

兵庫県北西部岸田川流域の河成段丘と鉛直地殻変動

坂本 健*・矢野 孝雄**

Stream terraces and vertical crustal movement along the River Kishidagawa, northwestern Hyogo Prefecture

SAKAMOTO Takeshi* and YANO Takao**

キーワード：岸田川，河成段丘，地殻変動，氷ノ山，ドーム状隆起

Key Words: R. Kishidagawa, stream terrace, crustal movement, Mt. Hyonosen, domal uplift

1. まえがき

中国地方の最高峰である鳥取県西部の大山（標高1,729m）は、いくつかの側火山をともなう第四紀火山で、全体として巨大な単独峰（35km×30km）を形成している。いっぽう、第2の高峰は鳥取-兵庫県境の氷ノ山（1,510m）であり、周辺に8座の1,000m峰を配する高峻な山群をかたちづくっている（図1）。小畑（1991）はこの山群を“三室山塊”と名づけ、清水・矢野（2001）は日本海沿岸の隆起岩石海岸を含むより広範囲の隆起地形を“氷ノ山山塊”と呼んだ。

氷ノ山山塊は氷ノ山を主峰とする鳥取・兵庫・岡山県境部の山塊で、中-新生界の多様な地質要素で構成される。地理的には、およそ鳥取-智頭-宍粟-養父-香住に囲まれた領域で、北北西-南南東方向に伸長したドーム状の地形構造（長軸80km×短軸50km）に特徴づけられる（図1）。

東西に長い中国山地は、山地の中軸部を東西に縦走する高度不連続を境に、南半部の周防-吉備高原と北半部の中国脊梁山地に区分される（矢野ほか，1994；山内・矢野，2013）。中国山地を特徴づけるこのような東西方向の地形配置は那岐山-津山盆地（図1）まで明瞭に認められ、



図1 中国山地東端部の地形構造。接峰面図（岡山，1969；等高線間隔200m）に加筆。

* 豊岡市役所市民生活部

** 鳥取大学地域学部地域環境学科

より東方の中国山地東端部では氷ノ山山塊のドーム状の隆起地形が顕在化する。

氷ノ山山塊北端部を北流して日本海に注ぐ岸田川は、扇ノ山（標高1,310m）を源とする流域面積201.4km²、流路長25.2kmの二級河川である（図1）。兵庫県下の日本海側水系としては円山川、矢田川につぐ流域規模をもち、その集水域は新温泉町の行政区にはほぼ重なっている。

岸田川流域には小規模ながらも比高が著しく大きい河成段丘が多数形成されていて、それらは流域の活発な隆起運動を示唆している。ところが、これらの河成段丘の詳細な調査・研究はこれまでに知られていない。そこで、本研究では、岸田川流域の河成段丘の分布や形成年代について調査し、新生代末期の鉛直地殻変動を解明するとともに、それらと氷ノ山山塊の地形-地質特性を総合して山塊の形成プロセスを考察することを目的とした。

II. 地形-地質概説

調査地域とその周辺のもっとも基本的な地形的特徴は、南南東に高く、北北西に低い地形配置である（図2）。岸田川は、全体としてみると、このような広域的地形配置に従って北北西へ流下する必従河川である。ところが、中流部の千谷～竹田の区間では流路が屈曲して、北東流する。この適従区間は北東-南西方向の顕著な高度不連続に一致し（図2）、この高度不連続を境に北西側の山地高度がより高くなっている。高度不連続は、南西方の鳥取市雨滝を経て中河原まで追跡され、そこでは北西流する袋川の流路が南西方向に屈曲し（上村ほか, 1979）、高度不連続に沿った適従区間をかたちづくっている（図2）。

この高度不連続に沿う断層はこれまでのところ知られていないが、地形構造からは北西側が相対的に隆起した断層が推定され、以下では竹田推定断層と呼ぶ（図2）。このような推論が妥当だとすると、上述した岸田川・袋川の中流部の屈曲は、竹田推定断層に構造規制された適従流路であると考えられる。

鳥取県側では、より南西方を北西流する私都川でも、その中流部が南西方向に屈曲し（上村ほか, 1979）、北西側隆起の高度不連続に沿った適従河川を形成している（図3）。そこでは、高度不連続に沿う山上断層の存在が確認され（図2・図3）、河成段丘群の系統的傾動変位にもとづいて、この断層が活断層であると判断された（桑村・矢野, 2011）。さらに、兵庫県側にも北東-南西走向の湯村断層（池辺ほか, 1965）が存在し、全体としてみると、山上断層、竹田推定断層および湯村断層が北西側隆起成分をもつ右ステップ雁行断層系を形成している（図3）。以下では、この断層系を竹田断層系と呼ぶことにする。

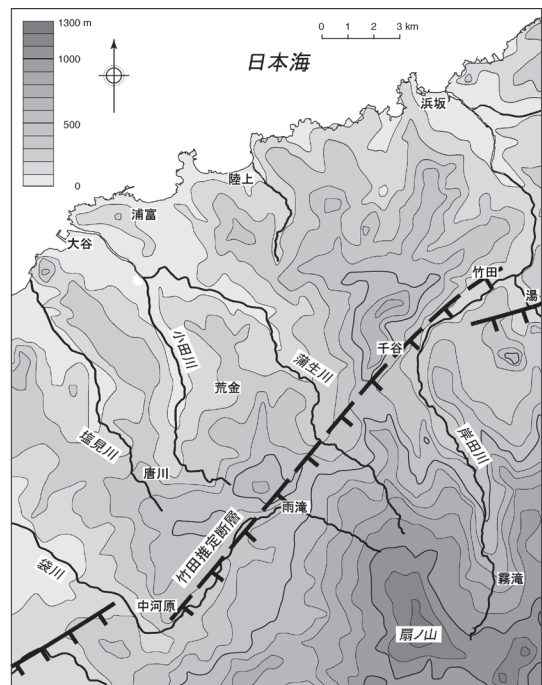


図2 鳥取-兵庫県境部の接峰面図 (500m グリッド法, 等高線間隔 100m)

Ⅲ. 地形面の区分と分布

地形面区分に際しては、1:10,000 新温泉町全図（新温泉町発行）、1:25,000 地形図（国土地理院発行）、および1:15,000、1:10,000 カラー空中写真（1976年撮影）を判読し、全域にわたる現地調査を行った。こうして区分された地形面を対比し（図4）、それらの分布（図5-1・-2）と縦断方向での高度変化（図7）を明らかにした。以下では、これらの地形面を概観し、つづいて、各地形面の特徴を記述する。

地形面の概説

岸田川流域の河成段丘面は、低位のものから、A～Fの6面に区分される（図4・図5・図7）。それらは一般に比較的明瞭な段丘崖で境されているが、一部は形成後の浸食作用、人為的改変などによって段丘の形状が不鮮明になっている。段丘面Bの河谷横断方向での断面は比較的急勾配で、上方に凹の形状を示し（図4）、その輪郭は河谷斜面を刻む小規模な支流に入り込んでいる（図5-1・図5-2・図7）。

このような段丘面の形状から、

段丘Bは小規模な山麓扇状地として形成された堆積性の段丘（以下では、堆積段丘）であると判断される。その他の段丘はいずれも段丘面が平坦で、段丘崖の平面形状が河道壁の形状と同様に緩やかに湾曲していることから、侵食性の段丘（以下では、侵食段丘）であると判断される。

岸田川の上・下流方向での河成段丘の発達状況を見ると（図5-1・図5-2）、下流部（浜坂～井土）では氾濫原（現河床）が広く発達し、段丘面としてはB・Cが小分布するにすぎない。いっぽう、中上流部（井土～青下）では段丘面が広く発達し、しかも比高が大きくなることもあって、多くの段丘面が明瞭に識別される。最上流部は峡谷となり、その最下流区間や支流の一部を除くと、段丘

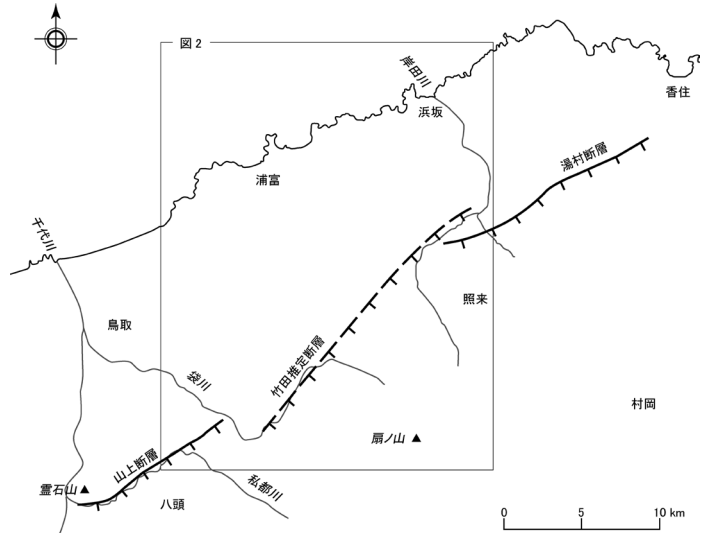


図3 竹田断層系。山上断層（桑村・矢野，2011）・竹田推定断層（本研究）・湯村断層（池辺ほか，1965）からなる東北東-西南西走向の右ステップ雁行断層系。私都川・袋川・岸田川を屈曲させ、適従流路を形成する。

