

房総丘陵を水源とする河川流域の地域特性と地形誌

八木令子¹⁾・吉村光敏²⁾・小田島高之³⁾

1.3) 千葉県立中央博物館

2) 千葉県立中央博物館館友

〒260-8682 千葉市中央区青葉町955-2

E-mail: ¹⁾yagi@chiba-muse.or.jp

2) hellvelos@gmail.com

3) odajima@chiba-muse.or.jp

房総丘陵を水源とする河川流域の地域特性と地形誌

八木令子¹⁾・吉村光敏²⁾・小田島高之³⁾

^{1,3)} 千葉県立中央博物館

²⁾ 千葉県立中央博物館館友

〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2

E-mail: ¹⁾ yagi@chiba-muse.or.jp

²⁾ hellvelos@gmail.com

³⁾ odajima@chiba-muse.or.jp

要旨 房総丘陵を水源とし東京湾に注ぐ河川の中～上流部には、流域全体の隆起や侵食されやすい地質などを反映して、穿入曲流による峡谷や数段の段丘面が発達する。これらの地域では縄文海進期の完新世中～後期においても、激しい隆起に対応した河川の下刻が行われた。また各河川上流にはごく最近の時代の段丘面に対応する遷急点があり、養老川では比高約30mの粟又の滝となっている。河川沿いに広い平坦面が少ない房総丘陵では、穿入曲流による蛇行した地形を短絡した川廻しなどのように、地形特性を活かした新田開発が行われた。現河床との比高が大きい段丘化した地形も、用水や上総堀りの井戸などを利用して水を得ることにより、水田化されていった。

キーワード：房総丘陵，穿入曲流，河岸段丘，遷急点，滝，川廻し地形

房総丘陵は東京湾岸の富津市磯根崎と太平洋側の東金市とを結ぶ線より南東側に位置し、安房・上総境界をなす鋸山～清澄山分水嶺を水源とする養老川、小櫃川、小糸川、湊川、夷隅川など、房総半島の主要な河川が北流する(図1)。流域の標高が400mにも達しないことから、これら河川の水源から河口までの比高は小さく、全体としては緩やかな流れを示す。しかしその中上流部では、流域全体の隆起や侵食されやすい地質などを反映して、曲流しつつ下刻した穿入曲流による峡谷や、遷急点としての滝、局地的な段丘面、河岸段丘化した沖積平野など特徴的な地形が見られる。これらは地域の景観を構成する一要素というだけでなく、房総半島南部の地史を反映した流域の自然環境の土台として、また人間の生活の場として重要であり、その空間的分布や成り立ちを示すことが必要である。

そこで今回、従来の調査研究に加え、平成24年～28年度重点研究「房総丘陵の自然一過去、現在、未来」の地形分野の研究課題として行った調査を基に、房総丘陵を水源とする河川流域の地域特性を概観し、房総半島南部の隆起や岩質を反映した河川地形を記載する。またこれら河川の地形特性に関わる人工改変地形や新田開発についても述べる。



図1. 房総丘陵を水源とする主な河川の分布. 国土地理院10mDEMを基にQGISで作成.

