

香川県中部，阿讃山地北麓の三豊層群

—その記載と鮮新世以降の古地理の変遷—

植 木 岳 雪*

The Mitoyo Group Along the Northern Flank of Asan Mountains, Central Kagawa Prefecture, Southwest Japan: Its Distribution, Stratigraphy, Lithofacies and Depositional History

Takeyuki UEKI *

Abstract

The Plio-Pleistocene Mitoyo Group along the northern flank of Asan Mountains, central Kagawa Prefecture, mainly comprises the Saita and Yakeo Formations, unconformably underlain by Cretaceous basement rocks of the Ryoke Granitoids and Izumi Group. The Saita Formation contains clasts of sedimentary rocks from the Izumi Group, and granitoids, as well as schist from the Sambagawa Metamorphic Rocks underlying the Shikoku Range. The formation crops out in the southern Ayakami area with a narrow longitudinal distribution. Clast fabric in the Saita Formation generally indicates a northward to westward paleocurrent direction. The Paleo-Doki River northerly flowing across the Asan Mountains formed the Saita Formation in the Early to Middle Pliocene.

The Yakeo Formation unconformably underlain by the Saita Formation is composed of clasts from the Izumi Group and Ryoke Granitoids. The formation crops out over the Kagawa, Ayakami, and Konan areas, and underlies the gently tilted hills with dissected flat summits. Clast fabric in the Yakeo Formation generally indicates northward to westward paleocurrent direction. The Paleo-Goto River northerly flowing within the Asan Mountains formed the Yakeo Formation as an alluvial fan deposit in the Early Pleistocene, adjacent to the northern flank of the mountains. The Median Tectonic Line and Northern Flank fault group of the Asan Mountains had been active since Middle Pliocene. The uplift of the mountains resulted in a relative height of a few hundred meters and the disappearance of the northward flowing river.

Key words : Mitoyo Group , Northern flank fault group of the Asan Mountains , Paleo-river pattern , Plio-Pleistocene , Kagawa Prefecture

キーワード : 三豊層群 , 阿讃山地北縁断層群 , 古水系 , 鮮新-更新世 , 香川県

* 東京都立大学大学院理学研究科

* Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University

I. はじめに

四国北東部の阿讃山地は、北縁と南縁を断層で画された地壘状の山地である(辻村, 1924; 今村ほか, 1949)。山地の北麓には、鮮新~更新統の三豊層群(斉藤・中山, 1954)が帯状に分布し、その分布・層序・層相の変化などは山地の発達を反映していることが期待される。植木・満塩(1998)は、阿讃山地西部北麓における三豊層群を記載し、鮮新世以降の古地理の変遷を復元することによって、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 万年前であったことを明らかにした。しかしながら、阿讃山地中部~東部北麓に分布する三豊層群については、斉藤・坂東(1960)、Saito(1962)、斉藤ほか(1962)、坂東ほか(1967)などによって、断片的な層序と層相が記載されているのみであり、三豊層群を形成した古水系は議論されていない。また、山地西部北麓における三豊層群との対比にも問題が残されている。

本研究の目的は、阿讃山地中部北麓^{ことなみ}の琴南町から塩江町^{しおのえ}にかけて分布する三豊層群の分布・層序・層相・礫のファブリックなどを記載することである。それらのデータに基づいて、三豊層群が堆積した当時の古地理を復元し、鮮新世以降の阿讃山地中部の発達史を議論する。阿讃山地の形成は阿讃山地北縁断層群および中央構造線の活動と密接に関係しており、それらの活動史を明らかにすることは、四国北東部における地震災害ポテンシャルの評価に寄与するものと考えられる。また、本研究は日本の小~中規模山地の形成論に新たなデータを付け加えるものである。なお、阿讃山地全体の形成史については、山地東部北麓の三豊層群の記載と三豊層群には含まれるテフラの記載・対比とあわせて、別に報告する予定である。

II. 調査地域の概要

1) 地形概説

四国北東部の地形を図 1 に示す。阿讃山地は、南縁を中央構造線、北縁を阿讃山地北縁断層群で画された、南北 10 ~ 15 km、東西約 100 km の地

壘状の山地である。東に傾斜する地質構造にしたがって、ケスタ地形が発達している(市瀬, 1963; 寺戸, 1969)。阿讃山地の主稜線は、南に大きく偏っている。このことは、山地の形成は北部ほど古い^{ひかいだに}が、第四紀後期には隆起活動が顕著ではないのに対して、山地の南部では中央構造線の最近の活動によって活発に隆起していることによる(寺戸, 1969; 植木・満塩, 1998)。山地の南部に緩斜面が多く分布するのも、最近の隆起によって古い地形面が残存するのと、起伏の増大に伴って生じた地すべりによるものである(寺戸, 1969)。多くの河川は南偏した主稜線を分水界として北流するが、曾江谷川と日開谷川は、北方の領家花崗岩類からなる丘陵から山地を穿入蛇行して南流する先行河川である。猪ノ鼻峠(図 1 の a)、真鈴峠(b)、相栗峠(c)、曾江谷川最上流部(d)・日開谷川最上流部(e)の谷中分水界のような主稜線にある風隙は、山地を横断し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, 1973; 植木・満塩, 1998)。

阿讃山地の北側には標高 200 ~ 800 m の丘陵が広がり、三木町から大川町にかけては標高 50 m 以下の平野がその間に分布している。山地北麓の丘陵は、和泉層群から構成される塩江町の内場池から引田町に至る地域と、それ以北の花崗岩類から構成される地域に分けられる。内場池から引田町にかけては、北にゆるく傾く標高 100 ~ 400 m の小起伏の丘陵があり、塩江凹地と呼ばれている(高桑, 1963a, b)。花崗岩からなる地域は標高 200 ~ 800 m の孤立した丘陵からなり、樹枝状の水系が発達している。丘陵の頂部には、キャップロックをなす中期中新統の瀬戸内火山岩類の讃岐層群が見られることが多い。三木町から大川町にかけての平野の南端部には、鮮新-更新統の三豊層群が点在している。

阿讃山地中部北麓の香川町から香南町にかけては、香東川にそって 7 段の河成段丘面が発達している(寒川, 1973; Sangawa, 1978)。上から 4 段目の岡面は、構成層に含まれる材化石の^{こうとう} ^{14}C 年代測定によって、最終氷期に形成されたことが明らかにされている(熊本ほか, 1986)。しかしなが

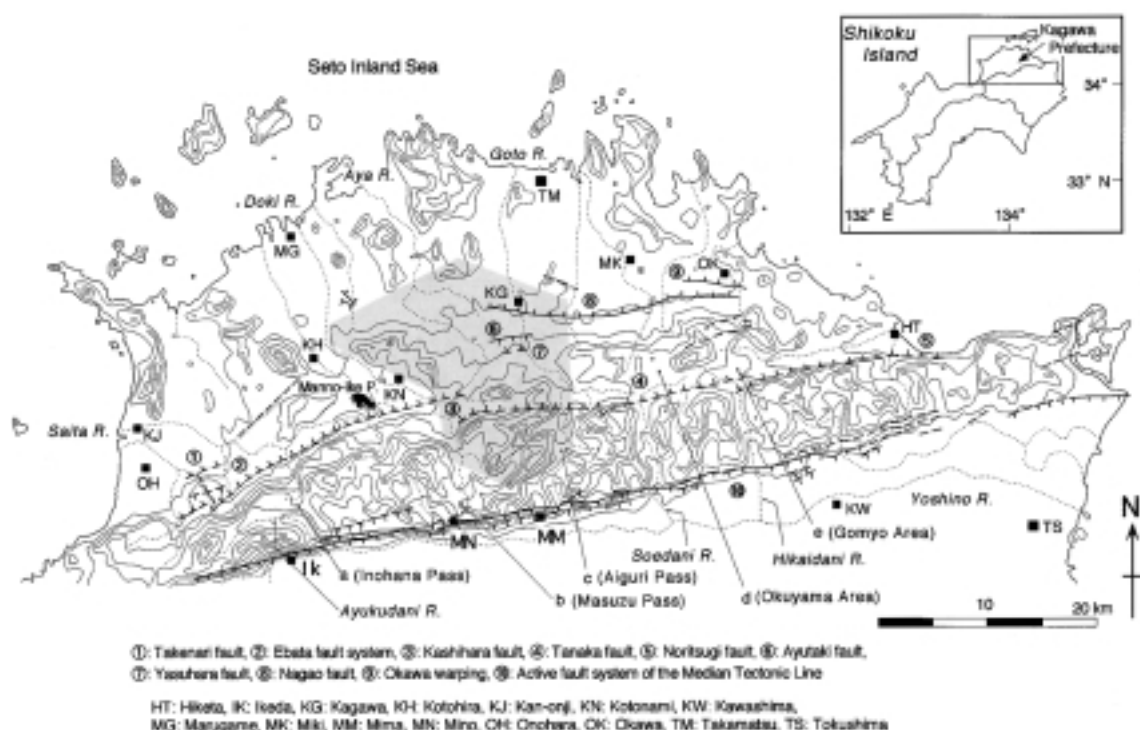


図 1 四国北東部の地形。

等高線は 2 km 以下の谷埋め法による 100 m おきの接峰面を示す。記号 (a ~ e) は、阿讃山地を横断して北流していた河川が通っていたと考えられている風隙の位置を示す。影をつけた地域は、図 2 の調査地域を示す。

Fig. 1 General geomorphology of the northeastern Shikoku Island, southwest Japan.