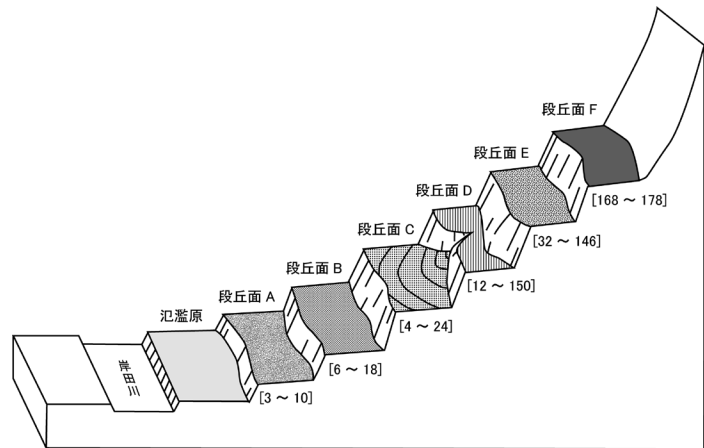


図4 岸田川流域の段丘模式図。[]内の数値は現河床からの比高（m）。

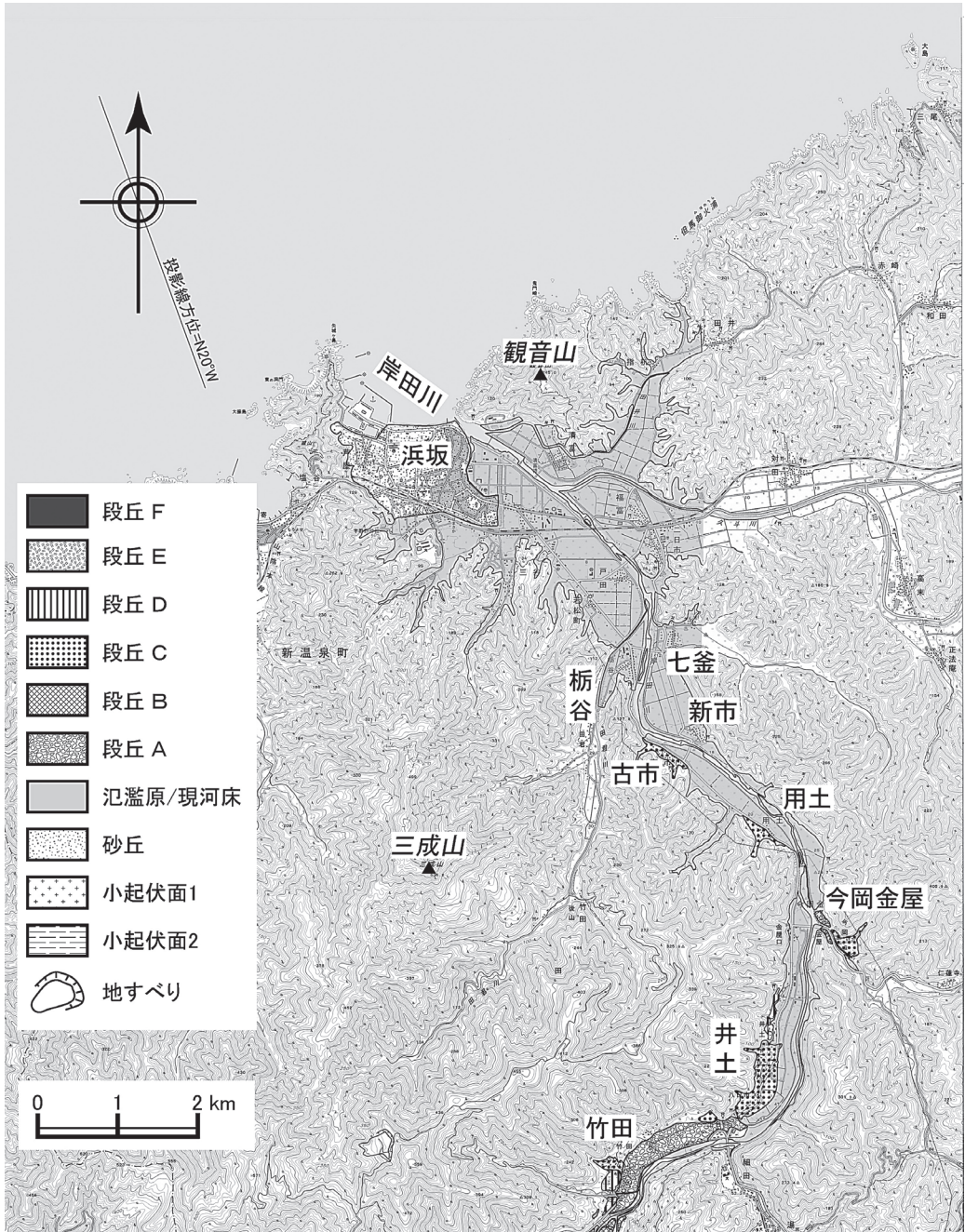


図5-1 岸田川流域(北部)における砂丘・氾濫原・河成段丘・小起伏面・地すべりの分布. 地形図: 国土地理院発行 1:25,000 地形図「浜坂」「湯」「扇ノ山」.

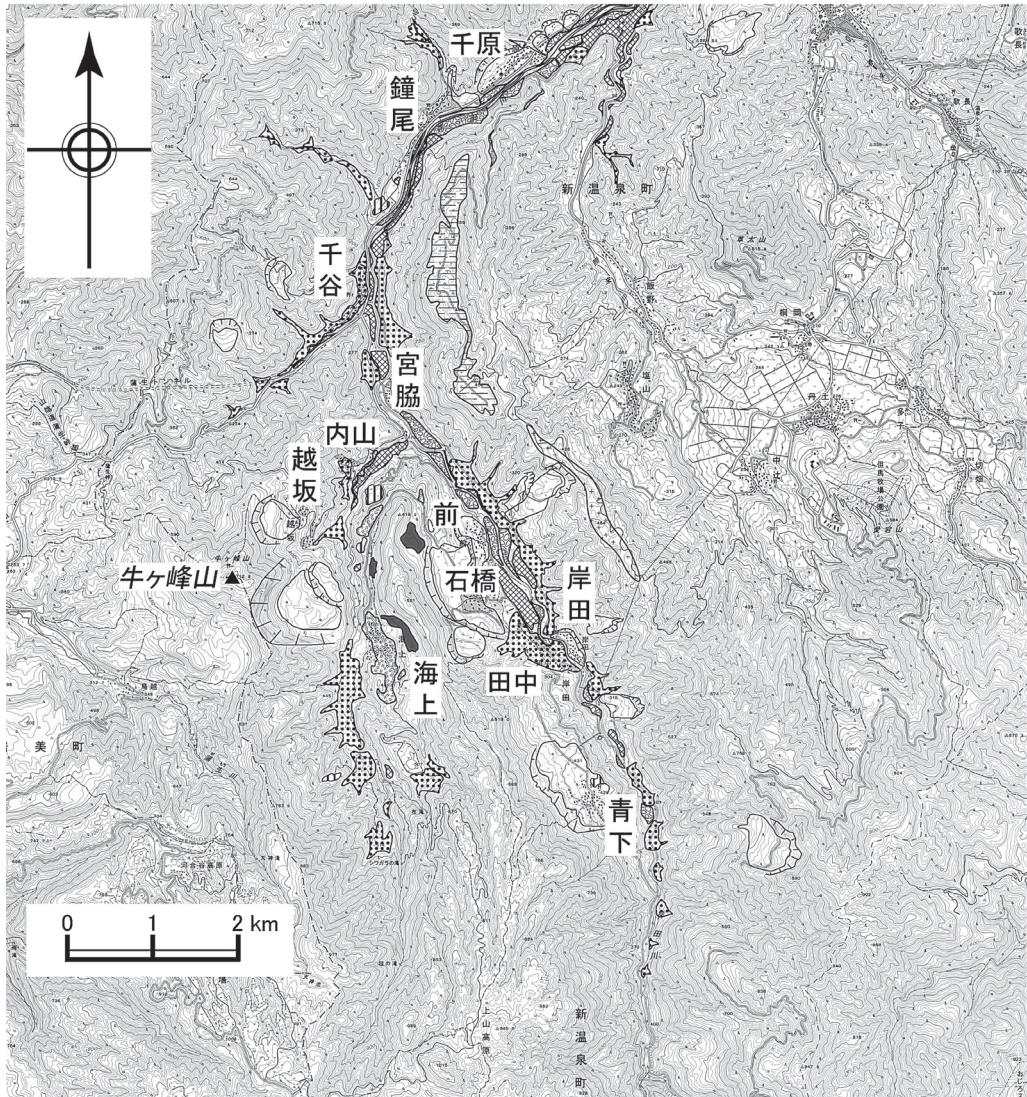


図5-2 岸田川流域(南部)の河成段丘・小起伏面および地すべりの分布. 地形図: 国土地理院発行 1:25,000 地形図「浜坂」「湯」「扇ノ山」.

