも最も東側に位置するトレースが、西側のトレースよりも大きな値を示している。最も西側に位置する山口断層の断層線がやや不明瞭なことと併せて考えると、金剛断層系の第四紀後期における断層活動は、東側の断層ほど活動的であり、断層活動自体も東方へ漸移してきた可能性がある。

また断層系全体における断層走向方向の平均変位速度分布の傾向を合算値で評価すると、鉛直方向の平均変位速度は、断層中部8 ~ 12 km付近で最も大きく、およそ0.4 ~ 0.5 m/kyに達する(図10-b)。一方、南北両端へ向かっては、活動性の変化はあるが平均変位速度は徐々に小さくなり、断層末端では概ね0.1 ~ 0.2 m/kyまで活動性が低下し、その後変位が消滅する。このように断層走向方向における変位速度の分布を大まかに捉えと、断層系中部で大きく、南北両末端へ向かって徐々に小さくなる傾向が認められる(図10-b)。

2) 大阪層群の堆積環境と古地理

奈良盆地南西部に分布する大阪層群の層相を紀ノ川中流域の大阪層群と比較し、大阪層群堆積当時の水系分布など古地理を推定した。

奈良盆地最南部には、奈良盆地と紀ノ川構造谷を分断する風の森峠付近の谷中分水界が存在する(図1, 3)。このことは、過去に南側から奈良盆地へ北流する河川が存在したことを示唆する。この分水界の形成や水系の分断は、奈良盆地南西縁地域の堆積環境や堆積物の層相に大きな影響を及ぼしたものと考えられる。

奈良盆地南西縁地域に分布する大阪層群は、アズキテフラを産出することから大阪層群Ma3相当の淡水成層とされる(三田村, 1993)。また構成礫種は、ほぼ全て花崗岩起源の礫によって構成され、堆積域は金剛・葛城山地から張り出す花崗岩の尾根の間を埋めるように分布し、堆積物は基盤の花崗岩にアバットしている。これに対して、紀ノ川構造谷に分布する菖蒲谷層には、和泉層群や外帯の三波川結晶片岩礫が多量に含まれる。水野ほか(1994)では、菖蒲谷層は最上部層、上部層、下部層に区分されるが、下部層には福田火山灰(2.07 ± 0.36 Ma: 鈴木正男, 1988)に対比される菖蒲谷1(御幸辻)火山灰を挟在し、上部層にはアズキ火山灰やピンク火山灰(に対比される五條4火山灰)を挟在する。したがって、菖蒲谷層は少なくとも大阪層群下部層にほぼ相当すると考えられる(市原ほか, 1986; 水野ほか, 1994)。菖蒲谷層は紀ノ川構造谷に沿って東西に分布する湖沼性の堆積物であり、本層の堆積は東西方向の凹地の形成、つまり和泉山地の隆起や奈良盆地南部の谷中分水界の形成を意味する。この菖蒲谷層下部から福田火山灰が産出すること、奈良盆地南西縁地域の大阪層群構成礫層が全て花崗岩礫であることから判断して、少なくとも福田火山灰の堆積期である大阪層群下部層堆積期には、すでに紀ノ川構造谷が形成され、この谷沿いに菖蒲谷層が堆積することで、奈良盆地側には外帯起源の結晶片岩礫などが供給されない環境であったと考えられる。これは、和泉山地の形成に関係する中央構造線菖蒲谷断層の逆断層運動によって、鮮新世の末期に大阪平野へ外帯由来の堆積物を供給した水系が分断された時期が大阪層群下部層堆積期とされる(寒川, 1977)ことと同期する。

この分水界の形成と関係する和泉山地の隆起時

表 3 金剛断層系活断層の記載 .