Contour lines indicate summit level at one hundred meter intervals, by means of burying valleys of which the width is less than two kilometers. Letters (a-e) indicate the wind gaps, at which previous studies pointed out that several rivers flowed northward across the mountains. Shaded Area corresponds to the study area shown in the Fig. 2.

ら、上から 2 段目で最も広く分布する^{てんぶくじばら}天福寺原面は、最終間氷期に形成された中位段丘に相当すると推定されている (Sangawa, 1978) が、テフラなどの年代を示す資料は得られておらず、詳しい形成年代は不明である。

塩江凹地と阿讃山地との境界には、江畑断層系 (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962), 榎原断層 (斉藤ほか, 1962; 寺戸, 1969; 寒川, 1973), 戸石断層 (井上, 1965), 田中断層・乗次断層 (長谷川, 1985) があり、東西性の右雁行する北落ちの逆断層群をなす。これらの断層をまとめて、阿讃山地北縁断層群 (寺戸, 1969) と呼ぶ。この断層群に沿っては、讃岐層群と同時期であると考えられて

いる流紋岩が貫入しており (斉藤ほか, 1962), 断層は中期中新世にはすでに活動的であったと考えられている (長谷川ほか, 1993)。断層の周辺には被覆層が分布していないため、その後の活動履歴については不明であるが、第四紀後期の活動の証拠は認められない (長谷川, 1985; 伊藤ほか, 1996)。

北縁断層群の 10 ~ 15 km 北方には、東西性の長尾断層 (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962)・大川撓曲 (中田ほか, 1999)・鮎滝断層 (寒川, 1973)・安原断層 (寒川, 1973), および南北性の岩崎断層 (寒川, 1973) がある。段丘面の変位から、長尾断層, 大川撓曲および鮎滝断層は第四紀後期に

も変位を累積させている活断層であると考えられている (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962; 寒川, 1973; Sangawa, 1978; 活断層研究会, 1980, 1991; 小林ほか, 1986; 熊木ほか, 1986; 小林, 1991; 中田ほか, 1999)。安原断層および岩崎断層は、地形面の変形などの第四紀後期に活動であった証拠は認められず、その活動履歴については不明である。

2) 地質概説

四国北東部の基盤岩類は、四国山地を構成する三波川変成岩類、阿讃山地を構成する和泉層群、阿讃山地北麓の丘陵を構成する領家花崗岩類に大別される。後期白亜系の領家花崗岩類は、深層風化によってマサ化している場合が多く、しばしばその二次堆積した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に属する讃岐層群のサヌキトイドが分布している。後期白亜系の和泉層群は、タービダイト性の砂岩泥岩互層からなり、全体に東にプランジする向斜構造をなす (中野, 1953; 中川, 1960; 須鎗, 1966, 1973; 須鎗ほか, 1968)。北縁部には基底礫岩層を伴う。その南には塊状の泥岩層が分布しており、小起伏の丘陵が分布する塩江凹地に対応している。

斉藤・中山 (1954) は、阿讃山地北麓の基盤岩の花崗岩類を不整合に覆う未固結の砂礫層を三豊層群と命名した。阿讃山地西部北麓においては、三豊層群は鮮新統の財田層と前期更新統の焼尾層に大別される (植木・満塩, 1998)。財田層は、和泉層群の砂岩礫・泥岩礫のほかに三波川変成岩類の片岩礫を含む本流性の礫層である。一方、焼尾層は財田層を不整合に覆い、和泉層群の砂岩礫・泥岩礫のみからなる扇状地性の礫層である。

阿讃山地中部北麓においては、香川町から陵南町にかけて分布する和泉層群の砂岩礫・泥岩礫のみからなる礫層を高位段丘礫層とみなし (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962; 坂東ほか, 1967; 寒川, 1973; Sangawa, 1978), 焼尾層 (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962) あるいは中尾層 (坂東ほか, 1967) と命名されている。また、逆に高位段丘礫層に不整合に覆われる砂礫層を三豊層群としている。し

かしながら、これらの区分は基準があいまいで、その層序と対比には検討の余地が多く残されている。高松市西植田においては、アーコース砂層中に大阪層群の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) が、上記の礫層の年代を直接決定できるようなテフラは見出されていない。礫層には含まれる腐植質シルト層からは、*Metasequoia* の材・直立樹幹・球果・花粉化石が検出されており (坂東ほか, 1967; 古市・坂東, 1974; 古市, 1983), その堆積時期は大阪層群における前期更新世の *Metasequoia* 植物群消滅期以前 (市原, 1960; Itihara *et al.*, 1973) に相当すると考えられている。また、香南町岡および綾南町森末においては、旧象化石 *Stegodon cf. akashiensis* (古市, 1983) と *Loxadonta* sp. (香川縣師範学校郷土研究部, 1932) が発見されている。

III. 調査方法

阿讃山地中部北麓において三豊層群を形成した古水系を復元するために、礫層のファシス、礫のファブリック・平均最大礫径・円磨度、および礫種組成を調査した。森山・丹羽 (1985), 森山・大藪 (1986), 森山 (1987), 森山・光野 (1989), 植木・満塩 (1998) は、礫のファブリック・平均最大礫径、および礫種組成の変化に基づいて地形面を残していない礫層を形成した古水系を復元する実例を示した。また、香川県西部の土器川の現河床礫 (Ueki, 1999) と三豊層群 (Ueki, 2000) を対象とした研究では、礫層を形成した古水系を復元する上で礫の形態は有効ではなく、礫のファブリックを補うデータとして平均最大礫径・円磨度および礫種組成が有効であることが指摘されている。三豊層群は礫質でテフラなどの鍵層に乏しいため、森山・丹羽 (1985) および植木・満塩 (1998) にしたがって、焼尾層・栗熊層については定高性を有する丘陵の背面に近い露頭をほぼ同一の層準とみなして調査を行った。財田層は丘陵を構成する焼尾層の下位にあり、ほぼ同一の層準を設定することが困難であることから、焼尾層の基底に近い層準で、条件のよい露頭を地域的に偏りがないように選んで調査を行った。

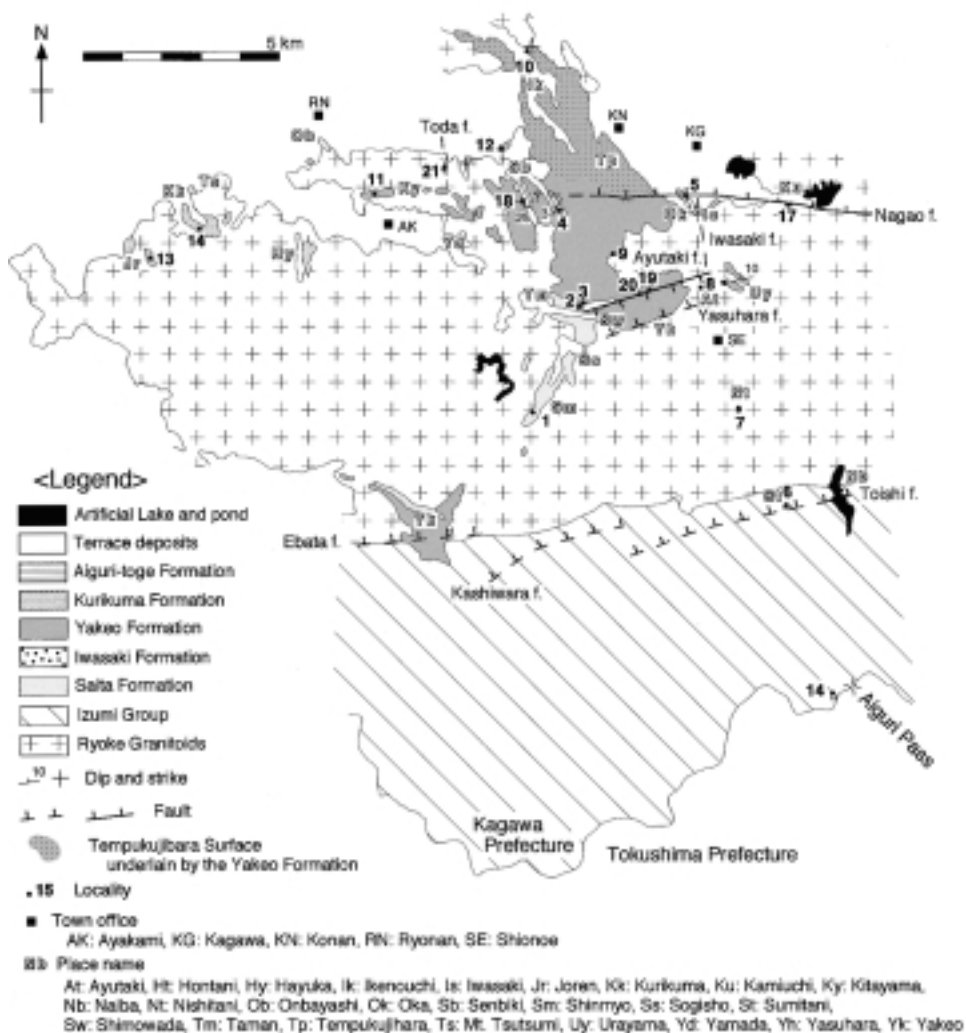


図 2 香川県，阿讃山地中部北麓の地質図．

Fig. 2 Geologic map along the northern flank of central Asan Mountains, Kagawa Prefecture.

