



古第三系は固結した砂岩・泥岩互層、中生界は泥岩がち砂岩泥岩互層であり、両者は伊尾木川付近で断層で接している。いずれも同一の走向をもち、北東-南西の帯状の分布を示す。いくつもの背斜・向斜がみとめられている。

## 2. 新第三系の分布の特徴と中生界・古第三系の地質構造

古第三系・中生界と新第三系との関係は、傾斜不整合関係であるが、前者が北東-南西の帯状の分布をなすのに、後者はこれとまったく不調和な分布を示し、海岸付近にのみあって中生界・古第三系に刻み込まれた湾入部を埋める様に、低所を占めて点在している。

その水平的分布は、基盤岩を切る断層によって支配されている。すなわち室戸市羽根川付近、安田町六本松、安芸市川北、穴内では直接露頭で断層が確かめられている。基盤岩を切る断層は、走向断層である NE-SW 方向のもの、およびこれに斜交する N-S (もしくは NNW-SSE) 方向の 2 系統があり、両者の関係は NE-SW 性のものを N-S 性のものが切っている。これらの断層は半島を刻む河谷の直線状の部分に一致し、その延長は前述の急崖で海にのぞむ直線状海岸線に一致している\*。

新第三系は、これら 2 系統の断層網よりなる地塊間の凹所に一致して分布しており、地塊の角にあたる岬の突出部にはすべて基盤岩が露われている。これら断層は新第三系または段丘堆積物(前述礫山の 230 m 礫層)を切っているが、新第三系の堆積盆地を規定した点から、その活動の主要な時期は古第三紀始新世末より中新世後期おそらく中新世中頃と考えられる。

新第三系の垂直的な分布の特徴としては、前述のように断層線に沿う急崖下に基盤岩にアバットして分布するのみならず、半島の山腹斜面にオーバーラップして分布することである。とりわけ、唐の浜では薄い穴内層が奈半利川層に刻まれた谷に沿って高度 200 m まで山腹にへばりつくように分布し、米ヶ岡層は厚さが 20 m の砂礫層であるが、奈半利町米ヶ岡の西方に 1 km にわたって西へのびる山稜上、高度 380~350 m にわたって分布している。

室戸半島西岸の山腹面を遠望すると、その麓部はわずかに段丘面によって修飾されているものの、ほとんど一連の斜面に見える。すなわち、室戸半島の山地斜面の原形も新第三系の基底面に一致するものとみることができ

\* 安芸市以西については、走向断層は多数認められるが、これに斜交する NW-SE 断層は確かめられていない。この方向の直線状河谷、段丘崖が明瞭であり、穴内層の分布もこの方向の急崖によって限られている。ここでの穴内層の分布の上限高度は 100 m である (Fig. 1)。

る。

## 3. 台地・段丘・沖積低地と基盤岩の岩質・地質構造

山地内部に発し、比較的規模の大きな河川である室津川、吉良川、羽根川、奈半利川、安田川、伊尾木川、安芸川などの河口には、狭い沖積低地・段丘面が湾入をなして分布している。これらの湾入は前述のように 2 系統の断層に限られたものであるが、ほとんどの所に新第三系が分布し、これが確かめられていないのは室津川、吉良川のみである。また流域が小さいにもかかわらず、新第三系の分布する元川、穴内川、和食川の河口にはこのような湾入がみられる。安芸川河口の沖積層の厚さは 30 m 以上とされ、(吉川ら, 1964)、一方、室津川河口には基盤岩が露出している。

段丘面・沖積面の基盤を構成しているのは中生界・古第三系と新第三系であるが、両者の固結度の差によって侵蝕に対する抵抗性を異にするため、段丘面・沖積面の形成は、新第三系堆積前の地形を洗い出すかたちで行なわれた。

新第三系を基盤とするため、広い段丘面が形成されたのは田野町大野台地 (50~90 m の数段の波蝕面よりなる)、安芸川沿いの内原野台地 (現河床+20~30 m + の比高をもつ河床面) などであり、安芸以西の新城、穴内<sup>かの\*</sup>、和食では新第三系が高度 100 m まで分布するため、これを基盤とする 30~70 m 面 (数段の波蝕面) がとくに広く、中生界泥岩を基盤とするこれ以上の面はいずれも狭い。

現海岸線についてみても、新第三系の分布するところでのみ平滑な凹形曲線を描き、河口であっても基盤岩の露出する室津川河口は凸形を示す。大野台地、唐の浜、安芸市新城では狭い海岸低地の下に基盤岩が伏在し、海岸には岩礁があるため、新第三系が侵蝕されるのをさまたげたもののようである。

古第三系室戸半島層群は NE-SW の走向で急傾斜しているため、各岩相は走向方向に帯状に分布し、一方海岸線の方向は NW-SE で地層の走向とほぼ直交するため、海岸線に沿って各岩相があらわれている。しかし、現海岸線の凹凸と岩相の間には明瞭な対応関係はみられない。これは段丘面の広狭についても同様である。