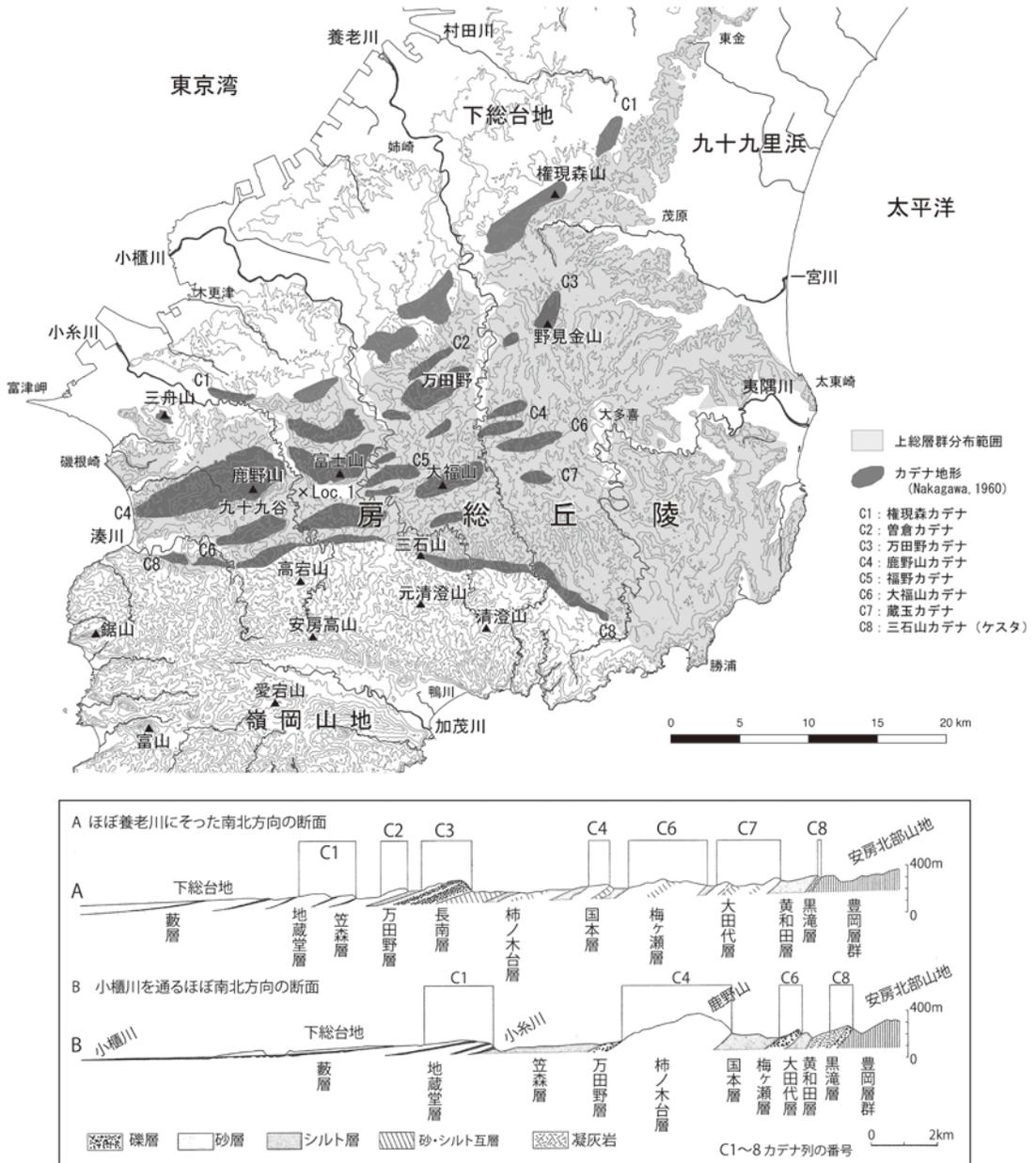


図2. 房総丘陵の地形地質概観. 平面図は国土地理院 10mDEM を基に QGIS で作成. 断面図は Nakagawa (1960) を一部改変した貝塚他編 (2000) の図, 市宿層は柿ノ木台層, 国本層と同時異層.

なおこれら主要河川の下流域は、12～13万年前に千葉県北部で古東京湾の海底が陸化して形成された下総台地に、房総丘陵を水源とし北流していた河川が延長川となって幅広い谷を掘り込み、縄文海進で広い沖積低地を形成したもので、上流側とは別の発達史が考えられる（杉原ほか、1978；貝塚ほか、1979；土屋、1980；吉村、2010など）。また太平洋側に注ぐ夷隅川、一宮川などに関しては、東京湾側に河口を持つ河川とは異なった特徴を持つことから、本報告では主に、房総丘陵を水源とし東京湾側に注ぐ河川の中～上流域を対象とする。

房総丘陵を水源とする河川流域の地域特性

鋸山～清澄山以北の房総丘陵は、標高は低いながらも急峻な山並みが続き、湊川、小糸川、小櫃川、養老川などの房総半島の主要な河川が北流する。これらの河川は、丘陵を出るあたりから流路を北西方向に変え、下総台地を刻む谷を流れた後、人工改変された三角州平野から東京湾に注ぐ（図2）。