礫層の堆積ユニットごとに，Miall (1978) のファシスコードを用いて記載した。礫のファブリックについては，長径 2 cm 以上の 100 個の礫のオリエンテーションを測定し，Curry (1956) に基づいて平均の方向と集中度を求めた。レイリー検定に基づく，集中度が 17.5% 以上の場合に平均の方向は統計学的に有意となる。礫種ごとに大きい方から 10 個の礫を選び，それらの最大投影面の礫径を平均し，平均最大礫径とした。小礫～中

礫サイズの 50 個の砂岩礫，20 個の花崗岩礫・片岩礫・石英礫を無作為に選び，Krumbein (1941) の円磨度チャートを用いて礫種ごとの平均円磨度を求めた。長径 1 cm 以上の礫を砂岩・泥岩・凝灰岩・花崗岩類・片岩・石英の 6 種類に分類し，合計 300 個以上の礫を目視によって同定した。なお，これらの詳しい調査の方法については，植木・満塩 (1998) を参照されたい。

Late to Middle Pleistocene	T. D.				Lower T. D.	Senbiki F. (Middle and Lower T.Ds.)	Lower T. D.
Early Pleistocene	Mitoyo G.	Kurikuma F.	Yakeo F.	Aiguri-toge F.	Yakeotoge G.B.F.	Nakao F. (Higher T. D.)	Middle T. D.
Pliocene		Saita F.	Iwasaki F.		Taman F. (Mitoyo G.)	Mitoyo G.	Higher and Highest T. Ds.
Area		Ayauta	Ayagami - Ryonan	Kagawa	Shionoe	Kagawa- Ryonan	Kagawa- Ryonan
References	This study				Saito (1962); Saito et al. (1962)	Bando et al. (1967); Furuichi and Bando (1974); Furuichi (1983)	Sangawa (1973); Sangawa (1978)

<Abbreviations> F.: Formation, G.: Group, G. B. F.: Gravel Bed Formation, T. D.: Terrace Deposit

図 3 阿讃山地中部北麓における三豊層群および段丘堆積物の区分と対比。

Fig. 3 Classification and correlation of the Mitoyo Group and terrace deposits along the northern flank of central Asan Mountains.

IV. 三豊層群を構成する地層の記載

阿讃山地中部北麓における三豊層群は、財田層、岩崎層、焼尾層、栗熊層および相栗峠層に分けられる(図2)。財田層と岩崎層、また焼尾層、栗熊層および相栗峠層は、それぞれ同時異相の関係にあると考えられる。また、従来の研究における三豊層群および段丘堆積物の層序区分と対比を図3に示す。

1) 財田層

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・石英礫を含む礫層の層準を財田層と定義する。本層は、斉藤・坂東(1960)の香川町から綾上町にかけて分布する第三系の砂礫層の一部、寒川(1973)、Sangawa(1978)の塩江町から香南町に分布する段丘面の基盤としての三豊層群と段丘礫層の一部、須鎗・阿子島(1990)の塩江町から綾南町に分布する三豊層群の一部、Saito(1962)、斉藤ほか(1962)の綾上町田万および綾南町千足付近に分布する田万層、坂東ほか(1967)、古市・坂東(1974)の香南町・綾南町に分布する丘陵構成層としての三豊層群、香川町から綾南町・綾上町にかけて分布する高位段丘礫層中尾層および中・低位段丘礫層千足層の一部に相当する(図3)。

須鎗・阿子島(1990)によれば、阿讃山地中部

北麓には片岩礫を含む礫層は分布しないとされている。しかしながら、坂東ほか(1967)、寒川(1973)、Sangawa(1978)は片岩礫を含む礫層を記載しており、本研究においても、綾上町粉所西・粉所東、香南町千足および綾南町御林において、片岩礫を含む礫層が分布することを確認した(図2)。本研究では、この礫層を阿讃山地西部北麓において同様の層序と礫種組成を持つ財田層(植木・満塩, 1998によって再定義)に対比する。坂東ほか(1967)、寒川(1973)、Sangawa(1978)の片岩礫を含むとされる段丘面は、財田層を基盤とする侵食段丘面とみなすことができる。

財田層の典型的な露頭の柱状図を図4に示す。財田層は基盤岩である領家花崗岩類を不整合に覆い(図4のLoc. 1)、焼尾層に不整合で覆われる(図4のLoc. 2)。層厚は50m以下である。礫質であるために詳しい地層の走向・傾斜は不明であるが、ほぼ水平であると思われる。火山灰層や年代の指標となるような化石の産出がないために、詳しい堆積年代は不明である。

ファシス・コードGmあるいはGtが卓越し、塊状あるいは上方細粒化を示すチャネルが複合した礫質の堆積物である(図5-a)。淘汰の程度は露頭によって大きく異なるが、一般にクラストサポートであり、インプリケーションが発達している。

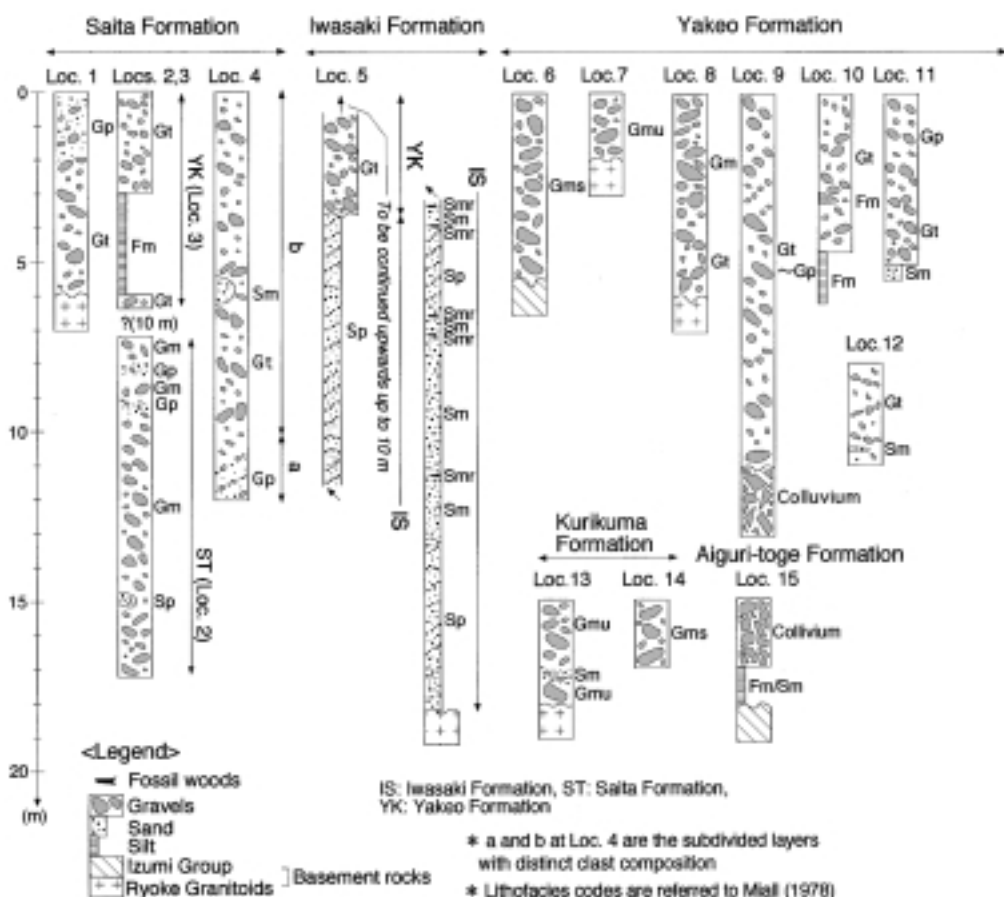


図 4 阿讃山地中部北麓における三豊層群の柱状図．露頭の位置は図 2 に示す．

Fig. 4 Columnar sections of the Mitoyo Group along the northern flank of central Asan Mountains. Localities are shown in Fig. 2.