面はほとんど残されていない。以上の氾濫原や河成段丘に加えて、鐘尾～岸田では岸田川右岸の稜線部に2面の顕著な小起伏面がみられる(図5-2)。

地形面の各説

岸田川本流に沿って分布する多くの地形面の特徴は、下位のものからそれぞれ、次のようにまとめられる。

氾濫原 岸田川下流部の浜坂～井戸には現河床に沿って氾濫原が広く分布し(図5-1)、ひろやかな水田景観がひろがっている。このような幅広い氾濫原は、下流部が堆積域になっていることを物

語る。いっぽう中流部～最上流部には氾濫原がほとんどみられず、谷底が狭隘な巨礫床～溪床河道になっていて、侵食域にあることが示唆される。

段丘面 A 氾濫原の上位の段丘面で、下流側から竹田、千原、鐘尾、前などに断続し、なかでも竹田付近では比較的広く分布する(図5-1・図5-2)。段丘面は著しく平坦で、段丘崖は鮮明である。現河床からの比高は3～10mであり(図4)、下流部～上流部を通じて比高の変化が小さく、段丘縦断形は現河床に平行する(図7)。上位の段丘面Bとの境界をなす段丘崖は緩やかに湾曲し、河道壁の形状に類似する。

段丘面 B 段丘面Aの上位の段丘面で、竹田～千谷付近、鐘尾～宮脇付近、石橋付近などに比較的広く分布し、上流部の支流(小又川)にも散在する(図5-1・図5-2)。平坦な段丘面をもち、現河床との比高は6～18mである(図4)。上位の段丘面Bとの境界をなす段丘崖は緩やかに湾曲し、河道壁の形状に類似する。

段丘面 C 前述したとおり、岸田川河谷斜面を開析する小規模な支流の谷口に形成された山麓扇状地群で(図6)、下流側から古市、用土、井土、千谷、前～岸田付近、田中など広く分布し、岸田川の支流沿いにもみられる(図5-1・図5-2)。山麓扇状地状の段丘面はいずれも高度差が大きく、段丘面の高度分布図(図7)では谷口を頂点とする二等辺三角形様に示され、他の段丘面が線状に表示されるとはきわだった対照性を示す。段丘面の下端部と現河床との比高は、4～24mである(図4)。段丘面Cのひろがり、岸田川の下流部と最上流部では小さいが、中～上流部では比較的大きい(図5-1・図5-2・図7)。とくに前～岸田付近では扇頂部と下端部との最大比高が96mに達し、中～上流部に大規模な堆積段丘が形成されたことを示している(図6)。

段丘面 D 段丘面Cの上位の段丘面で、現河床との比高は12～150mに達する(図4)。下流側から井土、竹田、鐘尾～千谷間、青下などに断続的に分布し(図5-1・図5-2)、段丘面はいずれにおいても平坦である。段丘Dでは、比高が大きいことも手伝って、いくつかの地点で段丘堆積層が露頭



図6 段丘面Cの遠景(新温泉町石橋から北東方を望む)。支流から供給された山麓扇状地堆積物が複合して河成段丘面を形成していて、段丘高度分布図(図7)上では二等辺三角形様に表示される。段丘面の大半は棚田に、一部は畑地・果樹園・宅地などに利用されている。

で確認される。井土・竹田では段丘礫層が観察され、井土では中礫サイズであるが、竹田では巨礫サイズに達し、現河床堆積物と同程度に上流へ粗粒化している。青下の段丘面Dは大規模地すべり堆積物の末端部に小規模に残存し、段丘面の直下に、いくぶん固結したアルコース質極粗粒砂層が観察された。

段丘面E 段丘面Dの上位の段丘面で、現河床からの比高は32~146mである(図4)。竹田と前付近に分布し(図5-1・-2)、平坦な地形面を形成している。とくに上流側の前付近では、段丘面は小規模ながらも、平坦性がよく保存されている。また、最上流部の1支流である小又川沿いにも散在する(図5-2)。

段丘面F 段丘面Eの上位の段丘面であり、現存する最高位の段丘面である。前付近に小分布し、支流の小又川にも残存していて(図5-2)、現河床からの比高は168~178mに達する(図4)。アクセスが困難であるために現地踏査はできなかったが、地形図および空中写真判読によると段丘面は比較的平坦である。

小起伏面1 岸田川右岸の稜線部(海拔高度400~520m)に延長1.6kmにわたって発達する小起伏面である(図5-2)。現河床との比高は400~520mに達し、アクセスが困難であったために現地調査による確認はできなかった。

小起伏面2 岸田川右岸の稜線部(海拔高度280~440m)に延長1.5kmにわたってひろがる小起伏面である(図5-2)。現河床との比高は280~450mであるが、小起伏面1に比べて下流側に位置するため、より上位の地形面であると考えられる(図7)。ただし、小起伏面1と同準の地形面が断

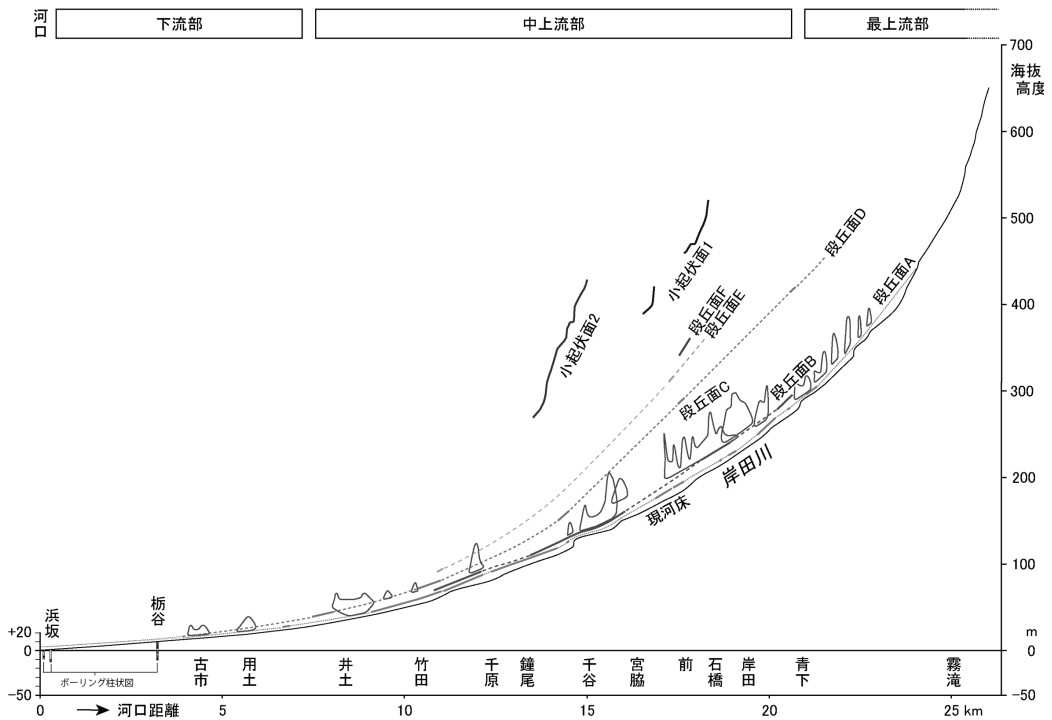


図7 岸田川本流に沿う河成段丘面および小起伏面の高度分布

層によって変位した可能性も否定できない。小起伏面2の一部は、農業用水をポンプアップすることによって灌漑され、畑地として利用されている。

IV. 地形面の編年

岸田川流域に分布する多くの段丘面の形成年代に関するデータは、著しく限られている。既存の文献資料(木谷・三浦, 2001), ならびに新温泉町建設課ならびにユートピア浜坂から提供いただいたボーリング資料(浜坂の2地点および栃谷の1地点, 最大掘削深度はそれぞれ10.2, 15.6および25.4m)によると, 岸田川最下流部の地下層層は資料の深度範囲ではおもに砂礫層からなり, 海成粘土や海進礫層は確認されなかった(図7)。そこで, 以下では, 今回の調査で新たに発見された段丘面Dを被覆する2層のテフラなどにもとづいて, 河成段丘の編年を試みる。

