地質学雑誌 第104巻 第4号 247-267 ページ, 1998年4月 Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 104, No. 4, p. 247-267, April 1998

阿讃山地の隆起過程:鮮新~更新統三豊層群を指標にして*

Uplift history of the Asan Mountains, Shikoku, southwest Japan, based on stratigraphy and lithofacies of the Plio-Pleistocene Mitoyo Group*

Abstract

植木岳雪** 満塩大洸***

Takeyuki Ueki**, Mitusio Taikou***

1997年7月14日受付. 1997年12月17日受理.

** 東京都立大学大学院理学研究科地理学専攻. Graduate school of science, Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minami-osawa, Hachioji 192-0397, Japan

**** 高知大学地質学教室. Department of Geology, Kochi University, 2-5-1 Akebono-cho, Kochi 780-8520, Japan The uplift history of the Asan Mountains, Shikoku, southwest Japan, is recorded in distribution, stratigraphy and lithofacies of the Plio-Pleistocene Mitoyo Group. The Mitoyo Group mainly comprises three formations: the Saita, Yamamoto and Yakeo Formations. The Saita Formation was deposited by a westward flowing river and contains Sambagawa crystalline-schist gravels. The Yakeo Formation, on the contrary, contains only sandstone and mudstone gravels derived from the Asan Mountains, indicating a northward paleocurrent direction. Geological history of the northwestern part of the Asan Mountains since Pliocene is as follows.

In the Pliocene to Early Pleistocene, the paleo-Yoshino River flowed northward across the Asan Mountains. On the northern flank of the mountains, the river flowed eastward along a narrow depression formed by the Ebata fault system and formed the Saita Formation. At 2.1Ma to 1.2Ma, the paleo-Saita River flowed northward through a valley formed by the Kawauchi fault. As a result, the Saita Formation overlay the lacustrine Yamamoto Formation. Subsequently, the paleo-Yoshino River could not flow across the Asan Mountains, and instead flowed eastward through a depression formed by the Median Tectonic Line. Consequently, unconformity between the Saita and Yakeo Formation were formed. At about 1.2 Ma, the uplift rate in the western part of the Asan Mountains increased. Alluvial fan gravels of the Yakeo Formation were deposited. The paleo-Saita River shifted northward to its present position. Since Middle Pleistocene, the uplift rate of the Asan Mountains decreased. Depositional surface of the Saita and Yakeo Formation were eroded, and strath terrace surfaces were formed.

The former course of the paleo-Yoshino River has been deflected by the movement of the Median Tectonic Line. Consequently, at the crest of the Asan Mountains, the order of average uplift rate since Early Pleistocene is 0.1 mm/yr. Average right-lateral slip rate of the Median Tectonic Line since then is 2.2-3.7 mm/yr.

Key words : mountain building process, Plio-Pleistocene, paleocurrent, Mitoyo Group, Ebata fault, Kagawa Prefecture

はじめに

"山はどのようにしてできるか?"という命題は地球科学 における永遠のテーマであり、さまざまな分野からアプロー チされてきた.「第三紀には日本列島全体に平坦な準平原が 拡がり、現在の山地脊梁部に分布する小起伏面はその遺物で ある.第四紀初頭から山地の急激な隆起が始まり,現在まで その変動様式は等速で続いてきた.」というデービスの地形 輪廻説に基づく地形観が支配的な見解であった(岡,1986). 第四紀 地 殻変動 研究 グループ(1968,1969), Research Group for Quaternary Tectonic Map(1973)による『第四 紀地殻変動図』は,侵食小起伏面の形成年代を鮮新世末期と 考え,上記の観点に基づき作成されたものである.

近年, 森山ほかの一連の研究(森山, 1985, 1987, 1989,

© The Geological Society of Japan 1998

^{*}日本地理学会1996年度秋季学術大会(岐阜大学),1996年度日本地 質学会関西・西日本支部 合同例会(高知大学)にて一部講演.



Fig. 1. Topography and fault distribution of the northeastern part of Shikoku Island. Contour lines represent summit level at one hundred meter intervals above sea level, by means of burying valleys of which width are less than two kilometers. Shaded area represents the investigation area of this study. Letters ($a \sim f$) indicate following several interpretations of course of river that transported crystalline-schist gravels. References ; a : Akojima and Suyari (1989), b : Sangawa (1978), c : Okada (1970, 1973b), Sangawa (1978) and this study, d : This study, e : Okada (1970), f : Akojima and Suyari (1989). Names of fault ($(1 \sim 6)$) are as follows. (1) : Takeneri fault, (2) : Ebata fault system, (3) : Kashihara fault, (4) : Ayutaki fault, (5) : Nagao fault, (6) : Active fault zone of Median Tectonic Line Abbreviations of place name are as follows. IK : Ikeda, KH : Kotohira, KJ : Kan-onji, KW : Kawashima, MG : Marugame, NG : Nagao, TM : Takamatsu, TS : Tokushima

1990;森山・丹羽, 1985;森山・大薮, 1986;森山・船木, 1989; 森山・光野, 1989) により, 山麓に分布する鮮新~更 新統の層相変化から、中部地方の飛驒山脈、赤石山脈、木曽 山脈の形成時期がそれぞれ 300~400 万年前, 200 万年前, 50 万年前であり、周辺山地の形成時期もそれぞれ異なることが 示された.池田(1990a, b, 1996)は重力異常のデータなど に基づき,飛驒山脈の形成は鮮新世であると推定した.また 山地の形成には断層活動によるものと地殻の厚化に伴うアイ ソスタティックな隆起によるものがあり、前者の例として木 曽山脈,後者の例として飛驒山脈を例示した.したがって, 日本列島の山地の発達史研究では、個々の山地の形成時代・ 形成過程を明らかにする必要がある。岡田(1980)、松田・ 衣笠(1988)が指摘するように、第四紀地殻変動の一様継続 性 (Sugimura, 1967) を再検討する必要があることをこれら の研究は示している. また山地に分布する小起伏面は、周氷 河作用(須貝, 1990;吉川, 1984, 1985)や隆起速度と削剝速 度がつりあった定常状態(Ohmori, 1978, 1990; 大森, 1990) により形成される場合があり,必ずしも準平原遺物ではなく 隆起量の指標とはならない、したがって、第四紀の山地の隆 起量を求めるためには、さまざまなアプローチを行う必要が ある.

本研究の目的は,北麓に分布する鮮新~更新統三豊層群の 層序・層相から四国北東部阿讃山地の形成史を明らかにし, 日本の小~中規模山地の形成論に新たなデータをつけ加える ことである.また山地の隆起速度を見積もる新たな地形学的 方法を提案する.西南日本の鮮新世以降の古地理は,近畿か ら東海に至る地域では多くの研究(例えば,藤田・岸本, 1972; Huzita et al., 1973;藤田, 1978;岡田, 1980;水野, 1992 など)で示されているが,中国・四国地方では市原 (1966)を除きほとんど研究されていない.鮮新世以降の 中国・四国地方の古地理を復元し中央構造線の発達史を確立 するためには,群中層(例えば,Saito, 1962;高橋・鹿島, 1985;水野, 1987),八倉層(高橋ほか, 1984),岡村層(例え ば,高橋, 1958, 1963 など),三豊層群などの四国北部に分布 する鮮新~更新統の堆積環境を明らかにすることが鍵になる ものと思われる.本研究はこれらの課題を議論する際に基礎 的なデータを提供するものである.

調査地域の概要

1. 地形概説

四国北東部の地形を Fig. 1 に示す.香川県の地形は,北半 部の領家花崗岩類よりなる標高 200~600 m の丘陵と南半部 の和泉層群よりなる阿讃山地に大別されるが,その間の大野 原町から琴南町に至る山地北麓には鮮新~更新統の三豊層群 からなる丘陵が帯状に分布する.領家花崗岩類よりなる北部 の丘陵は円錐状の残丘地形を呈し,屋島・国府台・大麻山な



Fig. 2. Geological map on the northwestern foot of Asan Mountains. Letters $(a \sim t)$ indicate localities of fault outcrop. Names of fault $(\square \sim \textcircled{1})$ are as follows. $(\square : Takenari fault, \textcircled{2} : O-ike fault, \textcircled{3} : Ikenouchi fault, \textcircled{4} : Otani-ike fault, \textcircled{5} : Seto-ike fault, \textcircled{6} : Sakase-ike fault, \textcircled{7} : Uchinono fault, \textcircled{8} : Nusutto-dani fault, \textcircled{9} : Okutani fault, \textcircled{1} : Iridoi fault, \textcircled{1} : Kawauchi fault, @: Nagano fault, \textcircled{1} : Ebata fault, \textcircled{1} : Tokawa fault, \textcircled{1} : Yokokawa fault. Abbreviations of locality are as follows. Aw : Awai, Bd : Bodai Mt., Eb : Ebata, Hj : Honjo, Ih : Inohana Pass, In : Ino, Ir : Iridoi, Iw : Iwanabe-ike Pond, Iz : Izeki-ike Pond, Kb : Kubo, Kh : Kawahigashi, Kj : Kijinoo, Km : Komatsuo, Kr : Korobiishi, Ks : Kasuga, Kw : Kawauchi, Ms : Masamune, Ng : Nagano, My : Miyamae, Oc : Ochiai, Oi : O-ike Pond, Ot : Otani-ike Pond, Si : Shin-ike Pond, Sk : Sakase-ike Pond, Sm : Shinme, Tk : Tokawa, Ts : Tsuji, Uc : Uchinono, Yk : Yakeo, Ys : Yakushi Pass. Abbreviations of arkose rich formation are as follows. IR : Iridoi Formation, KD : Koda Formation, KS : Kinoshita Formation, SY : Shiyota Formation, TS : Tsubakidani Formation, US : Ushiroyama Formation$

どの開析された溶岩台地の基部には、ペディメントと考えら れている緩斜面(赤木,1967)が発達する.阿讃山地は南北 10~15 km,東西約 100 km の地塁状山地である.東に傾斜す る地質構造に従いケスタ地形が発達している(市瀬,1963). 接峰面には 300~400 m, 500~600 m, 800~1000 m の小起伏 面が認められる.山地東部では起伏が小さく開析が進んでい る.山地内部における河成段丘の発達は非常に貧弱である.

多くの河川は南偏した主稜線を分水界にして北流するが, 曽江谷川および日開谷川は北方の領家帯から穿入蛇行して南 流し,吉野川に合流する先行河川である.主稜線上には 猪/鼻峠・相栗峠などの風隙(wind gap)があり,かつて主 稜線を越えて北流していた古水系の跡であると考えられてい る(岡田,1970; Sangawa,1978).高桑(1954,1963a, b) は、山地北麓に分布する三段の階段状地形を山地の間欠的な 隆起による山麓階であると考えた.

阿讃山地北麓では東西方向の断層が卓越している(Figs.