礫のファブリックから推定される古流向は、全体として見れば北へ方向であり、財田層の分布と調和的である（図 5-a）。レイリー検定によれば、古流向は 13 地点のうち 2 地点をのぞいて有意であり、集中率は一般に 30 ～ 60% と高い（図 5-a）。

主に小～中礫サイズの砂岩の垂円～円礫からなり、片岩礫が 1 ～ 20%、石英礫が 1 ～ 10% 含まれる（図 6）。花崗岩礫の割合は露頭によって大きく異なり、一般には 10% 以下であるが 30 ～ 50% に達する場合もある。平均最大礫径は、砂岩礫で 10 ～ 30 cm、花崗岩礫で 5 ～ 20 cm、片岩礫で 5 cm 以下である（図 5-b）。花崗岩礫の平均最大礫

径は阿讃山地の主稜部から北方に向かって小さくなるが、砂岩礫および片岩礫にはそのような傾向は認められない。砂岩礫の円磨度は 0.3 ～ 0.4、花崗岩礫の円磨度は 0.2 ～ 0.4 であるが、阿讃山地の主稜部から北方に向かって高くなるような傾向は認められない（図 5-c）。片岩礫の円磨度は 0.55 以上と高く、ほぼ一定である。

綾南町上の谷（図 2 の Loc. 4）においては、見かけ上焼尾層と同じ層相を示す片岩礫を含まない礫層（図 4 の Loc. 4-a）の上位を、片岩礫を含む礫層（図 4 の Loc. 4-b）が整合的に覆っている。ここでは、砂層を指標にして、N30°E の走向と 3°N

の傾斜が求められた。

2) 岩崎層

新称。香川町岩崎の香東川河床において、基盤岩である花崗岩類を不整合に覆う砂礫層を岩崎層と定義する(図2)。模式地のみに分布する。香川町岩崎の香東川河床において見られる、花崗岩類を不整合に覆う砂礫層であり、坂東ほか(1967)、古市・坂東(1974)、古市(1983)の報告では本層は三豊層群に相当すると考えられていた(図3)。焼尾層に不整合で覆われることから、財田層と同時異相の関係にあると考えられるが、詳しい堆積年代は不明である。前期更新世以前の *Metasequoia* の化石(坂東ほか, 1967; 古市・坂東, 1974; 古市, 1983) および後期鮮新世~前期更新世の旧象化石である *Stegodon cf. akashimensis* (古市, 1983) が見出されることは、前期更新統の焼尾層に不整合に覆われることと矛盾しない。

層厚は約 20 m である。一般に数度以下で北に傾斜しているが、長尾断層に近づくにつれて傾斜が増し 45 度以上に達する。花崗岩類の角礫を含むアーコースの粗粒砂を主体とし、全体にシルト質である。プラナー型の斜交葉理が発達し、材化石を多量に含む層準がある(図4の Loc.5)。古市(1983)では3枚の火山灰層が記載されているが、河床の洗掘によって当時とは露頭の状況が大きく変化しており、火山灰層は現在では確認できない。

3) 焼尾層

財田層を不整合に覆い、和泉層群の砂岩礫・泥岩礫と少量の花崗岩礫からなり、堆積面を残さない礫層を焼尾層と定義する。斉藤・坂東(1960)の綾南町千足付近の三豊層群、須鎗・阿子島(1990)の香川町から綾南町・綾上町にかけて分布する三豊層群の一部、Saito(1962)、斉藤ほか(1962)の綾南町千足と綾上町下和田に分布する丘陵を構成する焼尾峠礫層、坂東ほか(1967)、古市・坂東(1974)の綾上町から綾南町にかけて分布する高位段丘礫層中尾層および中・低位段丘礫層千足層の一部、寒川(1973)、Sangawa(1978)の香川町から綾南町にかけて分布する最高位・高位段丘および中位段丘礫層(安原面およ

び天福寺原面構成層)の一部に相当する(図3)。

焼尾層は香川町浦山・安原から綾南町千足・香南町池内にかけて広く分布し、綾上町山田上から北山にかけても点在している。また、高松市神内、塩江町西谷・炭谷、および綾上町新名においても局所的に分布している。この礫層は、香川町安原から綾南町千足にかけては、北北西にゆるく傾く定高性を持つ丘陵地形を形成している。財田層との直接の関係が見られる露頭はないが、一般に財田層よりも標高が高いところに分布すること、およびその基底は財田層の分布高度よりも低い場合もあることから、この礫層は起伏のある不整合面で財田層を覆っていると判断される。本研究では、この礫層を阿讃山地西部北麓において同様の層序と礫種組成を持つ焼尾層(植木・満塩, 1998 によって再定義)と対比する。

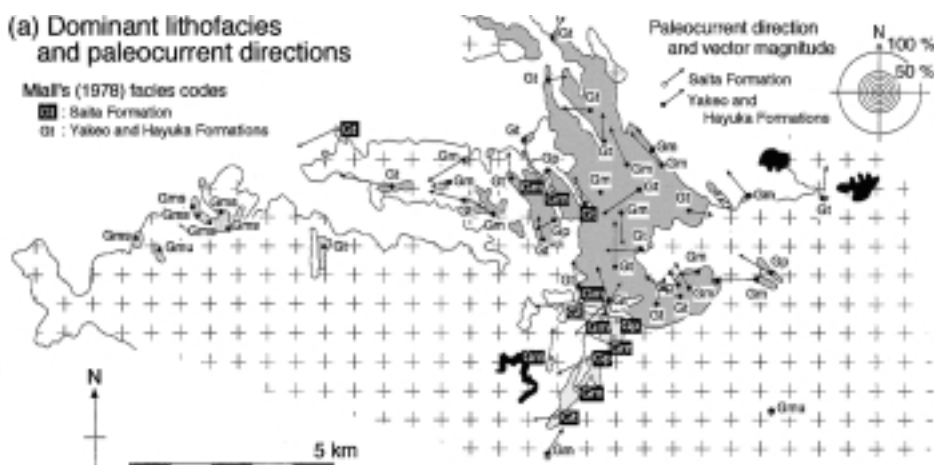
寒川(1973)、Sangawa(1978)は、香川町安原から綾南町千足にかけて、最上位の段丘面として高位あるいは最高位段丘に相当する安原面が分布し、層厚 10 m 以下の礫層から構成されるとした。小林ほか(1986)は、香川町安原において安原面の下にある礫層を鮎滝層と呼び、焼尾層に対比したが、段丘構成層であるか段丘の基盤をなすものであるかは検討の余地があるとしている。両者は和泉層群の砂岩礫を主体とする礫層であり、不整合関係は認められない。また、この地域では定高性のある丘陵の背面が認められるだけであるが、一方で、天福寺原面以下の段丘面は広く平坦面を残していることから、安原面と天福寺原面以下の段丘面の形成年代には時間的な間隙があり、一連の段丘面群とみなすことはできない。したがって前述のように、植木・満塩(1998)のように財田層を不整合に覆い、和泉層群の砂岩礫・泥岩礫からなる堆積面を残さない礫層を焼尾層と定義すれば、寒川(1973)、Sangawa(1978)の安原面構成層および小林ほか(1986)の鮎滝層は焼尾層に一括される。

香南町天福寺原の周辺には、中位段丘に相当すると考えられている天福寺原面(Sangawa, 1978)が分布している。天福寺原面の構成層は和泉層群の砂岩礫を主体とし、花崗岩礫は 3 % 以下しか含

