

# 鳥取県東部千代川の河成段丘

－ 段丘比高にもとづく第四紀後期の鉛直地殻変動 －

田中 慎\*・矢野孝雄\*\*・田中優一\*\*\*・野村あずさ\*\*\*\*

Stream Terraces along River Sendaigawa, eastern Tottori Prefecture  
—Late Quaternary vertical crustal movement deduced from relative highs of terraces—

TANAKA Shin\*, YANO Takao\*\*, TANAKA Yuichi\*\*\* and NOMURA Azusa\*\*\*\*

キーワード：河成段丘，BV法，鉛直地殻変動，千代川，鳥取，アーチテクトニクス

Key Words: stream terrace, BV method, vertical crustal movement, Sendaigawa, Tottori, arch tectonics

## I. まえがき

第四紀地殻変動は、測地変形、地形（活断層地形、活褶曲地形、海成段丘、河成段丘、浸食小起伏面、山地高度）、地層・地質構造などに記録されていく。河成段丘の比高にもとづく鉛直地殻変動の復元は、新潟県における沖積段丘の広域的研究にはじまる（高野ほか、1968）。河成段丘は下流部ではおもに海面変動に、中上流部ではおもに岩屑の供給・運搬に応じて形成され、ともに気候条件に支配される（Dury, 1959, pp. 90-93; 貝塚, 1969）。したがって、鉛直地殻変動量をより正確に見積もるためには、同様の気候条件下で形成された河川縦断形を相互に比較する必要がある（吉永・宮寺, 1986; 貝塚, 1987）。それには、間氷期の谷底平地を比較するBV (Buried Valley) 法、氷期の段丘面を比較するTT (Terrace to Terrace) 法、および氷期の埋没谷を比較するBB (Bottom to Bottom) 法が知られている（吉山・柳田, 1995）。

本研究では、鳥取県東部の千代川流域において、①河谷の地形特性と②河成段丘面の分布・対比を明らかにし、③BV法（吉山・柳田, 1995）にしたがって鉛直地殻変動を見積もり、④山頂部の小起伏面と総合して、中国脊梁山地の形成プロセスを考察することを目的とした。調査範囲としては、河口～智頭間では千代川本流沿いに、智頭から上流では土師川沿いに、東西8km・南北30kmの範囲を選んだ（図1）。調査範囲をこのように設定したのは、千代川本流が智頭よりも上流側で東方へ大きく湾曲しているために、中国脊梁山地に直交する方向での鉛直変動量の変化を解明するには南北方向の千代川-土師川河谷が好適であるからである。

## II. 千代川河谷の地形

千代川は、沖ノ山（標高1,319m）から西流した後、智頭から一路北流し、鳥取平野を潤して日本海に注ぐ。流域面積1,190km<sup>2</sup>、流路長52kmの急勾配河川であり、流域-流出特性や改修史は建設省中国地方建設局鳥取工事事務所（1978）に詳しい。以下では、河谷の狭窄部、流域の地質構成、河川縦断形などに注目して、千代川-土師川河谷の地形を概観する。

---

\* 鳥取県東部広域行政管理組合消防局, \*\* 鳥取大学地域学部地域環境学科, \*\*\* 鳥取県東部森林組合, \*\*\*\* 上新電機(株)

### 河谷狭窄部と地質構成

千代川-土師川河谷には4つの狭窄部が存在し、それらを下流側から第1～第4狭窄部とよぶことにする(図1)。各狭窄部の上流側では主要な支流が合流するとともに、海岸平野(鳥取平野)や幅広い谷底平地(河原平地, 用瀬平地および智頭平地)が形成されている。千代川-土師川河谷の各中心街(鳥取, 河原, 用瀬, および智頭)は、これらの平野・平地の土地利用を基盤にして、また、交通の要衝として立地している。

狭窄部の形成にもっとも重要な役割をはたしたのは千代川-土師川河谷の地質構成であろう。というのは、狭窄部はいずれも、周辺に比べて耐食性が大きい岩石で構成されているからである(図1)。すなわち第1狭窄部では、河口両岸に砂丘砂に覆われた古第三紀火成岩類が、第2狭窄部には円通寺礫岩砂岩泥岩層(浅野ほか, 2012a)が、第3および4狭窄部には花崗岩貫入岩体の周縁相やホルンフェルス化した三郡変成類が、それぞれ分布している。

第2狭窄部の右岸側にひろがる円通寺礫岩砂岩泥岩層(浅野ほか, 2012a)は、扇状地や蛇行河川-氾濫原の堆積物である。この部層のなかで、狭窄部に分布するのは扇頂相～扇央相である(浅野ほか, 2012b)。両相の巨礫や大礫を含む粗粒礫岩層は耐食性が大きく、地形的にも高峻な霊石山(標高333.5m)をかたちづけている。さらに、霊石山山塊の南東麓に沿って山上断層が存在し、その変位による山塊側の傾動隆起(桑村・矢野, 2011)も第2狭窄部の形成に関わっている可能性がある。

### 河川縦断形

千代川-土師川河谷の縦断形には、3つの顕著な遷急点がみられ(図2)、下流側から遷急点A, BおよびCとよぶことにする。もっとも上流側の遷急点Cは、土師川と千代川の合流点に位置することから、本流との合流に由来する遷急点であろう。遷急点AおよびBは、それぞれ第3および第4狭窄部に対応する。両遷急点付近では、河床に三郡変成岩類(ホルンフェルス化)や用瀬花崗岩(周縁急冷相)が露出し、岩盤河床区間になっている。これらの耐食性岩石が遷急区間の遡上(村主・早川, 2009)を困難にさせていることが、遷

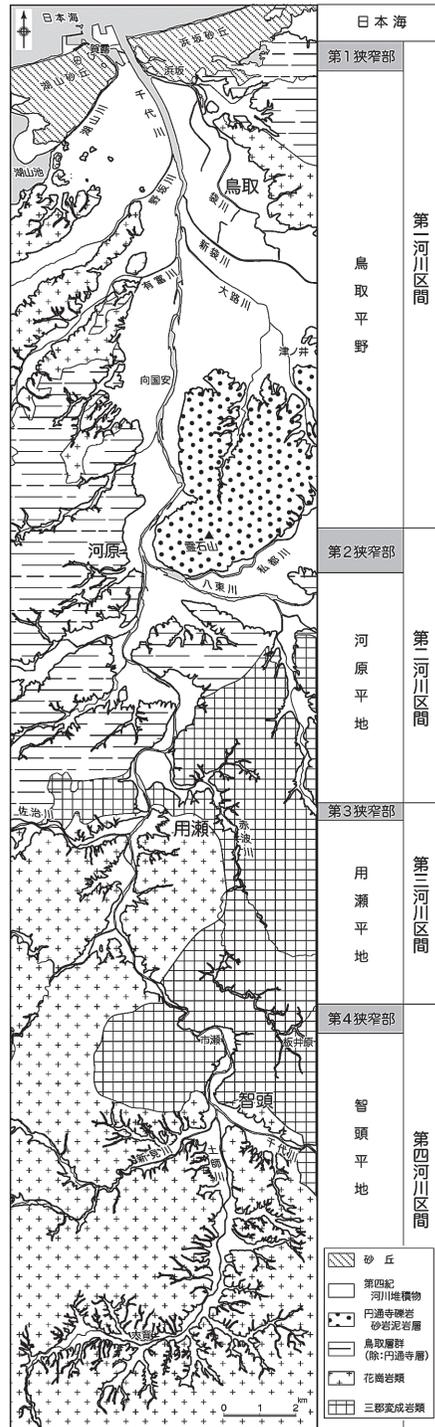


図1 千代川-土師川河谷の地形-地質構造。地質分布は赤木・岡田(1981)を簡略化。第四紀河川堆積物の分布外縁は山麓線で表示。

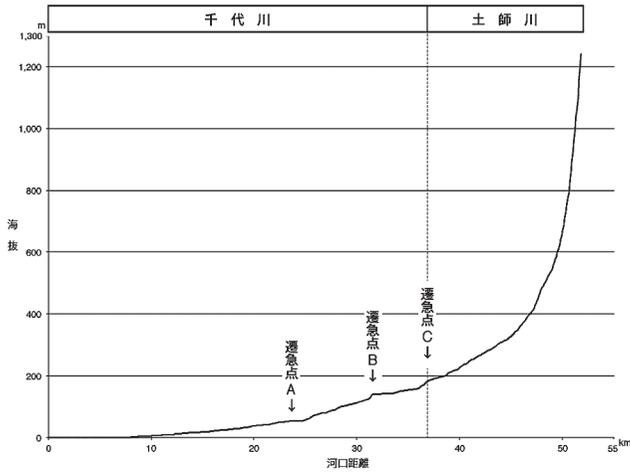


図2 千代川～土師川の河川縦断形

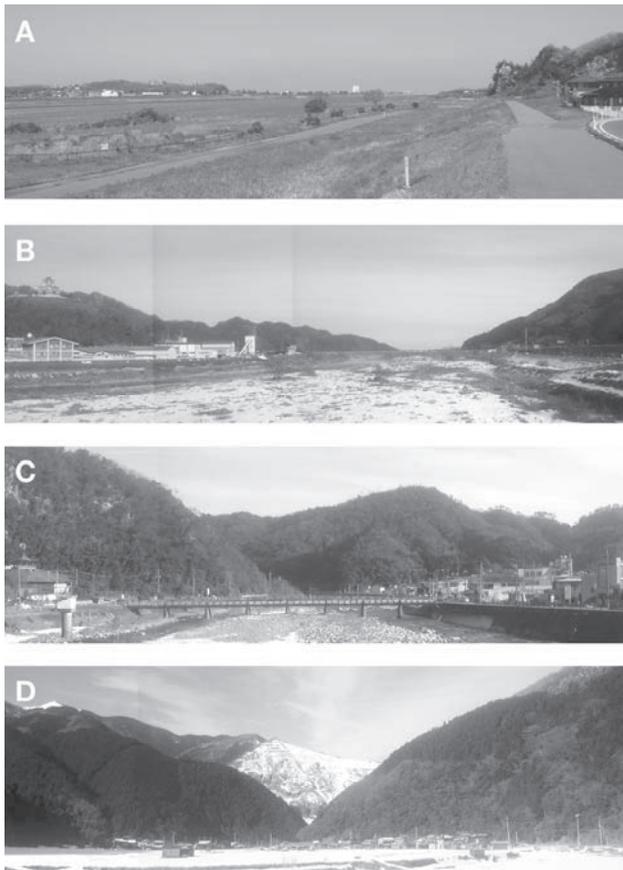


図3 千代川-土師川河谷の狭窄部。A：第1狭窄部（鳥取市賀露-浜坂）、B：第2狭窄部（鳥取市河原）、C：第3狭窄部（鳥取市用瀬）、D：第4狭窄部（智頭町市ノ瀬）。