1,2). 長尾断層(斉藤ほか,1962)は香川町から大川町まで 東西に 23 km 伸びる北落ちの逆断層である. 香川町岩崎以西 では中位段丘面を変位させており(Sangawa, 1978),活動 開始時期は約50万年前と推定されている(木村ほか, 1986). 江畑断層(Saito, 1962)は大野原町から琴南町まで南西-北 東方向に 25km 伸びる北落ちの逆断層である. 和泉層群が三 豊層群に衝上し(中野・今村, 1950; 高桑, 1956; 斉藤ほか, 1962; 古市, 1984), また三豊層群が変位している (斉藤ほ か、1962; Sangawa、1978). 断層崖は著しく開析されてい る.断層面が焼尾層に覆われる(Saito, 1962)ことから,前 期更新世以降江畑断層の活動は不活発であったと考えられて いる (Sangawa, 1978). 竹成断層 (寒川, 1973; 古市, 1981 の坪屋衝上断層)は大野原町岩鍋池から財田町山岡まで東西 方向に5km伸びる北落ちの逆断層である.山本町上河内に おいて三豊層群を北落ち 20 m 以上変位させている(古市, 1981). このほかに大野原町周辺には、東西方向の内野々断 層・逆瀬池断層,南北方向の奥谷断層があり(寒川,1973), 琴南町川東から三木町下所にかけて東西方向の柏原断層が推 定されている(斉藤ほか,1962).

2. 地質概説

2.1 基盤岩類

領家花崗岩類は後期白亜系の優白色黒雲母花崗岩あるいは 灰色を呈する花崗閃緑岩である(香川県, 1972; 香川県・ 徳島県, 1972;経済企画庁, 1968). 塊状黒色のエンクレーブ を含み、ペグマタイト・アプライト脈、石英脈が見られる. 深層風化によりマサ化・粘土化している場合が多く,しばし ばアーコース砂層を伴う. 花崗岩類からなる丘陵の頂部には 中期中新統の瀬戸内火山岩類である讃岐層群が分布する.非 常に固く黒色緻密なサヌキトイドである. 和泉層群は後期白 亜系の浅海成のタービダイト性砂岩泥岩互層である. 北縁部 には基底礫岩層を伴い、その南には塊状泥岩層が分布する (Nakagawa, 1961; 須鎗, 1973 など). 全体に東にプランジ する向斜構造を持つ. 基底礫岩および砂岩中には領家花崗岩 類起源の礫・砕屑粒子が含まれる(須鎗, 1973; Nishimura, 1976 など). 小豆島・豊島には海成の中期中新統の土庄層群 が分布し、豊島の礫岩中には結晶片岩礫が含まれている (坂東・古市, 1978).

2.2 三豊層群

斉藤・中山(1954)は阿讃山地と北部の丘陵の間に帯状に 分布する鮮新〜更新統を三豊層群と命名した.基盤岩の凹部 を埋める層厚数十mの未固結の礫層からなり,砂層・シル ト層・粘土層がはさまれる.三豊層群が堆積した東西性の地 溝状凹地は,断層活動により形成されたという見解(坂東・ 斉藤,1960;寒川,1973)と,和泉層群の泥岩卓越部が差別侵 食されることにより形成されたという見解(高桑,1954, 1963b;阿子島,1985;阿子島・須鎗,1989)に分かれてい る.三豊層群は高松平野・丸亀平野・三豊平野の地下および 瀬戸内海の海底にも広く分布する(本座ほか,1970;栗原, 1972;坂東ほか,1978;古市,1980など).

三豊層群中に外帯由来の結晶片岩礫を含む層準があること は古くから指摘されている(中野, 1953;斉藤ほか, 1962; Saito, 1962; Sangawa, 1978;古市, 1981, 1982a, 1984; 阿子島・須鎗, 1989 など). また変成岩起源の重鉱物である クリノゾイサイト・電気石が含まれている(須鎗・阿子島,

1990). それらの運搬された経路は,南方の四国山地から阿讃山地を横断する北流河川によって供給されたという見解 (岡田,1970; Sangawa,1978),西方の川之江・伊予三島方 面から東流する河川によって供給されたという見解 (阿子島・須鎗,1989; 須鎗・阿子島,1990),北方に分布す る中期中新統の土庄層群に含まれる礫が洗い出されて再堆積 したという見解(長谷川,1992)がある(Fig.1).

三豊層群の粘土・シルト層中には角閃石を含む多数のテフ ラがはさまれており(古市, 1981, 1982a, 1983, 1984;山本 ほか, 1988),後期鮮新世から前期更新世の FT 年代が報告さ れている(斉藤, 1984;須鎗・阿子島, 1990).また豊中町上 高野および高松市西植田において,大阪層群にはさまれるピ ンク火山灰に対比されるテフラが報告されている(水野, 1987).

腐植質シルト層・粘土層からは,第三紀植物群に属する Liquidambar, Nyssa, Carya, Keteleeria の花粉化石および Metasequoia の材化石・花粉化石が多くの場所で検出され (甲藤・中村,1954;斉藤ほか,1962;Saito,1962;古市・ 坂東,1974;古市,1981,1982a,1983,1984など),三豊層 群の堆積時期は大阪層群における前期更新世の Metasequoia 植物群消滅期 (Itihara et al., 1973)に相当すると考えられて いる(古市・坂東,1974など).また淡水生の植物花粉化石, 珪藻化石,貝化石が報告されている(斉藤・中山,1954; 斉藤ほか,1962;Saito,1962;古市・坂東,1974;古市, 1981,1982a,b,1984など).山本町河内・財田町入樋・香南 町岡において旧象化石 Stegodon sugiyamai, Parastegodon sugiyamai, Stegodon cf. akashiensis が発見されている (Tokunaga,1936;古市ほか,1977;古市,1983).

三豊層群および基盤岩類の調査方法

礫のファブリック・最大礫径,礫種組成などの堆積学的 データは、同じ層位で比較しなくてはならない.財田層・焼 尾層はテフラなどの鍵層に乏しく層相の側方変化が著しいた め、測定層準が同一層位であるかどうかを判断することは困 難である.森山・丹羽(1985)は、定高性を有する丘陵頂部 の露頭をほぼ同一の層位であるとみなし、礫のファブリック および最大礫径のデータから古流系を復元した.そこで、本 研究では森山・丹羽(1985)に従い、定高性を示す三豊層群 からなる丘陵頂部の堆積原面に近いと考えられる露頭を選 び、以下の各項目を測定した.

三豊層群を形成した古流系を明らかにするため,礫のファ ブリック・円磨度、平均最大礫径を測定し、それらの結果を 総合して卓越流向を判断した。礫のファブリックに基づく古 流向は,長径2cm以上の礫100個のオリエンテーションの ベクトル平均である.礫の最大投影面の方向と傾きをクリノ メーターで測定した.ファブリック測定の際にはチャネルの 上部を選び基底部や側方部は避けた。著しく大きい礫が集中 している部分、細粒で礫の少ない部分、および大きな礫に接 する小礫の測定は避けた. レイリー検定(Curray, 1956)に より集中率17.3%以上の場合を有意な古流向とした.原則と して長径が5~15 cm である砂岩礫 50 個, 花崗岩礫・片岩 礫・珪岩礫(石英脈に由来する礫)20 個を無作為に選び, Krunbein (1941)のチャートと比較し円磨度の平均値を求め た. 露頭面で相対的に大きな礫の集中している幅 5m×高さ 2mの範囲において、礫種ごとに大きい方から10個の礫を 選び平均最大礫径を求めた.森山・丹羽(1985)に従い, a 軸 と b 軸の長さの積の平方根をその礫の礫径とした. くさり礫 で露頭から取り出して測定できない場合は、露頭面に露出し ている部分の長径と短径を測定した.

三豊層群の礫を供給した水系を推定するために,露頭面で 礫が平均的な大きさを示す場所を選び,長径1cm以上の礫 を合計300個以上になるまで目視により数え,礫種組成を求 めた.またその堆積環境を推定するために,水野(1993), 水野・早坂(1990),水野・武智(1993),水野・平川(1993)

阿讃山地の隆起過程: 鮮新~更新統三豊層群を指標にして









Fig. 3. Schematic stratigraphy and lithofacies of the Mitoyo Group. Figures in parentheses indicate thickness of the formations (m).

		Alluv	/ium	Allu	ivium	Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium]
Terrace deposits		Lower terrace deposits		deposits		Lower terrace deposits	Lower terrace deposits	Lower terrace deposits		1
		Middle terrace deposits		Middle depo	terrace sits	Middle terrace deposits	Middle terrace deposits	Middle terrace deposits] ^{Terrace} deposits	
		Higher terrace deposits		Higher der	terrace posits	Yakeotoge F.	Yakeotoge F.	Higher terrace deposits]	
Mitoyo Group		Yakeol	toge F.]		Yakeotoge F.]			
				Upp	ber	Otani-ike G.F.	Ino G.F.	Yakeotoge	Yakeo F.	
	Saita F.		Saita. G.F.	arkuse 3.1 .			Ebata S.G.F.	Otani-ike G.F.		- Fukudahar F.
	Kawauchi F.	Mitoyo G G.		Clay and silt rich F.		Saita F.			Saita F.	- Yamamoto F.
				Lower arkose S.F.	Sugaya G.F.		Gomo G.F.	Saita G.F.		Yamamoto C.S.F.
Area	Yamamoto T. ~Saita T.	Onoh ~Man	ara T. ino T.	Yama	imoto T.	Onohara T.	Manno T. ~Kotonami T.	Onohara T. ~Saita T.	Onohara T. ~Kotonami T.	5.5.F
References	Saito and Nakayama(1954)	Sang (19	awa 178)	Furu (1	iichi 981)	Furuichi (1982a)	Furuichi (1984)	t t	This study	

Akojima and Suyari(1989) Suyari and Akojima(1990)

Fig. 4. Classification and correlation of the Mitoyo Group and terrace deposits. Abbreviations are as follows. C. S. F. : Clay and Silt Formation, F. : Formation, G. F. : Gravel Formation, S. F. : Sand Formation, S. S. F. : Silt and Sand Formation

の記載例を参考にし、Miall (1984) に引用されている Miall (1978) のファシスコードを記載した.