Table. 3 Description of active faults constituting the Kongo fault system.

fault name	section No	defomation	terrace	age (ka)	sliprate (m/ky)	
Kongo fault	1 1'	6 m	L1/L2	23 27	0.26 0.22	
	2 2'	5.6 m	L1/L2	23 27	0.24 0.21	
	3 3'	1.8 m	L1	23 27	0.08 0.07	
	4 4'	3.5 m	L1	23 27	0.15 0.06	
	5 5'	2.6 m	L1	23 27	0.11 0.1	
	6 6'	>3.3 m	M2	50 80	0.07 0.04	
	7 7'	2 m	L1	23 27	0.09 0.07	
	8 8'	6 m	L1	23 27	0.26 0.22	
	9 9'	3.8 m	L1	23 27	0.17 0.14	
	10 10'	4 m	M2	50 80	0.08 0.05	
	11 11'	4 m	L1	23 27	0.17 0.15	
	12 12'	5 m	L1	23 27	0.22 0.19	
	13 13'	5.5 m	L1	23 27	0.24 0.2	
	14 14'	5.5 m	L1	23 27	0.24 0.2	
	15 15'	3 m	L1	23 27	0.13 0.11	
	16 16'	2.5 m	L1	23 27	0.11 0.09	
	Loc. 11	>1.5 m	L2	10	0.15	* outcrop
	17 17'	>6.4 m	L1	23 27	0.28-0.24	
	18 18'	>6.5 m	M3/L1	?	?	
	18 18'	>7.5 m	M2/M3	50 80	0.15 0.09	
	18 18'	2 m	M2	50 80	0.04 0.03	
	19 19'	5 m	L1	23 27	0.22 0.19	
	20 20'	>11 m	M2	50-80	0.22 0.14	
	20 20'	4.6 m	M2	50 80	0.09 0.06	
21 21'	2.5 m	M2	50 80	0.05 0.03		
22 22'	2.5 m	M2	50 80	0.05 0.03		
23 23'	5 m	M2	50 80	0.1 0.06		
24 24'	0 m	M1	80 130	0		
Nakato fault	25 25'	3.5 2.25 m	L1	23 27	0.15 0.08	
	26 26'	4.75 m	L1	23 27	0.21 0.18	
	27 27'	4 m	L1	23-27	0.17 0.15	
Yamada fault	28 28'	1.25 m	L1	23 27	0.05	
	27 27'	1.25 m	L1	23 27	0.05	
	29 29'	6 m	L1	23 27	0.26 0.22	
	30 30'	7.25 m	M3/L1	?	?	
	31 31'	7 m	L1	23 27	0.3 0.26	
	14 14'	3 m	L1	23 27	0.13 0.11	
	15 15'	1.5 m	L1	23 27	0.07 0.06	

*Satake *et al.* (1999)

期については、大阪泉南地域における大阪層群の層相と火山灰層序から Ichihara *et al.* (1975) や 岡 (1978) の研究がある。しかし外帯の紅簾石片