急点AおよびBの直接的な形成要因とみられる。ちなみに、第1・第2狭窄部には顕著な遷急点がみられない。それは、岩盤河床が河川堆積物に埋積されて、河川縦断形が平衡化しているからであろう。

狭窄部を上流側からみると、両側から山脚が迫り、河谷幅が急に狭まっている（図3）。大洪水時に狭窄部による“堰き上げ”が起きると、河川の流下能力が低下し、上流側の平野や平地で洪水被害を拡大する。著例が、1912年（大正元年）9月22日台風による大水害である。この水害では、第1狭窄部での堰き上げが加わったために、鳥取平野の全域が氾濫被害を被った（建設省中国地方建設局鳥取工事事務所、1978の第5-2-10図）。

### 千代川河谷の地形特性

千代川河谷は、狭窄部を境に4つの河川区間に区分される（図1）。各河川区間では、上流側に比べて下流部で河谷の地形起伏が小さく、谷底平地が広い。そして、第1～第4区間を全体として比較しても、下流側ほど河谷の地形起伏が小さくなるいっぽう、谷底平地の面積は増大し、鳥取平野で最大になっている。

このような一般的傾向からみると、用瀬平地はいくぶん小規模である。それは、第3河川区間では、花崗岩体が第4区間に比べて小規模で、しかも、耐食性の大きい三郡変成岩類の分布に遮られて右岸側に支流が発達していないからである（図1）。ちなみに、小畑（1991）も別の観点から千代川河谷の縦断形に4つの区間を認めているが、区分基準や位置は異なっている。

第3および第4狭窄部に露出する耐食性岩石は、その下流端での差別浸食によって遷急点を形成するとともに、遷急点の下流側での活発な下刻作用は、急峻で狭隘な河谷地形をかたちづくっている。同時に、耐食性岩石は局所的浸食基準面を形成して、それらの上流側での下刻作用を制約するとともに、側刻作用を促進して用瀬および智頭平地をかたちづくっている。

土師川の本川合流に起因する遷急点Cを除くと、千代川-土師川河谷の河川縦断形は、第3および第4狭窄部に相当する遷急点Aと遷急点Bによって3つの指数曲線区間に区分される(図2)。いっぽう、第1・第2狭窄部は河川堆積物に覆われて、前述のとおり遷急点は存在しない。これらの事実は、千代川下流部における後氷期海水準上昇にともなう埋積作用(Dury, 1959; 貝塚, 1969)の遡及限界が第2河川区間に位置することを物語っている。

千代川-土師川河谷の地形は、以上のように、耐食性岩石の分布に制約された4つの狭窄部と2つの遷急点(Cを除く)の存在によって特徴づけられ、それらは、流域の地質構成と下流部における海面変動性河床変動に由来する。

### Ⅲ. 河成段丘の区分

千代川流域における第四系に関する研究は、下流部の鳥取平野とその周辺を中心にすすめられてきた(豊島, 1955; 山名, 1964; 成瀬, 1967; 山陰第四紀研究グループ, 1969; 赤木ほか, 1970; 赤木, 1972; 中国地方基礎地盤研究会, 1995; 玉尾・矢野, 2008; など)。山陰第四紀研究グループ(1969)・赤木ほか(1970)・赤木(1972)は鳥取平野南縁の山麓部に海拔20mあまりの津ノ井面を認め、大山中部火山灰層に覆われることから、下末吉期に形成されたことを明らかにした。この段丘を構成する津ノ井粘土層は海岸部の湯山層(いわゆる古砂丘)に対比され、千代川流域に発達する段丘の形成史を解明するうえで重要な手がかりになることを指摘した。

千代川流域の河成段丘は全般に小規模で、比高が小さく、段丘堆積物の露出が乏しいために、段丘面の区分・対比・編年には大きな困難がともなう。これまでに、千代川中一上流域の河成段丘に関する研究としては、地質図幅(村山ほか, 1963; 山田, 1966; 上村ほか, 1979; 赤木・岡田, 1981)における分布記載のほか、八東川・私都川流域における2件の研究(森岡・松本, 1984; 桑村・矢野, 2011)が知られているにすぎない。

本研究では、空中写真(1964年, 1974年撮影), 1:5,000地形図(国土地理院発行国土基本図, 鳥取県発行森林基本図, 鳥取市発行都市計画図)および旧版地形図を判読し、現地調査を実施して、千代川-土師川河谷に分布する段丘の区分・分布・対比を明らかにした。その結果、段丘面は低位のものから、向国安面・河原面・木原面・長瀬面・壇師面・穂見面・天木面・板井原面群に区分されることが明らかになった(図4, 図5, および図6)。

#### 向国安面

向国安面は最低位の段丘面で(図4), 模式域は鳥取市向国安(図5-2)

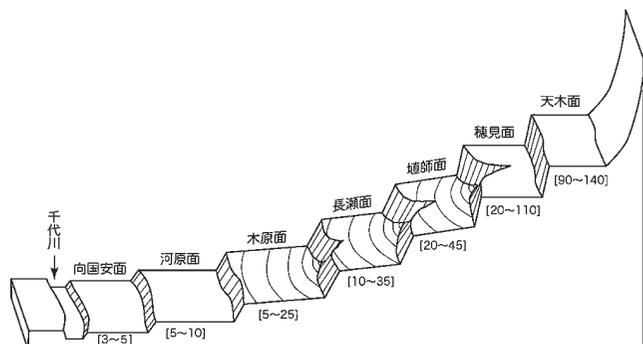


図4 千代川-土師川河谷の段丘模式図。数値：現河床との比高(m)

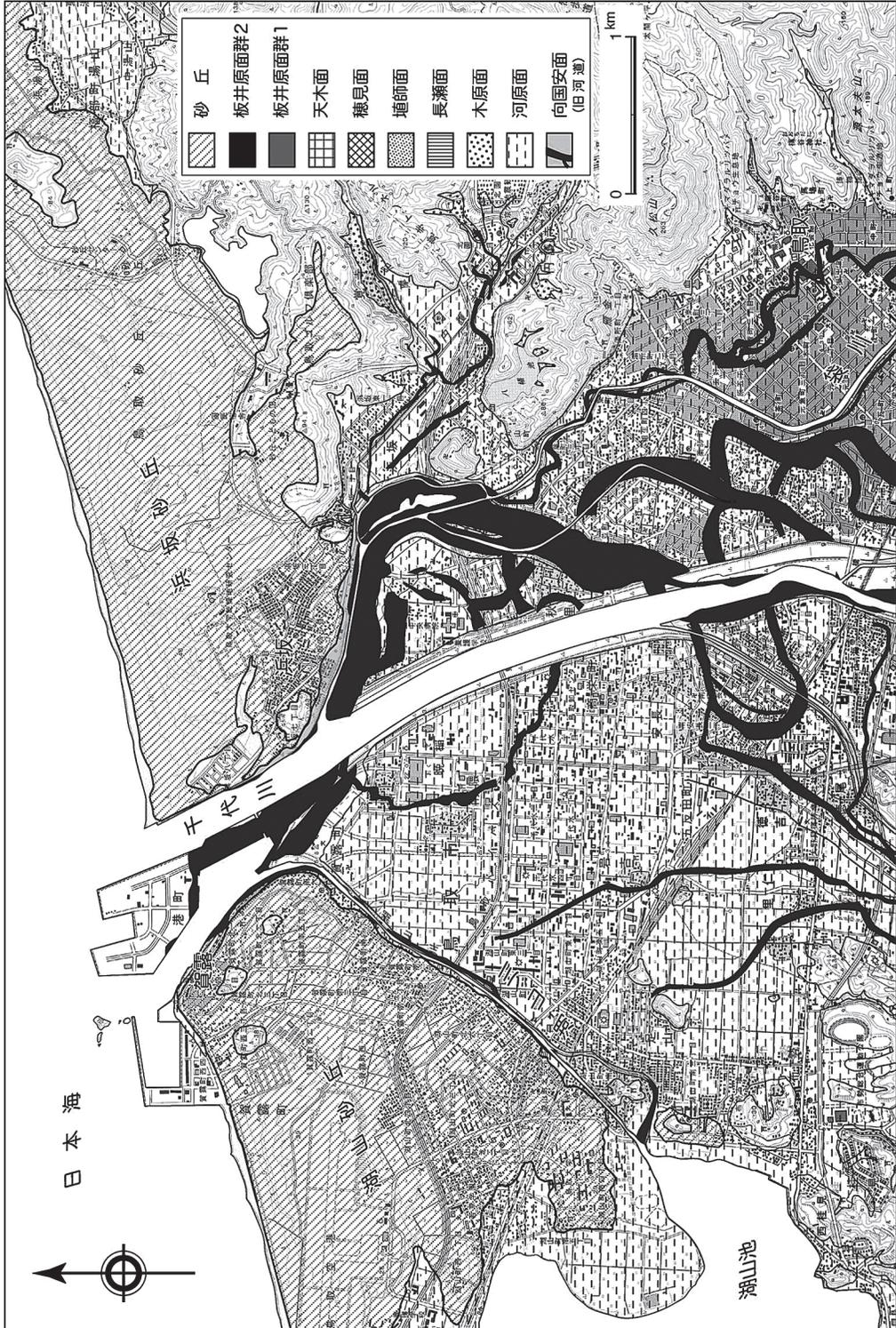


図5-1 千代川-土師川河谷における河成段丘分布(その1)。鳥取平野の旧河道分布は田中(2008)・野村(2011)・八東川・私都川の段丘は桑村・矢野(2011)による。地形図は国土地理院発行1:25,000「鳥取北部」「鳥取南部」「用瀬」「智頭」「大昔」。