段丘面A 現河床との比高3~10mの浸食段丘面である(図4)。形成年代を推定するデータは得られなかったが, 岸田川流域における最新期の浸食段丘面であることから, その形成期は直近の高海面期(ヒブシサーマル期)すなわち7.3kaの縄文海進期(Lisiecki and Raymo, 2005のMIS 1: 表1)と推測される。岸田川の現河床断面に平行する段丘面Aの縦断形(図7)は, 段丘面Aが温暖期に形成されことを示唆し, 上の推測を支持する。

段丘面B 段丘面Bと段丘面Aとの比高は著しく小さく(図7), 両段丘面の形成期が近接していることを示唆する。

段丘面C 山麓扇状地性の堆積段丘であり(図6), 中~上流部で山麓扇状地の規模が著しく大きく, 扇頂部と下端部の最大比高は前述のとおり96mにも達する(図7)。いっぽう, より上・下流へ向かって扇状地の規模や比高が小さくなっていて(図7), 段丘面Cの形成期には岸田川の中~上流部で顕著な堆積作用が起こったことを示している。このような段丘面Cの縦断形や堆積様式は氷期における一般的河床形状(Dury, 1959; 貝塚, 1969)に相当することから, その形成期は18kaの最終氷期最寒冷期MIS 2: 表1)であると推論される。

段丘面D 新温泉町竹田(図5-1)では, 巨礫サイズの段丘礫層(図8-D)の上位に2層の火山灰層を発見することができた。最上位の段丘構成層はクロボクで, 橙色のガラス質火山灰層(図8-A: 層厚10.5cm)を挟在する。“椀かけ法”によって分離した残渣を偏光顕微鏡で観察すると, 斜方輝石や単斜輝石などの斑晶重鉱物のほか, 多量のバブル型火山ガラス(図8-B)がみられた。それ

表1 千代川, 八東川・私都川, 蒲生川, 岸田川流域における河成段丘の対比と編年(田中ほか, 2013に加筆)

千代川	八東川・私都川	蒲生川	岸田川	MIS	ピーク年代 ka
田中ほか(2013)	桑村・矢野(2011)	稗田・矢野(2012)	本研究	Lisiecki and Raymo (2005)	[*町田・新井(2003)]
板井原面群		磨川面	小起伏面1, 2		
			段丘面F		
天木面			段丘面E		
穂見面		洗井面	段丘面D	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
			段丘面B		
河原面		米岡面	長谷面	1	7.3*
向国安面		福本面	氾濫原	氾濫原	

らの屈折率測定や化学分析は行っていないが、上述の諸特徴からこの火山灰層は南九州の鬼界カルデラ由来の鬼界アカホヤ (K-Ah : 7.3ka, 町田・新井, 2003) であると推定される。その下位の著しく風化がすすんだ火山灰層は地元で“赤土”とよばれていて、偏光顕微鏡下では多量の普通角閃石や斜方輝石 (短冊状で [100] 面が発達) が観察される (図 8-C)。屈折率測定や化学分析は行っていないが、斑晶重鉱物の組成と晶癖から、この風化火山灰層は大山倉吉軽石層 (DKP : 55ka をやや遡る, 町田・新井, 2003) であると推定される。したがって、侵食段丘である段丘面 D の形成年代はそれ以前の温暖期, おそらくは最終間氷期 (MIS 5.5 = 123ka, 表 1) であろうと推測される。

段丘面 E・F 形成年代を推定する手がかりを得ることができなかったが、最終間氷期以前のいずれかの温暖期に形成された可能性がある。

小起伏面 1・2 これらの地形面の形成年代についてはまったく情報を欠いているが、岸田川が深い河谷を形成する以前の開析があまり進んでいなかった時代に形成されたと考えられる。

以上のような編年にもとづくと、鳥取県東部～兵庫県北西部の主要河川に沿って発達する河成段丘群 (千代川 : 田中ほか, 2013 ; 私都川・八東川 : 桑村・矢野, 2011 ; 蒲生川 : 稗田・矢野, 2012 ; 岸田川 : 本研究) は、表 1 のように区分・対比されると推論される。このような編年・対比に関する年代資料は全般に乏しく、詳細についてはいっそうの検証が待たれる。

V. 鉛直地殻変動

本節では、以上のデータにもとづいて、岸田川流域における第四紀後期の鉛直地殻変動の様式を解明し、変動速度を見積もる。さらに、視野をひろげて、千代川・蒲生川流域における変動速度と

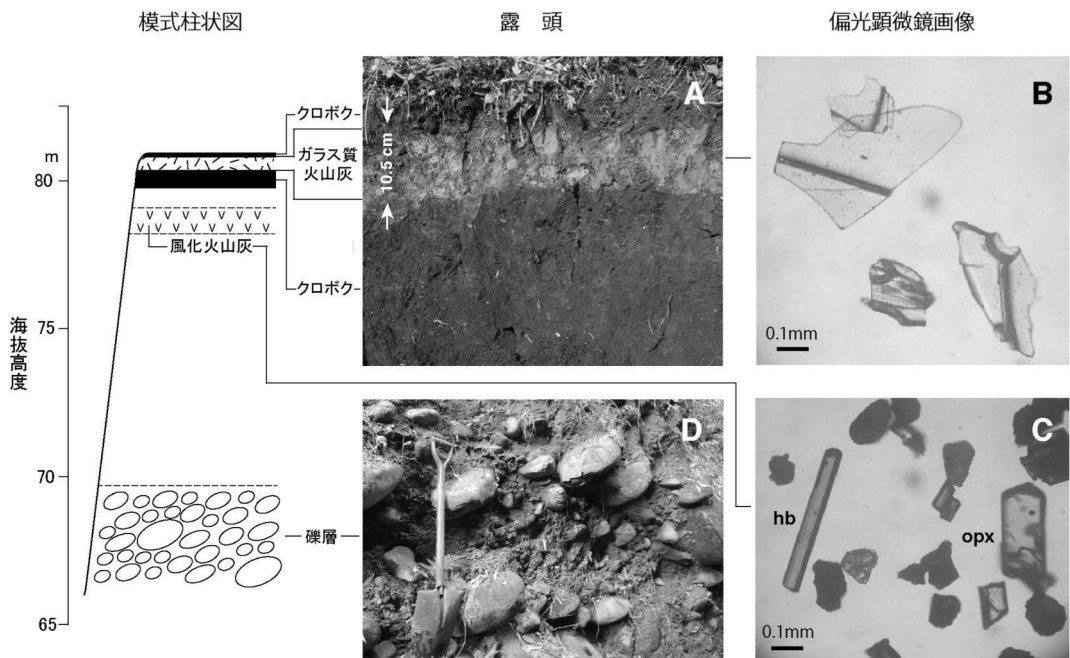


図 8 新温泉町竹田における段丘面 D の構成堆積物と火山灰層の特徴。段丘礫層 (D) のインプリケーションは岸田川の下流方向への古流向を示す。

比較するとともに、氷ノ山山塊に発達する山頂小起伏面の高度分布を明らかにする。

岸田川流域における地殻変動速度

最終間氷期の最高海水準は縄文海進期とほぼ同一高度、もしくは数 m 高位にあったことが、最近では広く認められるようになった (たとえば, Lambeck and Chappell, 2001; Cutler et al., 2003; Antonioli et al., 2004; Lisiecki and Raymo, 2005; 藤井, 2005; Rohling et al., 2007; Kopp et al., 2009; Dutton and Lambeck, 2012)。上述した段丘面 A と段丘面 D の編年が妥当であるとすると、両面形成時の海水準の高度差は数 m 以下であったと推論される。また、両間氷期において岸田川の流況が大きくは違っていなかったとすれば、段丘面 A と段丘面 D の縦断面はほぼ同一であるはずである。ところが実際には、両面の間に最大で 130m に達する高度差が認められる (図 7)。このような高度差は、段丘面 D の形成後、段丘面 A が形成されるまでの約 12 万年間に進行した地殻変動に由来するものと考えられる。