岩起源の礫を含む地層が、大阪層群の層序区分のうち、福田火山灰より下位のどの時期にあたるのか決着に至っておらず、和泉山地の隆起開始時期

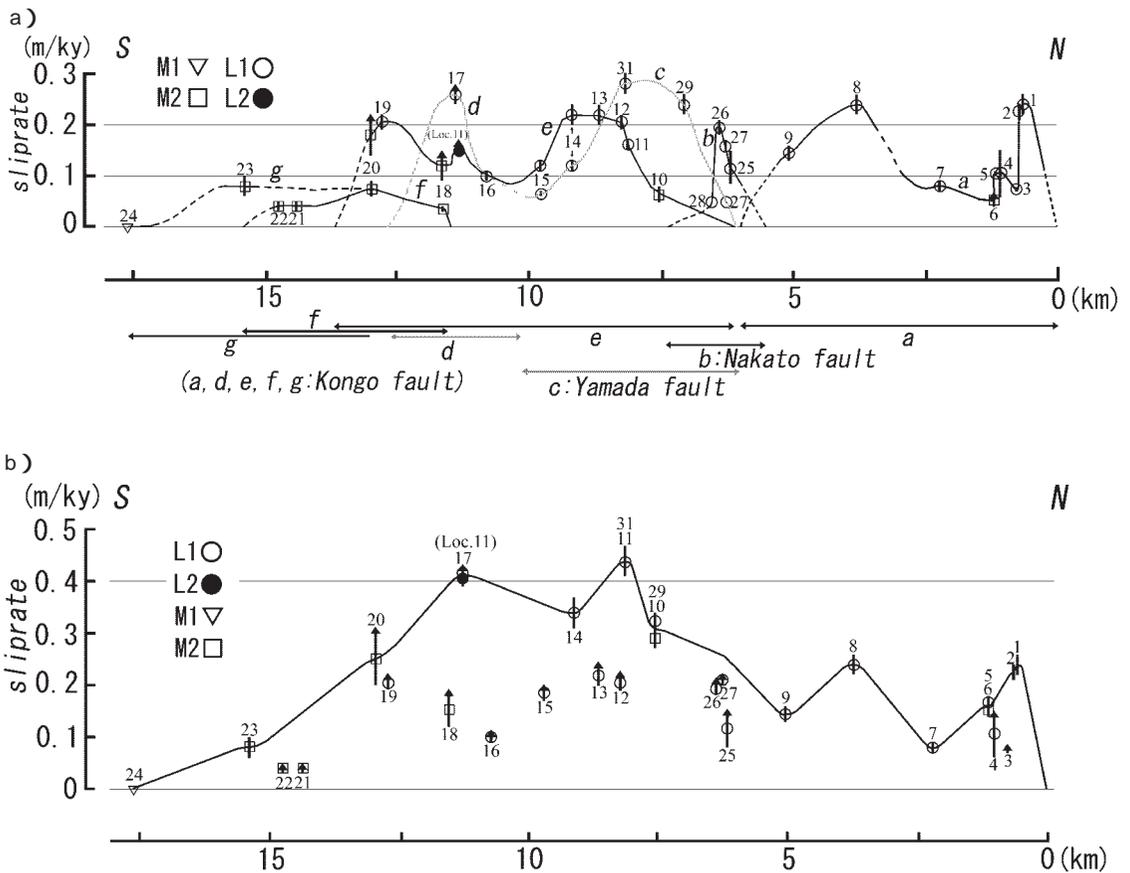


図 10 金剛断層系の平均変位速度分布図。
 a) トレースごと, b) 合算値

Fig. 10 Distribution of the slip rate along the Kongo fault system.
 a) Divisions of fault line, b) added in all faults line data.

については、いまだ明らかではない。

一方、奈良盆地南西縁地域における Ma3 相当の大阪層群は、小礫層やシルト質砂層の互層から構成され、段丘構成礫層よりも明らかに細粒である。さらに奈良盆地中央部の川西町における試錐調査から、Ma3 相当の海成粘土層が認められており(三田村, 1993)、少なくとも奈良盆地中央部付近まで海域が延びていたことも関係すると考えられるが、本地域に分布する大阪層群の堆積環境は、第四紀後期の段丘形成期よりも比較的静穏であったと考えられる。したがって、Ma3 堆積時期には、花崗岩起源の堆積物を供給した金剛・葛城山地はす

に存在していたが、現在よりもはるかに高度が低く、現在とは異なった様相を呈していたと推定できる。

以上のことから、奈良盆地南西縁地域における Ma3 相当の大阪層群堆積時期における堆積環境と古地理を推定すると、盆地南部は福田火山灰堆積時期以前にはすでに谷中分水界が形成され、盆地は外帯由来の堆積物の供給を受けない閉塞環境にあったと考えられる。一方、花崗岩礫を供給する金剛・葛城山地はすでに存在したが、大阪層群が細粒な堆積物によって構成されることから、少なくとも Ma3 の堆積当時まで山地高度は現在より