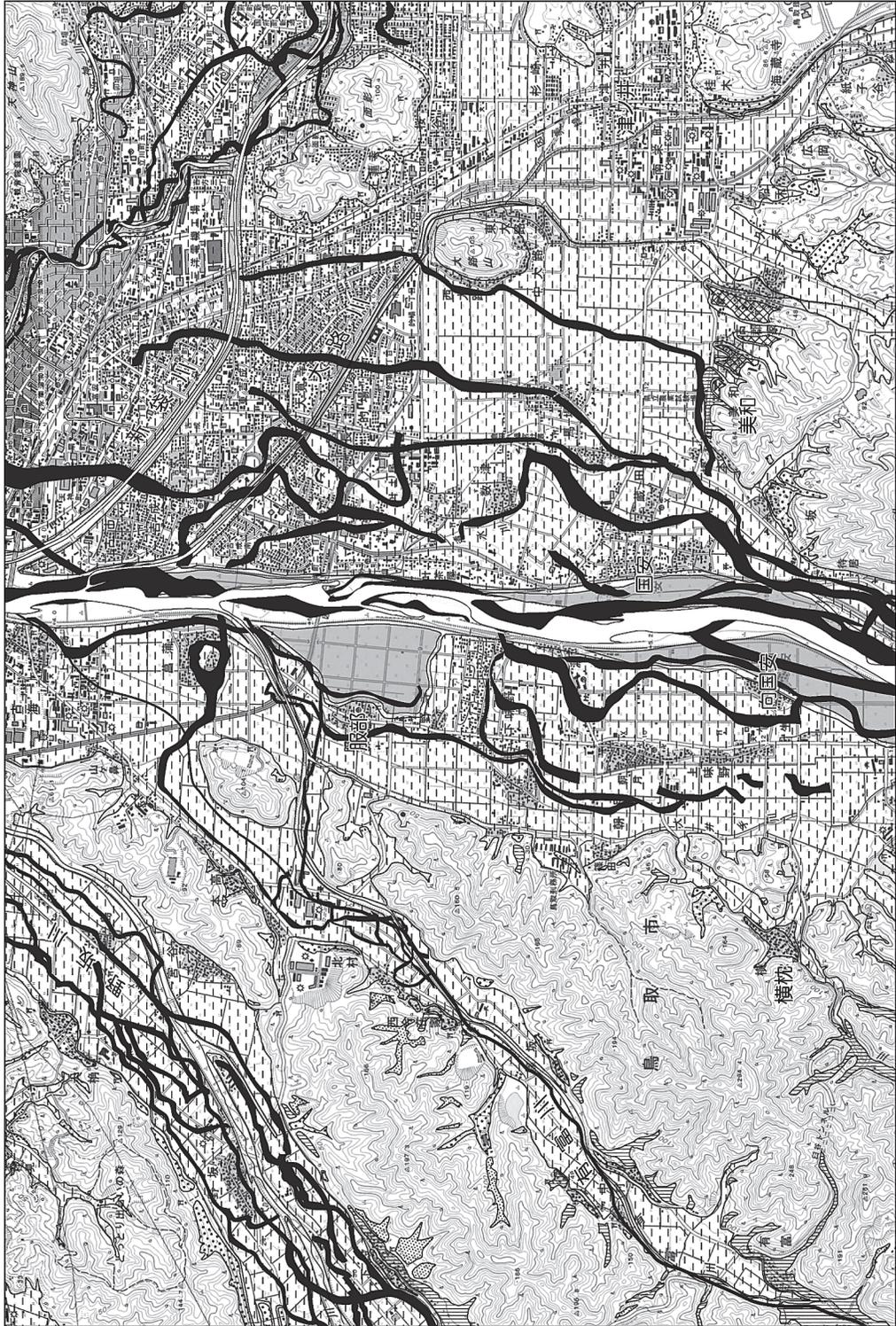


図5-2 千代川-土師川河谷における河成段丘分布 (その2)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。

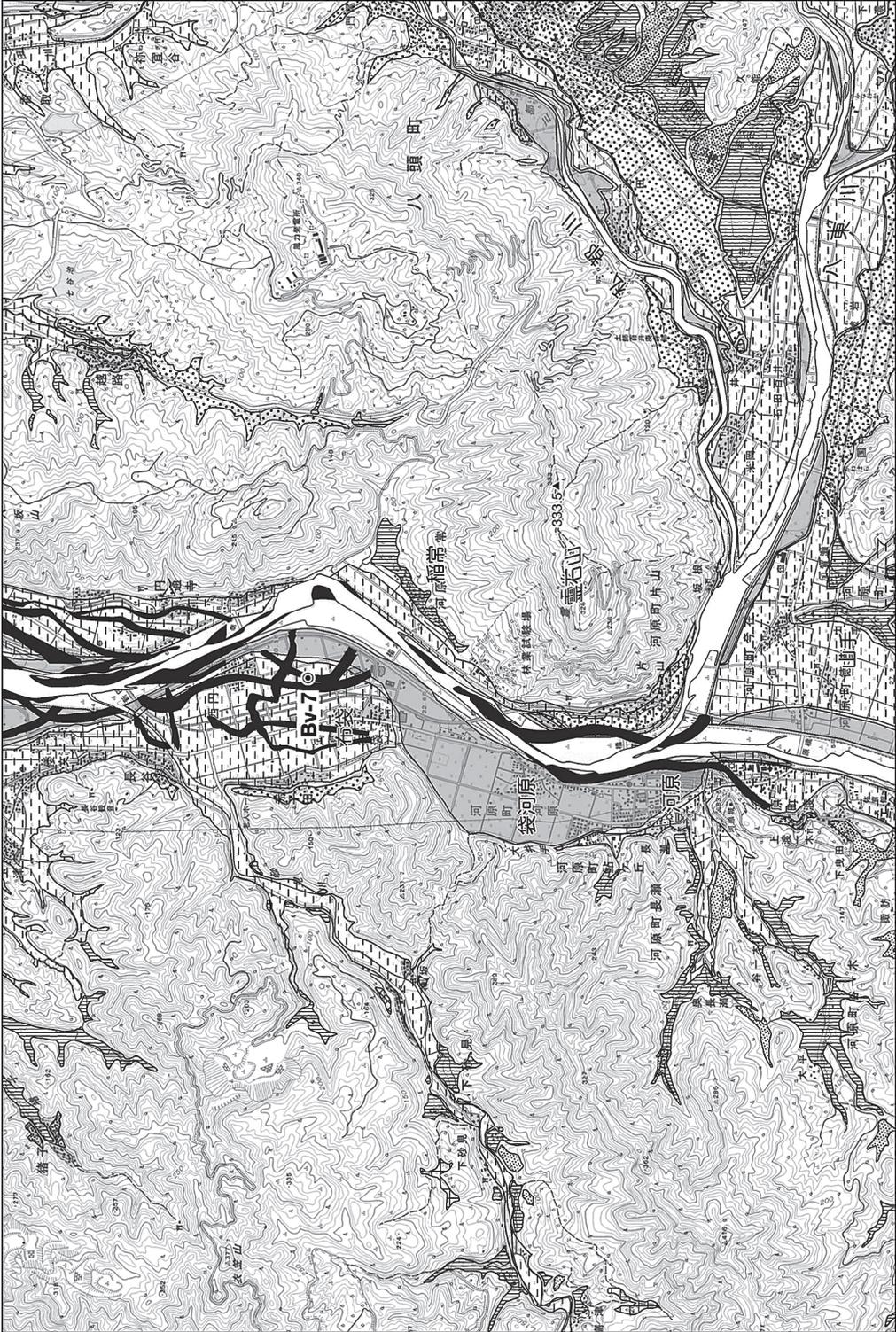


図5-3 千代川-土師川河谷における河成段丘分布(その3)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。

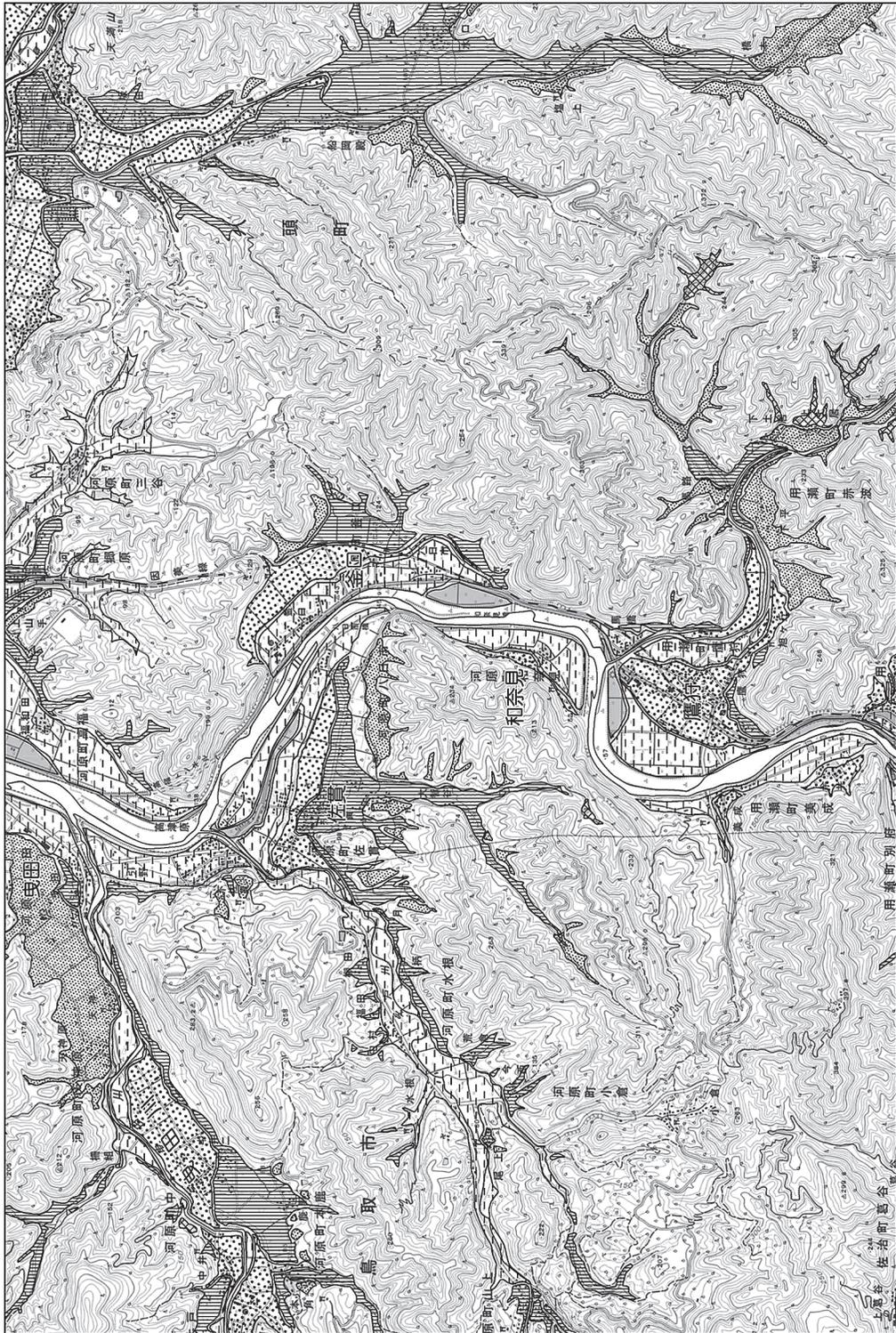


図5-4 千代川-土師川河谷における河成段丘分布 (その4)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。





図5-5 千代川-土師川河谷における河成段丘分布 (その5)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。