(a) Dominant lithofacies and paleocurrent directions

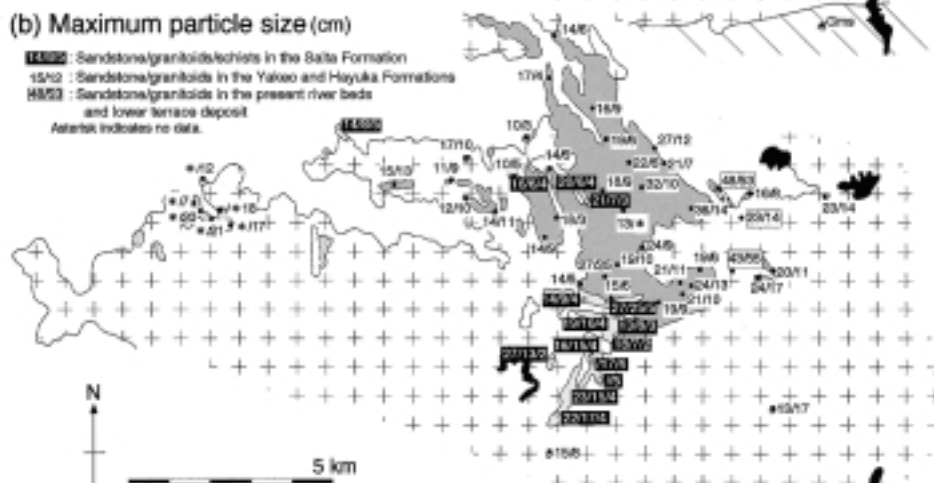
Miall's (1978) facies codes

■ : Salta Formation
□ : Yakeo and Hayuka Formations



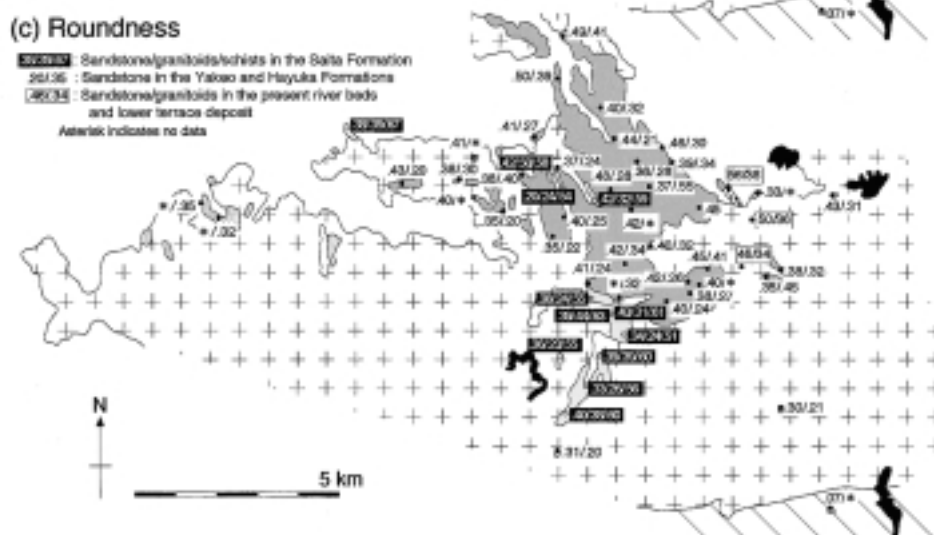
(b) Maximum particle size (cm)

14/00 : Sandstone/granitoids/schists in the Salta Formation
15/10 : Sandstone/granitoids in the Yakeo and Hayuka Formations
18/03 : Sandstone/granitoids in the present river beds and lower terrace deposit
Asterisk indicates no data.



(c) Roundness

30/00 : Sandstone/granitoids/schists in the Salta Formation
35/35 : Sandstone in the Yakeo and Hayuka Formations
38/35 : Sandstone/granitoids in the present river beds and lower terrace deposit
Asterisk indicates no data



まれていない(図6)。一方、香川町鮎滝および岩崎における香東川の現河床では花崗岩礫が30～40%含まれ、香南町清水における低位段丘に相当する清水面の構成層にも花崗岩礫は約10%含まれている。天福寺原面構成層の礫径および礫種組成は、香東川の現河床や清水面構成層よりも焼尾層に類似している。したがって、阿讃山地西部北麓の大野原町・山本町における財田層・焼尾層を基盤とする侵食段丘面(植木・満塩, 2000)と同様に、天福寺原面は焼尾層を基盤とする侵食段丘面とみなすことができる。

焼尾層の典型的な露頭の柱状図を図4に示す。焼尾層は、基盤岩である和泉層群(図4のLoc.6)・領家花崗岩類(図4のLocs.7, 8)および財田層(Loc.3)を不整合に覆う。層厚は最大で60 m以上である。礫質であるために詳しい地層の走向傾斜は不明であるが、ほぼ水平であると思われる。火山灰層や年代の指標となるような化石の産出がないために、阿讃山地中部北麓における焼尾層の詳しい堆積年代は不明である。しかしながら、阿讃山地西部北麓における焼尾層の堆積年代(植木・満塩, 1998)とほぼ同じ約120万年前以降の前期更新世である可能性が高い。

ファシス・コードGmあるいはGtが卓越し、塊状あるいは上方細粒化を示すチャンネルの複合した礫質の堆積物である(図5-a)。山地に近い香川町安原から香南町天福寺原にかけての地域と綾上町山田上周辺では淘汰が悪いが、北方に向かって淘汰が良くなり、チャンネル構造が明瞭になる傾向がある。一般にクラストサポートであり、インブリケーションが発達している。香東川の上流部に位置する塩江町炭谷(Loc.6)および西谷(Loc.7)においては、ファシス・コードGmuあるいはGms

で表されるような淘汰がきわめて悪い塊状の礫層が、それぞれ基盤岩の和泉層群と領家花崗岩類を不整合に覆っている(図4のLocs.6, 7)。

礫のファブリックから推定される古流向は、全体として見れば北西へ方向であり、焼尾層の分布と調和的である(図5-a)。レイリー検定によれば、古流向は38地点のうち5地点をのぞいて有意であり、集中率は財田層に比べてやや低く20～50%である(図5-a)。香東川の上流部のLocs.6, 7においては、集中率は5%以下である。

主に小～大礫サイズの砂岩の亜角～円礫からなり、花崗岩礫が1～5%、石英礫が1%以下含まれる(図6)。片岩礫は全く含まれない。礫はくさり礫化していることが多い。平均最大礫径は、砂岩礫で10～30 cm、花崗岩礫で5～20 cmである(図5-b)。花崗岩礫の平均最大礫径は山地から北方に向かって小さくなるが、砂岩礫の平均最大礫径の北方への減少傾向は、花崗岩礫に比べて不明瞭である。砂岩礫の円磨度は0.3～0.5であり、Locs.6, 7から香川町安原にかけては円磨度が高くなる傾向があるが、それより北方では明瞭な傾向は認められない(図5-c)。花崗岩礫の円磨度は0.2～0.4であるが、調査地域内では円磨度が増加する傾向は認められない。

香南町富川(Loc.12)においては、層厚10 cmの火山灰質の砂層が礫層には含まれている(図4のLoc.12)。しかしながら、角閃石のみが残り、火山ガラスが風化して残っていないため、広域テフラとの対比は困難である。

4) 栗熊層

新称。綾歌町栗熊・定蓮および綾上町羽床において、基盤岩の花崗岩類を不整合に覆う礫層を栗熊層と定義する(図2)。層厚は20 m以下である(図

図5 財田層・焼尾層・栗熊層の層相・古流向、礫の最大礫径・円磨度。
ファシスコードはMiall(1978)に基づく。古流向は100個の礫のオリエンテーションから求められたもの。矢印のない地点は、古流向が統計的に有意でないことを示す。地質図の凡例は図2と同じ。

Fig. 5 Dominant lithofacies, paleocurrent directions, maximum particle size and clast roundness in the Saita, Yakeo and Kurikuma Formations, Mitoyo Group.
Facies codes are referred to Miall (1978). Paleocurrent directions are calculated from 100 clast orientations at each site. Locality without arrow has statistically insignificant paleocurrent direction. Legend of geologic map is the same as Fig. 2.

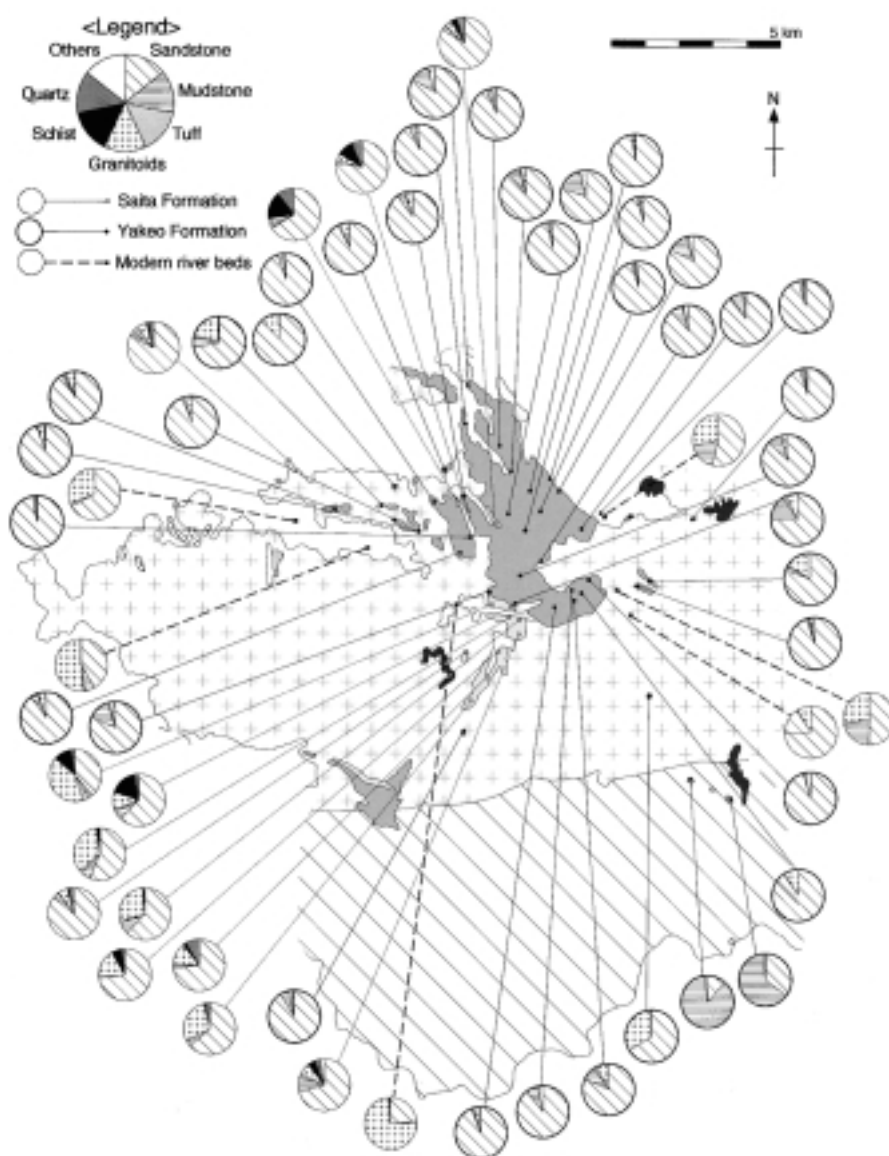


図 6 財田層，焼尾層および現河床の礫種組成．地質図の凡例は図 2 と同じ．

Fig. 6 Lithology in the Saita and Yakeo Formations of the Mitoyo Group, and modern riverbed gravels. Legend of geologic map is the same as Fig. 2.