も低く、比較的静穏な堆積環境が存在したものと考えられる。

3) 金剛断層系活断層の活動時期に関する考察

金剛断層系は複数のトレースによって構成される。これら断層の活動時期を大阪層群の堆積域や変形構造との関係から以下のように考察した。

金剛断層系の中で最も西側に分布する山口断層については断層の西側で山地高度の不連続が認められ、一部で段丘面が変位を受ける。図4を見ると、大阪層群の分布域は、そのほとんどが山口断層の東側に限られるが、山口断層が大阪層群の分布域を明瞭に規定する存在ではない。このことは、山口断層の活動が本地域の大阪層群の堆積場の形成に大きくは貢献しないことを示唆する。すなわち本地域に分布する大阪層群 Ma3 相当層堆積時には、山口断層はまだ活動していないか、もしくは微弱な活動であり、少なくとも低下側に大阪層群の堆積域を広範に提供するような、顕著な活動を示す存在ではなかったと考えられる。一方北部の太田西方では、大阪層群が山口断層近傍で一部西側へ逆傾斜を示す(図4, 5)。また山地高度には山口断層を境に西側隆起約 500 ~ 600 m の不連続が認められる。しかしながら、寺口以外では段丘面上の低断層崖などは認められず、リニアメントもやや不明瞭である。このことから山口断層は、おそらく大阪層群 Ma3 堆積前後の第四紀前期~中期頃から活動を開始したが、第四紀後期にはそれ以前と比較して活動は弱まったと推定される。

一方、山口断層の東を並走する金剛断層や山田断層の隆起側には、大阪層群の急傾斜帯や褶曲構造が発達し、一部は丘陵状の地形を呈している。また低位段丘面にも明瞭な変位地形が認められる。このことから、金剛断層や山田断層、中戸断層は、大阪層群 Ma3 相当層堆積後~第四紀後期の段丘面群形成時期にかけて断層活動が活発化し、大阪層群の堆積域を隆起域に転じさせたと考えられる。

また金剛断層では、名柄などほぼ同一地点における M2 面と L1 面の変位量を比較すると、M2 面の変位が大きく変位の累積が認められること、加えて低断層崖などの変位地形や断層トレースも非常に明瞭に認められることから、第四紀後期以降

においては、山口断層よりも金剛断層や山田断層の方がより活動的で、本断層系における変位の多くを担って来たものと考えられる。

4) 金剛断層系の変位速度分布と第四紀後期における地形形成過程

金剛・葛城山地の高度分布や東麓の段丘面群の高度分布に、金剛断層系の変位とその地域的な差異がどのように関係しているのか明らかにするために、平均変位速度分布と山地高度分布、段丘面高度分布を比較し検討した。

金剛断層系に沿った平均変位速度分布(図10-b)の特徴は、大まかな傾向として断層系北端から見て約 8 ~ 12 km にかけての断層中部が最も大きく、南北両端へ向かって徐々に小さくなる。これに対して金剛・葛城山地の高度分布(図7)を見ると、大局的には最南部の金剛山が最も高く、北へ向かって徐々に高度を減じている。風隙地形を考慮し高度変化を見ると、10 km より南では北へ向かってなだらかに低下し、以北はやや増傾斜して高度を減じる特徴が認められる。

次に金剛・葛城山地東麓の段丘面とその高度分布(図6)であるが、これら段丘面は扇状地性の河成段丘面であり、一般的には段丘面の分布高度や上限高度は、地殻変動量やその地域的な差異をそのまま定量的に現すものとは限らない。

しかしながら、金剛・葛城山地東麓における段丘面の分布域を見ると、その最上流位置は、分水界から約 1.5 km 東側付近にほぼ揃っている(図2, 3)。これは、金剛・葛城山地が東側に急で、西側に緩い傾斜を示す傾動地塊であり、分水界が東寄りの位置にほぼ直線的に続き、奈良盆地側に発達する河谷の長さや集水域の規模が比較的均等であることや、山地の大半が花崗岩であることが関係すると考えられる。このように、段丘面の平面的な分布位置が、分水界からの一定距離に揃う事実は、集水域の規模や地質、侵食基準面高度などがほぼ同程度の条件であれば、段丘面の分布開始位置や分布高度は、さほど大きくばらつかない(例えばここでは数 km を超えるようなことはない)ことを示唆すると考えられる。しかし、扇状地性の段丘面が、水系の最上流部において河谷の幅や

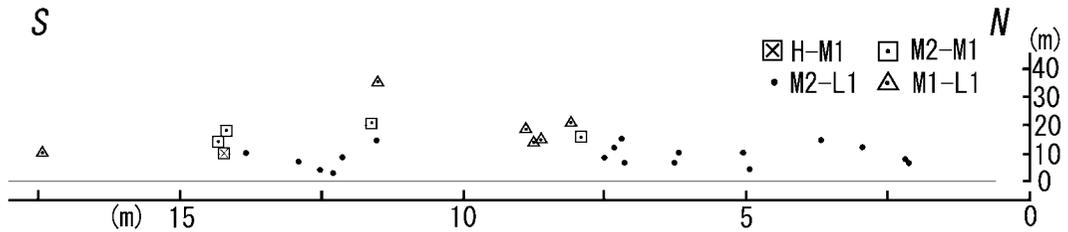


図 11 金剛断層系に沿った段丘面比高分布図。

Fig. 11 Relative height of several terrace surfaces along the Kongo fault system.