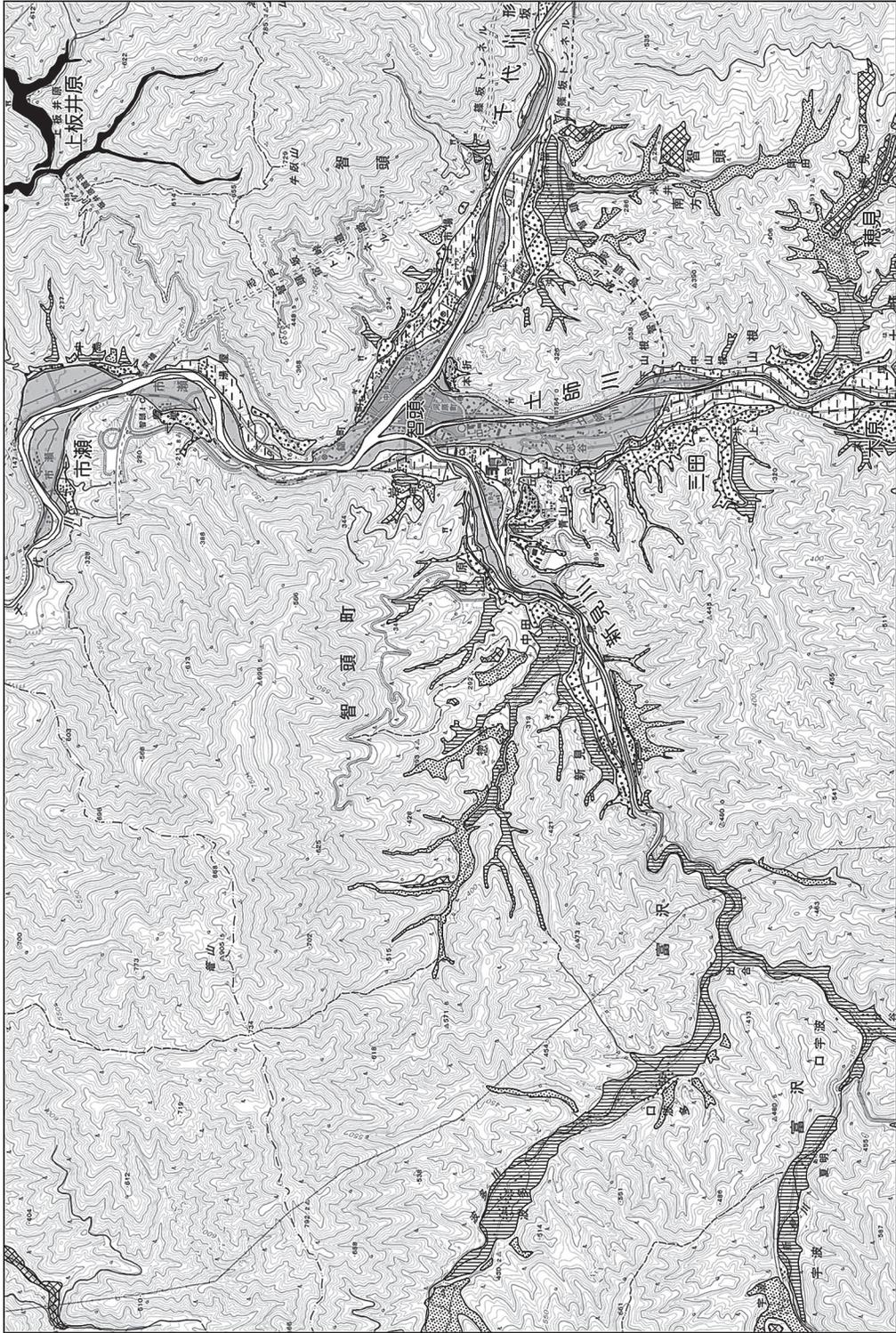


図5-6 千代川-土師川河谷における河成段丘分布 (その6)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。



図5-7 千代川 - 土師川河谷におけるの河成段丘分布 (その7)。凡例・縮尺・図の説明文は図5-1。

である。下流側から服部, 国安, 向国安, 袋河原, 釜口, 用瀬, 市瀬, 智頭などに断続的に分布し, 現河床からの比高は3~5mである。段丘面は平滑で, 上位の河原面との境界をなす段丘崖は, 平面的にみると緩やかに湾曲している。河道形状に類似することから, 向国安面は浸食段丘であると判断される。

空中写真・旧版地形図・古絵図などにもとづくと, 鳥取平野には多数の旧河道が復元される(図5-1~3: 田中, 2008; 野村, 2011)。詳細な対比は困難であるが, これらの旧河道や平野下の埋没河道の一部も向国安面に相当する地形面であろう。

### 河原面

河原面は向国安面の上位の段丘面である(図4), 模式域は鳥取市河原(図5-3)である。千代川-土師川河谷の全体にわたって比較的連続的に分布する(図5-1~7, 図6)。

下流部(第1河川区間)の河原面は, 鳥取平野の北部にひろがる氾濫原や南部を占める千代川・袋川・野坂川の扇状地を形成している堆積面である。この堆積面は小規模な支流に入り込み, 山麓

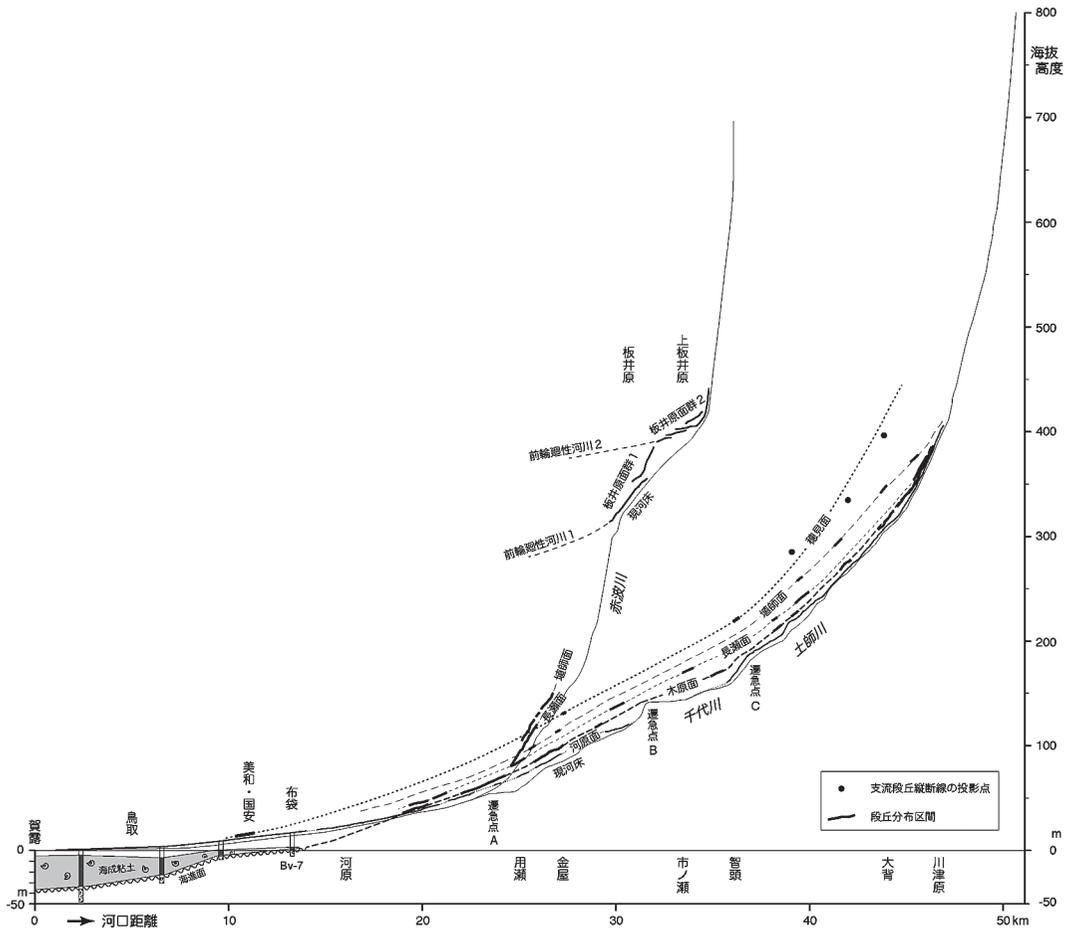


図6 千代川-土師川および赤波川沿いの段丘縦断形。鳥取平野地下における最終水期埋没谷深度はボーリング資料および図8にもとづく。

線は複雑な形状を示す。ただし鳥取平野北東縁では山麓線の概形が直線的で、湯所・立川断層による構造規制を被っている（玉尾・矢野，2008）。

いっぽう、第2河川区間よりも上流側や野坂川・有富川などの支流河谷では、河原面は、現河床からの比高が5~10 mの段丘面を形成する。段丘面は平滑で、上位面を下刻する段丘崖の平面形状は緩やかに湾曲していて、中~上流域では河原面が浸食面であることを示している。

## 木原面

木原面は河原面の上位の段丘面で（図4）、智頭町木原（図5-6）を模式域とする。下流側から、佐貫・釜口・鷹狩・家奥・宮原・三田・木原・山田・西宇塚などに断続的に分布し（図5，図6）、現河床からの比高は5~25 mである。段丘面は扇状地状の起伏をもち、段丘面の平面的分布（山麓線）は支谷に複雑に入り込み、木原面が堆積段丘であることを示している。

## 長瀬面

長瀬面は木原面の上位の段丘面で（図4）、智頭町長瀬（図5-7）を模式域とする。下流側から、稲常・山手・佐貫・釜口・家奥・川中・長瀬・東宇塚などに断続的に分布し（図5，図6）、現河床からの比高は10~35 mである。段丘面は扇状地状の起伏を示すとともに、支谷に入り込み、また、鳥取市用瀬町家奥では層厚12m以上に達する網状河川堆積層がみられる（図7）。これらの事実は、長瀬面が堆積段丘であることを物語っている。

## 埴師面

埴師面は長瀬面の上位の段丘面で（図4）、智頭町埴師（図5-7）を模式域とする。下流側から、曳田・佐貫・用瀬・埴師・東宇塚などに断続的に分布し（図5，図6）、現河床からの比高は20~45 mである。段丘面は扇状地状の起伏をもち、支谷に入り込み、埴師面が堆積段丘であることを示す。

## 穂見面

穂見面は埴師面の上位の段丘面で（図4）、智頭町穂見（図5-6）を模式域とする。下流側から、古郡家・用瀬・金屋・智頭・穂見・天木・土居などに小分布し、上流部では支谷内に残存する（図5，図6）。現河床からの比高は20~110 mで、平滑・緩傾斜の段丘面は穂見面が浸食面であることを示す。

## 天木面

天木面は穂見面の上位の段丘面で（図4）、模式域は智頭町天木（図5-7）である。第4河川区間に限られて、天木・土居周辺の支谷に小分布し（図5）、支流の段丘縦断線を投影すると、土師川の現河床からの比高は90~140mと



図7 長瀬面の段丘堆積物（鳥取市用瀬町家奥）。層厚12m以上に達する網状河川堆積物で、かつては家奥谷川の谷口に扇状地を形成していた。スケール：写真中央のやや左にハンマー。