河川最上流部の地質は中新統～鮮新統三浦層群からなるが、中～上流域のほとんどは更新統上総層群である。半固結の砂岩泥岩層が、北方へ傾斜する単斜構造をなし、地層の大部分は深海底に堆積したタービダイトといわれる海底土石流堆積物である。

これらの地層が堆積した後、房総半島は南部の嶺岡山地を中心に隆起に転じ、更新世中期頃には上総層群からなる丘陵の範囲も陸化した。房総丘陵を水源とする河川中～上流部の南北性の流路は、陸化時点の最初の地形に対応していると考えられる（吉村、2010）。隆起量は大きく、上総層群の堆積深度と現在の高さの比較などから、陸化時の地表面が残っていれば、千メートル以上になっていたとされる（貝塚、1987；吉村、2010）。しかし丘陵を構成する砂や泥が侵食に弱い地層のため、隆起しても河川により削られてしまい、当時の地形は残っていない。

現在の房総丘陵は、全体としては定高性があるが、上総層群の地質構造に対応した北東－南西、あるいは東西方向の地形配列（高まり）が何列か見られる（図2、C1～8）。このうちC4の鹿野山の山頂は、丸みを帯びたどっしりとした山容を示すが（Plate 1. 写真1）、南側は急崖となり、崖下には細かい谷に刻まれた九十九谷が広がっている（Plate 1. 写真2, 3）。この対

照的な地形は、鹿野山の山頂部分が未固結の砂層（上総層群市宿層）で構成され、南側の九十九谷が半固結のシルト～泥岩層（国本層）でできていることによる（Plate 1. 写真3解説図）。この地域の砂層は小礫をまじえる中～粗粒砂で、降雨を浸透させてしまうため、地表面に谷が刻まれず、侵食から取り残されて高く残るのに対し、泥層は比較的緻密で透水性が小さいため、地表面に谷が発達し、侵食されて低い山となる。このような砂と泥の透水性の差による砂の高まりは、岩石の硬軟による差別侵食のケスタ地形に形が似ていることから、「ケスタ状地形」または「カデナ地形」（スペイン語で山の意味：Nakagawa, 1960）と呼ばれている。なおC1は、上総層群ではなく、下総層群地蔵堂層分布範囲のカデナ地形である。またC8は、上総層群基底の黒滝層の硬岩の礫層がピークを作っており、透水性の差による差別侵食ではなく、地層の硬軟による通常のケスタ地形である（図2）。

湊川、小糸川、小櫃川、養老川などの河川は、このような東西方向の地形の高まりを横切って流れている。図2のLoc.1の君津市植畑付近では、小糸川が鹿野山～富士山（上総富士）の高まりを横断している。先述したように、河川中～上流域の南北性の流路は、更新世中期頃に房総丘陵が最初に陸化した時期の地形に対応して形成されたもので、現在の丘陵の東西性の地形配列ができる以前に、すでに大まかな流れの方向が決まっていた、いわゆる先行谷である（吉村、1996）。これらの地域では、更新世末期の最終氷期頃まで侵食が進み、河川に沿って河岸段丘が形成された。また斜面は平坦化されて低いなだらかな丘陵となり、南北方向の幅広い谷を曲流した川が流れていた（貝塚ほか、2000；吉村、2010）。

最終氷期から完新世にかけて、再び隆起による下刻が進み、なだらかになっていた谷は深く掘られ、するどい稜線と斜面に変化した。曲流した谷筋も、そのまま下刻して、穿入曲流や環流丘陵（Plate 1. 写真4）、上流部には峡谷（Plate 1. 写真5）などが形成された。さらに下刻と側刻が繰り返され、比高数十メートルにも及ぶ数段の河岸段丘が形成され（Plate 2. 写真6）、最後の下刻期の遷急点が、各河川で滝を作っている（Plate 2. 写真7, 9）。現在の谷の河床は、岩質の影響で、U字溝の断面に似た平らな岩石ナメ底の「平滑岩盤河床」（池田、2001）をなす（Plate 2. 写真8）。谷幅は狭く、

水路幅とほぼ同じで、房総南部の河川の特徴となっている。以下ではこれら房総丘陵の隆起や岩質を反映した河川地形について詳述する。

河岸段丘地形

房総丘陵を水源とする河川沿いに発達する河岸段丘は、年代的には6万年前頃に離水した地形から現在までが含まれることから、この時期の流域の環境変化やそれに関わる地形形成過程の指標となる。