流水量，勾配のどのような条件から形成され始めるのかについては，定量的に明らかではない。したがって，段丘面の分布高度や上限高度から隆起量やその差異を定量的に求めることは難しいが，段丘面の分布高度を金剛断層系の走向方向にプロットし，分布の上限高度から段丘面形成後の地殻変動の地域的傾向を把握し，変位速度分布などの指標と比較することはある程度可能である。

このような点を踏まえて図6を見ると，奈良盆地南西縁地域における盆地底の高度が，北部で低く南部の15 km 付近の分水界で最も高くなるのと同様に，盆地南部の分水界がすでに存在していたH ~ L1 段丘の形成期には，盆地底の高度は，現在とほぼ同様に南部から北部へ低下していたと考えられる。ただ，これらと比較する場合，氷期における河床勾配と現在の河床勾配を考えると，奈良盆地から流出する大和川は，生駒山地で狭窄部を通過するため，氷期の河床勾配が奈良盆地を著しく下刻していたとは考えにくい。また逆に盆地が厚い堆積物によって埋積された証拠もない。このことから氷期においても盆地底を流れる河川の河床勾配は，現在と比較して極端に違っていたとは考え難い。したがって，北流する河川を侵食基準面として，西から合流していた各段丘面形成期の支流の河床高度，すなわち現在見られる各段丘面の高度は，地殻変動が存在しなければ，現在の水系における河床高度の傾向と同様に，単純に北方へ徐々に低くなる傾向を持つと考えられる。しかし，各段丘面における実際の高度分布の傾向は，北から南へ向かって8 ~ 12 km 付近まで徐々に高くなるものの，12 ~ 13 km 付近の名柄南方で一度

高度を減じ，その南で再び高度を増して約15 km 付近の分水界で最大となり，単純に南側が高い傾向を示していない。このような現象は，段丘面形成期以降における地殻変動に由来すると考えられる。

金剛断層系に沿って見られる平均変位速度分布(図10-b)は，北部から中部に向かって大きくなるが，これと同様に山地高度(図7)や段丘面の分布高度(図6)も，北部から中部に向かって次第に高くなる。平均変位速度が最大値を示す中部の8 ~ 12 km 付近では，段丘面の分布高度に一つのピークが存在する。また山地高度分布も，8 ~ 12 km を境に北部より南部で傾斜が緩やかになっている。さらに，金剛断層が段丘面を変位させる地点のすぐ西側で，隣り合う段丘面間の比高を計測し，その値を断層走向方向にプロットした段丘面間の比高分布(図11)を見ると，形成年代差の大きいM1 ~ L1 間の比高分布は，11 ~ 12 km 付近で大きくその南北では小さくなる傾向を示しており，平均変位速度分布の傾向と整合性がある。同様の傾向はM1 ~ M2 比高分布とM2 ~ L1 比高分布にも見られるが，経過時間のより長いM1 ~ L1 の比高分布で最も顕著である。このことは，第四紀後期における断層変位の累積が，新旧地形面間の比高を大きくする形で地形に記録されていることを示しており，8 ~ 12 km 付近で段丘面の高度が高くなることや，山地高度の傾斜が変化することも，8 ~ 12 km 付近の金剛断層系活断層の変位速度が大きいことが，影響すると考えられる。