三豊層群の堆積場の形成要因について考察するため、基盤 岩類の地質調査を行った。山地北縁および財田層・焼尾層を はさんで分布する分離丘陵において、和泉層群の走向傾斜・ 岩相・破砕の程度を調査した。破砕の程度は長谷川(1992) に従った。また山地北麓における断層の記載を行った。

礫層,基盤岩類,断層の記載

本調査地域の地質図を Fig. 2, 層序を Fig. 3 に示す. また

従来の研究における三豊層群の層序区分および段丘堆積物の 対比を Fig. 4 に示す. Sangawa (1978), 古市 (1980, 1981, 1982a), 阿子島・須鎗 (1989) などは, 財田礫層, 山本粘土・ 砂層, 焼尾峠礫層のようにファシスを反映した地層名をつけ ているが, 本研究においてはそれぞれ財田層, 山本層, 焼尾 層のように記す。

1.1 財田層

Sangawa (1978), 古市 (1982a) の財田礫層に相当する. 古市 (1982a) による模式地は観音寺市粟井の逆瀬池南岸で

251



Fig. 5. Geological columns of the Mitoyo Group and terrace deposits. Facies codes are referred to Miall (1978) .Locality of columns are shown in the inset map. Abbreviations of formations name beside a columns are as follows. ST : Saita Formation, Yk : Yakeo Formation, YM : Yamamoto Formation



Fig. 6. Lithofacies of the Saita and Yakeo Formation. Code on white indicates facies of the Saita Formation and code on black indicates facies of the Yakeo Formation, respectively. Facies codes are referred to Miall (1978). Legend of geological map is the same as Fig. 2.

あるが,通常は露頭が水没しているため,財田町長野南方の 丘陵を新たに模式地とする.従来の研究では財田層の定義が 不明確なために,高位段丘礫層と財田層が混同されてきた. 本研究では,焼尾層に不整合で覆われ,和泉層群の砂岩礫・ 泥岩礫のほかに片岩礫・花崗岩礫・珪岩礫を含む礫層を財田 層と定義する.本層は大野原町周辺に分布する下部財田層 と,山本町河内周辺に分布する上部財田層に細分される.

財田層は琴南町焼尾から大野原町大谷池まで,山地北縁に 延長約30km,幅約1kmにわたり帯状に連続して分布する. 北方に5度前後で傾き,定高性を有する丘陵地形を構成す る.堆積原面である平坦面は開折され残っていないが,財田 町戸川から観音寺市粟井にかけては,一つの地形面を想定し うるのでこれを財田面と呼ぶ.領家花崗岩類・和泉層群を不 整合に覆い,基盤岩の凹部を埋めている.層厚は最大70m である.財田町入樋における財田層最上部から2.5±0.3 Ma のFT 年代を示すテフラが報告されている(斉藤, 1984).

財田層の典型的な露頭の柱状図を Fig. 5-1~7 に示す.財 田層は,粘土層やシルト層がほとんど認められず,上方細粒 化を示すチャネルの複合した本流性の河川堆積物である (Fig. 6).マトリクスはアーコース砂である.片岩礫には砂 質・泥質・珪質なものがあり,紅簾石が含まれるものがあ る. 一般に淘汰はよくクラストサポートであり、インブリ ケーションが発達する. 北方に5度前後で傾く腐植質のシル ト層・粘土層が認められる露頭がある(Fig. 5-1, 2, 5). 丘 陵頂面の層準では砂岩礫が半くさり礫化している. 財田町正 宗以西ではアーコース砂が卓越し、一般にマトリクスサポー トである. 片岩礫・珪岩礫の平均最大礫径は小さく、相対的 に細粒である. 山本町辻周辺では山本層を不整合に覆ってい る. アーコース砂が卓越し、層厚は10m以下である.

以下に東から西に向けて地域別に財田層の特徴を記載す る.古流向は一般に西または南西方向が卓越し財田層の分布 と調和的である(Fig. 7).レイリー検定の結果は77測定地 点の内5地点を除き有意であり,集中率の平均は42%であ る.仲南町周辺においては北から北西方向が卓越する.財田 町戸川付近では北から北西方向が卓越する.財田 町戸川付近では北から北西方向が卓越し,ばらつきが大 きく集中率も悪い.山本町では北方向が卓越し,ばらつきは 大きいが集中率は高い.財田層の礫種組成は,砂岩礫が50~ 70%,花崗岩礫が20~30%,片岩礫が10~20%,珪岩礫が3 ~10%を占め,泥岩礫および凝灰岩礫が少量含まれる(Fig. 8).満濃町から仲南町にかけては花崗岩礫の割合が高く,財 田町正宗以西では片岩礫の割合が高い.琴南町猪尾では緑色 片岩礫が8%を占める.山本町で砂岩礫の割合が高い理由



Fig. 7. Paleocurrent directions and vector magnitude values of the Saita Formation, and roundness of crystalline-schist gravels contained. Length of arrows indicates vector magnitude values of paleocurrents. Dots without arrow imply that vector mean values are not statistically significant at the localities. Figures indicate average roundness values multiplied by one hundred. Legend of geological map is the same as Fig. 2.

は、アーコース砂が卓越するためである.山地前縁の露頭で は砂岩礫の割合はそれほど高くないが,泥岩礫および凝灰岩 礫が多く含まれる傾向がある.円磨度は,砂岩礫が0.35~ 0.5,花崗岩礫が0.3~0.5,片岩礫が0.5~0.65(Fig.7),珪岩 礫が0.4~0.5 である.片岩礫の円磨度は,琴南町猪尾から仲 南町にかけて0.45 から0.6 に,財田町戸川から山本町長野に かけて0.5 から0.65 に高くなる.平均最大礫径は,砂岩礫が 5~25 cm,花崗岩礫が3~9 cm,片岩礫が3~8 cm (Fig.8), 珪岩礫が2~8 cm である.片岩礫の平均最大礫径は,琴南町 猪尾から仲南町新目にかけて7 cm から3 cm に,財田町入樋 以西では8 cm から4 cm に減少する.山本町長野では約8 cm と大きな値を示す.

山本町小松尾周辺における片岩礫を含む高位段丘礫層 (Sangawa, 1978;古市, 1981;阿子島・須鎗, 1989)は、マ トリクスのアーコース砂が卓越し(Fig. 6),花崗岩礫・片岩 礫を多く含み((Fig. 8),財田層の細粒部と同様の層相であ る.一方,河内川の現河床においては、アーコース砂・花崗 岩礫・片岩礫はほとんど含まれない(例えば、山本町河内上 では、砂岩 69%,泥岩 27%,花崗岩 3%,片岩 1% であり、 また山本町長野では、砂岩 61%,泥岩 34%,花崗岩 3%,片 岩 1%, 珪岩 1% である).したがって、上記の高位段丘礫層 を河内川によって供給された段丘礫層と考えるよりも,むし ろ財田層の上部であると考える方が妥当である.なお, 須鎗・阿子島 (1990) はこの上部財田層を"高位段丘礫層" ではなく大谷池礫層としているが,和泉層群の砂岩礫・泥岩 礫のみを含むという大谷池礫層の定義 (古市,1981; 阿子島・須鎗,1989) と矛盾し,対比を誤っている.

1.2 山本層

古市(1981)の粘土・シルト卓越層,阿子島・須鎗(1989) の山本粘土・砂層に相当する.模式地は山本町河内である. 山本町河内周辺のみに分布し,上部財田層に不整合に覆われ る.山本層の典型的な露頭柱状図を Fig. 5-13~17 に示す. 塊状緻密な粘土層・シルト層が卓越しアーコース砂層をはさ む.和泉層群起源の砂層や礫は認められない.層厚は 30m 以 上である.北方に 5 度前後で傾くが,竹成断層の近傍では 25 度から 40 度の急角度で傾いている.山本町寺上東における 粘土層中から,2.1±0.3 Ma の FT 年代を示すテフラが報告 されている(須鎗・阿子島, 1990).

1.3 福田原層

古市(1981)の大谷池礫層の一部に相当する. 模式地は大 野原町宮前である(Fig. 5-18). 大野原町福田原から大谷池 周辺に分布する. 領家花崗岩類,和泉層群の凹部を埋め,下



Fig. 8. Petrographic compositions of the Saita Formation and average maximum diameters (cm) of crystalline-schist gravels contained. Legend of geological map is the same as Fig. 2.

部財田層を不整合に覆う. 白色塊状なシルト層および和泉層 群起源の砂層が卓越する湖沼性堆積物である. アーコース砂 は含まれない. 上位の層準では焼尾層のチャネル堆積物と指 交している. 大野原町宮前におけるシルト層中から, 1.5±0.4 Ma (須鎗・阿子島, 1990), 1.2±0.2 Ma (斉藤, 1984)のFT 年代を示すテフラが報告されている.

1. 4 アーコースからなる礫層

花崗岩類からなる丘陵にはアーコースのみを含む礫層が分 布し (Fig. 2),神田層,入樋層,後山層,木ノ崎層,塩田層, 椿谷層に細分される. Fig. 5-19~24 に模式地の柱状図を示 す.入樋層は古市 (1981)の山本町河内から財田町入樋に分 布する砂卓越層に相当する.入樋層,神田層を除き分布は局 所的であり,基盤岩の凹部を埋めて堆積している.堆積面を 残さず丘陵の一部を構成する.各々の礫層は湖沼性および支 流性の堆積物である.アーコースは細礫~中礫が多くほとん ど円磨されていない.淘汰は悪く腐植質シルト層をはさむこ とがある.各々の礫層の堆積年代は不明である.後山層,塩 田層および椿谷層は焼尾層に不整合で覆われる.

1.5 焼尾層

斉藤ほか (1962), Saito (1962), 古市 (1982a) の焼尾峠礫 層,古市 (1984) の焼尾峠層に相当する.大野原町周辺にお ける定高性を有する丘陵の頂部には高位段丘礫層が分布し (Sangawa, 1978), その下位には三豊層群大谷池礫層が分布 すると考えられてきた(古市, 1982a; 阿子島・須鎗, 1989). しかしながら阿子島・須鎗(1989),阿子島ほか(1991)が指 摘するように,両者は砂岩礫・泥岩礫のみを含む扇状地性礫 層であり,不整合関係も認められない.本研究では,財田層 を不整合に覆い砂岩礫・泥岩礫のみを含み堆積面を残さない 礫層を焼尾層と再定義し,阿子島ほか(1991)を踏襲し三豊 層群に含める.したがって,大谷池礫層および Sangawa (1978)の高位段丘礫層は焼尾層に一括される.斉藤ほか (1962)に従い模式地を琴南町焼尾とする.

焼尾層は大野原町内野々周辺・満濃町満濃池周辺・琴南町 焼尾周辺に広く分布し、山地の前縁に点在する(Fig.2).北 に3~4度で傾き、開析された扇状地状の定高性を有する丘 陵地形を形成する.堆積原面である平坦面は開析され残って いないが、大野原町内野々周辺および琴南町焼尾周辺におい ては、一つの地形面を想定しうるのでこれらを内野々面・焼 尾面と呼ぶ.和泉層群・領家花崗岩類の凹部を埋め、層厚は 最大 40 m である.財田層、山本層、後山層、塩田層および椿 谷層を不整合に覆う.