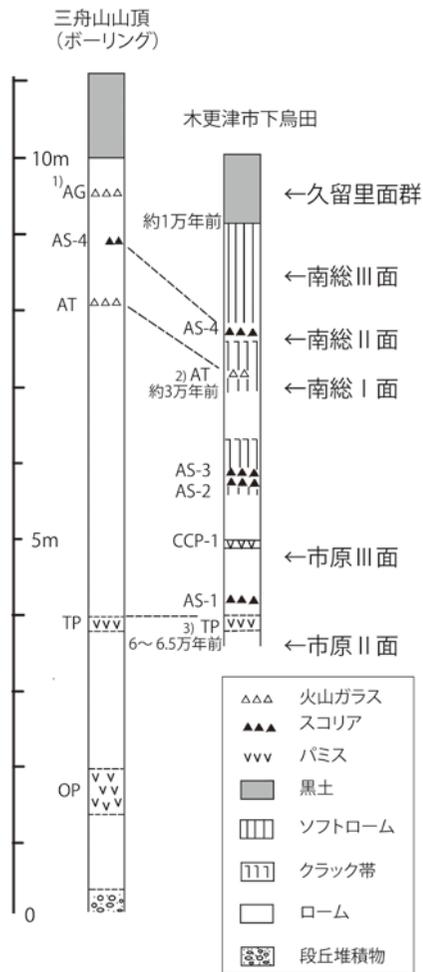


図3. 小糸川周辺のテフラ柱状図と段丘面の陸化時期。三舟山山頂のボーリングデータは杉原ほか(1978)による。1) 杉原ほか(1978), 市原市文化財センター(2004); 2) 町田・新井(1976), 中川ほか(2013); 3) 町田(1971), 町田・新井(2003)

この地域の河岸段丘は、市原面、南総面、久留里面に大別される。市原面及び南総面は、段丘礫層の上に武蔵野ローム層あるいは立川ローム層以上の火山灰層を載せる更新世段丘で、火山灰層に挟在する特徴的な鍵層を基に細分される(図3)。一方久留里面は火山灰を載せない完新世の段丘面の総称で、黒土層の有無や地形の連続性から5面(久留里I~V)に分類される(鹿島, 1982)。

1. 小櫃川・養老川流域

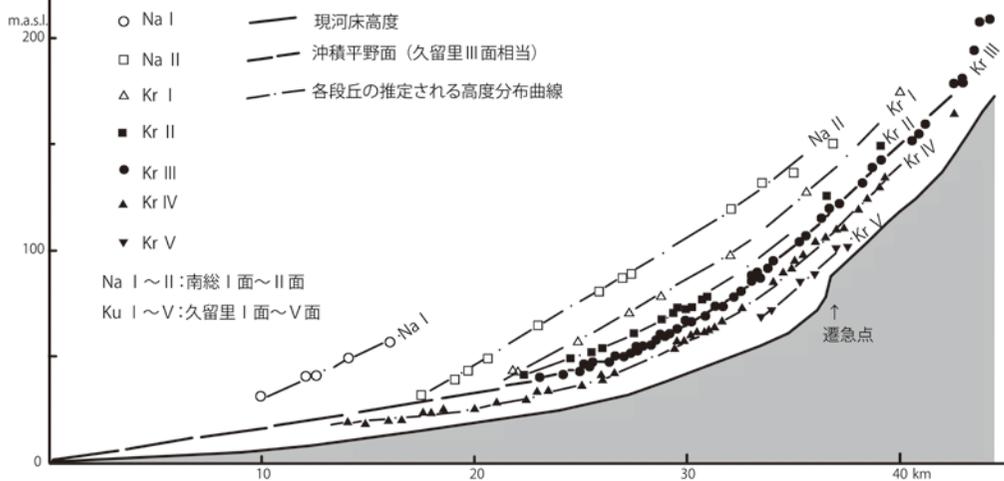
小櫃川・養老川流域の更新世末期以降の地形発達について述べた鹿島は、両河川の中～上流域の河岸段丘は、すべて礫混じりの砂、シルトで構成される層厚1~3mの段丘堆積物からなる侵食段丘であるとした上で、面の連続性や高度分布を基に対比を行い、それぞれの河川の縦断方向の分布図を作成した(図4)。これによると、両河川とも最上位の段丘面から現河床までの比高が100m近くもあり、その間に7段の段丘面が分布する。上位の2面は立川ローム層を段丘礫層の上に載せる南総面(南総I~II)、下位の5面は火山灰を載せない完新世に離水した久留里面(久留里I~V)であることから、両河川中～上流部では、2~3万年前から現在にかけて下刻または側刻を繰り返しながら、数十メートル下刻を行い、7段の段丘を作ったことになる。このうち久留里III面は下流から上流まで連続的に分布しており、下流における縄文海進の堆積面に対応した段丘面で、その形成時期は縄文海進最盛期後の、海水準が上昇から低下傾向に転じた4~5千年前頃としている。またこの後、下流では沖積平野面の下刻が始まり、中～上流部でも下刻が卓越し、久留里IV~V面が形成された。