4 の Locs.13, 14)。礫質であるために詳しい地層の走向傾斜は不明であるが，ほぼ水平であると思われる。火山灰層や年代の指標となるような化石の産出がないために，詳しい堆積年代は不明である。阿讃山地西部および中部北麓における焼尾層

と同様に，扇状地状の定高性を持つ丘陵地形を形成することから，本研究では栗熊層は焼尾層とほぼ同時に形成されたと考える。

ファシス・コード Gms が卓越し，塊状で淘汰がきわめて悪い礫層である（図 5-a）。花崗岩類およ

びサヌキトイドの小～中礫サイズの亜角～亜円礫からなる(図 5-b, c)。一般に、礫はくさり礫化している。花崗岩類の平均最大礫径の側方への変化は不明瞭である(図 5-b)。

5) 相栗峠層

新称。塩江町相栗峠の西において、基盤岩の和泉層群を不整合に覆う砂礫層を相栗峠層と定義する(図 2)。中野(1953)によって記載された、阿讃山地中央部の“鮮新-洪積”層に相当する。模式地のみに分布する。基盤岩の和泉層群を層厚約 1.5 m の腐植質シルト層・砂層が不整合に覆い、その上を層厚約 2 m のくさり礫化した砂岩の角礫層が覆っている(図 4 の Loc.15)。水平層である。シルト層・砂層は石英・長石・岩片の粒子からなり、三波川変成岩類に起源を持つ鉱物の粒子は認められない。したがって、財田層のように、四国山地から北流し、阿讃山地を横断する河川の堆積物ではなく、山地の内部に流域を持つ河川の堆積物であろう。相栗峠層の詳しい堆積年代は不明である。しかしながら、中野(1953)による材化石の記載に *Metasequoia* 化石が含まれていないことと、後述する阿讃山地の発達史から、相栗峠層の堆積は焼尾層と同様に前期更新世であると考えられる。

V. 断層および断層露頭の記載

長尾断層は、香川町から大川町にかけて約 23 km 伸びる北落ちの逆断層である。長尾断層による焼尾層の変形は、高松市神内(図 2 の Loc.17: 小林, 1991 の露頭 No. 6)、香川町岩崎(図 2 の Loc.5: 小林, 1991 の露頭 No. 2b)において見られる。綾南町本谷(図 2 の Loc.18)においては、シルト層を指標にして N65 °W の走向と 25 °S の傾斜が求められた。この地点は北落ちの長尾断層の延長部にあたり、断層運動に伴って地層が南に傾動している可能性が高い。

鮎滝断層は、綾上町下和田から香川町鮎滝にかけて約 4 km 伸びる南落ちの逆断層である。鮎滝断層による焼尾層の変形は、香川町下倉下(図 2 の Locs.19, 20)において見られる。Loc.19 は小林ほか(1986)の露頭 1 である。Loc.20 では、N70 °E の走向と 50 °N の傾斜を持つ断層面にそって、焼尾

層の礫の引きずり込みと立ちあがりが見られる。

綾南町遠田(図 2 の Loc.21)においては焼尾層を変位させる断層が認められ、本研究ではこの断層を遠田断層と呼ぶ。断層面は N5 °W の走向と 70 °S の傾斜を持ち、西側の基盤岩の花崗岩が東側の焼尾層にスラストアップしている。見かけの垂直変位量は約 2.5 m である。断層面には北落ちの 50 ~ 70 °傾斜する条線が多数認められ、左横ずれ成分を持つと考えられる。また、断層の上盤側と下盤側では、それぞれ焼尾層の礫・基盤岩の引きずり込みと立ちあがりが見られる。遠田断層は、東西性の長尾断層・鮎滝断層に直交する岩崎断層と同様な南北性の断層であると考えられる。Loc.21 の周辺には変位地形が認められず、遠田断層が第四紀後期に活動した活断層であるという積極的な証拠はない。

阿讃山地北縁断層系をなす榎原断層および戸石断層に沿っては、和泉層群の幅 1 m 以下の破砕帯が見られる。しかしながら、その周辺には断層の活動履歴を直接推定できるような被覆層が分布していないため、榎原断層および戸石断層に関する記載は省略する。また、安原断層および岩崎断層の露頭を発見することはできなかった。

VI. 香川県中部の三豊層群の形成史

1) 財田層を形成した古水系

阿讃山地西部北麓における財田層には、四国山地を構成する三波川変成岩類の片岩礫が含まれており、中央構造線の活動によって吉野川地溝が形成される以前に、阿讃山地を横断して北流する河川によって片岩礫が供給されたと考えられた(岡田, 1970, 1973; Sangawa, 1978)。植木・満塩(1998)は、礫のオリエンテーションや礫種組成などに基づいて、財田層に含まれる片岩礫は伊予三島付近から東流する河川ではなく、猪ノ鼻峠(図 1 の a)および真鈴峠(図 1 の b)を経由して阿讃山地を横断し、山地の北麓では江畑断層系の活動に伴う地溝状凹地に沿って西流する河川によってもたらされたことを明らかにした。したがって、阿讃山地中部北麓においても同様に、財田層に含まれる片岩礫は四国山地から阿讃山地を横断して

北流する河川によってもたらされたと考えられる。岡田（1970, 1973）は、そのような山地を横断する河川は相栗峠を通過しており、相栗峠層はその名残であると考えた。しかしながら、相栗峠層は本流性の層相を示さず、三波川変成岩類起源の粒子を含まない。また、財田層は綾上町新名（図2のLoc.1）から田万（図2のLoc.2）にかけて南北に細長く分布し、現在の香東川にそって分布していない。綾上町下新名から田万にかけて、礫のファブリックから求められた古流向が全体として見れば北への流れであること（図5-a）を考慮すると、四国山地から阿讃山地を横断して北流する河川は、相栗峠を通り現在の香東川にそって流れていたと考えるよりも、西方の真鈴峠を通り琴南町焼尾から綾上町新名・田万に向かって流れていたと考える方が妥当である。また、それより下流では、現在の綾川の流路よりやや北方の綾南町千足から御林の方へ北西に向かって流れていたと考えられる。このような流路を持つ河川は、植木・満塩（1998）で示された古土器川である。花崗岩礫の平均最大礫径が北方に向かって小さくなること（図5-b）は、そのような古水系の復元と調和的である。砂岩礫および片岩礫の平均最大礫径に明瞭な減少傾向が認められない（図5-b）のは、それらの後背地からの距離が花崗岩礫に比べて遠いことによるものと思われる。

寒川（1973）は、鮎滝断層と安原断層の活動によって東西性の地溝が形成され、そこに財田層が堆積したと考えた。しかしながら、財田層は鮎滝断層と安原断層にはさまれて分布しているわけではなく、鮎滝断層を横断するように分布している。したがって、財田層の堆積とこれらの断層の活動とは無関係であり、断層の活動開始時期について議論することはできない。

綾南町上の谷（図2のLoc.4）においては、見かけ上焼尾層と類似した層相を示す片岩礫を含まない礫層が、片岩礫を含む礫層に整合的に覆われている。このことは、阿讃山地内部を流域とする支流性の河川が山地を横断して北流していた本流性の河川に合流しており、両者が指交して堆積したと考えればよい。本調査地域の財田層は、阿讃

山地西部北麓における財田層と比較して淘汰が悪く、典型的な本流性の堆積物ではないが、分布が限られているために、詳しい堆積環境は不明である。

琴南町焼尾から西方の大野原町内野々にかけては、財田層は阿讃山地北麓の江畑断層系にそって帯状に分布し、西流する本流性の河川によって形成されたことが明らかにされている（植木・満塩, 1998）。一方、前述のように、綾上町から綾南町にかけて分布する財田層は、真鈴峠から琴南町焼尾と綾上町田万を通過して北流する古土器川によって形成された。したがって、そのような河川が存在していたのは、江畑断層系の活動開始以前であることになる。つまり、江畑断層系の活動に伴う地溝状凹地の形成と、それに沿う西からの谷頭侵食によって琴南町焼尾において流路の争奪が生じ、古土器川はそこから西流するようになったのであろう。このような見解は、阿讃山地中部北麓における綾上町から綾南町にかけて分布する財田層は、山地西部北麓における琴南町焼尾から西方の大野原町内野々にかけて分布する財田層よりも古いという解釈と結びついており、その堆積年代は少なくとも中期鮮新世以前で、前期鮮新世までさかのぼる可能性があると考えられる。