焼尾層の典型的な露頭柱状図を Fig. 5-8~12 に示す.全体 に堆積構造が発達せず、淘汰が悪い扇状地性礫層である (Fig. 6).シルト層・粘土層はほとんど認められない.マト リクスは主にシルトである.上方粗粒化を示す層準が認めら れる.一般に山地から離れるにつれて礫径が小さくなり、砂



Fig. 9. Paleocurrent directions and vector magnitude values of the Yakeo Formation, and roundness of sandstone gravels contained. Length of arrows indicates vector magnitude values of paleocurrents. Dots without arrow imply that vector mean values are not statistically significant at the localities. Figures indicate roundness values multiplied by one hundred. Legend of geological map is the same as Fig. 2.

層やシルト層をはさむようになる. 丘陵頂面に近い層準では 赤色風化が進み,砂岩礫はくさり礫化している.

古流向は北西から北方向が卓越し(Fig.9),現在の水系と 調和的である. レイリー検定の結果は64 測定地点の内6地 点を除き有意であった.集中率の平均は39%であり、山地に 近い露頭ほど低い傾向がある.礫種組成は砂岩礫が80%以 上を占め,泥岩礫,凝灰岩礫が含まれる(Fig. 10).まれに片 岩礫、花崗岩礫、珪岩礫が含まれるが、これらは財田層中の 礫の再堆積によるものまたは基盤の花崗岩類から供給された ものと考えられる.砂岩礫の円磨度は0.25~0.45である (Fig. 9). 琴南町焼尾から満濃町満濃池にかけては円磨度が 0.3から0.45と高くなり、大野原町内野々周辺では山地から 離れるにつれて同様に値が高くなる。山地前縁の露頭には円 磨度が 0.25 以下と著しく低い地点がある.砂岩礫の平均最大 礫径は 5~40 cm である (Fig. 10). 大野原町内野々周辺では 山地から離れるに従って 20 cm 以上から 10 cm 以下に減少 する傾向がある.琴南町猪尾から満濃町満濃池にかけては減 少傾向は不明瞭である.

2. 段丘礫層·段丘地形

本調査地域における段丘面の発達は悪く、領家花崗岩類、

和泉層群,財田層および焼尾層を基盤とする侵食段丘である (Fig. 5-25~34). 柞田川では大野原町井関池より下流域,財 田川では財田町雉子尾より下流域,土器川では琴南町川東よ り下流域において,現河床との比高 5~15 mの段丘面が分布 する(高桑,1956の下段面・上段面;向井,1956の第二段 丘・第三段丘;Sangawa,1978の内田面・造田面に相当す る).一般に段丘礫層の層厚は 5m 以下である.上流域におい ては小規模な侵食段丘面が分布しているが,厚い谷埋め堆積 物は存在しない.

3. 断層の記載

本調査地域における断層の特徴を Table 1 に示す.山地の 北縁には江畑断層系が分布する (Fig. 2). 江畑断層系は大野 原町内野々から琴南町焼尾まで連続し,北東-南西方向の地 溝状凹地を形成する.断層線が直線状であることから高角度 の断層面を持つと思われる.断層崖には三角末端面が認めら れる.山地前縁の基盤岩を切っているが山地斜面の変位は認 められない.また,財田面,内野々面・焼尾面の変位も認め られない.

観音寺市粟井ダム工事現場において、内野々断層は幅 100 m 以上の破砕帯を伴い断層面は焼尾層に覆われる.山本町長



Fig. 10. Petrographic compositions of the Yakeo Formation and average maximum diameters (cm) of sandstone gravels contained. Legend of geological map is the same as Fig. 2.

野南方において, ヌスット谷断層は財田層の一部を変位させ ている.財田町戸川では,走向 EW 傾斜 80°N の断層面上で 50°E にプランジする条線が3本,60°E にプランジする条線 が2本,走向 N80°W 傾斜 40°N の断層面上で 45°S にプラ ンジする条線が1本認められた.したがって,戸川断層の活 動は右横ずれ成分を伴い縦ずれ成分の方が1~2倍大きいと 考えられる.琴南町焼尾における江畑断層の露頭では,財田 層に和泉層群が衝上しているのが観察された.焼尾層がその 上を覆っているが,変位を受けたかどうかは不明である.仲 南町久保では江畑断層により和泉層群が財田層に衝上してい る(中野・今村,1950 の久保衝上に相当する).古市(1984) によれば,琴南町転石において江畑断層が焼尾層を変位させ ている.

竹成断層は山本町菩提山周辺の分離丘陵北縁に沿って東西 方向に伸びる.断層線が直線状であることから高角度の断層 面を持つと思われる.断層崖には三角末端面が認められる. 山本町岩鍋池においては和泉層群と焼尾層の一部を変位させ ている.分離丘陵南縁には雁行配列する南落ちの小断層から なる逆瀨池断層がある.また分離丘陵を横断する南北方向の 奥谷断層,河内断層などがある.財田町入樋以東では地溝状 凹地の北側に断層は発見できなかった.

議 論

1. 三豊層群の堆積場が形成された要因

三豊層群が分布する地溝状凹地は、山地北麓の断層と同様 に東北東-西南西の方向性を持ち (Fig. 2)、和泉層群の砂岩 卓越部にも形成されている (Fig. 11).また、地溝状凹地周辺 の和泉層群は、変形や破砕をほとんど受けていない (Fig. 11).投射地形断面 (Fig. 12)に示されるように、分離丘陵は 山地北側斜面の連続性から期待される高度よりも高い位置に ある.これらの事実から、和泉層群の泥岩卓越部が差別侵食 されることにより地溝状凹地および分離丘陵が形成されたと いう見解 (高柔, 1954, 1963b; 阿子島, 1985; 阿子島・須鎗, 1989) は棄却される.

本研究では坂東・斉藤 (1960), 寒川 (1973)の見解を支持 し、三豊層群が分布する地溝状凹地は江畑断層系の活動に伴 い形成されたと考える.すなわち,阿讃山地北縁における北 落ちの断層によって山地が隆起し,分離丘陵は南縁および北 縁の断層によりブロック状に隆起した.そして江畑断層系に 沿う相対的な沈降場に地溝が形成された.財田町入樋以東に おける地溝状凹地は,南縁のみを江畑断層系により限られた 断層角盆地であると考えられる.

No	Fault name Certainty Length Strike		Strike	Evidence of fault	Index of displacement	vertical component	Dip and strike of fault plane	
		of existence	(km)				(upthrown side)	(a~t are fault outcrops shown in Fig. 2)
								References, Other features
1	Takenari fault	1	4	ENE	triangle facet, fault saddle	hill slopes	S	
					fault outcrop	Izumi G. /Granite		a: N50° W , 40° N
					fault outcrop	Izumi G., Yakeotoge F.		b: EW, 60° S, Sangawa (1973)
					fault outcrop	Izumi G.		c: N80° W, fractured zone
2	O-ike fault	111	1.5	NNW	alignment of fault saddles	hill slopes	E	
3	lkenouchi fault	11	1.5	NNE	fault saddle	hill slopes	E	
					fault outcrop	Izumi G. /Fukudahara F.		d: N30° E, ?, fractured zone
4	Otani-ike fault	H	?	NE	offset of summit plane	hill slopes	W?	
					fault outcrop	Izumi G.		e: N40° W, 70° S
					fault outcrop	Izumi G.		f: N45° W, 65° S
5	Seto-ike fault	B	?	?	offset of summit plane	hill slopes	N?	
					fault outcrop	Izumi G.		g: N15° W, 60° N
6	Sakase-ike fault	B.	4	ENE	fault scarp, fault line valley, alignment of fault saddles	hill slopes	N	Sakase fault(Sangawa, 1973)
					fault outcrop	Izumi G.		h: 70° E, 90° ?
7	Uchinono fault	1	2.5	ENE	offset of summit plane, triangle facet	mountain slopes	S	Sangawa (1973)
					fault outcrop	Izumi G.		i: N55° E, 65° N
					fault outcrop	Izumi G.		j: N70° E, 80° N
					fault outcrop	Izumi G.		k: N75° E, 60° S, fractured zone
8	Nusutto-dani fault	1	6	ENE	alignment of fault saddles, fault line valley	mountain slopes	S	
					fault outcrop	Izumi G. /Saita F.		I: N65° E, 80° S
9	Okutani fault	ŧ	2	NW	fault line valley	mountain slopes	?	Sangawa (1973)
10	Kawauchi fault	1	2.5	NNW	fault line valley, fault saddle	mountain slopes	W?	
11	Nagano fault	11	4	NE	offset of summit plane	mountain slopes	S	Sangawa (1973)
12	Iridoi fault	11-	2	ENE	alignment of fault saddles	hill slopes	N?	
					fault outcrop	Izumi G. /Granite		m: ?, ?
13	Ebata fault	l I	18	NE~ENE	triangle facet	mountain slopes	S	
					fault outcrop	Izumi G.		n: N40° E, 60° N, Saito (1962)
					fault outcrop	Izumi G.	1	o: fractured zone
					fault outcrop	Izumi G.		p: fractured zone
					fault outcrop	Izumi G. /Saita F.		q: Kubo Thrust (Nakano and Imamura, 1950)
					fault outcrop	izumi G.		r: EW, 90°
					fault outcrop	Izumi G. /Saita F.		s: N70° E, 50° S
14	Tokawa fault	10	8	NE	fault line valley, fault saddle	mountain slopes	s	
					fault outcrop	Izumi G.		t: N80° E, 80° N
15	Yokokawa fault	11	2.5	NE	fault line valley, fault saddle	mountain slopes	S	

Table 1. Fault characteristics on the northwestern foot of Asan Mountains. Letters $(a \sim t)$ indicate fault outcrops shown in Fig. 2.

Certainty of existence (not concordant with criteria of Research group for active faults, 1991)

I :Large-scale displaced landforms are clear and continuous. Fault outcrops are found. II :Displaced landforms are clear, but small-scale.

III :Displaced landforms are unclear.

2. 財田層に含まれる結晶片岩礫の起源

財田層の古流向は南西方向が卓越する (Fig. 7). 片岩礫の 円磨度は琴南町猪尾から仲南町にかけて、また財田町戸川か ら山本町長野にかけて西方に向かい高くなる (Fig. 7). 片岩 礫の平均最大礫径は琴南町猪尾から仲南町新目にかけて,ま た財田町入樋以西において西方に向かい減少する (Fig. 8). 琴南町猪尾では緑色片岩礫が8%含まれているが、それより 西方の地点ではほとんど認められない(Fig. 8). これらの特 徴から本調査地域における財田層は西流する本流性の河川堆 積物であると考えられ、片岩礫は川之江・伊予三島方面から 東流する河川により供給されたという見解(阿子島・須鎗, 1989;須鎗・阿子島, 1990)は否定される。中新統土庄層群 の分布はきわめて狭く、豊島家浦中学校における家浦層に含 まれる片岩礫の割合は1%以下である。片岩礫は全て砂質片 岩であり, 財田層に含まれるような珪質片岩は認められず, その礫径も5cm以下である.また、財田層は地溝状凹地の 北方には分布していない、これらの理由から、財田層に含ま れる片岩礫は土庄層群に含まれる礫が洗い出されて再堆積し たという見解(長谷川, 1992)も否定される.したがって, 財田層に含まれる片岩礫は、阿讃山地南方の三波川帯から供 給されたという結論に達する.