見積もられる。段丘面の詳細な形状は不明であるが、残存する段丘面は平滑・緩傾斜であることから、天木面は浸食面であると推測される。

### 板井原面群

板井原面群は用瀬町板井原～上板井原 (図5-5, -6) を模式域とし、赤波川の海拔300mにみられる顕著な遷急点の上流側に分布する (図6)。板井原面群は、相互の比高が比較的小さい6つの段丘面からなり、いずれも平滑・緩傾斜の浸食面である。

遷急点よりも上流側の板井原～上板井原の赤波川は著しく緩勾配になり、「旧輪廻の谷」(豊島, 1982) と考えられる。板井原面群の縦断形 (図6) には、下位の2面 (板井原面群1) と上位の4面 (板井原面群2) の間に相違がみられ、かつては海拔390m付近にも遷急点が存在したことが示唆される。この遷急点を境に、指数曲線状の縦断形を示す2つの河川区間を「前輪廻性河川1」「および」前輪廻性河川2」とよぶことにする (図6)。

## IV. 河成段丘の編年と対比

千代川-土師川河谷に分布する段丘の形成年代に関するデータはきわめて限られている。ここでは、これまでに得られているデータにもとづいて河成段丘の編年を試み、千代川の支流である八東川・私都川流域ならびに鳥取県北東部沿岸域の塩見川・小田川・蒲生川流域の河成段丘と対比案を提示する。

### 段丘の編年

千代川-土師川河谷において編年に用いた資料は、河成段丘の分布・新旧関係・地形面の形状・段丘縦断形 (図4～図6) のほか、鳥取平野の地下地質 (田中, 2008; 国土交通省国土情報検索サイト KuniJiban), 津ノ井面の年代学的データ (山陰第四紀研究グループ, 1969; 赤木ほか, 1970; 赤木, 1972) である。

#### (1) 鳥取平野の地下地質

鳥取平野における縄文海進期の海成シルト層の分布南限は、鳥取市河原町布袋でのボーリング Bv-7 (東経 134°12' 30.4000", 北緯 35° 25' 40.7000", 孔口標高 16.07m, 総掘進長 21.00m: 図5-2) までひろがっている (国土情報検索サイト KuniJiban)。そこでは貝化石を含む黒灰色シルト層が海拔 2.97～0.57m に、その下位にラビンメント堆積物 (ravinement deposits) とみられる細砂層が海拔 0.57～0.17m で掘削された。両層は、上・下位の中礫 (含大礫) 礫層にはさまれている。

黒灰色シルト層における貝化石産出上限高度、貝化石が示す古水深、圧密度のデータがえられていないために詳細は不明であるが、縄文海進期の最高海面高度は +3m 前後と推測される。この推測値は、10ka 以降の連続的データがえられている大阪湾や多摩川低地での値 +3～+5m (前田, 1980; 太田, 2001) と調和的である。

同様の海成シルト層は鳥取平野のほぼ全域にわたって分布し、多数のボーリング地点で貝化石の産出が報告されている (図8)。海成シルト層と「洪積礫層」との間には層厚 0.3～0.8m の礫まじり中粒～粗粒砂層が挟在し、広く追跡される。この礫まじり砂層は、ボーリング資料に「水に飽和」「ルーズ」などと記載されているように泥質基質に乏しく、また、いくつかのボーリング資料には貝化石の産出が報告されている。このような層序・層相的特徴をもつ礫まじり砂層はラビンメント堆積物であり、それらの基底面が海進面 (ravinement surface: Nunmedar and Swift, 1987) であると

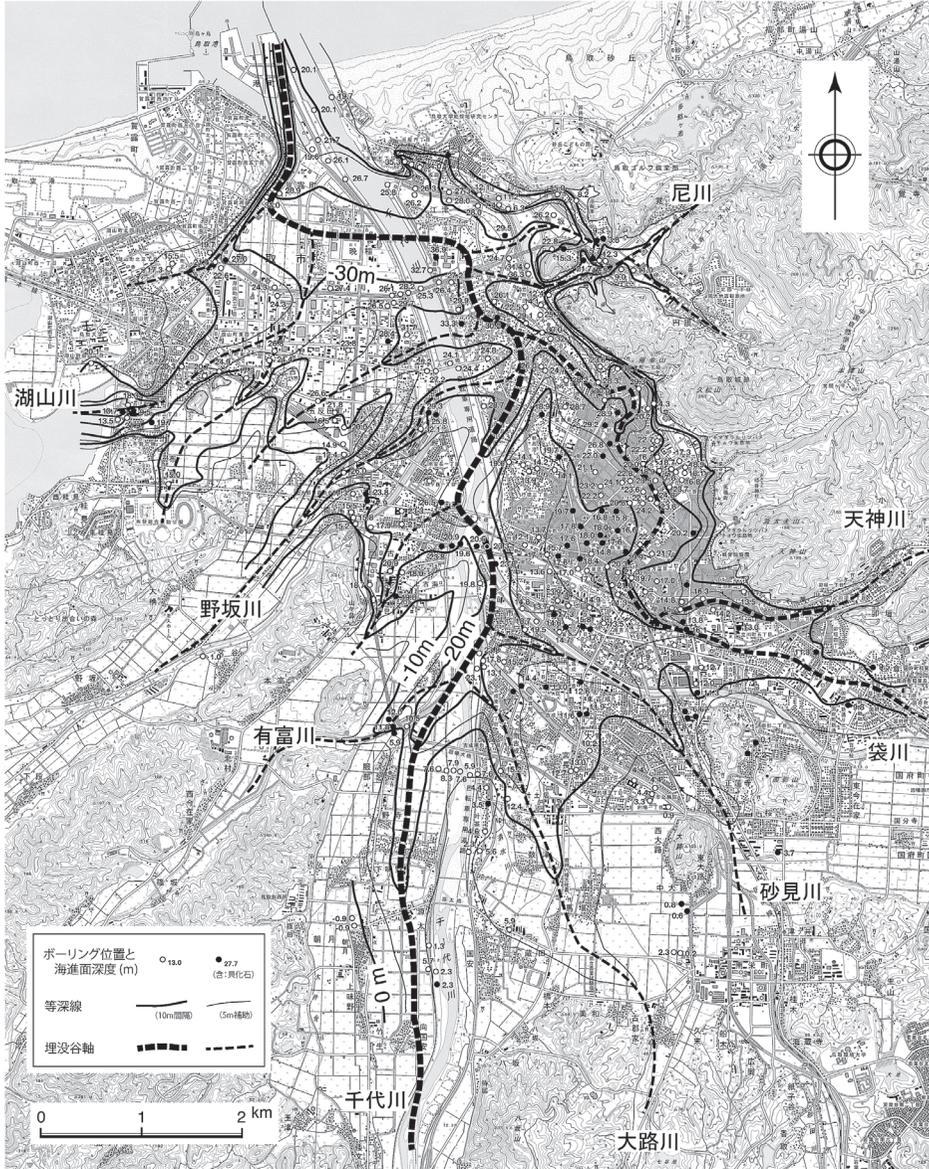


図8 鳥取平野における最終氷期の埋没谷(田中, 2008)。276 地点でのボーリング資料に認定した縄文海進期の海進面 (ravinement surface : Nummedal and Swift, 1987) にもとづく。地形図は、国土地理院発行 1 : 25,000 地形図「鳥取北部」「鳥取南部」。

推論される。

海進面の等深線図(図8)には多くの埋没谷がみられ、上流側延長は千代川や支流の河谷に連続する。いっぽう下流側へは、最大谷が支谷を合流し、その深度は現在の千代川河口付近で-35mに達する。以上の事実にもとづく、図8に示される埋没谷は、縄文海進に先立つ大規模な海面低下期、すなわち最終氷期(MIS 2)における千代川水系の開析谷(incised valley)であると推論される。ちなみに、本稿で使用する海洋酸素同位体ステージの名称やピーク年代・境界年代は Lisiecki and

Raymo (2005) [LR04 Benthic Stack, <http://www.lorraine-lisiecki.com/stack.html>]にしたがい、MIS 1 のピーク年代は Oba and Irino (2012) によった (表 1)。

### (2) 向国安面・河原面・木原面の年代

鳥取平野にみられる最終氷期の千代川埋没谷を上流へ延長すると、緩勾配の現河床・向国安面・河原面と斜交し、木原面に連続する (図 6)。木原面は現河床から 5~25m の比高をもつ堆積段丘であり、上流部では現河床に収れんする。下流部での開析谷と中流部における堆積段丘の組み合わせからなるこのような縦断形は、氷期における一般的河床形状 (Dury, 1959; 貝塚, 1969) に相当する。以上のような最終氷期の埋没谷との連続性や段丘縦断形などにもとづくと、木原面が最終氷期 (MIS 2) に形成されたことは確実であろう。

河原面は、下流部では鳥取平野にひろがる氾濫原や扇状地を構成する堆積面であり、縄文海進にともなう海成シルト層を被覆する河川堆積物で構成されている (図 6)。いっぽう、中~上流部では、現河床との比高が 5~15m の侵食段丘を形成している。したがって、河原面は縄文海進 (MIS 1) につづく高海水準期に形成された地形面であると判断され、段丘縦断形も間氷期に一般的な河床形状 (Dury, 1959; 貝塚, 1969) を示す。

向国安面は河原面を開析する侵食段丘であり、下流部では鳥取平野における多数の埋没河道や旧河道に連続するとみられることから (図 5・図 6)、縄文海進後のいくつかの海面低下期に形成されたと推測される。向国安面と埋没河道・旧河道との対比・編年の詳細は今後の課題として残される。

### (3) 穂見面の年代

山陰第四紀研究グループ (1969)・赤木ほか (1970) は、前述のとおり、鳥取平野南縁山麓部の美和周辺に大山中部火山灰層に覆われる津ノ井面 (海拔約 20m) を認め、その形成期を下末吉期と推定した。さらに赤木 (1972) は、津ノ井面を上位面 (海拔 20~40m) と下位面 (海拔 15m 前後で、北へ緩傾斜) に区分し、ともに大山中部火山灰層に覆われることを明らかにした。あわせて、上位面を下末吉期に対比し、下位面は武蔵野期に対比される可能性を示唆した。下位面の構成層に含まれる粘土層には *Picea maximowiczii*, *Chamaecyparis obtuse*, *Styrax* sp., *Juglans* sp. などを生産し、ヒノキ材化石からは  $^{14}\text{C}$  年代 > 31, 200y. b. p. が報告されている (赤木ほか, 1970)。ちなみに、大山中部火山灰層に含まれる大山倉吉軽石 DKP の降下年代は  $\geq 55\text{ka}$  とされ (町田・新井, 2003)、下位面の形成年代は MIS 4 (57~71ka : Lisiecki and Raymo, 2005) である可能性が想定される。

美和周辺に分布する津ノ井面の上位面 (赤木, 1972) は、平坦な段丘面形状や段丘高度分布の連続性にもとづくと、本稿で区分された段丘群のうちでは穂見面に対比される (図 6)。いっぽう、下位面は山麓扇状地状の地形面であり、段丘高度分布からみて長瀬面あるいは埴師面に対比される可能性があり (図 6)、図 5-2 では長瀬面として表示されている。赤木 (1972) の指摘のとおり、津ノ井面の上・下位面は千代川流域における段丘形成史の解明にきわめて重要な手がかりになるものであり、千代川中・上流域における段丘堆積物のより詳細な対比・編年が待たれる。