2) 焼尾層を形成した古水系と阿讃山地北縁断層群・中央構造線の活動

焼尾層は、香川町安原・浦山から香南町西庄・綾上町北山にかけて、扇形に広く分布している（図2）。香川町安原から綾南町千足にかけては、北北西にゆるく傾いた定高性を持つ丘陵地形を形成している。ファシス・コード Gm あるいは Gt が卓越し（図5-a）、山地から北方に向かって淘汰が良くなり、チャンネル構造が明瞭になる傾向がある。礫のファブリックから推定される古流向は、全体として見れば北西への方向である（図5-a）。これらの特徴は、焼尾層が香川町安原付近を扇頂とする北西に広がる扇状地堆積物であり、阿讃山地から北方に流れる河川によって形成されたことを示唆する。花崗岩礫の平均最大礫径が、山地から北方に向かって小さくなることも、焼尾層が北西に広がる扇状地堆積物であることと調和的である。

砂岩礫の平均最大礫径の北方への減少傾向が花崗岩礫に比べて不明瞭であることは、砂岩礫の後背地からの距離が花崗岩礫に比べて遠いことによるものと思われる。

塩江町炭谷（図2のLoc.6）および西谷（図2のLoc.7）において、それぞれ基盤岩の和泉層群と領家花崗岩類を不整合に覆う淘汰がきわめて悪い塊状の礫層は、扇状地を形成した河川の上流部で堆積した礫層であると考えられる。塩江町炭谷（図2のLoc.6）から香川町安原にかけて砂岩礫の円磨度が高くなる傾向が認められることから、香川町安原から北西に広がる扇状地堆積物に連続する堆積物であると考えることが妥当である。砂岩礫の平均最大礫径の北方への減少傾向は不明瞭であることは、香川町安原より上流部で焼尾層の露頭が限られていることによるのであろう。

以上をまとめると、焼尾層の堆積時には塩江町炭谷から西谷を通して香川町安原に至る阿讃山地の内部を流れる古香東川があり、香川町安原付近を扇頂とする北西方向への扇状地を形成していたと考えられる。したがって、当時の香川町安原付近では、山地とその北方の平野とに地形的に分化していたと考えられ、その境界付近にある安原断層は焼尾層の堆積時以前から活動的であった可能性が高い。

阿讃山地西部北麓においては、焼尾層に含まれる砂岩礫の平均最大礫径が財田層のそれよりも大きく、山地の起伏が増大したことを反映していると考えられている（植木・満塩，1998）。阿讃山地中部北麓においては、財田層と焼尾層に含まれる砂岩礫の平均最大礫径には有意な違いが認められないが、焼尾層の堆積時には多量の礫の供給に伴って広い扇状地が形成されている。したがって、鮮新世から前期更新世にかけての阿讃山地の起伏の増大は示唆されないものの、前期更新世には阿讃山地はすでにかかなりの起伏を持っており、それ以前から阿讃山地北縁断層群は活動的であったと考えられる。このことは、阿讃山地南麓における扇状地性の礫層（須鎗ほか，1965；岡田，1970；須鎗・阿子島，1978，1990；山崎，1985；水野，1987；阿子島・須鎗，1989）の堆積と、中央構造

線の断層崖に沿う大規模な岩盤滑り（長谷川，1992）が、約100万年前の時期をはさむ前期更新世に生じたことと調和的である。また、阿讃山地北縁断層群の一つである田中断層は、地質境界である中央構造線のバックスラストであることが明らかにされており（伊藤ほか，1996），北縁断層群と中央構造線の第四紀以前の活動に同時性があったとすれば、焼尾層の堆積以前の阿讃山地北縁断層群の活動は、吉野川地溝の下流部に分布する後期鮮新統の森山層（平山，1947，1953；須鎗ほか，1965；阿子島・須鎗，1989）の堆積盆を形成した鮮新世の中央構造線の活動（須鎗，1972；須鎗・阿子島，1972，1973；水野，1992）に相当するものと考えることができる。

3) 栗熊層を形成した古水系

綾歌町堤山の南約1kmの地点から、扇状地状に北にゆるく傾く定高性を持つ丘陵地形が分布している。この丘陵は栗熊層と基盤岩の花崗岩類から構成されている（図2）。栗熊層は花崗岩類およびサヌキトイドの小～中礫サイズの亜角～亜円礫からなり、塊状で淘汰がきわめて悪く（図5-a），平均最大礫径の側方への変化は不明瞭である（図5-b）。このような地形と層相の特徴から、栗熊層は綾歌町堤山の南約1kmの地点を扇頂とする北に広がる扇状地堆積物であり、扇頂に近い部分に相当すると考えられる。香川町安原から北西に広がる焼尾層からなる扇状地に比較して、この扇状地が小規模であるのは、その流域が領家花崗岩類の山地のごく小さい範囲であったことによるのであろう。綾歌町定蓮および綾上町羽床における栗熊層は、露頭の条件が悪いことから詳しいことは不明であるが、同様に小規模な扇状地を構成していた礫層であると思われる。

4) 岩崎層・相栗峠層の堆積環境

岩崎層は基盤岩である花崗岩類を不整合に覆い、花崗岩類の角礫を含むアーコースの粗粒砂からなること（図4のLoc.5）から、ごく小さな河川によって基盤岩の凹部を埋めるた砂礫層であると考えられる。また、*Metasequoia*の材化石・直立樹幹が見られる層準が多数あることから、湿原のような環境になっていたと考えられる。

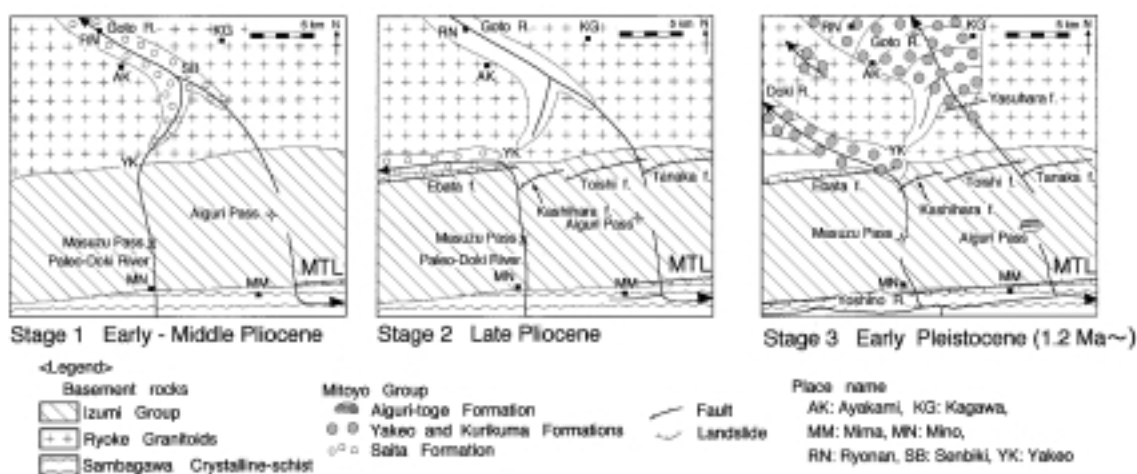


図 7 阿讃山地中部における鮮新世以降の古地理の変遷。

Fig. 7 Paleo-geography of the central Asan Mountains since Pliocene.

相栗峠層は基盤岩の和泉層群を不整合に覆うシルト層・砂層と角礫層である(図4のLoc.15)。山地の主稜部にあるこのような細粒な堆積物は、氾濫原堆積物であるとは考えにくく、地すべりや崩壊によって谷がせき止められたために堆積した湖沼性の堆積物である可能性が高い。したがって、相栗峠層の堆積時には、阿讃山地はすでに地すべりを起すに十分な起伏を持っていたことが示唆される。このことは、相栗峠層と焼尾層の堆積年代がほぼ同じであるという推定を裏付けるものである。

5) 阿讃山地中部北麓における鮮新世以降の古地理の変遷

以上の議論を総合すると、鮮新世以降の阿讃山地中部における古地理の変遷は図7のようにまとめられる。

ステージ1: 前期～中期鮮新世には、阿讃山地の起伏は現在よりも小さく、古土器川が四国山地側から阿讃山地を横断して北流していた。山地の北麓には古土器川にそって財田層が堆積した。阿讃山地の南側には、中央構造線の活動に伴う地溝はまだ形成されていない。その後、江畑断層系を含む阿讃山地北縁断層群の活動が始まり、山地の北麓に地溝状の凹地が形成された。

ステージ2: 後期鮮新世には、地溝状凹地にそって西からの谷頭侵食が進み、琴南町焼尾において古土器川の流路が争奪され、古土器川はそこから西流するようになった。

その後、中央構造線の活動に伴って阿讃山地南麓には地溝が形成され始めた。それによって、徳島県三野町付近において古土器川の流路が争奪され、古土器川はそこから吉野川地溝にそって東流するようになった。また、阿讃山地北麓における断層運動が北方にシフトし、安原断層の活動が始まった。