財田町戸川周辺では古流向のばらつきが大きく(Fig. 7), 相対的に粗粒なファシスに変化し(Fig. 6), 片岩礫の平均最 大礫径が大きくなる(Fig. 10). したがって, 岡田(1970), Sangawa (1978)が指摘したように(Fig. 1), 猪の鼻峠を経 由し財田町戸川に至る北流河川が存在し, それは古吉野川と 考えられる.琴南町猪尾においては風化・磨耗に弱い緑色片 岩礫が8%含まれ(Fig.8),その供給源が近いことが示唆さ れる.また,猪尾から西方に向かい片岩礫の平均最大礫径が 小さくなることから,古土器川は真鈴峠東方滝の奥の風隙を 経由し北流していたと考えられる.山本町長野周辺において は片岩礫の平均最大礫径がやや大きな値を示すが(Fig.8), 古流向や円磨度などの不連続性は認められず(Fig.7),薬師 峠を経由する横断河川(Sangawa, 1978)を積極的に支持す る結果は得られなかった.

阿子島(1980)は主稜部の風隙に片岩礫が発見されない限 り横断河川の存在は認められないと主張している.しかし, 相栗峠に分布するような砂層・粘土層(中野,1953)や,片 岩礫を含む礫層が猪の鼻峠および滝の奥において存在しない 理由は,横断河川が bedrock channel であり堆積物がほと んどないため削剝されてしまったと考えられる.

3. 財田層の堆積過程

財田層は本流性の礫層であり,扇状地性の堆積物を含まない(Fig. 6). このことは,財田層が古吉野川や古土器川のような本流性の河川によって形成されたことを示唆する.砂岩礫の円磨度,平均最大礫径の分布がランダムであることは,支流から礫供給が行われたためと考えられる.実際,山本町長野南方ヌスット谷および仲南町春日において,焼尾層と同じ層相を示す礫層と財田層が指交している露頭がある.本研究において焼尾層に対比した礫層の中で,山地前縁に位置し分布が狭いものは財田層と同時異相である可能性があるが,年代試料を欠くため層相によって焼尾層に含めざるを得な





Fig. 11. Lithofacies, degree of fracture, dip and strike of basement rocks in and around isolated hills on the outskirt of southern Saita Town to Onohara Town. Straight lines indicate situation of profile shown in Fig. 12.



Fig. 12. Profiles of isolated hills. Situation of those are shown in Fig. 11.

かった.

阿子島・須鎗(1989),須鎗・阿子島(1990)は、アーコー ス砂と片岩礫が同時に含まれるためには、川之江・伊予三島 方面から北方の領家帯を経由する河川が存在しなくてはなら ないと主張した。しかしながら、山地北麓を西流する河川に 北方の丘陵から支流性の花崗岩礫・アーコース砂が供給され たと考えればより整合的である。また阿子島・須鎗(1989) は、山本町小松尾の方が南方の山本町長野よりも片岩礫の割 合が高いことから、川之江・伊予三島方面から東流する河川 が存在したと考えた。財田層に含まれる片岩礫の割合は10~ 20%の範囲で測定地点による差が大きく(Fig. 8),一般に河 川堆積物は層相の側方変化が著しいため、少数の測定地点に おける礫種組成の結果のみに基づいた阿子島・須鎗(1989) の主張は説得力に欠ける.

財田層は西流する古財田川の本流性礫層であり,財田面は 本来平坦な河床面である.財田面の離水後,山地側で隆起量 が相対的に大きいためにその面は北向きに傾動し,開析され て丘陵地形が形成された.財田面と同様に財田層中の粘土 層・シルト層が北方に傾いていることは,テクトニックな要 因によることを意味する. 山本町小松尾周辺に分布する上部財田層は、その卓越古流 向が北方向であり、河内断層の活動に伴い形成された谷中を 山本町長野付近から北流する古財田川により形成されたと考 えられる.また仲南町久保から新目における財田層の古流向 は北方向が卓越し、古財田川の流路のうち北流する部分で あったと考えられる.

4. 山本層の堆積過程

山本層は竹成断層の活動に伴い,北落ちの相対的沈降場に 形成された湖沼性の堆積物である.竹成断層の活動に伴い分 離丘陵が隆起することによって,粘土層・シルト層は北向き に傾動したものと考えられる.アーコース砂は周辺の丘陵か ら供給されたものであり,入樋層および神田層は山本層と同 時異相である可能性がある.和泉層群起源の礫や砂層が認め られないことは、山本層堆積時には南方の分離丘陵の起伏が きわめて小さかったことを示唆する.しかし、山本層は焼尾 層に不整合で覆われることから、山本層堆積後には分離丘陵 の起伏が増大し,和泉層群の砂岩礫・泥岩礫が供給されたと 考えられる.

5. 焼尾層の堆積過程

焼尾層は扇状地性の礫層である(Fig. 6). 古流向は北から 北西への方向が卓越する(Fig. 9). 山地から離れるにつれ て,砂岩礫の円磨度は大きくなり平均最大礫径は小さくなる (Figs. 9, 10). これらの特徴は,南方の山地から北流する支 流性河川により焼尾層が形成されたことを意味する. 内野々 面・焼尾面およびその中の粘土層はともに北方に5度前後傾 いていることから,財田層および山本層と同様にそれらは山 地の隆起に伴い北向きに傾動したと考えられる.

大野原町大谷池周辺では、福田原層上部と焼尾層のチャネ ル堆積物が指交している。福田原層上部から1.2 MaのFT 年代を示すテフラが報告されている(斉藤, 1984)ことから、 焼尾層の堆積開始時期は約120万年前と推定される。高桑 (1963a, b)が指摘したように、琴南町から満濃町にかけて は、焼尾層堆積時に他の地域と比較して山地の隆起速度が大 きく起伏が増大したため、多量の礫が供給されたと考えられ る.

Sangawa (1978) は,財田層,焼尾層,段丘礫層の順に粗 粒化すると主張し,現在まで山地の隆起活動が加速化してい ると考えた.一方,須鎗・阿子島 (1974,1990),阿子島・ 須鎗 (1989) は,財田層と焼尾層は整合関係で漸移し,礫の 粗粒化は認められず,阿讃山地の起伏は財田層堆積時から変 化していないと主張している.しかしながら財田層と焼尾層 の不整合関係は多くの露頭で認められ (Fig.5),焼尾層に含 まれる砂岩礫の平均最大礫径は財田層に比べ明らかに大きい (例えば,満濃町江畑における砂岩礫の平均最大礫径は,財田 層では 10~15 cm,焼尾層では 20~50 cm である).このこと は,財田層堆積時には砂岩礫・泥岩礫を供給した支流性河川 の勾配が緩く,阿讃山地の起伏は焼尾層堆積時に比べ小さ かったことを示唆している.

6. 段丘礫層の堆積過程

仲南町新目から久保に至る財田川左岸には、財田層、焼尾

層を基盤にする侵食段丘が存在する.段丘面は焼尾層を切っ て形成されており、中期更新世に形成されたと考えられる. また、本調査地域の段丘面の分布は点在的であり、厚い礫層 を伴う堆積段丘は存在しない.これらの段丘面の形成を中期 更新世以降と考えれば、中期更新世以降山地から多量の礫が 供給されることはなかったと考えられる.侵食段丘面の現河 床からの比高は5~15mと小さく、中期更新世以降山地の隆 起活動は活発でないと思われる.また、現在でも礫供給は少 なく、焼尾層堆積後阿讃山地の起伏は低下する傾向にあった と推定される.

7. 横断河川の消滅時期

財田層と焼尾層は不整合関係であり,焼尾層に含まれる砂 岩礫の礫径は財田層に比べて著しく大きい.したがって,横 断河川の消滅に伴う財田層の堆積終了と山地の起伏の増大に 伴う焼尾層の堆積開始までには,以下の理由により少なくと も 20~30万年の時間間隙があると考えられる.山本町にお ける上部財田層の堆積時期とその後の古吉野川が山地を横断 できなくなった時期は,山本層堆積後から焼尾層堆積開始ま での間である.山本層から 210万年前の FT 年代を示すテフ ラが報告されている(須鎗・阿子島,1990)こと,焼尾層の 堆積開始時期は約 120万年前であることから,古吉野川が山 地を横断できなくなった時期は 210万年前から 120万年前の 間である.古土器川が山地を横断できなくなった時期は古吉 野川よりも古いが,絶対年代は不明である.

8. 阿讃山地西部北麓における断層の活動時期

Sangawa (1986) は江畑断層の活動開始時期を前期更新世 と考えた.しかしながら断層運動に伴い形成された地溝状凹 地に財田層が分布していることから,江畑断層系の活動開始 時期は財田層堆積以前,つまり遅くとも前期鮮新世であると 考えられる.焼尾層が江畑断層によって変位しているかどう かは不明であるが,断層崖の開析が著しいことから,江畑断 層系は中期更新世以降活動が不活発であったと考えられる.

古土器川により堆積した財田層は全体に細粒であるが、粗 粒な層相に変化するのは古吉野川と合流していた財田町戸川 ではなく、約1.5km 東方の荒戸上である(Figs. 4, 6). この 原因として、財田層離水後江畑断層系の右横ずれ運動によ り、古吉野川により堆積した財田層が山地に対して東方に 1.5km 変位した可能性が考えられる.したがって、前述の横 断河川の消滅時期が210~120万年前であることから、江畑 断層系の前期更新世以降の平均右横ずれ変位速度は0.7~1.3 mm/年となる.

竹成断層の活動時期は山本層堆積以前から焼尾層堆積後ま でであるから、210万年前以前から120万年前以後となる。 河内断層の活動開始時期は山本層堆積後上部財田層堆積以前 であるから、210万年以後である。奥谷断層の活動開始時期 は大野原町大池周辺において焼尾層が分布することから、河 内断層谷の形成後焼尾層堆積以前すなわち210万年前から 120万年前の間と考えられる。

中期更新世には山地北麓における断層活動は不活発にな り、寺戸(1969)が指摘したように南麓の中央構造線の活動 に伴い阿讃山地全体が北向きに傾動したと考えられる.その

Table 2. Average lateral slip rate of faults on the northern and southern flank of Asan Mountains since Pliocene.

	Fault name	Area	Criteria of displacement	Direction and amount of	Period of displacement	Average slip rate
				lateral displacement	(×10 ⁶ yrs)	
Northern flank of the mountains	Ebata fault	Saita Town	Lithofacies discontinuity of the Saita Formation	R∕1.5km	2.1~1.2	0.7~1.3mm∕yr
Southern flank of the mountains	Median Tectonic Line	lkeda Town	Offset of the Ayukutani River	R/4.5km	2.1~1.2	2.2~3.7mm/yr



Fig. 13. Paleogeographical maps in and around the western part of Asan Mountains since Pliocene.