段丘面の広狭は、相対的海面変化や波蝕に対する岩石の抵抗性が同一である場合には、海蝕にさらされる原地形面の傾斜の緩急によって決定されることは渡辺(1961)の述べた通りである。すなわち、古第三系分布地域の同時期の段丘面の広狭を支配した要因は原地形面の傾斜で

ある。

### III 淡路島南半部の海岸平野

#### 1. 地形・地質概観

淡路島南半部の山地は、北の花崗岩よりなる先山山地

する高さ 300 m に満たない丘陵地（西淡丘陵）に限られ、北は先山山地山麓の高度 200 ~ 100 m の丘陵地（五色丘陵、安平丘陵）に、またその南は論鶴羽山山地北麓の高度 300 m 以下の前山群に限られる。

この平野の段丘・扇状地構成層、沖積層の基盤岩をな

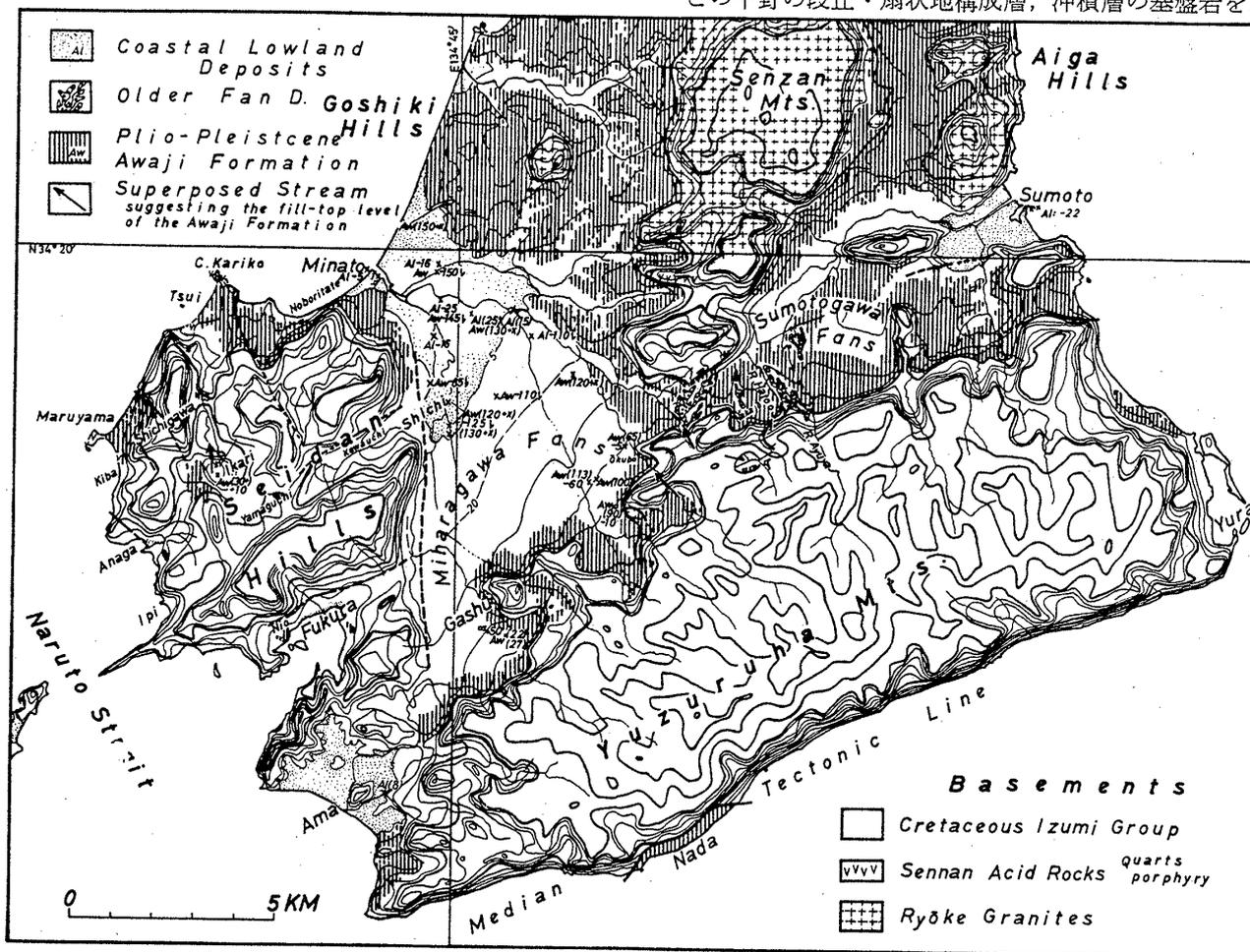


Fig. 2. The restored surface and the Plio-Pleistocene Awaji Formation of the Southern Awaji Island. The contour lines are restored by filling the valleys narrower than 500 m. and drawn at intervals of 100 m. and of 20 m. in part. The Middle and Lower fan deposits and the marine terrace deposits are not shown. Numbers and Letters (Al, Aw) are the height of the base of the Alluvium (Al) and the Awaji Formation (Aw) in meter from the present sea level, and the numbers in parentheses are the depth in meter under the ground. (图中、幅多の Al-110 ↓ は Aw)