両面の間の高度差は、上流側ほど大きくなる傾向を示す (図 7)。そこで、段丘面 D と段丘面 A との形成期の間に行われた地殻変動を定量的に解明するために、兵庫県北西部の但馬海岸の海岸線の平均方位 (N70°E) に対する垂線 (図 5-1 左上の“投影線方位”) に、両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方位としたのは、水平面である海面と陸地の交線である海岸線が東北東へ直線的に伸びていることから、それが陸域における鉛直地殻変動の走向方向を

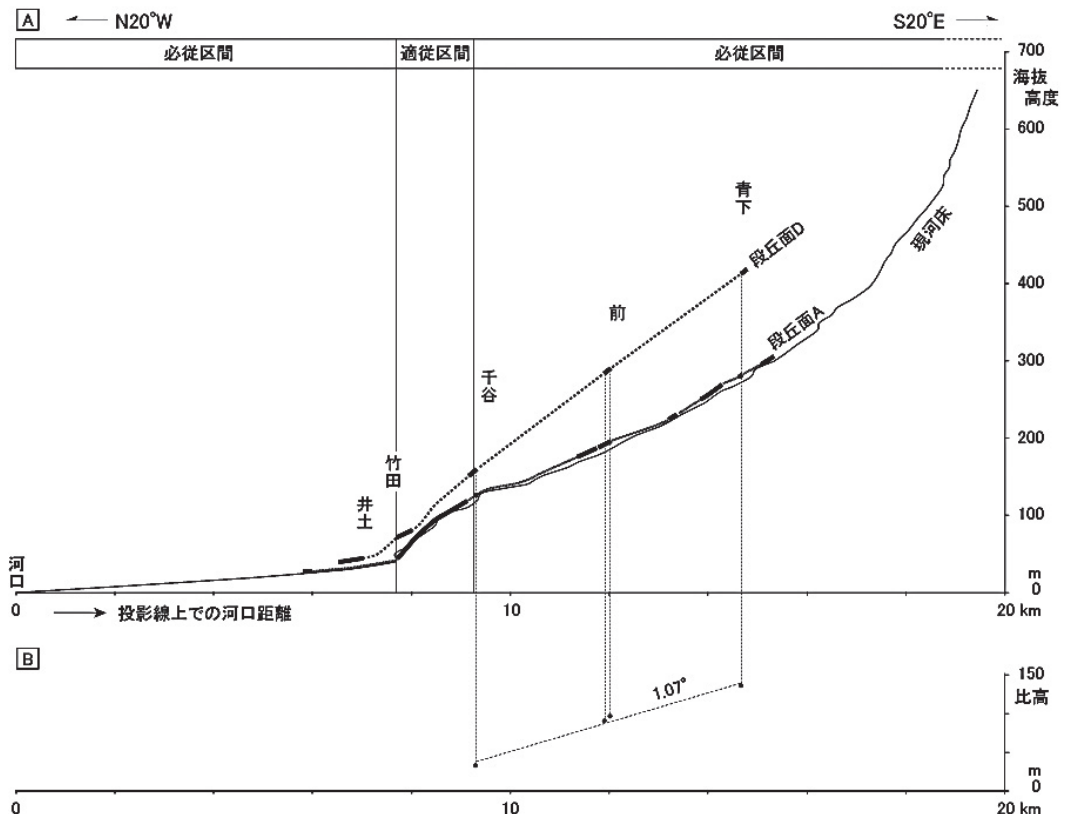


図 9 岸田川の段丘面 A および D の投影断面 (A), および両段丘面の比高分布 (B)。投影線方位は図 5-1。

示していると考えられるからである。

岸田川のうち、下流部の浜坂～竹田および千谷よりも上流側は前述のとおり必従流路となし、その流路は投影線にほぼ平行している（図5-1・-2）。いっぽう、中流部の千谷～竹田区間では、竹田推定断層に沿う適従流路として北東流しているため、投影された段丘面D・Aおよび現河床はいずれも、見かけ上の遷急区間を形成する（図9-A）。このような見かけ上の遷急区間を除外するために、千谷よりも上流側において段丘面Dと段丘面Aとの比高を計測した。ほぼ同一地点に両段丘が存在するのは4地点にすぎないが、計測された比高は上流へ向かって単調に増加していて、最小二乗法によるとその平均勾配は 1.07° と算出される（図9-B）。このような比高の上流側への単調な増大は、両面の形成年代差、すなわち約12万年間に岸田川上流部（千谷～青下：図10-C）が南上がりの傾動運動をおこなってきたことを示し、その平均傾動速度は $1.07^\circ / (1.2 \times 10^5 \text{yr}) = 8.9^\circ / 10^6 \text{yr}$ と見積もられる（表2）。

表2 千代川・蒲生川・岸田川流域におけるMIS 5.5～MIS 1の12万年間の平均傾動速度。計測区間はそれぞれ、図10の①、②および③。

流域	千代川	蒲生川	岸田川
平均傾動速度	$1.3^\circ / 10^6 \text{yr}$	$3.3^\circ / 10^6 \text{yr}$	$8.9^\circ / 10^6 \text{yr}$
文献	田中ほか (2013)	稗田・矢野 (2012)	本論文

鳥取県東部～兵庫県北西部における変動速度の地理的変化

鳥取県東部～兵庫県北西部の主要河川の河成段丘は、表1のように区分・対比される。それらのうち、千代川流域の河原面と穂見面ならびに蒲生川流域の長谷面と洗井面は、それぞれ縄文海進期（MIS 1）および最終間氷期（MIS 5.5）に編年され、それらの比高分布はいずれも南～南東上がりの傾動運動を示す。MIS 5.5～MIS 1の12万年間における平均傾動速度は千代川流域（田中ほか，2013：計測区間は図10-①）、蒲生川流域（稗田・矢野，2012：同②）および岸田川流域（本研究：同③）の順に大きくなり（表2）、岸田川流域での値がとくに大きい。以上のように、氷ノ山山塊北部における平均傾動速度は、西縁部からドーム構造の中軸部に近接するほど増大する傾向を示す。

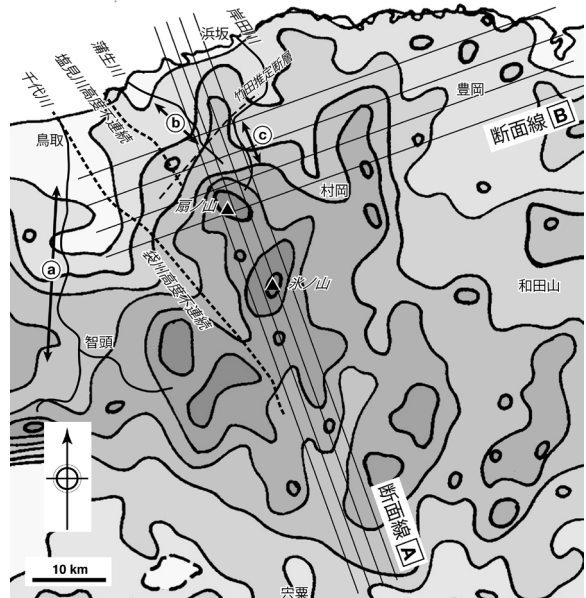


図10 氷ノ山山塊における計測位置。①②③：平均傾動速度（表2），A，B：地形投影断面線（図12）。破線：高度不連続・推定断層。接峰面：等高線間隔200m（岡山，1969）。

氷ノ山山塊の小起伏面

氷ノ山山塊を構成する山々は斉頂性を示し、山頂部には小起伏面が広く認められる。たとえば、山塊北部の隆起軸部を西方から遠望すると（図11）、氷ノ山から扇ノ山をへて日本海沿岸部にいたる平滑な山稜線が認められる。

氷ノ山山塊における山頂小起伏面の高度分布を明らかにするために、ドーム状山塊の長軸方向および横断方向の地形投影断面を作成した(図 12-A および-B)。長軸方向の地形投影断面を包絡する接峰線は緩やかに曲隆している(図 12-A)、その北半部は氷ノ山から日本海沿岸にいたる平滑な山稜線(図 11)に相当する。横断方向の地形投影断面を包絡する接峰線も緩やかに曲隆している(図 12-B)、北北西-南南東方向の塩見川高度不連続(稗田・矢野, 2012)および袋川高度不連続(荒木, 2004・矢野, 2009)によっていくぶん変位する。塩見川高度不連続は、直列する2条の活断層—塩見川断層(上田ほか, 2011; 活動度B級: 稗田・矢野, 2012)と雨滝-釜戸断層(確実度Ⅱ, 活動度は未評価: 活断層研究会, 1991; 鳥取県, 1999; 井上ほか, 2012)—を連ねる高度不連続で、北東側が相対的に隆起している。袋川高度不連続は、鳥取平野の北東縁を画する湯所-立川-袋川断層(玉尾・矢野, 2008; 矢野, 2009; 浅野ほか, 2012)に沿う北東側隆起の高度不連続である。これら3条の断層は中新統に130~600mの鉛直変位をもたらし、さらに、更新世後期以降にも活動したことが知られている。