結果として,阿讃山地の分水嶺は著しく南方に偏っているのであろう (Fig. 1).

9. 吉野川地溝の形成時期

吉野川は四国山地を穿入蛇行する先行河川であり,吉野川 地溝の存在と阿讃山地を横断して北流する古吉野川・古土器 川の存在は両立しない.前述のように,財田層に含まれる片 岩礫は古吉野川・古土器川により供給されたことが明らかで あるから,阿波池田周辺における吉野川地溝の形成は前期鮮 新世であるという考え(須鎗・阿子島,1972;阿子島・須鎗, 1989;長谷川,1992)は棄却される.したがって,阿波池田付 近における中央構造線の活動に伴う地溝の形成は,古吉野川 が山地を横断できなくなった時期すなわち210~120万年前 である.阿讃山地東部の曽江谷川・日開谷川は,先行谷を形 成して南流し紀伊水道に注いでいることから,古吉野川が北 流していた時にはすでに徳島市周辺において地溝が形成され ていたと考えられる.阿波池田東方約50 kmの徳島県川島町 に分布する森山層から2.3 MaのFT年代を示すテフラが報 告されている(阿子島・須鎗,1989)ことから,吉野川地溝 262



Fig. 14. Schematic cross-sections indicating uplift history of the western part of Asan Mountains around Yamamoto Town since Pliocene.

は 230 万年前以前に川島町付近まで形成され,谷頭侵食が進み 210~120 万年前に阿波池田付近に到達したと考えられる.

10. 阿波池田付近における中央構造線の横ずれ変位速度

古吉野川は、阿讃山地を横断していた時に阿波池田付近に おいてほぼ直線的に北流していたと考えられるが、現在猪の 鼻峠から南流する鮎苦谷川と吉野川の合流点は阿波池田の東 方約4.5 km である (Fig. 1). この原因は、吉野川が東流する ようになった後中央構造線の活動により阿讃山地が四国山地 に対して相対的に右横ずれした結果であると考えられており (岡田, 1973b: Sangawa, 1978, 1986)、本研究はその解釈を 支持するものである.したがって前期更新世以降(210~120 万年前)の中央構造線の平均右横ずれ変位速度は2.2~3.7 mm/年になり、山地北麓における江畑断層の変位速度に比 べ約3倍である(Table 2).この変位速度は、岡田(1973a) により推定された過去数万年間の値(6~9 mm/年)よりも 小さく、高位段丘礫層の変位から推定された値(3.75~4 mm/年)に近い.したがって、中央構造線の活動が後期更新 世に加速したという考え(岡田, 1973a)と調和的である.

11. 四国山地の形成時期

吉野川現河床における片岩礫の平均最大礫径は30 cm 以 上である(例えば、阿波池田および三加茂における片岩礫の 平均最大礫径はそれぞれ42 cm・33 cm である)が、財田層に おいては10 cm 以下である。また片岩礫の円磨度は財田町戸 川以西でほぼ一定であり、阿波池田および三加茂の吉野川現 河床における円磨度(0.63 および 0.64)とほぼ同じである. 猪の鼻峠付近における阿讃山地の南北幅は約 8 km であり, 古吉野川が山地を横断する間に片岩礫の平均最大礫径が急激 に減少したとは考えにくい.これらの事実から,財田層堆積 時には阿波池田付近において礫径が小さく円磨度が高い片岩 礫が卓越していたことが推測される.したがって,古吉野川 に片岩礫を供給した支流河川の勾配は現在に比べ小さく,財 田層堆積時には四国山地の起伏は現在と比べてかなり低かっ たと考えられる.

12. 阿讃山地西部北麓における古地理の変遷

以上の議論を総合すると、阿讃山地西部北麓における古地 理の変遷は Figs. 13, 14 のようにまとめられる.

前期鮮新世から中期鮮新世には阿讃山地の起伏は現在より もかなり小さかった.古吉野川と古土器川は山地を横断し瀬 戸内海方面に北流していた.江畑断層系の活動に伴う地溝状 凹地および中央構造線に沿う地溝はまだ形成されていない.

その後江畑断層系の活動が始まり,阿讃山地北麓に地溝状 凹地が形成された.古財田川は古吉野川および古土器川の流 路を争奪し,江畑断層系の活動に伴い形成された地溝状凹地 の中を山地北麓に沿って西流していた.南方の三波川帯から 片岩礫が供給され財田層が堆積した.中央構造線に沿う地溝 は徳島県川島町付近まで形成され,森山層が堆積した.210 万年前以前から竹成断層の活動が始まり,山本町菩提山の分 離丘陵が隆起し,北側の相対的な沈降場に湖沼性の山本層が

(m)

(m)



1-1. Iridoi(Saita T.)

①: 360m(0.17~0.30mm/yr) ②: 170m(0.08~0.14mm/yr)

1. Average uplift rates since Early Pleistocene based on tilted depositional or strath surface of the Saita Formation



3. Average uplift rate since Early Pleistocene based on deformed profile of the paleo-Yoshino River



4. Average uplift rate since Middle Pleistocene based on strath terrace surface of the Saita River



- 2. Average uplift rates since Early Pleistocene based on base-level of the Yakeo Formation
 - <Legend> Talus Gravels of present river beds Image: Second Secon Saita Formation 8000 Izumi Group
 - (alternation of sandstone and mudstone) **Ryoke Granitoids** ++

Fig. 15. Average uplift rates of the western part of Asan Moun-tains since Plio-cene. Figures in circle represent difference of altitude between each topographic surface and present river bed, and average uplift retes esti-mated are in parentheses.

263

264

Table 3. Average uplift rates of the western part of Asan Mountains since Pliocene.

	Criteria of uplift	Area	Amount of uplift	Period of uplift (×10 ⁶ yrs)	Average uplift rate
Northern flank of the mountains	Saita Surface	Saita Town	120~170m	2.1~1.2	0.06~0.14mm/yr
		Yamamoto Town	70~180m	2.1~1.2	0.03∼0.15mm∕yr
		Manno Town	40~200m	2.1~1.2	0.02~0.17mm/yr
	Uchinono Surface	Onohara Town	60m	1.2	0.05mm∕yr
	Yakeo Surface	Kotonami Town	80m	1.2	0.07mm∕yr
	Middle Pleistocene terrace	Chunan Town	25m	0.5?	0.05mm∕yr
Crest of the mountains	Saita Surface	Saita Town	360m	2.1~1.2	0.17~0.30mm/yr
	Deformed profile of the paleo-Yoshino River	Inohana Pass	470m	2.1~1.2	0.22~0.39mm/yr

堆積した

210万年前から120万年前には、河内断層谷の中を古財田 川が北流し、上部財田層が山本層を覆うようになった、大野 原町周辺では古財田川による礫供給が消滅し、福田原層が堆 積した、中央構造線の活動に伴う地溝は三加茂町付近まで及 び、古土器川の流路は争奪され東流するようになった。その 後、中央構造線に沿う地溝は阿波池田まで達し、古吉野川の 流路は争奪され東流するようになった。山地北麓における財 田層の堆積は終了し、焼尾層の堆積開始まで北麓における礫 の供給は少なく不整合面が形成された。

120万年前以降には、大野原町内野々周辺における山地の 隆起活動が活発化し、焼尾層と福田原層が指交した.その後、 阿讃山地の起伏の増大に伴って扇状地性の礫が多量に北麓に 供給され、大野原町周辺および琴南町から満濃町周辺では焼 尾層が広く堆積した.山地の隆起に伴い古財田川の流路は北 方に移動し、ほぼ現在と同じになった.

中期更新世以降山地北麓の隆起は不活発であり,扇状地性 の礫の供給はほとんどなくなった. 南麓における中央構造線 の活動が活発化し,山地全体が北向きに傾動した.財田面, 内野々面・焼尾面が北向きに傾動し丘陵地形が形成された. また財田層および焼尾層を基盤とする侵食段丘面が形成され た.財田川の流路が仲南町および財田町付近において変化 し,現在の水系が成立した.

13. 阿讃山地西部における鮮新世以降の隆起速度

吉山(1990),吉山・柳田(1995)は,河成地形面を用いた 隆起量の算出法について詳しく議論し,最終間氷期最盛期に 形成された河床と現河床との比高は,それぞれの河床勾配が 平衡状態に達して形成されたと仮定すれば,その間の隆起量 を示す.河川の中流から上流にかけては,最終間氷期の河床 は氷期に形成された堆積段丘の基底面すなわち埋没谷底に相 当する(吉永・宮寺,1986;貝塚,1987;吉山・柳田,1995な ど).また,河口に近い下流部では,間氷期の海成段丘に連続 する河成面を当時の河床と考えることができる(町田, 1973;吉山・柳田,1995).以下に求められた阿讃山地の隆起 速度は,上記の方法を前期更新世に形成された地形面に適用 したものである.

古財田川は四国山地から阿讃山地を横断して北流していた 古吉野川の下流である,河口に近い下流部で財田面が形成さ れ,財田層堆積時の海水準が現在と同じであると仮定する と,北方向に傾動している財田面と財田川現河床との比高50 ~180mは横断河川の消滅(210~120万年前)後の隆起量と

なり, 0.02~0.15 mm/年という平均隆起速度が得られる (Fig. 15-1). 財田町入樋南方および満濃町江畑南方には, 財 田面にスムースに連続し尾根や水系の発達がきわめて悪く平 坦面が開析された形態の基盤岩からなる斜面がある。河川の 動的平衡状態において側方侵食が進行し、堆積面とスムース に連続する基盤岩の侵食面が形成される(森山・丹羽, 1985; 森山, 1987; 森山・光野, 1989) ことから, 本研究では 上記の地形面を堆積面に連続する侵食面としての財田面と考 える. この侵食性の財田面は財田川現河床との比高が360m であることから、横断河川消滅後の平均隆起速度はおよそ 0.17~0.30 mm/年となる(Fig. 15-1-1). 古土器川について も古財田川に近い地域では上記と同様の方法を適用すること が可能であり、金倉川現河床と財田面との比高200mから、 仲南町春日における横断河川消滅後の平均隆起速度は 0.10~ 0.17 mm/年となる(Fig. 15-1-3).一方,焼尾層は阿讃山地 から北流する河川によって形成された扇状地性礫層である. 焼尾層の基底面が現在と同様の気候下で形成され、当時の海 水準を現在と同じであると仮定すると、焼尾層基底面と前田 川および土器川現河床の比高 60 m~80 m から,過去 120 万 年間の平均隆起速度は0.05~0.07 mm/年になる(Fig. 15-2).