なお両河川とも現河床は平滑であるが、1ヶ所高さが急変するところ(遷急点)があり、小櫃川では亀山湖上流の不動滝、養老川では比高約30mの粟又の滝となっている。粟又の滝の位置は、最下段の段丘面(久留里V面)に対応しており、それより上流では段丘面と現河床との比高が急に小さくなっていて、下刻が進まなかったと考えられる。滝の詳細については後述する。

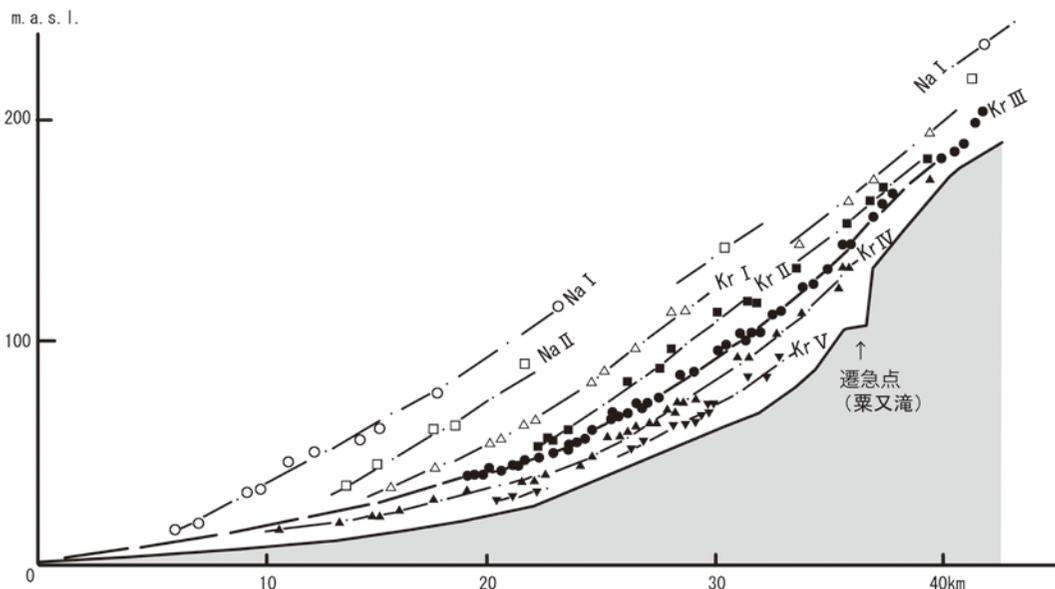
2. 小糸川流域

小糸川流域については、下流から上流までを見通し

小櫃川



養老川 (凡例は小櫃川と同じ)



図は鹿島(1982)による。図の段丘面は、段丘として連続性のある面を示したもの。
 下刻や穿入曲流に伴い、局地的・中間的な段丘面が多数見られるが、この図では省かれている。

図4. 小櫃川・養老川の河岸段丘面の縦断方向の分布図。鹿島(1982)を一部改変。

た後期更新世以降の段丘分布に関して、君津市史自然編(1996)、吉村ほか(1996)などがある。また5万分の1地域地質図「富津地域の地質」の範囲内で、小糸川、湊川の河成段丘の高度が河床縦断面図上に示されている。ここでは小糸川の段丘面を高度や連続性から5面に分け(富津I～V)、このうち低位の富津V面が鹿島(1982)の久留里Ⅲ面に当たるとしている(中嶋・渡辺 2005)。一方吉村・八木(2003)は、小糸川上流部を中心に、段丘地形の分布やその堆積物の調査を行い、完新世以降の地形発達について考察した。