## 鳥取県東部における段丘の対比

鳥取県東部に広く分布する小規模・低比高河成段丘群のうち、これまでに調査が進められた千代川-土師川河谷 (図 4・図 5)、千代川支流の八東川・私都川 (桑村・矢野, 2011)、および岩美町周辺の塩見川・小田川・蒲生川 (稗田・矢野, 2012) の河成段丘については、段丘面の性状や編年にもとづくと、表 1 のような対比案をうることができる。

河原面 (図 4・図 6) と長谷面 (稗田・矢野, 2012) は、ともに縄文海進 (MIS 1) につづく高海



水準期堆積体が構成する地形面であり、米岡面と河原面は地理的連続性が確認された同一面である（図5と桑村・矢野，2011の図2・図10）。木原面（図4・図6）と米岡面（桑村・矢野，2011）も同一地形面であり、最終氷期（MIS 2）に形成された段丘面である。法正寺

面も同準の段丘面であるが（稗田・矢野，2012），長瀬面や埴師面に相当するより高位の地形面が混在している可能性もあり，いっそうの検討が必要である。長瀬面は万代寺面（桑村・矢野，2011）に連続する地形面であり，鳥取平野南縁の津ノ井面の下位面（赤木，1972）に対比される場合には，MIS 4の寒冷期に形成された可能性がある。穂見面と洗井面（稗田・矢野，2012）は，ともに下末吉期（最終間氷期：MIS 5.5）に形成されたと考えられる。

段丘面の形状や段丘縦断形をみると，河原面・長谷面ならびに穂見面・洗井面はいずれも，段丘面が平滑で，段丘縦断形は現河床に類似した間氷期に一般的な河床形状を示す。いっぽう，木原面と法正寺面はともに，下流部での開析谷と中流部における堆積段丘の組み合わせからなる氷期に一般的な河床縦断形を示す。以上のように，表1の対比・編年案は，段丘縦断形や段丘面の形状とも調和的である。

「旧輪廻の谷」に形成された板井原面群（図6）や唐川面（稗田・矢野，2012）の形成年代は不明であるが，いずれも，各河川におけるもっとも顕著な遷急点の形成以前に遡ることは確実である。

「旧輪廻の谷」は，赤波川や塩見川・小田川のみならず，鳥取県東部の各地にみられ，山頂小起伏面を開析した浅くて狭長な小規模河谷を形成している（豊島，1955，1982）。したがって，板井原面群や唐川面は，かつての小起伏面が隆起を開始し，多数の小規模河川によって下刻されはじめた頃の地形面であろう。それらは鳥取県東部の地形発達史のなかでも比較的初期段階を記録する地形面であり，広域テフラをはじめ段丘堆積物にもとづく形成年代の解明が期待される。

## V. 第四紀後期の鉛直地殻変動

ここでは，これまでに得られたデータにもとづいて，第四紀後期の鉛直地殻変動量を見積もるとともに，山頂部の小起伏面と総合して中国脊梁山地の形成プロセスを考察する

### 段丘面の比高分布

最終間氷期（MIS 5.5）と縄文海進期（MIS 1）の最高海水準はほぼ同一高度にあったことが広く認められるようになり，MIS 5.5の古海面高度は安定大陸における多くの海成段丘高度から+5~+6mであったと推定されている（太田，1994）。

河原面と穂見面の形成時における海水準もほぼ同じ高度にあり，両間氷期において千代川-土師川河谷の流況が大きくは違っていなかったとすれば，両面の縦断線はほぼ重なるはずである。ところが実際には，両面の間に最大数10mに達する高度差が認められる（図6）。このような比高が生じた

表1 鳥取県東部における河成段丘の対比。MIS：海洋酸素同位体ステージ。

千代川-土師川	八東川-私都川	塩見川・小田川・蒲生川	MIS	ピーク年代 ka
本論文	桑村・矢野(2010)	稗田・矢野(2012)	Lisiecki and Raymo (2005) [*Oba and Irino (2012)]	
板井原面群		唐川面		
天木面				
穂見面		洗井面	5.5	123
埴師面	久能寺面			
長瀬面	万代寺面		(4)	(60-62)
木原面	高下面	法正寺面	2	18
河原面	米岡面	長谷面	1	6*
向国安面	福本面	氾濫原		

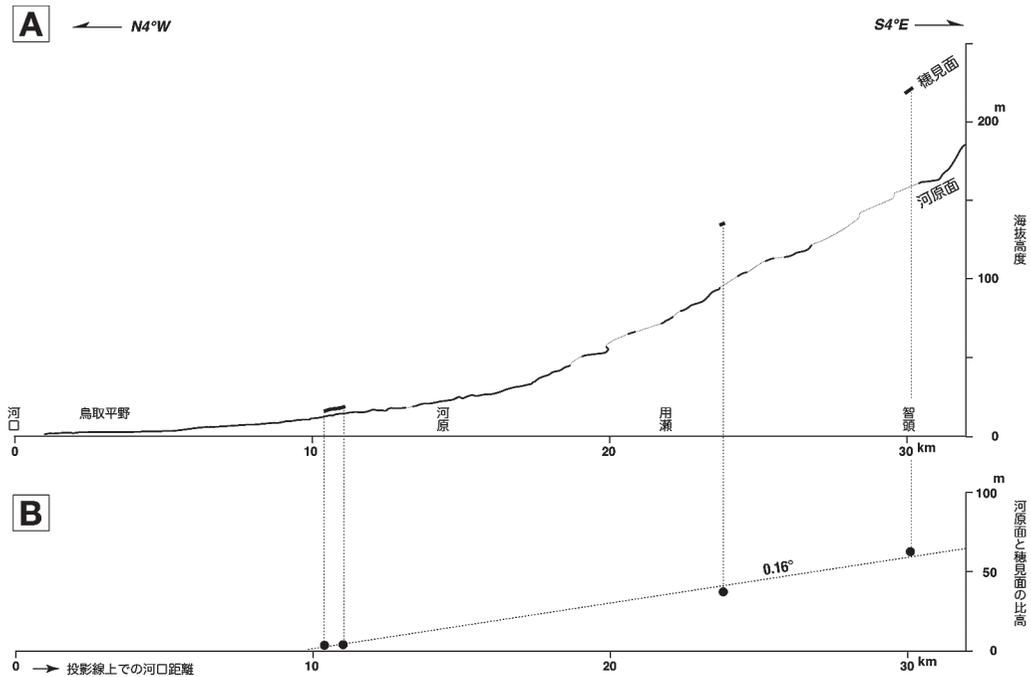


図9 千代川-土師川河谷における河原面と穂見面の投影断面図 (A) と比高分布 (B)。投影線の方向は N4°W-S4°E

のは、穂見面の形成後、河原面が形成されるまでの約 12 万年間に進行した地殻変動の結果であると考えられる。このような 2 つの間氷期段丘の比高にもとづいて、ある期間の鉛直地殻変動量を見積もるのが BV 法 (吉山・柳田, 1995) である。

千代川-土師川河谷における MIS 5.5~MIS 1 の約 12 万年間における鉛直地殻変動量を見積もるために、鳥取県全体の平均的海岸線方位 (N86°E) に対する垂線方向 (N4°W-S4°E) に、河原面と穂見面の海拔高度を投影した (図 9-A)。その際、投影方向を海岸線の平均的方位としたのは、鳥取県の海岸線がかなり直線的で、広域的地殻変動の運動軸を代表していると考えられるからである。

千代川-土師川の流路が湾曲しているために、投影された河原面の高度分布とそれらを連ねた河床縦断線 (破線) にはいくつかの顕著な屈曲が現れている (図 9-A)。穂見面の分布が著しく限られているために河原面との比高を計測しえたのは 4 地点にすぎないが、それらは南方へ単調に増加し、最小二乗法によると平均勾配は 0.16° と算出される。この結果は、両面の形成年代の差、すなわち約 12 万年間に、千代川-土師川河谷が南上がり傾動運動をおこなってきたことを示す。その平均傾動速度は、 $0.16^\circ / (1.2 \times 10^5 \text{y}) = 1.3^\circ / 10^6 \text{y}$  と概算される。

### 鳥取県東部における山地形成過程

鳥取県東部の主要山稜をみると、浸食作用によっていくぶんの凹凸がみられるものの、全体としてはいずれも直線的で、日本海へ向かってわずかに傾斜している (矢野, 2009a: 図 10-A)。詳細にみると傾斜角は南方へ漸減している、この傾向は、鳥取県東部における山稜線 (図 10-A) や N4°W-S4°E 方向の地形投影断面にも認められる (図 10-B)。接峰線の傾斜は、投影線の 0~10km 区間で 2.0°、

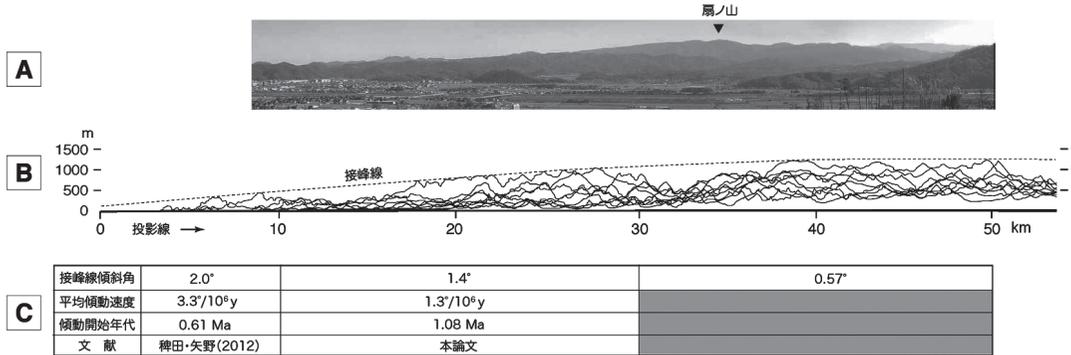


図 10 千代川-土師川河谷周辺における山地地形。(A) 地形景観 [鳥取市下味野から東方を望む], (B) 地形投影断面図 [断面線は図 13 の破線枠内], および (C) 傾動速度・傾動開始年代の見積もり。

10～30km 区間で 1.4°, および 30～50km 区間で 0.57°と計測される (図 10-C)。中国脊梁山地の南縁部では海拔 1,000～1,200m の定高性山稜がみられ (図 11), “道後山面” (Nishimura, 1963) あるいは“脊梁平坦面” (多井, 1975) とよばれる。豊島 (1955) によれば, 脊梁山地頂部にほぼ水平にひろがっているこれらの小起伏面は「山陰側ではかなり急傾斜に低下し相当解析のすすんだ 500m 以下の侵食面に接続」している (図 10-A, -B)。日本海沿岸には, 北へ緩く傾斜した小起伏面や主稜線がひろく発達し, その典型が島根県中部の石見高原である (図 12)。