現在、阿波池田以南における吉野川は穿入蛇行する先行谷 を形成し、四国山地の起伏が小さかった時に自由蛇行してい た流路を保存していると考えられる. 前述のように, 財田層 堆積時には四国山地の起伏は現在と比べてかなり低かったと 推定され、吉野川の河床縦断面の勾配が現在よりも急であっ たとは考えにくい. また、横断河川消滅後の山地の隆起に伴 い猪の鼻峠は現在の高度に到達した.これらの理由から、阿 波池田における吉野川現河床と猪の鼻峠との比高差は、横断 河川消滅後の隆起量の最小値を示すことになり、その比高差 470 mから横断河川消滅後の平均隆起速度は0.22~0.39 mm/年と求められる (Fig. 15-3). 古土器川は当時の河床縦 断面を推定できないので, 吉野川の現河床と滝の奥の比高差 から隆起速度を見積もることはできない。仲南町における財 田層・焼尾層を基盤にする侵食段丘面の形成年代を50万年 前と仮定すると、財田川現河床との比高差 25 m から過去 50 万年間の平均隆起速度は 0.05 mm/年となる (Fig. 15-4). 横 断河川の消滅後、財田面および猪の鼻峠は削剝を受けている ことから、上記の隆起速度は最小値を示すことになる.

以上の考察から前期更新世以降における平均隆起速度は, 山地主稜部においては 0.17~0.39 mm/年,山地北麓におい

ては 0.02~0.15 mm/年となり、いずれも 0.01~0.1 mm/年 のオーダーとなる (Table 3). Harayama (1992) によれば、 飛驒山脈の中期更新世以降の隆起速度(厳密には削剝速度と なる) は3mm/年である. 木曽山脈は中期更新世に隆起を 開始し現在は約3000mの山地まで成長した(森山・光野, 1989) ことから、中期更新世以降の隆起速度は少なくとも 3.8 mm/年以上であると推定される.また赤石山脈主稜部にお ける第四紀の隆起量は少なくとも2500mを越えると考えら れており(森山・光野, 1989), その隆起速度は約1.4 mm/年 となる. 中部地方の山地と比較して阿讃山地の隆起速度は オーダーが一桁小さく、その理由の一つとして、中期更新世 以降阿讃山地北麓の隆起活動が不活発であったことが上げら れる. 阿讃山地の第四紀における隆起量は侵食小起伏面の高 度分布から 750~1000 m と推定され(第四紀地殻変動研究グ $\mathcal{W} - \mathcal{P}$, 1968, 1969; Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973), その隆起速度は 0.4~0.6 mm/ 年になる. また水準測量データから算出された隆起速度は0.4~0.8 mm/年である(吉川, 1968; Yoshikawa, 1970). 本研究に おける阿讃山地主稜部における前期更新世以降の平均隆起速 度は、上記の研究と同じオーダーであるがやや小さい値を示 している.

隆起速度と削剝速度が等しい定常状態を仮定して平均高度 から推定された四国山地脊梁部の隆起速度は、1.0 mm/年~ 2.5 mm/年である(Ohmori, 1990).この隆起速度に比べて、 阿讃山地の隆起速度はオーダーが一桁小さい.このことは、 本研究において中期更新世以降阿讃山地の隆起は不活発で あったという結論、および鮮新世には四国山地の起伏は小さ く前期更新世以降急激に隆起したという推定と調和的であ る.

まとめ

本研究の結果および考察は以下のように要約される.

1. 財田層は阿讃山地北麓を西流する古財田川・古土器川の 本流性礫層である.

2. 財田層に含まれる結晶片岩礫は、南方の三波川帯から阿 讃山地を横断し北流する古吉野川および古土器川によって供 給された.

3. 財田層の堆積場は鮮新世~前期更新世の江畑断層系の活動によって形成された地溝および断層角盆地である.

4. 焼尾層は前期更新世に阿讃山地から供給された扇状地性 礫層である.

5. 阿讃山地の形成は前期鮮新世にさかのぼり,最も活発な 隆起活動は約100万年前であった.

6. 前期更新世以降の平均隆起速度は,阿讃山地北麓において 0.02~0.15 mm/年,山地主稜部において 0.17~0.39 mm/ 年である.これらの値は中部地方の山地に比べ1 つオーダー が小さい.

7. 中央構造線の活動に伴う阿波池田付近における吉野川地 溝の形成は210~120万年前である.また前期更新世以降の 中央構造線の平均右横ずれ変位速度は2.2~3.7 mm/年であ る. 8. 財田層堆積時の四国山地の起伏は,現在よりもかなり小 さかったと考えられる.

また今後の課題として以下のことがあげられよう.

1. 阿讃山地東部北麓における三豊層群の分布・層序・層相 と北縁断層系の活動史を調査し,阿讃山地全体の隆起過程を 明らかにすること.

2. 広域テフラや植物化石群の対比などにより三豊層群の堆 積年代を決定し、より詳細な山地の形成史を編むこと.

3. 中国・四国地方における鮮新〜更新統について同様の調 査を行い,それらの堆積年代・堆積場の形成要因・堆積環境 を明らかにすること.

4. 1~3 に基づく中国四国地方の構造発達史をプレート運動・中央構造線の活動との関連から議論すること.

謝 辞

本研究は1996年度高知大学大学院理学研究科に提出した 修士論文の一部に,加筆・修正したものである.

本研究を行うにあたり以下の方々にお世話になりました. 香川県財田町の近藤健一家の方々には、フィールド調査の際 に宿泊の便宜をはかっていただいた.愛知教育大学の 森山昭雄教授、東京学芸大学の小泉武栄教授、森林総合研究 所の吉永秀一郎博士, 岡山理科大学の板谷徹丸教授, (株) 四 国総研の長谷川修一博士および山崎晴雄教授をはじめとする 東京都立大学地形地質系の方々には、さまざまな議論をして いただいた.特に、鈴木毅彦博士には粗稿を見ていただき助 言をいただいた、高知大学生の岡本健太氏、五十嵐高雲氏、 栗林知史氏, 副田宜男氏, 研川英征氏, 堀内 徹氏には作業 を手伝っていただき、柴田俊彦氏にはコンピューターの指導 をいただいた、高知大学地質学教室の諸先生方には機器の使 用にご配慮をいただき、また議論をしていただいた、特に、 堤 浩之博士(現京都大学理学研究科)には英文要旨の粗稿 を見ていただいた. 最後に, 査読者には本論を改善するのに 役立つ丁寧かつ有益なコメントをいただいた. 深く感謝いた します.

文 献

赤木祥彦, 1967, 阿讃山地の pediment. 地理評, 40, 543-552.

- 阿子島功,1980,山地の隆起過程の指標の再検討(1) 阿讃山地北 麓,三豊層群中の外来礫の起源、日本地理学会予稿集,18,78-79
- 阿子島功, 1985, 山地の隆起過程の指標の再検討(3) 阿讃山地北西 麓の鮮新最新統の堆積域と基盤の地質構造. 日本地理学会予稿 集, 27, 32-33.
- 阿子島功・古市光信・鹿島愛彦・須鎗和巳, 1991, 鮮新~更新統. 日本の地質『四国地方』編集委員会編,日本の地質8 四国地方. 東京,共立出版,131-137.
- 阿子島功・須鎗和巳, 1989, 中央構造線吉野川地溝の形成過程. 地球 科学, 43, 428-442.
- 坂東祐司・古市光信, 1978, 香川県豊島の海成新第三系(土庄層群) について、香川大教育学研報, II, 28, 65-80.
- 坂東祐司・斉藤 実, 1960,四国北部における鮮新・洪積世の地質構 造について、地質雑. 66, 459.
- 坂東祐司・高橋幸蔵・斉藤 実, 1978, 備讃瀬戸海底の地質学的研究 - その2-備讃瀬戸海域の海底地質,香川大教育研報, II, 28, 21-41.
- Curray, J. R., 1956, The analysis of two-dimensional orientation

266

data, Jour. Geol., 64, 117-131.

- 第四紀地殻変動研究グループ, 1968, 第四紀地殻変動図. 第四紀研 究, 7, 182-187.
- 第四紀地殻変動研究グループ, 1969, 第四紀地殻変動図. 国立防災科 学技術センター, (6葉).
- 古市光信,1980,香川県高松・丸亀平野ボーリングコアの花粉分析 (予報)一特に三豊層の再確認とその地質時代について一.香川 県自然科学館研報,2,25-32.
- 古市光信,1981,香川県山本町付近の三豊層の層序と花粉分析. 一四 国北部新生代層の研究(その1)一.香川県自然科学館研報,4, 25-34.
- 古市光信, 1982a, 香川県西部大野原町付近の三豊層一四国北部新生 代層の研究(その2)-. 香川県自然科学館研報, 4, 25-34.
- 古市光信, 1982b, 第四紀の化石 三豊層群の化石 イシガイ.香川 の化石. 高松市立図書館, 167-168.
- 古市光信, 1983, 香川県三豊産アカシゾウ産出層準の花粉分析―四国 北部新生代層の研究 (その3)―. 香川県自然科学館研報, 5, 25-32.
- 古市光信, 1984, 香川県西部満濃町・琴南町付近の三豊層一四国北部 新生代層の研究 (その4)一. 香川県自然科学館研報, 6, 29-36.
- 古市光信・坂東祐司, 1974, 三豊層 (鮮新-洪積世)の植物化石群について. 香川大教育研報, II, 236, 1-15.
- 古市光信・坂東祐司・石井利邦, 1977, 香川県三豊層から発見された 旧象化石について(予報). 香川大教育研報, II, 27, 29-35.
- Harayama, S., 1992, Youngest exposed granitoid pluton on earth : cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, 20, 657-660.
- 長谷川修一, 1992, 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩 盤すべりと第四紀断層運動. 地質学論集, no. 40, 143-170.
- 本座栄一・加賀美英雄・奈須紀幸, 1970, 備讃瀬戸の海底地質. 海洋 地質, 6, 12-33.
- 藤田和夫, 1978, 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変 動一 地層と地形面の関連において一. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), 169-185.
- 藤田和夫・岸本兆方, 1972, 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科 学, 42, 422-430.
- Huzita, K., Kishimoto, Y. and Yoshiono, K., 1973, Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **16**, 93-124.
- 池田安隆, 1990a, 侵食と隆起:山脈形成論の観測的基礎. 地震 第2 輯, 43, 137-152.
- 池田安隆, 1990b, 断層による山脈の隆起.米倉伸之・岡田篤正・ 森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」,古今書院,東京,45-59.
- 池田安隆, 1996, 飛驒山脈の形成に関する地形学的観測事実. 月刊地 球, 18, 72-76.
- 市瀬由自,1963,山地における土砂礫の生産とその流出.吉野川流域 の水害地形と土地利用,科学技術庁資源局資料,54,33-73.
- 市原 実, 1966, 大阪層群と六甲変動. 地球科学, 85・86, 12-18.
- Itihara, M., Kamei, T., Mitsunashi, T., Suzuki, K. and Kuwano, Y., 1973, The basis of the Plio–Pleistocene boundary in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 16, 25–49.
- 香川県, 1972, 観音寺. 阿讃山地開発地域土地分類基本調查, 33p.
- 香川県・徳島県, 1972, 池田. 阿讃山地開発地域土地分類基本調查, 38p.
- 貝塚爽平, 1987, 関東の第四紀地殻変動. 地学雑, 96, 51-68.
- 甲藤次郎・中村 純、1954,花粉分析と新生代層(2) 讃岐財田及び 高知市万々附近の新生代層について、植物生態学会報,3,162-166,
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層一分布図と資料一.東京大学 出版会,東京,437p.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課, 1968, 丸亀. 土地分類基本調査, 60p.
- 木村 学・木川栄一・玉木賢作, 1986, アムールプレートと日本列島 -50万年以降のアジア大陸東部一.月刊地球, 8, 716-724.
- Krunbein, W. C., 1941, Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sedimentol. Petrol.*, 11, 64-72.