一方，12 ~ 13 km 付近で山地高度や段丘面高度は若干低下するが，その南へ向かって金剛断層系

の変位速度が次第に小さくなるにも関わらず、山地高度と段丘面の分布高度は再び南へ向かって高くなる。山地高度と段丘面高度は 15 km 付近で最も高くなっており、南部では平均変位速度分布に見られる金剛断層系の活動性と、山地高度、段丘面分布高度が不調和である。このことは単に金剛断層系の活動性に由来するものではなく、金剛断層が活動を開始する以前の地殻変動、すなわち第四紀中期以前に活動した中央構造線菖蒲谷断層の逆断層運動による北側隆起が、金剛・葛城山地南部の形成に大きく関与したことを示している。同様に、段丘面高度分布が南部で最も高くなることも、上述の断層運動によって形成された分水界を基準に北流した第四紀中～後期以降の河川によって、段丘面が形成されたことに由来すると考えられる。

5) 第四紀における奈良盆地南西縁地域の地形発達

以上内容から奈良盆地南西縁地域の第四紀における地形形成は、主に活動時期を異にする 2 つの断層運動の影響を受けながら進行してきたものと判断され、それを考慮した地形発達は以下のようになる。

奈良盆地最南部において、現在の分水界を形成する風の森峠付近の風隙地形の存在から、その形成以前 (= 和泉山脈形成期以前)、少なくとも福田火山灰を含む菖蒲谷層下部層堆積期以前には、外帯から北流する水系が奈良盆地や泉南地域に流入していたものと考えられる。

その後、東西方向の中央構造線菖蒲谷断層の活動による北側隆起の逆断層運動によって、奈良盆地南西縁地域は紀ノ川水系と分断され、盆地南部に谷中分水界が形成された結果、外帯起源の堆積物が供給されない閉塞環境が形成された。また当時、金剛・葛城山地はすでに南高北低の山地として存在したものと考えられるが、奈良盆地南西縁地域の大阪層群の層相が、段丘堆積物と比較して細粒であることから判断して、少なくともアズキ火山灰を含む大阪層群 Ma3 相当層の堆積時期以前までは、これら山地の高度はさほど高くなかったと考えられる。

奈良盆地南西縁地域では、Ma3 相当層堆積期以降、金剛断層系の活動が活発化した。金剛断層系は金剛・葛城山地の上昇をもたらし、盆地南西縁に堆積した大阪層群を隆起させ、山麓に段丘面を形成し、さらに段丘面にも変位を与えている。とくに第四紀後期における金剛断層系は、断層系中部の 8 ~ 12 km 付近で変位速度が大きく、断層の末端では小さくなるという特徴を持つが、段丘面の高度分布や金剛・葛城山地の高度分布も、この断層変位の影響を受けている。すなわち段丘面群の高度分布は盆地南部の分水界に規定された水系を基準とすることから、基本的には南高北低であるが、変位速度の大きな 8 ~ 12 km 付近では段丘面の分布高度も高くなっており、金剛断層系の断層変位によって、この付近の段丘面が断層末端部付近と比較してより大きく隆起した結果を示すものと考えられる。同様に、金剛・葛城山地の高度分布は、菖蒲谷断層の逆断層運動によって南高北低の高度分布を示すが、その高度分布は大局的に 8 km より南では北へ向かってなだらかに低下し、以北はやや勾配を増して高度を減じる傾向が認められ、8 km 付近を境に高度分布の傾向に違いが現れている。このことはとくに 8 ~ 12 km 付近が、金剛断層系による隆起速度が大きいことから、その影響によって山地高度も 8 km 以南で緩やかになったものと考えられ、金剛断層系の変位速度分布に見られる変位の特徴を反映した結果であると考えられる。

このようにおそらく第四紀中期～後期以降には、金剛断層系の活動の活発化によって、金剛・葛城山地と奈良盆地の分化が進行したが、その分化過程においては、金剛断層系の変位速度分布の傾向を反映しながら段丘面群が順次形成され、その高度分布に断層の地域的な変位の傾向が現れているものと結論できる。

VIII . まとめと今後の課題

本研究では、奈良盆地南西縁地域における、第四紀を通じた地形変化過程と断層活動との関係について議論してきた。とくに第四紀後期以降の地形形成については、金剛断層系の変位速度分布の