(高度 450 ~ 200 m) および南の和泉層群よりなる論鶴羽山山地 (高度 610 ~ 200 m) である。花崗岩と和泉層群との境界は洲本~西淡町湊をむすぶ線にある。両岩石の中間位にあって和泉層群に不整合におおわれる石英斑岩類が西淡町丸山岬、雁子岬などに露われている。

先山山地と論鶴羽山山地との間には北東~南西にのびる一連の平野があり、論鶴羽山南斜面に発する洲本川・三原川流域の新旧扇状地面、またその河口にごく狭い海岸低地が分布する。この平野の西は和泉層群を基盤岩と

すものは、大阪層群下部相当とされる鮮新・更新統淡路累層 (市原, 1961) である。淡路累層は両山地の山麓を埋めるように高度 200 m 未満に分布し、その基底は論鶴羽山北麓、西淡丘陵ではほぼ現海水準以上において厚さも薄い、三原川平野・五色丘陵 (花崗岩の残丘を核として高度 100 m 以下に分布) では海面下 150 m 以下まで分布している。淡路累層は主に陸成で未固結の砂礫層・粘土層よりなり阿万東町、五色浜では上部の褐色の砂礫層 (結晶片岩礫をふくむ) と下部の砂・粘土層 (青色を

示し、阿万～賀集にかけては亜炭層を挟む)との2部層にわけられるが、地域間の対比は行なわれていない。

和泉層群は中生界の固結した砂岩・泥岩・礫岩の互層であり、論鶴羽山山地・西淡丘陵には東に開いた向斜の北翼があらわれ、その一般走向はNE-SWで、地層はSEへ急傾斜する。論鶴羽山山地には、泥岩部と砂岩・礫岩部との差別的侵蝕にもとづくとみられるケスタ山稜が連なる。前述の平野は和泉層群の走向方向に一致した細長い形を示し、論鶴羽山北麓にはNE-SW方向の一連の凹地・河谷、またケスタ地形の逆従谷であり北西流する水系が発達する。

論鶴羽山山地の南限は中央構造線に沿った比高の大きな一連の急斜面であり、紀伊水道にのぞんでいる。海上4 km南の沼島に結晶片岩が分布している。

## 2. 淡路累層の分布の特徴と基盤岩の岩質・地質構造

淡路島南半部における鮮新・更新統淡路累層の分布\* (東中, 1951; 木村, 1952; 平山・田中, 1954; 東中・永井, 1960; 市原, 1960・61; 石田・横山, 1969による) およびその基盤岩(先第三系)よりなる山地の概形(幅500mの谷埋め線による)はFig. 2の通りである。

その分布の特徴は、基盤岩を刻む凹所を埋めるように、谷部に沿って入り込んだ分布を示すことであり、一部をのぞいては高度100 m以下にある。

また洲本川・三原川の平野の地下のみならず、西淡丘陵の周囲、論鶴羽山山地の周囲などの現海岸・現海湾沿いにも分布しており、淡路累層の堆積時の基盤岩の地形は現在海水準以上にある部分については、その広がりにおいても、起伏量においても現在のものとまったく同じであったことを示している。淡路累層は海方へゆるく傾いた構造を示すところが多く、また島の南縁の中央構造線に沿っては、和泉層群が淡路累層の上へ衝上する(東中・永井, 1960)ことがあり、基盤岩の造地形運動に伴なって変位はしているが、その基本的な地形は淡路累層堆積時までにはほぼ決定されていた。

淡路累層の分布する和泉層群の凹所は、その地質構造と良い調和を示している。すなわち、西淡丘陵では湊-伊賀利\*\* -阿那賀、志知-山口-伊毘、福良湾などNE-SW方向の数条の細長い凹地が丘陵を分断しているが、い

\* 海岸平野の原形との関連において、従来の知見につけ加えたいのは、西淡丘陵の阿那賀南方の30～40mの尾根、志知～山口間の峠(高度100 m)、福良湾北岸仁尾および南岸向谷(高度20m)に分布する大円礫層である。また後述論鶴羽山北麓鳩尾川沿い(高度160～170m)のものである(阿子島, 1970)。

\*\* 伊賀利本村の盆地の東西両岸では和泉層群の走向がN-Sをとり、ここで試錐による淡路累層の基底は海拔10mととくに低い。南北性断層によることが考えられる。

れも泥岩卓越部分に一致する。一方、山稜をつくるものは砂岩・礫岩部である。また規模は小さいが、丸山岬南方木場、雁子岬東方登立などの小谷・小湾入も泥岩卓越部に一致する。なおこの凹所に沿って、福良、河内などで走向断層が認められるが、破碎帯の幅はごく小さい。

西淡丘陵北西隅の津井、志知川に分布するものは、それぞれ雁子岬、丸山岬に分布する石英斑岩と和泉層群の間の凹所を埋めるものであり、岬をつくる石英斑岩によって侵蝕をまぬがれている。