図 11 中国脊梁山地南縁部の定高性山稜。山稜の海拔高度は 1,000～1,200m。岡山県津山市大ヶ山から, 南東を望む。

鳥取県東部の地形投影断面 (図 10-B) のうち, 0～10km 区間については, 岩美町蒲生川流域における BV 法によって, 最近の約 12 万年間 (MIS 5.5～MIS 1) における平均傾動速度 3.3°/10<sup>6</sup>y がすでに求められている (稗田・矢野, 2012: 図 10-C)。いっぽう 10～30km 区間については, 前述のとおり千代川-土師川河谷における同期間の平均傾動速度 1.3°/10<sup>6</sup>y が求められた。これらの値が示す南北方向での傾動速度変化は, 接峰線の傾斜変化 (図 10-B) と定性的には調和的である。

しかし, 山地の傾動開始年代を単純計算すると, 0～10km 区間で 0.61Ma [=2°/(3.3°/10<sup>6</sup>y)] であるのに対し, 10～30km 区間では 1.08Ma [=1.4°/(1.3°/10<sup>6</sup>y)] となる (図 10-C)。算出された 0.61Ma および 1.08Ma という年代値については, 今後, 幅広い観点から検討される必要がある。たとえば, これらの年代値はともに, 傾動運動開始年代の最小値と理解され, 実際の開始年代はさらに遡るものと推測される。というのは, 小起伏面を形成した準平原時代には, 地殻変動が起きていたとしてもきわめて微弱であったはずで, その後, 唐突として, このような速度の傾動運動がはじまったとは考え難いからである。いずれにしても, 得られた 2 つの年代値は, 日本列島の地形起伏が第四紀後期に急増したという大方の見解 (飯島・加々美, 1961; Uozumi, 1967, 星野, 1970; 藤田, 1970; Matsuda and Uyeda, 1971; 藤田, 1978; Von Hune et al., 1980; 矢野, 1983, 2009b; 鎮西・町田,



図12 中国脊梁山地北部の傾動準平原（島根県中部の石見高原，独立峰は三瓶火山）。出雲市大社町稲佐の浜から南西を望む（左が北，右が南〔画像は左右反転〕）。

2001；岡田，2004；など）と調和的である。

蒲生川流域に比べて千代川-土師川河谷で見積もられた傾動開始年代がかなり古く、逆に傾動速度が相対的に小さいことの原因として、現在のところ、次の2つの可能性のいずれか、あるいは、両者の組み合わせが考えられる。

(1) BV法の問題：BV法は、最終間氷期(MIS 5.5)と縄文海進期(MIS 1)の河川縦断形が類似していることを拠り所としている(吉山・柳田, 1995)。しかし、河川の上流部では、BV法で求められた隆起量がTT法に比べて小さくなる傾向にあるという。それは、最終氷期以降の1万年ほどでは上流部は平衡状態に至らず、しばしば遷急点が存在し、現在も下刻が進行中であることに起因するとみられている。千代川-土師川河谷の場合も、遷急点を含む中流域にBV法が適用されたために、このようなケースに該当した可能性が考えられる。いっぽうで、最終間氷期にあらゆる河川が平衡に達した保証はなく、基盤岩の耐食性に由来する千代川-土師川河谷の遷急点A・Bは最終間氷期(MIS 5.5)に存在していた可能性も否定できない。ちなみに、BV法のために上流側での隆起速度が過小評価されているとしても、その場合の傾動速度はより大きくなり、中国脊梁山地が南上がりの隆起運動を行ってきたこと自体には違いはない。

(2) 傾動速度の東西変化：千代川-土師川河谷に比べて、蒲生川流域がより東方に位置するために、傾動速度が増加している可能性がある。さらに東方の兵庫県北西縁を北流する岸田川の中～上流域はきわめて急峻で、著しく大きな比高をもつ河成段丘群が発達している。したがって、傾動速度が東ほど大きくなっていることが予測され、岸田川流域を含めて傾動速度の東西変化の解明が待たれる。

## VI. 中国山地の形成モデル

中国山地は、その中軸部を東西にのびる高度不連続〔線状の地形高度急変帯〕を境に、南側の吉備高原と北側の中国脊梁山地に二分される(図13・図14)。吉備高原(小藤, 1908)は海拔300～600mの隆起準平原で、北へ微傾斜していて、北縁部に津山、庄原、三次などの山間盆地群を形成する(Hujita, 1980)。山間盆地北縁には、脊梁山地側から供給された扇状地性の日本原層や甲立礫層が分布し、これらの堆積物は高度不連続に沿う美作衝上や船佐・山内逆断層に断たれている(河合, 1957；今村ほか, 1973)。中国脊梁山地は山頂高度1,000～1,200mの開析が比較的進んだ山地で、前述のように南縁部にはほぼ水平な小起伏面が残存していて(図11)、中北部は北へ緩やかに傾斜して日本海に没する(図10, 図12)。

このような地形-地質特性をもつ中国山地の形成プロセスは、千代川-土師川河谷の段丘比高から推論された中国脊梁山地の隆起様式(図9・図10)にもとづくと、図14のようにモデル化される。このモデルは、矢野・吉谷(1998)が提案した四国～紀伊山地を縦走する軸をもつ非対称アーチン

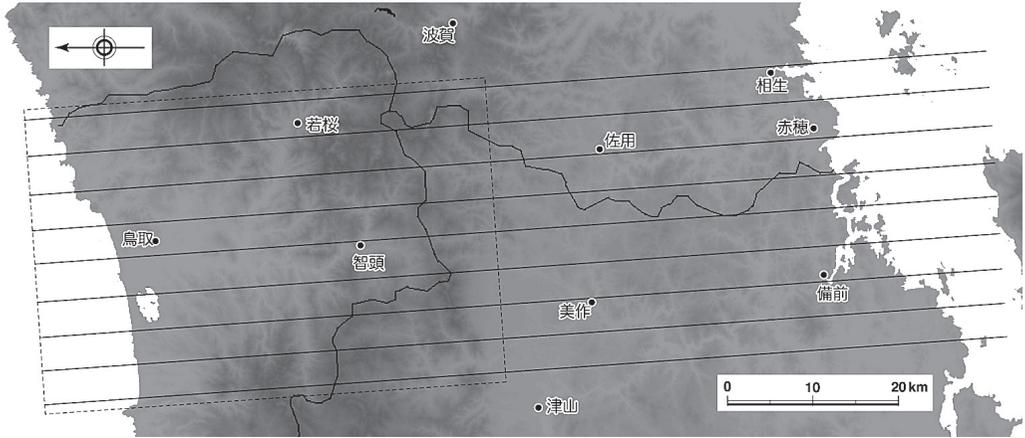


図 13 中国山地東部を横断する地形断面線（方向は N4°W-S4°E）。地形投影断面は図 14-4，破線枠内の地形投影断面は図 10-B。

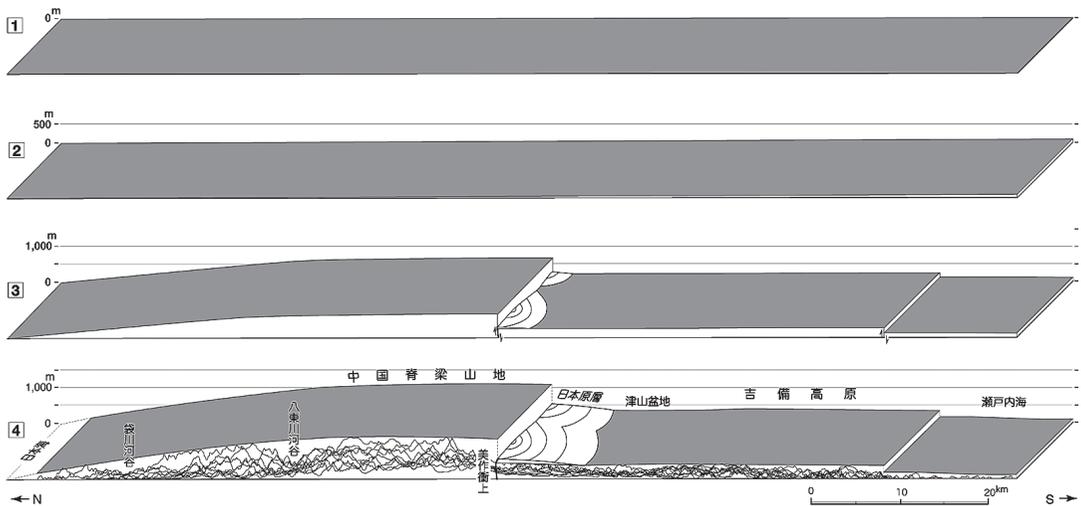


図 14 中国山地の形成モデル。1：準平原（鮮新世），2：南上がりの傾動運動のはじまり（更新世前期），3：断層ブロック化と山地・高原の隆起（更新世中期），3：現在（前面の曲線群は地形投影断面：断面線は図 13）。

グの北翼部の地殻変形とみられ、日本の島弧-海溝系を形成したアーチテクトニクス (Yano and Kubota, 2002；矢野, 2009b) の一環として説明される。

中国山地形成モデル (図 14) の 4 つのステージの年代や変位量の詳細については、よくわかっていない。活断層研究会編 (1991) は、美作衝上に沿って長さ 17km の那岐山断層 (確実度 II, 活動度 B) の存在を推定し、北側ブロックの相対的隆起量を 700m と見積もっている。小倉 (2004) は、津山盆地北縁に分布する緩斜面堆積層 (河合, 1957 の日本原層) の堆積面を 10 面に区分し、6 層の広域テフラを認めた。下位から第 9 面にあたる N-1 面は 190±60ka FT (木村ほか, 1999) の奥津軽

石(岡田, 1996)に覆われていること、各堆積面はおもに古気候変動に支配されて形成されていて、地殻運動の関与は小さいことを明らかにした。これらの事実は、那岐山断層の主要活動期が少なくとも0.2Ma以前に遡ることを示し、鳥取県東部の水系に広く認められる旧輪廻の谷や顕著な遷急点(豊島, 1955, 1982; 稗田・矢野, 2012の図2・図4; 本稿の図5-5, -6, 図6)とともに、第四紀後期における中国脊梁山地の隆起運動が等速度ではなく、段階的に進行したことを物語る。

中国山地の地形をめぐる前世紀初頭以来多くの研究(たとえば、小藤, 1908; 大塚, 1942; 多井, 1975)が行われてきた。中国山地には先第四系基盤岩類が広く露出し、第四紀堆積物が乏しいために地殻変動の定量化や編年が困難であるが、地形発達史研究の新たな展開には、詳細な地形学的研究に加えて、山地内部に散在する第四紀堆積物の層序・編年・堆積相解析をはじめとする地質学的研究が不可欠であろう。