走向方向に見られる地域的な差異が、地形形成に関係していることを明らかにした。

しかしながら、未解決な問題も数多い。金剛・葛城山地東麓に分布する中位以上の段丘面群については、その形成年代が不明であることから、テフラや他の絶対年代測定法を用いて、形成年代を解明する必要がある。また、奈良盆地へ流入する南北方向の水系が分断され、分水界が形成された詳細時期についてもいまだ不明である。これは和泉山地の隆起時期と密接に関係しており、泉南地域の大阪層群最下部層の対比や、葛蒲谷断層の活動開始時期なども含めて、総合的に明らかにする必要がある。

謝 辞

本研究の実施にあたって多くの方々に御指導、ご協力頂いた。名古屋大学の海津正倫先生、愛知県立大学の鈴木康弘先生、京都大学の堤 浩之先生には、現地調査や論文作成にあたって御指導頂いた。安江健一（核燃料サイクル開発機構）、谷口 薫（地震予知振興会）、内田主税、坂上寛之、榊原早苗・平松孝晋（名古屋大）の諸氏には、現地測量調査、地質調査をお手伝い頂いた。最後に2名の匿名査読者からは、本稿の修正にあたってきわめて有益な指摘・助言をいただいた。謹んで感謝の意を表する。

本研究には平成10年度各務財団研究助成「変位量分布を考慮した活断層の動的断層モデルに関する調査研究」（研究代表者：鈴木康弘）を用いた。

文 献

- 廣内大助・鈴木康弘・堤 浩之（2000a）：金剛断層の変位地形測量とセグメンテーション評価．日本地理学会発表要旨集，**57**，460-461．
- 廣内大助・鈴木康弘・堤 浩之（2000b）：金剛断層系における平均変位速度分布の検討．平成10年度東京海上各務財団研究助成研究成果報告書「変位量分布を考慮した活断層の動的断層モデルに関する調査研究」（研究代表者：鈴木康弘），**28**，41．
- 藤田和夫（1968）：六甲変動，その発生前後．第四紀研究，**7**，248-260．
- Huzita, K. (1962): Tectonic development of the median zone (Setouti) of Southwest Japan, since

Miocene. *J. Geosciences, Osaka City Univ.*, **2**, 103-144.

- 市原 実・市川浩一郎・山田直利（1986）：岸和田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所．
- Ichihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975): Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku Area, South of Osaka, Japan. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, **19**, 1-29.
- 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．
- 河田喜代助（1939）：紀ノ川流域の“中央構造線”に沿う地質．矢部記念論文集，**39**，53．
- 松岡数充・西田史朗（1980）：奈良盆地の最上部更新 完新統．長崎大学教養部紀要 自然科学篇，**21**（1），35-47．
- 三田村宗樹（1993）：部 大阪層群と段丘堆積物・沖積層 7 奈良盆地．市原 実編著：大阪層群．創元社，**87**，100．
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉（1994）：中央構造線活断層系（近畿地域）ストリップマップ．地質調査所．
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭（1998）：大阪東南部地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所．
- 西村 進・笹嶋貞雄（1970）：Fission-Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定．地球科学，**24**，222-224．
- 岡 義記（1978）：和泉山脈の形成と大阪層群．第四紀研究，**16**，201-210．
- 岡田篤正・寒川 旭（1978）：和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動．地理学評論，**51**，385-405．
- 岡田篤正・東郷正美編（2000）：近畿の活断層．東京大学出版会．
- 太田陽子・寒川 旭（1984）：鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻運動．地理学評論，**57A**，237-262．
- 佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦（1997）：金剛断層系の総合調査．地質調査所研究資料集（平成8年度活断層研究調査概要報告書），**303**，63-72．
- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川 玲（1999）：奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期．地震，**52**，65-79．
- 寒川 旭（1977）：紀ノ川中流域の地形発達と地殻変動．地理学評論，**52**，578-595．
- 寒川 旭・衣笠善博・奥村晃史（1985）：奈良盆地東縁地域の活構造．第四紀研究，**24**，85-97．
- 鈴木正男（1988）：第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について．地質学論集，**30**，219-221．
- 鈴木康弘（1988）：新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程．地理学評論，**61A**，332-349．

（2003年9月16日受付，2003年11月17日受理）