論鶴羽山北麓においても、数列のNE-SW方向の凹所があって、とくに中條-大久保のものは泥岩部に沿うこと、鳩尾川奥のものは、南向きの谷壁が厚い砂岩の層理面に一致するものであることが認められた。鳩尾川では高度160～170mに亜炭片をふくむ灰色粗砂・粘土層があり、東西の峠(それぞれ高度190m, 230m)には分布しない。

論鶴羽山山地北麓の前山群を分断し北西流する河川は数地点で峡谷をつくっている。これらは、淡路累層の分布より、先行谷ではなく表成谷と考えられ、これより推定できる積載層である淡路累層の分布の上限は高度250 m以上にあった。これは後述する高位段丘面より150 m高い水準を示す。

淡路累層の基底の高度変化(Fig. 2)より、三原平野・五色丘陵の地塊が、西淡丘陵・論鶴羽山山地の地塊に対して沈下するような構造運動がその堆積中にあったことが考えられる。

## 3. 扇状地・海岸段丘・沖積低地の発達と基盤岩の岩質・地質構造

〔扇状地〕三原川・洲本川流域の扇状地面は、市原(1961)、前田(1963)により、新旧数段に分けられたが、Fig. 2には高位面のみ図示した。

洲本川流域の高位面は2系統以上ありいずれも扇頂高度100 m+, これより高度60mのところまで分布が断たれる。次位の扇状地面より20mぬきんで、開析されて丘陵状を呈する。扇頂付近で現河床との比高60 mである。扇状地礫層は厚さ10m以下、風化著しく、松本(1963)が指摘した様に完全な“クサリ礫”となり、10Rの色相を示す。これより下位の扇状地面は数段あり、それぞれは現河床と20～数mの比高をもつ段丘崖で終わっている。

三原川流域には高位面は残存せず、新时期扇状地面がとくに広い。

扇状地面の占める広がり、淡路累層の分布域にはほぼ

完全に一致し、扇状地礫層は薄く側方侵蝕によって広い面を形成している。和泉層群を直接の基盤岩とし広い面を発達させるところはない。

〔海成段丘〕 海成段丘面は、西淡丘陵志知川、津井にのみ認められ、いずれも淡路累層を基盤岩とするところで面が広い。和泉層群を基盤岩とし、明瞭な平坦面を発達させるところはほとんどない。

志知川のもは高度20~50mであって、丸山岬の高度20mの面は石英斑岩を切る波蝕面であるから、これに一連な淡路累層を基盤岩とする部分も波蝕面であると推定される。北端(高度50m)でのみ数m厚の褐色の段丘礫層が認められる。詳細には数段に分れるが、面の高度の広がりにおいて海進期の形成も考えられる。津井のものは、よく分枝した尾根に数段の定高性が認められるが平坦面は明瞭でない。

五色丘陵は高度90mに丘頂高度のよくそろうところがあり、波蝕面起源であると考えられるが、淡路累層の厚い砂礫層(海方へ傾斜する)を切るもので段丘礫層を区別できない。この西へ傾斜する礫層の下位の粘土層が東側の山稜を構成するが、これは西の砂礫層のつくる山稜より10~20m低く、地形の逆転が考えられる。この高度90mの平坦面は海成波蝕面であるなら、洲本川流域の高位扇状地面(末端は高度60m以下)よりは高い水準のもとで形成されたことになる。

〔沖積低地〕 洲本川河口、三原川河口などにごく狭いものが分布し、沖積層の厚さはそれぞれ30m未満である\*。三原川の新时期扇状地面の末端は高度5m線で示される。阿万吹上浜のように沖積作用のおよんだ低地、福良湾のように埋積されなかった湾入、いずれもその原形は淡路累層堆積時の地形を再び掘り出して形成されたものである。

以上、この地域の地形面を構成する第四系の占める広がり、淡路累層とその基盤岩の差別侵蝕にもとづいて淡路累層堆積時の基盤岩の地形に支配されており、段丘面形成期、沖積面形成期にその広がりを増した部分はない。

#### IV 吉野川下流海岸平野

##### 1. 地形・地質概観

中央構造線に沿う吉野川谷は、阿波池田町より紀伊水道まで延長80kmの構造谷である。池田付近では谷底の幅

は1kmに満たないが、下流河口では南北20km幅の海岸平野が広がっている。吉野川北岸には白亜系和泉層群よりなる阿讃山脈が東西に連らなっており、その南斜面はゆるやかな波状面であり、斜面の南端は東西性の急崖により限られている。

山地南端の急崖の麓には、隆起した洪積扇状地が並んでいる。これらは東西性断層にきられ、階段状の地形を呈する。阿讃山地より南流する諸支川のつくる新旧の扇状地面下、また吉野川南岸に、本流域の新旧の段丘礫層が分布している。

吉野川南岸山地は結晶片岩で構成され、その北斜面の北端は一連の急斜面をなし吉野川にのぞんでいる。結晶片岩と和泉層群の境界をなす中央構造線は下流平野では平野の北縁を走り、平野の地下には結晶片岩が伏在することになる。