## Ⅶ. 結論

本研究では、鳥取県東部の千代川-土師川河谷において、①地形特性を解明し、②河成段丘面の区分・分布・編年・対比を明らかにするとともに、③BV法によって鉛直地殻変動量を見積もり、④中国脊梁山地の形成プロセスを考察した。主な結論は、以下のとおりである。

- 1) 千代川-土師川河谷の地形は4つの狭窄部と2つの遷急点によって特徴づけられ(図1~図3)、それらは、流域の地質構成(とくに耐食性岩石の分布)と下流部における海面変動性河床変動に由来する。
- 2) 河成段丘は、低位のものから、向国安面・河原面・木原面・長瀬面・埴師面・穂見面・天木面・板井原面群に区分される(図4~図6)。河原面は縄文海進(MIS 1)につづく高海水準期に、木原面は最終氷期(MIS 2)に、長瀬面はおそらくMIS 4(60~70ka)に、穂見面は最終間氷期(MIS 5.5)に、それぞれ形成されたと推論される(表1)。
- 3) 千代川-土師川河谷の中流域における最近の約12万年間(MIS 5.5~MIS 1)における鉛直地殻変動は南上がりの傾動を示し、勾配は $0.16^\circ$ (図9)、平均傾動速度は $1.3^\circ/10^6\text{y}$ と算出される。
- 4) 地形投影面に示される中国脊梁山地の小起伏面は北へ緩傾斜( $2.0^\circ\sim 0.57^\circ$ )していて、南ほど傾斜角が小さい(図10)。平均傾動速度にもとづいて単純計算すると、傾動開始年代は0.61~1.08Maとなり、日本列島の地形起伏が第四紀後期に急増したという多くの見解と調和的である。
- 5) 中国脊梁山地の隆起様式にもとづくと、中国山地の形成プロセスは図14のようにモデル化され、四国~紀伊山地を縦走する軸をもつ非対称アーチングの北翼部の地殻変形とみられる。鳥取県東部に広く認められる「旧輪廻の谷」や那岐山山麓の扇状地性堆積物とその堆積年代は、第四紀後期における中国脊梁山地の隆起運動が段階的に進行したことを物語る。

## 謝辞

この研究をすすめるにあたり、国土交通省国土情報検索サイト KuniJiban, 鳥取県生活環境部・農林水産部, 鳥取市都市計画課, ならびに、岩美病院事務長村島一美様, 岩美町教育委員会事務局次長飯野 学様にはボーリング資料や地形図の閲覧・入手にご援助をいただいた。鳥取大学の赤木三郎名誉教授・吉谷昭彦名誉教授・岡田昭明名誉教授には日頃から第四紀堆積物や地殻変動について貴重なご教示をいただいていた。

以上の諸機関ならびに方々に、厚く御礼申し上げます。

## 文献

- 赤木三郎(1972)鳥取平野の形成過程. 地質学論集, 7, 125-135.
- 赤木三郎・岡田昭明(1981) 1:100,000 鳥取県水理地質図 [農業用地下水調査利用基礎調査鳥取地区(その2)]. 農林水産省中国四国農政局計画部.
- 赤木三郎・星見清晴・豊島吉則(1970) 鳥取平野南縁津ノ井の船木植物化石層の<sup>14</sup>C年代-日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代(60)-. 地球科学, 24, 230-231.
- 浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一(2012a) 鳥取層群産魚類化石のタフォノミー — その1: 層序と地質構造—. 地球科学, 66, 5-16.
- 浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一(2012b) 鳥取層群産魚類化石のタフォノミー — その2: 堆積相と古環境—. 地球科学, 66, 177-191.
- 鎮西清高・町田 洋(2001) 日本の地形発達史. 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編, 日本の地形1 総説, 297-322.
- 中国地方基礎地盤研究会(1995) 山陰臨界平野地盤図'95. 261p.
- Dury, G.H. (1959) *The Face of the Earth*. Allen & Unwin, London, 242 p.
- 藤田至則(1970) 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 星野通平・青木 斌編 島弧と海洋, 1-30, 東海大学出版会.
- 稗田優香・矢野孝雄(2012) 鳥取県北東部岩美町および周辺域の河岸段丘 -最終間氷期以降の古地理変遷と地殻変動-. 鳥取地学会誌, 16, 13-31.
- 星野通平(1970) 第三紀末期の海水準変化と海溝の形成. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 245-255, 東海大学出版会.
- 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 -地層と地形面との関係において-. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), 169-185.
- Hujita, K. (1980) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 129-153.
- 飯島 東・加賀美英雄(1961) 三陸沖-釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史. 地質学雑誌, 67, 561-577.
- 今村外治・三浦 亮・大道 昌(1973) 天然記念物船佐・山内逆断層帯. 広島県文化財調査報告, 11, 35-74, 広島県教育委員会.
- 貝塚爽平(1969) 変化する地形-地殻変動と海面変化と気候変化の中で-. 科学, 39, 11-19.
- 貝塚爽平(1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, 96, 223-240.
- 活断層研究会編(1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料. 440p., 東京大学出版会.
- 河合正虎(1957) 5万分の1地質図幅『津山東部』および説明書. 地質調査所, 63p.
- 建設省中国地方建設局鳥取工事事務所(1978) 千代川史. 中国建設弘済会, 909p.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹(1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における意義. 第四紀研究, 38, 145-155.
- 国土地盤情報検索サイト KuniJiban (<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/>) [最終閲覧日: 2013年5月16日]
- 小藤文次郎(1908) 中国筋の地貌式. 震災予防調査会報告, 63, 1-15.

- 桑村美希・矢野孝雄 (2011) 鳥取県東部国中平野の形成プロセス. 地域学論集 (鳥取大学地域学部紀要), 8, 75-87.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071. (LR04 Benthic Stack, <http://www.lorraine-lisiecki.com/stack.html>)
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 前田保夫 (1980) 縄文の海と森. 蒼樹書房, 238p.
- Matsuda, T. and Uyeda, S. (1971) On the Pacific-type orogeny and its model—extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, 5-27.
- 森岡 弘・松本秀紀 (1984) 鳥取県郡家地域及び周辺の段丘発達史. 鳥取県立博物館研究報告, 21, 1-16.
- 村主光一郎・早川唯弘 (2009) 荒川合流点付近の遷急区間における蒔田川・篠葉沢の河岸段丘の発達. 茨城大学教育学部紀要 (自然科学), 58, 1-17.
- 村山正郎・一色直記・坂本 亨 (1963) 5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書. 地質調査所, 66p.
- 成瀬敏郎 (1967) 鳥取平野の地形. *地理科学*, 7, 15-24.
- Nishimura, K. (1963) Chugoku Mountains as a staircase morphology. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. VII (Geogr.)*, 12, 1-19.
- 野村あずさ (2011) 鳥取平野における河川流路の変遷とその背景. 鳥取大学地域学部地域環境学科卒業論文, 57p.
- Nummedale, D. and Swift, D.J.P. (1987) Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 41, 241-260.
- Oba, T. and Irino, T. (2012) Sea level at the Last Glacial Maximum, constrained by oxygen isotopic curves of planktonic foraminifera in Japan Sea. *Jour. Quaternary Sci.*, 27, 941-947.
- 小畑 浩 (1991) 中国地方の地形. 古今書院, 262p.
- 小倉博之 (2004) 津山盆地と那岐山南麓の地形. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編, 日本の地形 6 近畿・中国・四国, 138-141, 東京大学出版会.
- 岡田篤正 (2004) 内帯山地とその周辺. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編, 日本の地形 6 近畿・中国・四国, 117-147, 東京大学出版会.
- 岡田昭明 (1996) 大山蒜山原軽石 (DHP) と大山最下部火山灰 hpm2 軽石について. 島根大学地球資源環境学研究報告, 15, 53-60.
- 太田陽子 (1994) 太平洋西縁地域の最終間氷期の海成段丘—とくに酸素同位体ステージ 5e の段丘の認定, 変動様式, 変位の累積性, および関連する諸問題—. *地学雑誌*, 103, 809-827.
- 太田陽子 (2001) 海面変化の役割. 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編, 日本の地形 1 総説, 90-100.
- 大塚弥之助 (1942) 日本の地質構造. 同文書院, 272p.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. *地団研専報*, 15, 355-376.
- 多井義郎 (1975) 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題. *地学雑誌*, 84, 133-139.
- 高野武男・歌代 勤・林 等・稲葉 明・渡部 勇・長谷川 正・小林忠夫 (1968) 新潟県下の段丘の分布と地盤運動について. *地質学論集*, 2, 49-52.



- 玉尾純也・矢野孝雄（2008）鳥取平野の地形-地質構造 -平野形成にかかわる地殻変動-. 鳥取地学会誌, 12, 15-28.
- 田中優一（2008）鳥取平野の古環境変遷と平野形成プロセス. 鳥取大学地域学部地域環境学科卒業論文, 61p.
- 豊島吉則（1955）鳥取県東部の地形. 鳥取大学学芸学部研究報告(自然科学), 6, 46-52.
- 豊島吉則（1982）土地分類, 傾斜区分, 水系谷密度. 鳥取県土地分類基本調査 総括説明書, 23-40, 鳥取県農林水産部農業指導課.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利（1979）若桜地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅）, 地質調査所, 91p.
- Uozumi, S. (1967) On the Pliocene fossils from Tsugaru Strait, with special reference to post-Pliocene crustal movement. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 13, 449-462.
- Von Huene, R., Langseth, M., Nasu, N. and Okada, H. (1980) Summary, Japan Trench transect. Init Repts DSDP, 56/57, part 1: 473-488.
- 山田直利（1966）5万分の1地質図幅「智頭」及び説明書, 地質調査所, 51 p.
- 山名 巖（1964）山陰地方における第四紀末の諸問題-鳥取・米子の沖積平野の場合-. 鳥取県立博物館研究報告, 3, 1-18.
- 矢野孝雄（1983）日本列島における島弧の隆起様式についての一試論. 構造地質, 29, 13-76.
- 矢野孝雄（2009a）大地のおいたちと地域の環境-人と自然の共生・地域資源の活用をめざして. 岡田昭明編, 地域環境学への招待, 5-14, 三恵社.
- 矢野孝雄（2009b）東北日本における島弧-海溝系の形成メカニズム-島弧変動の運動像と力学像-. 地球科学, 63, 249-265.
- Yano, T. and Kubota, Y. (2002) Arc-trench genesis in Japan, driven by inclined upwelling of thermal walls. Proceedings of International Symposium on New Concepts in Global Tectonics, 137-156, La Junta, Colorado.
- 矢野孝雄・吉谷昭彦（1998）山陰東部における地形景観とその起源. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), 47, 115-140.
- 吉永秀一郎・宮寺正美（1986）荒川中流における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, 25, 187-201.
- 吉山 昭・柳田 誠（1995）河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809-826.

(2013年6月7日受付, 2013年6月13日受理)