ステージ3: 約120万年前以降の前期更新世には、阿讃山地北縁断層群と中央構造線の活動によって、阿讃山地はかなりの起伏を持つようになり、古香東川に和泉層群の礫が多量に供給され、安原断層より北方の山地の前面には、焼尾層からなる扇状地が形成された。

中期更新世以降は、阿讃山地北麓における隆起は不活発であり、山地から香東川への礫の供給は減少し、焼尾層を基盤とする侵食段丘面が形成された。また、断層運動がより北方の長尾断層と大川撓曲にシフトし、その活動は現在まで継続している。

VII. 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。香川県中部の阿讃山地北麓における鮮新～更新統三豊層群は、財田層および焼尾層とその相当層に大別される。財田層は綾上町南部において南北方向に細長く分布し、三波川変成岩類の片岩礫を含む礫層である。その堆積は前期～中期鮮新世であり、四国山地から阿讃山地を横断して北流する古土器川によって形成されたと考えられる。焼尾層は財田層を不整合に覆い、和泉層群と少量の領家花崗岩類の礫からなる礫層である。香川町から綾南町・香南町にかけて広く分布し、北西にゆるく傾いた定高性を持つ丘陵地形を形成している。その堆積は前期更新世であり、阿讃山地から北流する古香東川によって形成された扇状地堆積物である。中期鮮新世以降の中央構造線と阿讃山地北縁断層群の活動によって、焼尾層の堆積時には阿讃山地はかなりの起伏を持っていたと考えられる。

今後、阿讃山地の形成史と中央構造線・阿讃山地北縁断層群の活動史を併せて詳しく議論するためには、三豊層群にはさまれるテフラを既知の広域テフラと対比することによって、三豊層群を構成する地層の堆積年代を詳しく解明する必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、財田町中の近藤健一氏とそのご家族の方には宿泊に際して便宜を図っていただいた。三木町立三木中学校長古市光信氏には、現地を案内していただいた。以上の方に深く感謝いたします。

文 献

- 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・三好真一郎・古市光信 (1967) 讃岐平野中・東部における鮮新・洪積層の地質学的研究。香川大学教育学部研究報告, **150**, 1-16。
Curry, J.R. (1956) The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.*, **64**, 117-131。
古市光信 (1983) 香川県三豊層産アカシ象産出層準の花分析—四国北部新生代層の研究(その3)。香川県自然科学館研究報告, **5**, 25-32。

- 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。香川大学教育学部研究報告, **236**, 1-15。
長谷川修一 (1985) 東部讃岐山脈北麓における第四紀前期断層。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 472。
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, **40**, 143-170。
長谷川修一・伊藤谷生・石田啓祐・村田明広・竹下徹・井川 猛・足立幾久 (1993) 反射法地震探査で明らかになった讃岐山脈北麓の田中断層。日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 733。
平山 健 (1947) 徳島県森山地区調査速報。炭田調査報告(商工省地下資源調査所), **12**, 1-15。
平山 健 (1953) 7.5分の1地質図幅「脇町」および同説明書。地質調査所, 34p。
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。
今村外治・中野光雄・岩本昇海 (1949) 讃岐山脈南北両側に発達する断層に就いて(要旨)。地理学評論, **22**, 130。
井上泰光 (1965) 塩江町の地形について。香川大学芸学部地理学研究, **14**, 41-46。
市原 実 (1960) 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題。地球科学, **49**, 15-25。
Iihara, M., Kamei, T., Mitsunashi, T., Suzuki, K. and Kawano, I. (1973) The basis of the Pliocene boundary in Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **16**, 25-49。
伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明弘・山北 聡・山口和雄・山口 寛 (1996) 四国中央構造線地下構造の総合物理探査。地質学雑誌, **102**, 346-360。
香川縣師範學校郷土研究部 (1932) 香川縣地質概説。香川縣師範學校郷土紀要 第二輯, 香川縣教育図書, 77p。
活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—。東京大学出版会, 363p。
活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—。東京大学出版会, 437p。
小林浩治 (1991) 長尾断層—讃岐平野南縁の活断層—。香川県自然科学館研究報告, **13**, 47-54。
小林浩治・木村 学・寒川 旭 (1986) 讃岐平野南部の活断層—点滝断層—。活断層研究, **2**, 55-63。
Krumbein, W.C. (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sediment. Petrol.*, **11**, 64-72。
熊木洋太・坂井尚登・小野塚良三 (1986) 讃岐平野南縁、長尾断層の活動に関する年代試料。活断層研究, **2**, 51-53。
Miall, A.D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In Miall, A.D. ed.: *Fluvial sedimentol-*

- ogy. Canada. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597-604.
- 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). 地質調査所月報, **38**, 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, **40**, 1-14.
- 森山昭雄(1987) 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動. 地理学評論, **60A**, 67-92.
- 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曾・赤石両山脈の隆起時期. 地理学評論, **62A**, 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連する諸問題. 地理学評論, **58A**, 275-294.
- 森山昭雄・大藪佳輝(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. 愛知教育大学研究報告(自然科学編), **35**, 1-16.
- 中川衷三(1960) 阿讃山脈東部の和泉層群について. 徳島大学学芸紀要(自然科学), **10**, 53-62.
- 中野光雄(1953) 讃岐山脈中部の地質. 広島大学地学研究報告, **3**, 1-13.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田聡聡子(1999) 2.5 万分の1 都市圏活断層図「高松南部」. 国土地理院.
- 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. 地理学評論, **43**, 1-21.
- 岡田篤正(1973) 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, 49-86.
- Saito, M. (1962) The geology of Kagawa and Northern Ehime Prefectures, Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Agri., Kagawa Univ.*, **10**, 1-74.
- 斉藤 実・坂東祐司(1960) 四国内帯の鮮新・洪積層について. 東北大学理科報告特別号, **4**, 576-582.
- 斉藤 実・中山一義(1954) 香川県の地質(その) 三豊層群(メタセコイア層)の層序について(予報). 香川県立農科大学学術報告, **6**, 32-37.
- 斉藤 実・坂東祐司・馬場幸秋(1962) 香川県地質図説明書. 内場地下工業株式会社, 75p.
- 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.
- 須鎗和巳(1966) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究(その1). 徳島大学教養部紀要(自然科学), **1**, 9-18.
- 須鎗和巳(1972) 吉野川北岸の第四系とその運動. 岩井淳一教授退官記念事業会編: 岩井淳一教授記念論文集. 305-313.
- 須鎗和巳(1973) 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告(地質学)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型. 地質学論集, **7**, 161-170.
- 須鎗和巳・阿子島 功(1973) 四国島の中央構造線の新期の活動様式. 杉山隆二編: 中央構造線. 東海大学出版会, 179-189.
- 須鎗和巳・阿子島 功(1978) 四国島の中央構造線の諸問題(その3)—吉野川流域のネオテクトニクスの再検討—. 徳島大学教養部紀要(自然科学), **11**, 51-69.
- 須鎗和巳・阿子島 功(1990) 阿讃山地南麓・北麓の鮮新・更新統. 徳島大学教養部紀要(自然科学), **23**, 21-31.
- 須鎗和巳・中川衷三・大戸井義美・久米嘉明・近藤和雄・東明省三・寺戸恒夫・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典(1965) 徳島県土柱・鴨島-川島地域の第四系. 徳島大学学芸紀要, **15**, 13-23.
- 須鎗和巳・大戸井義美・久米嘉明・近藤和雄・東明省三・祖父江勝孝・寺戸恒夫・板東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典(1968) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究(その2). 徳島大学教養部紀要(自然科学), **2**, 7-16.
- 高桑 紘(1963a) 阿讃山地の Pitching 的曲隆に関する地形学的研究. 地理学評論, **36**, 675-685.
- 高桑 紘(1963b) 阿讃山地の Pitching 的曲隆に関する地形学的研究. 香川大学学芸学部研究報告 第 部, **16**, 1-49.
- 寺戸恒夫(1969) 阿讃山脈における高位緩斜面の分布とその特性. 地理科学, **12**, 17-34.
- 辻村太郎(1924) 西南日本中央構造線の地形的意義(1., 2., 3.). 地質学雑誌, **31**, 110-119, 155-166, 210-219.
- Ueki, T. (1999) Downstream variation in particle size, form, roundness, and lithology: A case study of the Doki River, southwest Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **34**, 1-24.
- Ueki, T. (2000) Use of downstream and downfan variation in particle size, roundness, lithology, and form as complements of clast fabric data in paleocurrent analysis: An example from the Plio-Pleistocene Mitoyo Group, southwest Japan. *J. Sediment. Soc. Japan*, **51**, 45-53.
- 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. 地質学雑誌, **104**, 247-267.
- 山崎晴雄(1985) 吉野川中流美馬町荒川の洪積層の花粉分析. 活断層研究, **1**, 93-96.

(2001 年 4 月 4 日受付, 2001 年 6 月 18 日受理)