- 栗原権四郎, 1972, 瀬戸内南岸沖積平野の地質学的研究. 東北大理学 地質古生物研邦文報, 73, 31-65.
- 町田 洋, 1973, 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面 の変動. 地学雑, 82, 53-76.
- 松田時彦・衣笠善博, 1988, 第四紀テクトニクスの特徴と問題点.第 四紀研究, 26, 251-254.
- Miall, A. D., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A. D., ed., Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597-604.
- Miall, A. D., 1984 ed., Principle of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New York, 490p.
- 水野篤行,1993,西南日本内帯西部域の後期新生界(とくに内陸相) の堆積相解析,平成4年度科学研究費補助金(一般研究 C)研究 成果報告書,47p.
- 水野篤行・早坂竜児, 1990, 鮮新世後期の扇状地―網状河川堆積相― 本州西端部の土井ヶ浜相―. 堆積学研報, no. 32, 91-96.
- 水野篤行・平川昇一, 1993, 中部更新統西条層の河川堆積相. 堆積学 研報, no. 38, 73-84.
- 水野篤行・武智賢樹, 1993, 山陰西部江津地域の津野津層群に観察される特異な構造その意義. 地質雑, 99, 403-406.
- 水野清秀, 1987, 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・ 更新統について(予報). 地調月報, 38-4, 171-190.
- 水野清秀, 1992, 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場--その時代 と変遷--. 地質学論集, no. 40, 1-14.
- 森山昭雄, 1985, 恵那・中津川盆地の地形発達史. 愛知教育大研報 (自然科学), 34, 1-15.
- 森山昭雄, 1987, 木曽川・矢作川流域の地形と地殻変動. 地理評, 60, 67-92.
- 森山昭雄, 1989, 木曽川・矢作川上流域の山地地形と地殻変動. 愛知 教育大研報(自然科学), 38, 1-19.
- 森山昭雄, 1990, 中部山岳地域における山地形成の時代性. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 東京, 87-109.
- 森山昭雄・船木伸彦, 1989, 愛知県岡崎周辺の山地地形と地形発達. 愛知教育大地理報告, 68, 41-49.
- 森山昭雄・光野克彦, 1989, 伊那谷南部伊那層の堆積構造からみた木 曽・赤石両山脈の隆起時期.地理評, 62, 691-707.
- 森山昭雄・丹羽正則, 1985, 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関 する諸問題,地理評, 58, 275-294.
- 森山昭雄・大薮佳輝, 1986, 礫種構成から見た三河高原の明智礫岩層 と土岐砂礫層の対比.愛知教育大研報(自然科学), 35, 1-16.
- 向井幸夫,1956,財田川の河岸段丘一下流地域の段丘一.香川大学芸 学地理研究,5,56-60.
- Nakagawa, C., 1961, The upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. Jour. Gakugei Tokushima Univ., 11, 77-124,
- 中野光雄, 1953, 讃岐山脈中部の地質. 広島大地学研報, 3, 1-13.
- 中野光雄・今村外治,1950,讃岐山脈中部の地質特に最新世の衝上断 層に就いて(予報).地質雑,56,284-285.
- Nishimura, T., 1976, Petrography of the Izumi sandstones in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 231-240.
- Ohmori, H., 1978, Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, **10**, 31-85.
- 大森博雄,1990,四国山地の第四紀地殻変動と地形,米倉伸之・ 岡田篤正・森山昭雄編,変動地形とテクトニクス,古今書院,東 京,60-86
- Ohmori, H., 1990, Geomorphic crustal movement and the altitudinall imitation of peneplain remnants of the Shikoku Mountains, Japan. Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo, 22, 17-34
- 岡 義記, 1986, 日本における山地地形発達史の方法に関する考察. 地理科学, 41, 150-164.
- 岡田篤正, 1970, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動 速度. 地理評, 43, 1-21.
- 岡田篤正, 1973a,四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層 運動.地理評, **46**, 295-322.
- 岡田篤正, 1973b, 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二

編,中央構造線,東海大学出版会,東京,49-86.

岡田篤正, 1980, 中央日本南部の第四紀地殻変動一地殻運動の変化と 場の移動一. 第四紀研究, 19, 263-276.

- Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973 ed., *Explanetary text of the Quaternary tectonic map of Japan.* National Reserch Center for Disaster Prevention, Tokyo, 167p.
- Saito, M., 1962, The Geology of Kagawa and Northern Ehime Prefectures, Shikoku, Japan. Mem. Fac. Agr. Kagawa Univ., 10, 1-74.
- 斉藤 実・坂東祐司・馬場幸秋, 1962, 香川県地質図説明書. 香川 県, 75p.
- 斉藤 実・中山一義, 1954, 香川県の地質(その II) 三豊層群(メタ セコイア層)の層序について(予報). 香川県立農科大学術報, 6, 32-37.
- 斉藤文紀, 1984, 西南日本における前期更新世構造運動と三豊層群. 日本地理学会予稿集, 26, 36-37.
- 寒川 旭, 1973, 阿讃山地北麓の断層地形. 東北地理, 25, 157-164.
- Sangawa, A., 1978, Geomorphic development of the Izumi and Sanuki Ranges and relating crustal movement. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 7 (Geogr.), 28-2, 313-338.
- Sangawa, A., 1986, The history of fault movement since late Pliocene in the central part of sowthwest Japan. *Royal Soc. New Zealand Bull.*, **24**, 75-85.
- 須貝俊彦, 1990,赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源、地理評, 63, 793-813.
- Sugimura, A., 1967, Uniform rates and duration period of Quaternary earth movements in Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ., 10, 25-35.
- 須鎗和巳,1973,阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比.東北大理科 報告(地質)特別号,6,489-495.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1972, 四国東部および淡路島の海岸平野の原 形. 地質学論集, no. 7, 161-170.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1974, 侵蝕小起伏面の形成過程について. 第四 紀(第四紀総合研究連絡誌), 20, 90-95.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1990, 阿讃山地南麓・北麓の鮮新〜更新統. 徳 島大教養紀要(自然科学), 23, 21-31.

- 高柔 糺, 1954, 阿讃山地北麓の侵蝕面. 香川大学芸学研報, II, 4, 1-13.
- 高柔 糺, 1956, 財田川附近の地形. 香川大学芸学地理学研究, 5, 8-16.
- 高柔 糺, 1963a, 阿讃山地の Pitching 的曲隆に関する地形学的研 究. 香川大学芸学研報, II, 16, 1-49.
- 高柔 糺, 1963b, 阿讃山地の Pitching 的曲隆に関する地形学的研 究. 地理評, **40**, 675-685.
- 高橋治郎・鹿島愛彦, 1985, 愛媛県伊予市森の海岸に分布する群中層 について.愛媛大教育学紀要(自然科学), 5, 19-29.
- 高橋治郎・大龍昭智・鹿島愛彦, 1984, 愛媛県松山市南方に分布する 八倉層について. 愛媛大教育学紀要(自然科学), 4, 31-38.
- 高橋 和, 1958, 愛媛県小松町付近の第三紀層についての一考察. 地 学研究, 10, 156-159.
- 高橋 和, 1963, 愛媛県岡村付近の鮮新世岡村層産の花粉化石. 地質 雑, 69, 395-396.
- 寺戸恒夫, 1969, 阿讃山地における高位緩斜面の分布とその特性. 地 理科学, 12, 17-34.
- Tokunaga, S., 1936, A new fossil elephant found in Shikoku, Japan. Proc. Imp. Acad. Japan, 11, 432-434.
- 山本明男・高橋芳樹・植田典孝, 1988, 香川県府中湖産旧象化石産出 地周辺の地質について、香川県自然科学館研報, 10, 31-46.
- 吉川虎雄, 1968, 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研 究, 7, 157-170.
- Yoshikawa, T., 1970, On the relations between Quaternary tectonic movement and seismic crustal deformation in Japan. Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo, 2, 1-24.
- 吉川虎雄, 1984, 湿潤変動帯の地形学.地理評, 57, 691-702.
- 吉川虎雄, 1985, 湿潤変動帯の地形学. 東京大学出版会, 東京, 132p.
- 吉永秀一郎・宮寺正美, 1986, 荒川中流域における下位段丘の形成過 程, 第四紀研究, **25**, 187-201.
- 吉山 昭, 1990, 北海道日高山脈周辺地域の第四紀の地殻変動一河成 地形面を用いて隆起量の算定の試み一.第四紀研究, 28, 369-387.
- 吉山 昭・柳田 誠, 1995, 河成地形面の比高からみた地殻変動. 地 学雑, 104, 809-826.

(要 旨)

植木岳雪・満塩大洸, 1998, 阿讃山地の隆起過程:鮮新~更新統三豊層群を指標にして. 地質雑, 104, 247-267. (Ueki, T. and Mitusio, T., 1998, Uplift history of the Asan Mountains, Shikoku, southwest Japan, based on stratigraphy and lithofacies of the Plio-Pleistocene Mitoyo Group. Jour. Geol. Soc. Japan, 104, 247-267.)

四国北東部,阿讃山地北麓には鮮新~更新統三豊層群が分布する.三豊層群は結晶片岩礫を含 む財田層,湖沼性の山本層,和泉層群由来の礫のみを含む焼尾層に大別される.鮮新世から前期 更新世には阿讃山地の起伏は小さく,古吉野川は山地を横断して北流していた.山地北麓におい ては,古吉野川は江畑断層系の活動により形成された地溝状凹地に沿って西流し,財田層が堆積 した.210万年前から120万年前には,古吉野川は山地南麓の中央構造線の活動により形成され た地溝を東流するようになった.約120万年前から山地の急激な隆起活動が始まり,扇状地性の 焼尾層が財田層を不整合に覆った.中期更新世以降山地の隆起は不活発になり,財田層・焼尾層 を基盤にする侵食段丘面が形成された.山地主稜部における前期更新世以降の平均隆起速度は 0.1 mm/年のオーダーである.阿波池田周辺における中央構造線の前期更新世以降の平均合構ず れ変位速度は 2.2-3.7 mm/年である.