この河谷の北壁が中央構造線に沿うものであることは早くから指摘されていたが、南側の谷壁斜面の成因が必ずしも明らかでなかったので、吉野川下流河谷の成因は、断層線谷、地溝、また断層角盆地ともされてきた。最近、一部ではあるが南岸に沿って断層が認められている(須鎗・他、1965)。

また中央構造線とこれに平行な諸断層に沿っては明瞭な断層地形が見られるが、その活動様式については、第四系堆積前における北へ急斜した逆断層運動および第四系堆積後における北傾斜の低角度衝上断層運動(中川・中野1964、楨本・中川・中野、1968)、また右ずれの走向移動活断層運動(岡田、1968・1970)等の考えがあった。須鎗(1971)は、中央構造線に沿う第四紀中の変動は、北側の地塊の上昇を示す高角度断層による垂直変位が主であり、下流部では東下りの傾動がみられるとした。

##### 2. 吉野川下流平野の原形

吉野川下流に分布する新生界は次表の様である。各層の記載は須鎗・他(1965)、須鎗(1971)を参照されたい。

表1で明らかな様に、徳島平野の南北両岸には、段丘礫層、扇状地礫層、森山粘土層等の分布する台地、段丘があり、その北側、および南側が和泉層群および結晶片岩類の分布する山地となっている。この山地と台地・段丘の境界付近には東西性の断層が走り、両者を限っている。

吉野川谷の形成史を考えると、森山粘土層\* 堆積直前に、南岸の台地より中央構造線までの地域が断層運動により沈降し、そこが森山粘土層の堆積盆地となった。さ

\* 洲本港における試錐資料より、-15m前後に0.5~0.6m厚のガラス質火山灰層の記載がみられ、音地火山灰と考えられる。

\* 森山粘土層は厚さ60m±で、灰青色粘土よりなり、角礫をレンズ状にはさむ、上部に厚さ1m以下の灰白色火山灰層をはさみ、中下部に亜炭層をはさむ。大飯層群下部に相当すると考えられる。

第1表

時代		吉野川北岸	徳島平野	吉野川南岸
沖積世			徳島層 { 上部 中部 下部	
洪積世後期・中期	パウドルフ間氷期	低位段丘礫層	北島層	低位段丘礫層
	ウルム氷期第Ⅱ亜氷期	新期扇状地礫層 土柱礫層		山路礫層
	ゲトワイゲル間氷期	馬場礫層 中位段丘礫層		川島礫層
	リス・ウルム間氷期	高位段丘礫層		麻植礫層
	リス氷期?	古期扇状地礫層		
鮮新—洪積世			↓?	森山粘土層
先第三紀		和泉層群	三波川結晶片岩類	

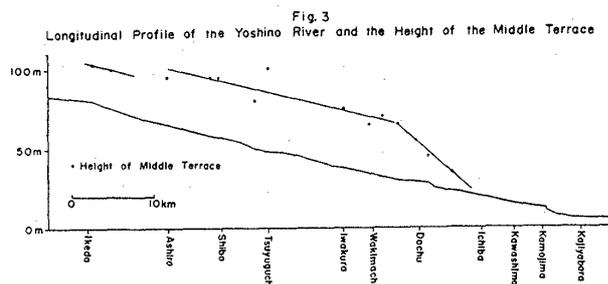
らに洪積世中期には北岸の台地部も断層運動により沈降し、北側の阿讃山地が上昇し、その南麓に古期扇状地礫層の堆積がおこった。その後洪積世後期初頭から沖積世初頭にかけての東西性断層の活動により、扇状地礫層の

堆積および階段状地形の形成が行なわれた。洪積世後期（リス・ウルム間氷期）以降の吉野川北岸の東西断層および南北断層に限られた各地塊の上昇量を示すため、各地塊の中位段丘面の比高（現河床との）をTable 2に示

Table 2. Height of Middle Terrace in meters

N-S faults	b	c	d	e	f	g	h	i	i	k	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u
Location	Ikeda	Shûzu	Yukisune	Ashiro	Tachino	Shibô	Takenouchi	Tsuyuguchi	Bôsô	Nomura	Iwakura	Wakinachi	Nagamine	Sakuranooka	Hisakatsu					Kamifujiwara
(Med.)																				35
Height of Middle Terrace	23	25		30	37.5	38	30	52	27.5	30	27	37	37	35	25	17	12			
											14									

Horizontal lines: E-W faults  
Vertical lines: N-S faults  
(Med.): Median line



第3図

した。また中央構造線のすぐ南側の各地塊の中位段丘の高度を吉野川縦断面に投影してFig. 3に示した。これらから明らかな様に、中央構造線の南側においては、脇町以東においては東下りの傾動がみられ、市場以東では中位段丘は沖積面下に没する様になる。ボーリング資料によると、鍛冶屋原東方の上板町神宅では、中央構造線のすぐ北の地塊において、沖積扇状地面下19.3m（海面下3.3m）に厚さ30cmのオンヂ火山灰層（約7000～5000年前）が分布し、新期扇状地礫層の上面は地表面下26m（海面下10m）の所と推定される。さらにその東方の滝ノ宮においては、中央構造線のすぐ南で、地表面下24.2m（海面下15.8m）まで沖積世の粘土層があり、その下に低位段丘礫層、新期扇状地礫層があり、中位段丘礫層の上面は海面下60m±と推定される。