氷ノ山山塊の曲隆変形した小起伏面は(図 12-A, -B)、かつての準平原であり、その後の隆起運動(一部に断層変位を随伴)によって“ドーム状の隆起準平原”になったことを示している。氷ノ山山塊および周辺域の河川はいずれも氷ノ山から放射状に流下し、全体としては北北西-南南東方向に伸長した放射状水系を形成している(図 13)。このような水系パターンも、氷ノ山山塊がドーム状に隆起してきたことを物語っている。



図 11 氷ノ山山塊中～北部に見られる平滑な山稜線(鳥取市下味野から東方を望む: 左が日本海側)

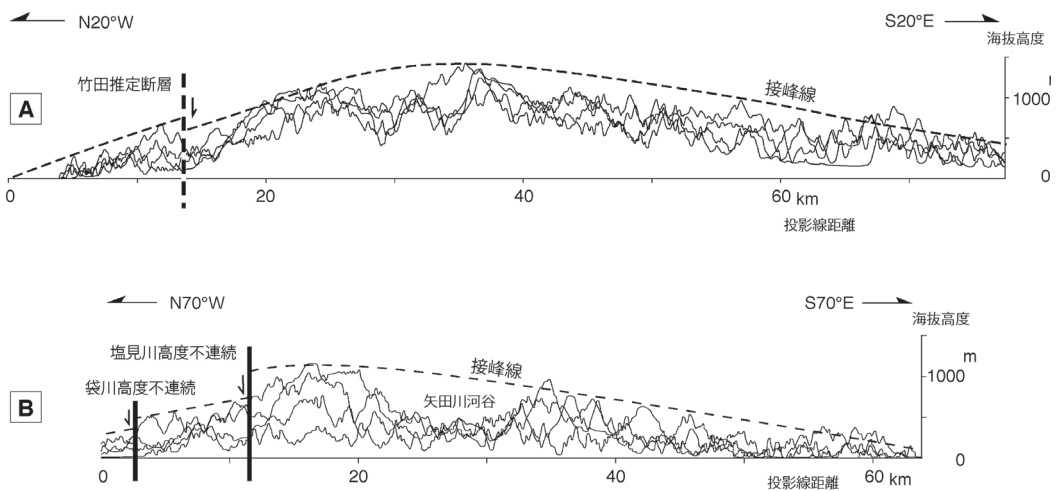


図 12 氷ノ山山塊の地形投影断面図(断面線は図 10). 竹田推定断層: 本論文, 袋川高度不連続: 荒木 (2005)・矢野 (2009), 塩見川高度不連続: 稗田・矢野 (2012).

VI. 鮮新世～第四紀火山活動

氷ノ山山塊では鮮新世に火山活動がはじまり、完新世まで断続してきた（図 14）。この火山活動は、2.2～1.7Ma の休止期を境に鮮新世および第四紀火山活動に大別される（Furuyama et al., 1993）。

鮮新世火山活動 (3.8～2.2Ma) 3.8～2.5Ma に北西部および南東部においてアルカリ質玄武岩-安山岩の単成火山を形成し、3.1～2.2Ma には氷ノ山山塊中央部に構造性陥没盆地（吉谷，1982）もしくはコールドロン（小室ほか，2002）が発生し、カルクアルカリ質流紋岩-安山岩を噴出した（Furuyama et al., 1993）。前者は、溶岩流やスコリア丘を形成した3つの単成火山からなる。後者の堆積物は照来層群（弘海原・松本，1958）とよばれ、流紋岩の溶岩・火砕岩、礫岩・湖成泥岩、安山岩溶岩などが平底鍋状の照来コールドロン（14km×17km）を埋積・溢流し、それらの分布範囲は18km×22kmに達する（Furuyama, 1989；小室ほか，2002；古山・長尾，2004）。照来コールドロンの火山噴出量は、北但馬地域の単成火山の一般的噴出量（0.01km³；Furuyama et al., 1993）に比べると著しく大きく（100km³；小室ほか，2002）、照来層群をもたらした火山活動がきわめて大規模であったことを示している。

第四紀火山活動(1.7～0.006Ma) アルカリ玄武岩-安山岩質およびカルクアルカリ安山岩質の多数の単成火山（溶岩・スコリア丘）が形成された。火山噴出物は氷ノ山山塊の東側斜面に広く散在し、さらに、山塊の中心部には約20の単成火山が発生し、扇ノ山火山群（Furuyama et al., 1993）をかたちづかった。扇ノ山で1.1～0.9Maに流出したカルクアルカリ安山岩溶岩（屏風岩溶岩・大石溶岩・霧滝溶岩）がとくに大規模で（>1km³）、それらのマグマの形成過程では、基盤岩類（花崗閃緑岩質）の同化作用が大きな役割をは



図 13 氷ノ山山塊および周辺域の水系。接峰面図：等高線間隔 200m（岡山，1969）。

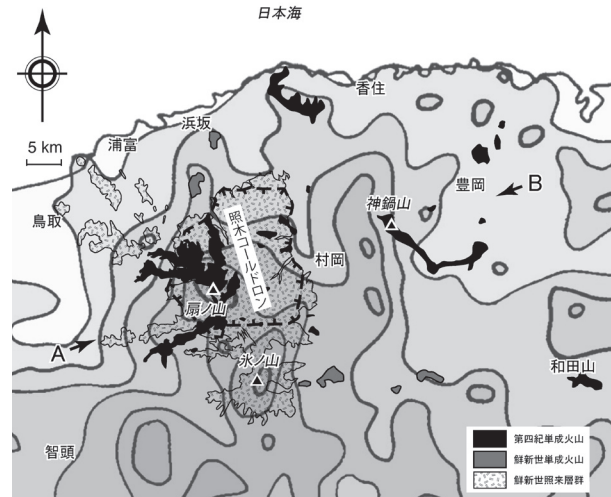


図 14 氷ノ山山塊北部における鮮新世～第四紀火山岩類の分布。噴出年代：照来層群 3.1～2.2Ma（古山・長尾，2004）、扇ノ山火山岩類 1.22～0.44Ma（Furuyama et al., 1993）、神鍋火山群 0.74～0.0006Ma（古山ほか，1993）。接峰面図：等高線間隔 200m（岡山，1969），A-B：図 15 の断面線。

たしたという(古山, 1984)。ちなみに, 中四国~近畿地方における地震波トモグラフィ(深度 25km)では, 三瓶山や大山などの第四紀火山の周辺域と同様に, 氷ノ山山塊の下部地殻が低速域になっていて(Zhao et al., 2002), 周辺よりも高温/低速度物質からなることが示唆された。

VII. 氷ノ山山塊の形成プロセスと形成メカニズム

以上述べてきたことがらにもとづいて, 本節では, 氷ノ山山塊の形成プロセスと形成メカニズムについて考察する。

形成プロセス

河成段丘から求められた平均傾動速度の地理的変化(表2), 小起伏面の高度分布(図12), 水系パターン(図13), 鮮新世~第四紀火山活動(図14)などにもとづくと, 氷ノ山山塊の形成プロセスはおおよそ次のように復元される(図15)。