また吉野川の流路では、脇町南東岩津では結晶片岩が河床に露出しているが、それ以東では結晶片岩はみられず、河口部の北島町江尻では-200m以下まで北島層が分布しており、結晶片岩の基盤はさらに深くなっている。

以上の様な事実から、吉野川下流の沖積平野は、その南北縁を断層に限られた地塊が、洪積世中に東下りの傾動をおこし、東へ広がった扇形の沈降地帯が生じ、そこを沖積層が埋めて形成されたものと考えられる。すなわち吉野川谷の原形は鮮新世に形成され、その後数次の変動によりその両岸に階段状の台地が形成された。下流の沖積平野の部分は森山粘土層堆積時から東下りの傾動をつづけて沈降した部分に相当する。

### 3. 徳島平野地下の第四系

徳島平野における既往のボーリング資料約300本を検討し、平野地下の地層を沖積統の徳島層、洪積統の北島層に区分した（第4図、徳島平野沖積層基底等深線図、第5図、同模式断面図）。

徳島層：中川・須鎗（1965）は徳島層をウルム氷期の最大海退期（約20,000年前）以後の海進、すなわち有楽町海進の堆積物として定義したが、ここでは縄紋期以降

（約10,000年前より）の沖積統と再定義する。

本層は徳島平野の海岸付近で最も厚く45mであるが、内陸部へ行くにつれ薄くなり、20m前後となる。海岸付近では海成層が主体となっており、上位より、

上部層：砂層を主とし、一部礫を交える。厚さ20m以下。

中部層：海成シルト-粘土層で、火山灰層を挟む。厚さ25m以下。

下部層：砂層を主とし、ときに礫を交える。厚さ11m以下。

に区分される。中部層中の火山灰層は厚さ1m～0.2m位で、灰白色磨砂様である。顕微鏡下で検すると大部分が鋭くとがったガラスの破片で、重鉱物は少量である。重鉱物としては、紫蘇輝石、普通輝石および少量の普通角閃石が認められ、両輝石安山岩質である。これは四国各地に分布するオンヂ火山灰層に対比できる。西嶋・松井（1968）によると、愛媛県上浮穴郡久万町のオンヂ火山灰層下位の腐植層の<sup>14</sup>C年代は7,680±140年B.P.である。

北島層：本層は黄灰色、褐灰色、青灰色、赤褐色を呈することが多く、礫層を主とするが数層準に厚さ10m前後の粘土層、シルト層を挟んでいる。ボーリング資料の多くは40m以浅であり、本層の詳しい層序はつかむ事が出来なかったが、地質調査所が1962年に実施した北島町江尻の深層ボーリングによると、-200mまで礫層が分布している事が明らかになった。本層はさらにいくつかの地層に区分されるものであるが、資料が少ないため一括して北島層とした。

中川・須鎗（1965）は小松島市和田島付近、那賀川下流地域、阿南市津ノ峯町付近の-20mないし-30m付近にある数mの礫層およびその下の貝殻交り粘土-シルト層を徳島層に含めたが、この部分は北島層に訂正する。この礫層は黄褐色-黄灰色を呈する所があり、徳島層堆積前に陸上風化をうけていた事が推定され、また津ノ峯町のボーリングでは礫層にはさまれた腐植土は<sup>14</sup>C年代測定では14,500±600年B.P.の値が知られている。

前述の様に洪積世中に徳島平野南北両側が断層運動により上昇し、中央部は地溝状の谷となった。この谷を埋めて河成堆積物が堆積をつづけたが、ウルム氷期の極端の海退により、これらの河成堆積物をきる谷が形成された。この谷は徳島平野地下では-45mに達した。後氷期の海進により約10,000年前頃よりこれらの谷は溺谷となり、徳島層の堆積がはじまった。アトラント期には海進が最高潮となり、中部層が堆積した。その後吉野川三角

州が次第に前進し、沖ノ州-川内-松茂付近に砂州が生ずる様になり、その内側に後背湿地が形成され、その後の海面低下(約2 m)により徳島平野が出現した。

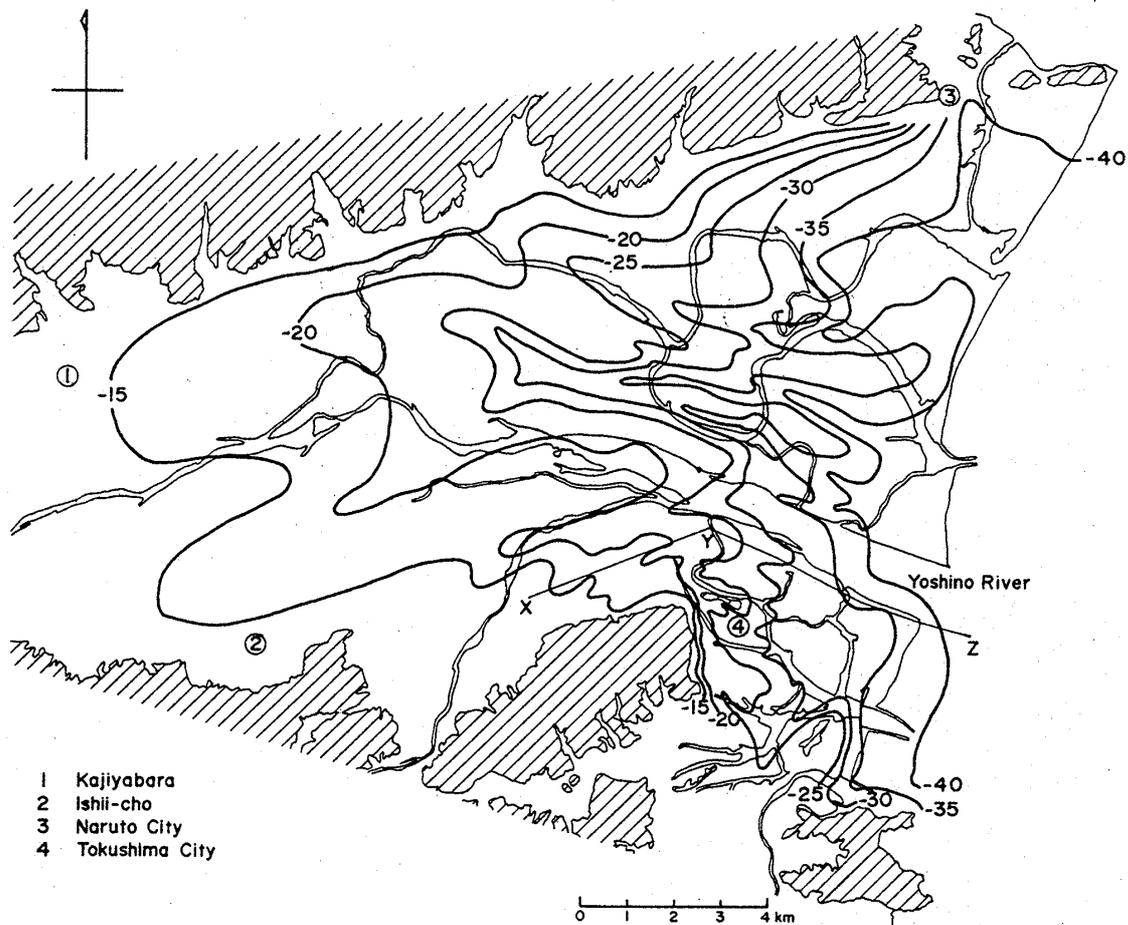
V むすび

四国島室戸半島西岸、吉野川下流海岸平野、淡路島南半部海岸平野において、基盤岩の岩質・地質構造が段丘面・海岸低地の発達におよぼす影響について検討した。

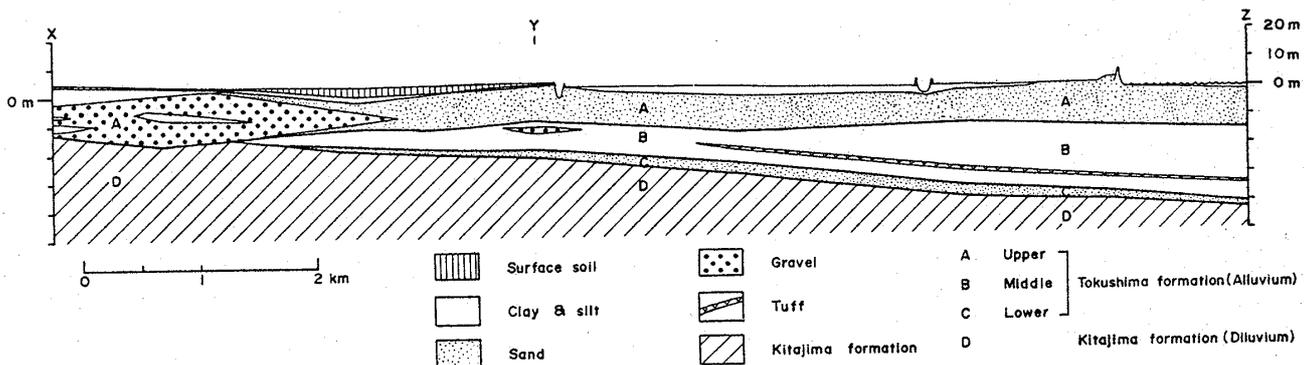
いずれの地域でも、先新第三系と新第三系・下部更新

統との岩質の差にもとづく差別的侵蝕によって、段丘面・海岸低地面は新第三系または下部更新統の分布域に一致して形成され、その広がり・発達の様子は先新第三系に刻まれた、新第三系または下部更新統の堆積前の地形に支配されている。

海岸平野の原形となった、新第三系または下部更新統の基底の地形は、その基盤岩の基本的な構造である東西性の走向に沿った断層にくわえて、南北方向の断層がくみあわさった地塊状の構造に支配されている。南北性断



第4図 徳島平野沖積層基底等深線図 Paleotopography of the Tokushima plain at the end of the Pleistocene.