中新世末(図15-1) 氷ノ山山塊に広く発達している山頂小起伏面(図11・図12-A・-B)は,

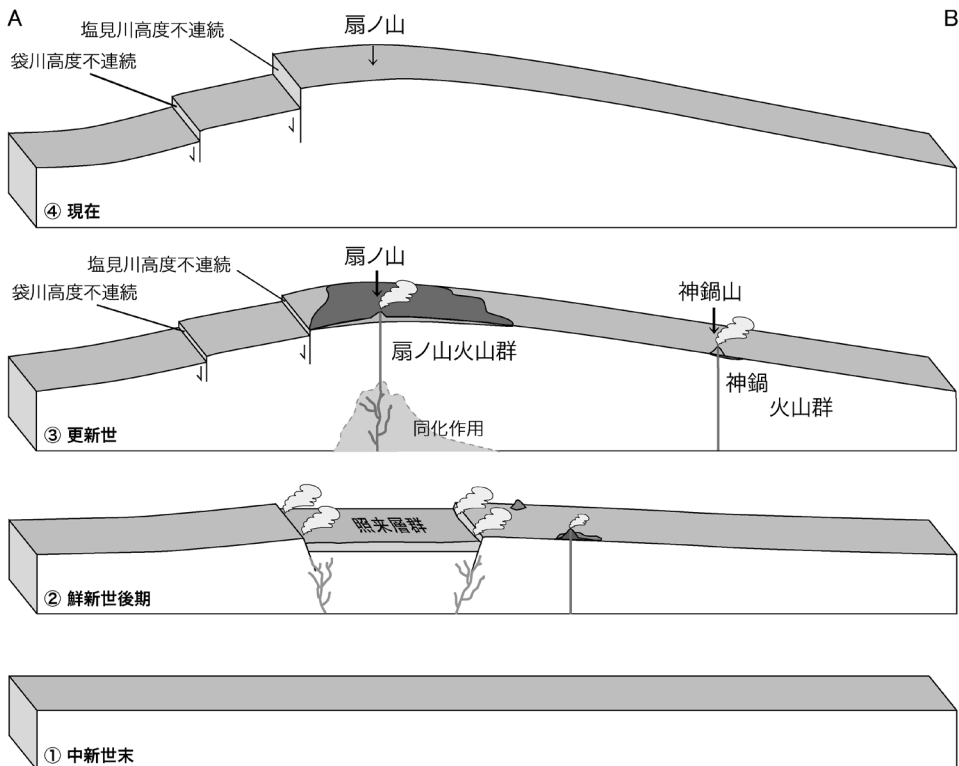


図15 扇ノ山山塊の形成プロセス(断面線は図12A-B). ① [中新世末]: 準平原, ② [鮮新世後期]: 氷ノ山山塊のドーム状隆起と照来コールドロンの形成, ③ [更新世]: ドームの成長, 扇ノ山火山群・神鍋火山群の形成, および袋川・塩見川高度不連続の発生, ④ [現在]: 氷ノ山山塊のドーム構造と袋川・塩見川高度不連続の成長。

かつて準平原であった。その形成年代はよくわかっていないが、一般には、中新世末頃とみられている（たとえば、藤田，1983；矢野，1983；Ollier and Pain, 2000）。

鮮新世（図 15-2） 北北西-南南東方向に伸長した氷ノ山山塊がドーム状に隆起しはじめ、氷ノ山を中心とする放射状水系（図 13）の原型が形成されたと考えられる。3.8~2.5Ma には浜坂南方および氷ノ山東方にアルカリ質玄武岩-安山岩質単成火山活動が発生し（Furuyama et al., 1993），さらに隆起運動が進行するとドーム構造の中央部に多角形の照来コールドロン（小室ほか，2002）が形成された。このコールドロンには，3.1~2.2Ma にカルクアルカリ質火山活動によって照来層群を構成する巨大な火山岩類がもたらされた（Furuyama et al., 1993；古山・長尾，2004）

第四紀（図 15-3） 0.5 m. y. の休止期間の後，1.7Ma にアルカリ玄武岩質火山活動がはじまった。多数の単成火山群が氷ノ山山塊の東側斜面に散点的に，そして，山塊中心部の扇ノ山付近には集中的に形成された（Furuyama et al., 1993）。1.1~0.9Ma になると，基盤岩類（花崗閃緑岩質）を同化した多量のカルクアルカリ安山岩溶岩が扇ノ山から 3 回にわたって流出した（古山，1984；Furuyama et al., 1993）。これらの大規模溶岩流は山塊を開析していた旧河谷に沿って流下したのうち，八東川・袋川の現河床付近にまで達してきて，氷ノ山山塊が 1Ma 頃にはすでに大きく隆起していたことを示唆する（荒木，2004）。

現在（図 15-4） 最近の約 12 万年間（123~7.3ka）にも氷ノ山山塊がドーム状に隆起をつづけ，千代川・蒲生川・岸田川流域における河成段丘を $1.3\sim 8.9^\circ/10^6 \text{ yr}$ の速度で傾動変形させた（図 9，表 2）。アルカリ玄武岩質火山活動も継続し，新しいものでは 6ka まで知られている（川本，1990）。

形成メカニズム

山陰地方東部の鮮新世~第四紀火山群は北西-南東方向に伸長した楕円領域（50km × 35km）に分布するとされ（Furuyama et al., 1993），その範囲は氷ノ山山塊の中-北部にほぼ一致する。また，火山群のなかでも格段に規模が大きく，大量のカルクアルカリ質火山岩類をもたらした照来コールドロン（小室ほか，2002）と扇ノ山火山群（古山，1984）はともに，氷ノ山山塊のドーム構造の中心部に形成された（図 14）。これらの事実は，氷ノ山山塊の形成と鮮新世~第四紀火山活動が成因的な関係をもつとの指摘（清水・矢野，2001）を支持するものである。

小室ほか（1977）は，火山-構造性陥没盆地の形成メカニズムとして深部マグマだまりに由来する上方圧縮力による隆起-陥没モデルを提案した。氷ノ山山塊のドーム状隆起域（径=50~80km）と照来コールドロンの規模（地表塑性域=14~17km）は，モデル 2-B（小室ほか，1977）のマグマだまり深度 $D=30\text{km}$ ，地表隆起量 $H'=300\text{m}$ の場合にほぼ匹敵する。このような幾何的相似性にもとづくと，氷ノ山山塊のドーム状隆起と照来コールドロンの発生（図 15-2）は，下部地殻におけるマグマだまりの造構的-熱的挙動に起因した可能性がある。

氷ノ山山塊では，その後 H' が 1,000m あまり増大し，1Ma 頃にはドーム構造中心部の扇ノ山から地殻物質を同化した大量のカルクアルカリ安山岩質マグマが流出した（古山，1984；Furuyama et al., 1993；図 15-3）。このような更新世の大規模な隆起とカルクアルカリ質マグマの活動は島弧変動（藤田，1970）の一般的特徴であり，氷ノ山山塊の下部地殻に観測される地震波低速域（Zhao et al., 2002）を含めて，今後の総合的検討が期待される。

ちなみに，氷ノ山山塊にみられる山頂小起伏面の横断方向での断面形状（図 12-B）は，わずかながらも西急-東緩の非対称を示し，変形勾配が大きい西側斜面に塩見川・袋川高度不連続が生じている。また，大規模火山体 一照来コールドロン（小室ほか，2002）と扇ノ山火山群（古山，1984）一

はドーム構造の中心部に、そして散在的な単成火山が軸部～東側斜面に分布し、西側斜面には火山が分布しない(図14・図15)。以上のような地形-地質構造や火山分布にみられる非対称性は、氷ノ山山塊におけるドーム状隆起と火山活動をもたらした深部マグマだまり由来する圧縮力が鉛直ではなく、いくぶん西へ倒れていることを示唆するのかもしれない。

VIII. 氷ノ山山塊と地域環境

氷ノ山山塊のドーム状の地形構造や高度不連続は、鳥取-兵庫県境域の地域環境に大きな影響をあたえている(清水・矢野, 2001; 荒木, 2004; 矢野, 2009)。たとえば、かつての因幡/但馬の国境と現在の鳥取/兵庫の県境は、氷ノ山山塊の隆起軸によって決定される(図16)。また、最大積雪深は日本海に臨む氷ノ山山塊中-北部では200cmを超え、100cmの等深線が北但馬海岸に迫り、この山塊のきわだった多雪性を示している(図16)。豊かな積雪は、鳥取以東の山陰沿岸部におけるブナ帯要素の下降をもたらし、兵庫県北西部における多数の大規模スキー場の重要な立地条件にもなっている。そして、氷ノ山山塊の雄大な山岳景観と原生的自然は、氷ノ山後山那岐山国立公園の中心的要素を構成する。

氷ノ山山塊の北北西-南南東に伸長したドーム状の地形構造と放射状の水系網は、山間盆地・谷底平地・海岸平野の分布などを通して、自然地理のみならず、人文地理や歴史地理にも少なからず影響をあたえた。そこには地域環境にかかわるさまざまな課題が内包されていて、より総合的な視点から調査・研究の進展が期待される。

IX. 結論

本稿では、岸田川流域における河成段丘の分布・対比・形成年代を基礎に、鉛直地殻変動の様式と速度を明らかにした。また、氷ノ山山塊の形成プロセスとメカニズムを考察し、地域環境とのかかわりにふれた。

主な結論は、次の4点にまとめられる。

1) 岸田川流域の河成段丘は、下位のものからA～Fに区分される(図4・図5)。段丘面Aは縄文海進期、段丘面Cは最終氷期の最寒冷期、段丘面Dは最終間氷期に編年される。

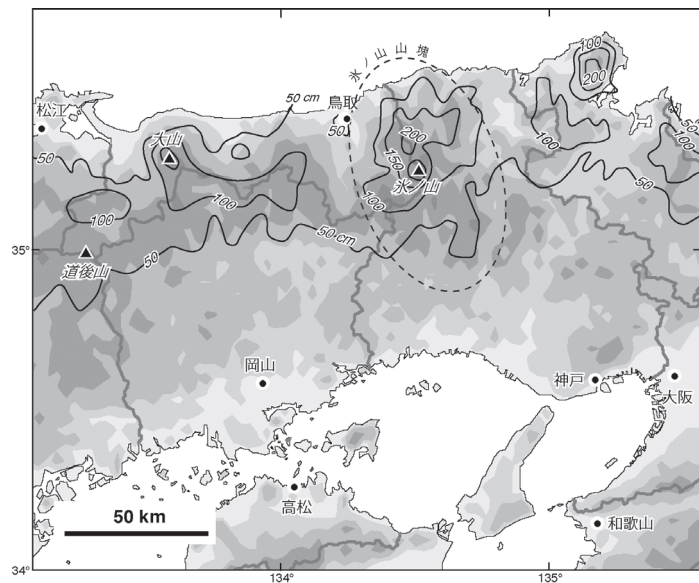


図16 中国地方東部における地形起伏と最大積雪深分布。地形高度グラデーションは海拔0～100, 100～200, 200～500, 500～1,000, 1,000～2,000m。最大積雪深分布(等値線間隔: 50cm)は森林立地懇話会(1972)による。

2) 段丘面Aと段丘面Dとの比高は上流側へ増大し(図7・図9), 岸田川流域が平均速度 $8.9^{\circ}/10^6\text{yr}$ で傾動してきたことを示す(表2)。

3) 氷ノ山山塊は鮮新世以降の火山活動をともなったドーム状の隆起運動によって形成され(図14・図15), それらは下部地殻におけるマグマの造構的-熱的挙動に起因したとみられる。このドーム状隆起運動が, 放射状水系(図13)を発達させ, 千代川・蒲生川・岸田川流域の段丘群を傾動変形させた(図9)。

4) 氷ノ山山塊の存在は地域の自然や社会にさまざまな影響をもたらしている(図16), 今後, より総合的な視点から調査・研究が進展することが期待される。

謝辞

この研究をすすめるにあたり, 新温泉町建設課からは1:10,000新温泉町地形図およびボーリング資料を, またユートピア浜坂からはボーリング資料をご提供いただき, あわせて, 貴重なご教示をいただいた。また, 地域住民の方々から岸田川流域における地形や地質について貴重な情報をご提供いただいた。

本研究にご援助をいただいた以上の方々に, 厚く御礼申し上げます。

文献

- Antoniolia, F., Barad, E., Potter, E.-K., Silenzi, S. and Improta, S. (2004) 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothem (Italy). *Global Plant Change*, 43, 58-78.
- 荒木淳子 (2004) 鳥取県東部における地形高度不連続—形成史と地域とのかかわり—. 鳥取大学教育学部卒業論文, 37p.
- 浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一 (2012) 鳥取層群産魚類化石のタフオノミー —その1: 層序と地質構造—. *地球科学*, 66: 5-16.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H.A., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S. and Bloom, A.L. (2003) Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 253-271.
- Dury, G.H. (1959) *The Face of the Earth*. Allen & Unwin, London, 242 p.
- Dutton, A. and Lambeck K. (2012) Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science*, 337, 216-219.
- 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.
- 藤田至則 (1982) 島弧変動について. *地団研専報*, 24, 1-32.
- 藤井理行 (2005) 極域アイスコア記録された地球環境変動. *地学雑誌*, 114, 445-459.
- Furuyama, K. (1981) Geology of the Oginosen Volcano Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 24, 39-74.
- 古山勝彦 (1984) 近畿北西部, 扇ノ山火山岩類の化学組成. *地質学論集*, 24, 165-176.
- Furuyama, K. (1989) Geology of the Teragi Group, Southwest Japan—with special reference to the Terada Volcanics—. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 32, 123-173.
- 古山勝彦・長尾 敬介 (2004) 照来コールドロンのK-Ar年代. *火山*, 49, 181-187.

- 古山勝彦・長尾 敬介・笠谷 一弘・三井 誠一郎 (1993) 山陰東部, 神鍋火山群及び近傍の玄武岩質単成火山のK-Ar年代. 地球科学, 47, 377-390.
- Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K. (1993) K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 47, 519-532.
- 稗田優香・矢野孝雄 (2012) 鳥取北東部岩美町および周辺域の河成段丘—最終間氷期以降の古地理的変遷と地殻変動. 鳥取地学会誌, 16, 13-31.
- 藤田和夫 (1983) 日本の山地形形成論—地質学と地形学の間. 蒼樹書房, 466p.
- 池辺展生・弘原海 清・松本 隆 (1965) 北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序. 日本地質学会第72年年会見学案内書, 28p.
- 井上裕貴・宇枝亜里沙・梅本 愛・奥村恵未・坂本健・中嶋 幸・西山貴仁・脇田菜摘 (2012) 鳥取県東部における雨滝-釜戸活断層の地形地質学的調査—累積変位量と地形発達史—. 地域環境調査実習報告書, 12, 1-8, 鳥取大学地域学部地域環境学科.
- 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.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料. 440 p., 東京大学出版会.
- 川本竜彦 (1990) 神鍋単成火山群の地質. 火山, 35, 41-56.
- 木谷幹一・三浦洋一 (2001) 兵庫県北部, 香住・浜坂低地における完新世の植生変遷. 立命館地理学, 13, 31-41.
- 小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則 (1977) グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構—数値モデル実験による試論—. 地質学雑誌, 83, 277-288.
- 小室裕明・古山勝彦・志知龍一・羽木伸幸・山本明彦 (2002) 照来コールドロンの重力異常. 火山, 47, 9-15.
- Kopp, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C. and Oppenheimer, M. (2009) Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863-867.
- 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, 8, no. 1, 75-87.
- Lamback, K. and Chappell, J. (2001) Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- 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.
- 小畑 浩 (1991) 中国地方の地形. 古今書院, 262 p.
- 岡山俊雄 (1969) 接峰面図. 第四紀地殻変動図, No. 6, 国立防災科学技術センター.
- Ollier, C. and Pain, C. (2000) *The Origin of Mountains*. Routledge, 345 p.
- Rohling, E.J., Grant, K., Hemleben, Ch., Siddall, M., Hoogakker, B.A.A., Bolshaw M. and Kucera, M. (2007) High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1, 38-41.
- 清水寛厚・矢野孝雄 (2001) 兵庫県北但馬地域における低位ブナ林とその成立条件. 鳥取大学教育地域科学部紀要(地域研究), 3, 111-131.
- 森林立地懇話会 (1972) 日本森林立地図(土壌図, 植生図, 降水量・積雪深図, 温量指数図, 説明書 19p.), 森林出版, 東京.
- 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 慎・矢野孝雄・田中優一・野村あずさ (2013) 鳥取県東部千代川の河成段丘一段丘比高にも

- とづく第四紀後期の鉛直地殻変動一. 地域学論集, 10, no. 1, 103-127.
- 鳥取県(1999)平成10年度地震関係基礎調査交付金雨滝-雨戸断層系に関する調査成果報告書. 109.
(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tottori3Bfrm.htm>) [最終閲覧日: 2014年1月27日]
- 上田卓真・宇根祐樹・倉学・小泉匡央・篠村拓也・鶴巻伸紘・淵田隆成・山崎慎也(2011)鳥取市福部平野における洪水多発の地形-地質的背景. 地域環境調査実習報告書, 11, 31-38, 鳥取大学地域学部地域環境学科.
- 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.
- 弘海原 清・松本 隆(1958)北但馬地域の新生界層序—近畿西北部の新生界の研究—(その1). 地質学雑誌, 64, 625-637.
- 山内靖喜・矢野孝雄(2013)山陰地域の地形・地質概要. 「山陰地域の斜面災害」編集委員会編, 山陰地域の斜面災害, 202-209, 日本地すべり学会.
- 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(2009)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・森山和道・沖村雄二・瀬戸浩二(1994)吉備高原と“山砂利問題”. 地球科学, 48, xx-xxiii.
- 矢野孝雄・吉谷明彦(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.
- 吉谷昭彦(1982)山陰東部地域の中新世末-鮮新世の堆積盆地の形成と造構運動. 地団研専報, 24, 279-286.
- Zhao, D., Mishra, O.P. and Sanda, R. (2002) Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. Phys. Earth Planet. Interiors, 132, 249-267.

(2014年6月6日受付, 2014年6月26日受理)