第5図 徳島平野模式断面図 Schematic profile of the Tokushima Plain.

層の活動期は室戸半島では中新世中期とみられる。また室戸半島中生界・古第三系ではみられないが、淡路島・四国北部の中生界和泉層群では泥岩部と砂岩・礫岩部との差別侵蝕にもとづく起伏に支配されている。

## 文 献

- 阿子島功 (1970) : 淡路島南半部の丘陵地形. 総合研究「地域変化」(代表者西村嘉助) 成果報告書, p.64.
- 東中秀雄 (1951) : 淡路炭田中部及び南部地区調査報告. 地調月報, vol. 2, no.1, p. 5~13.
- ・永井浩三 (1960) : 淡路島の亜炭. 地調月報 vol. 11, no. 4, p. 1—11., vol. 11, no.5, p.1~16.
- 市原実 (1960) : 大阪・明石地域の第四紀に関する諸問題. 地球科学, no.49, p.15~25.
- (1961) : 淡路島の大坂層群(淡路累層). 1/170,000兵庫県地質鉱産図説明書, p.94~95.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) : 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序, 及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, vol. 8, p.31~43.
- 木村春彦 (1952) : 淡路南東部の地質及び構造. 京都学芸大学学報 B, no. 2, p.55~57.
- 前田 昇 (1963) : 洲本川上流鮎屋川の段丘地形. 大阪学芸大学地理学報, vol.10, p.12~18.
- 松本繁樹 (1963) : 淡路島. 講座社会科教育(柳原書店) 13, 地理 I, p.86~91.
- 楨本五郎・中川典・中野光雄 (1968) : 徳島県美馬郡脇町でみられる“中央構造線”. 地質雑, vol.74, no.9, p.479~484.
- 中川衷三・須鎗和巳 (1965) : 徳島県北部海岸平野の地下地質. 徳島大学学芸紀要(自然科学), vol.15, p.25~37.
- 中川典・中野光雄 (1964) : 讃岐山脈中部南麓に発達する中央構造線. 地質雑, vol.70, no.812, p.52~58.
- 岡田篤正 (1968) : 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. 第四紀研究, vol. 7, p.15~26.
- (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, vol.43, no. 1, p. 1~21.
- 須鎗和巳 (1964) : 徳島層中部の絶対年代(資料). 地球科学, no.71, p.39.
- ・他 (1965) : 徳島県土柱・鴨島~川島地域の第四系. 徳島大学学芸紀要(自然科学), vol.15, p.13~23.
- ・阿子島功・栗岡紀子 (1971) : 室戸地域海岸段丘の再検討(第1報). 徳島大学教養部紀要, vol. 4, p.19~34.
- (1971) : 吉野川北岸の第四系とその運動. 第四紀, no.17, p.31~37.
- ・阿子島功 (1971) : 室戸地域海岸段丘の再検討. 第四紀, no.17, p.38~46.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) : 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理評, vol.37, no.12, p.627~648.
- 渡辺光 (1961) : 日本の海岸段丘と海岸平野の性質とその形成に関する考察. 辻村太郎先生古稀記念論文集, p.132~144.

## Original Form of the Coastal Plains in the Eastern Shikoku and the Southern Awaji

Kazumi SUYARI and Isao AKOJIMA

(Abstract)

Spread and arrangement of the terraces and the coastal lowlands are controlled by lithology and geological structure of the basements in the Shikoku and Awaji. The coast-line of the western side of the Muroto Peninsula are defined by the two sets of faults, namely the NE-SW set and the N-S set (Fig. 1). The straight coastal line and the capes

are the sides and the corners of the faulted blocks respectively, which formed in Middle Miocene and covered by the late-Miocene and the Pliocene formations. The form and spread of the terraces and lowlands are controlled by the topography cut in the pre-Neogene basements.

The terraces, the fans and the lowlands in the

southern Awaji island are distributed in the area underlain by the unconsolidated Plio-Pleistocene sediments, and are not in the terrain of the Cretaceous Izumi Group and the Granite. The distribution of the Plio-Pleistocene of the coastal plain is controlled by the lithofacies of the Izumi Group and the block movements of the faulted basements (Fig. 2).

The Yoshino-gawa valley is a tectonic valley along the Median line, and the downstream of the valley is a wedge shaped graben spread eastward. Since the Upper Pliocene Moriyama formation is the oldest formation cover the basements in the graben, it is concluded that the graben was formed in the Pliocene. Along the northern and southern margins of the graben, the terraces and the fans are developed,

and there are several east-west trending faults which cut the terraces and the fans. Judging from the height of the middle terrace gravels (Table 2, Fig. 3) in the belt adjacent to the southern side of the Median line, the blocks east of Wakimachi have tilted down eastward, and the blocks east of Ichiba have subsided since the Göttsweiger. The subsided wedge shaped basin filled by the alluvial marine sediments formed the Tokushima coastal plain.

As stated above, in these districts the stage of the differentiation of the plains from the mountain regions is the Miocene to Pliocene. It is said that the outlines of the alluvial plains were formed in the Neogene.