調査範囲は君津市豊英清和県民の森周辺で、小糸川本流は大きく曲流しながら奥畑で木和田川と合流する(図5)。本流には顕著な滝は認められないが、支流の木和田川上流部には落差約10mの大戸場の滝(図5 Loc.1)が発達し、最新の遷急点となっている。このような流路に沿って、ほぼ平坦あるいは現河床側にやや傾いた数段の段丘面が分布する。また馬蹄形の平面形で、中央部がやや盛り上がった河道切断型段丘(鹿島1982)も認められる(図5 Loc.2など)。このタイプは比較的高位の面に多く見られる。段丘面は河床との比高は大きいものの、段丘堆積物の上に火山灰層を載せず、土壌の発達も未熟であることから、完新世以降に段丘化したものと考えられる。しかし豊英湖西側の図5 Loc.3の段丘面は、段丘堆積物の上に薄くソフトロームが載ることから、南総Ⅲ面(徳橋・遠藤、1984)に対比されており、更新世段丘も局地的に分布する。さらに上位の段丘面上には、角礫を含む扇状地状の緩斜面が載っていることが多いのが特徴で、完新世以降の激しい隆起と侵食を物語る。

調査地域(図5 Loc.4の範囲)は、三浦層群天津層の比較的硬い泥岩～シルト岩からなる高度200～300mの定高性のある丘陵で、周辺は所々岩盤が露出している(図6)。小糸川はこのような丘陵を深く削りこんで峡谷をなし、100m以上の断崖となっている。小糸川に沿って発達する段丘面は大きく2段に分かれ(図6 Loc.1)、上位の面はおおよそ標高170m、下位面は160mほどで、その間は比高数mの緩やかな崖となっている。下位の面と現河床とは露岩の急崖で境され、その比高はおおよそ15mである。上位の段丘面上には、支流の小糸川の谷口に位置する扇状地状の緩斜面(図6 Loc.2)が載っている。

これらの地形を作る地層を7ヶ所で観察し(図6 p.1

～7)、X-Yに沿う地形断面図上に投影して地形地質断面図を作成した(図7)。本地域で小糸川の現河床に沿って分布する上下2段の段丘面は、いずれも薄い本流河道堆積物と、洪水堆積物からなり、段丘堆積物の層厚は合わせて2m前後である。現河床との比高は15～25mであることから、これらの段丘は、薄い段丘礫層をもつ侵食岩石段丘である。段丘堆積物の上は薄い腐植層で、火山灰層が認められないことから、段丘面は完新世以降に形成されたものであり、小櫃・養老川流域の久留里面群に対比される。上位面と下位面では、円礫層の出現高度が10m近く違うことから、一連の堆積物ではなく、堆積の時期は異なる。

本研究における地層観察では、段丘面の形成時期が直接明らかになるような年代資料は得られなかった。そこで小糸川中～上流域の段丘分布図を作成し、河床縦断面図上に投影して、段丘面の区分及び対比を行った(図8)。君津市大井戸より上流の小糸川本流の河床縦断面は、下に凸の滑らかな曲線で、落差の大きい滝ができるような顕著な遷急点は認められない。しかし奥畑よりやや上流に小規模な遷急点があり、そこから縦断面も急傾斜となる。段丘面は大野台付近で最大7面に、上流部では5面に分類される。このうち豊英ダム周辺の最上位の面は、図5 Loc.3の段丘面で、更新世末の南総Ⅲ面に対比された。この面は連続性がよく、大野台付近まで断片的に分布するが、それより上位の面(南総Ⅰ～Ⅱ面)は局地的に分布するのみである。また2～3段目の面も分布は散在的である。一方上から4段目に対比される面は、それより上の段丘面に比べ最上流部まで連続し、図6 Loc.1の上位面もこの面に対比される。東栗倉より下流では、広い段丘面となり、沖積平野面に地形的に連続する。このような分布特性は、小櫃・養老川で認められる久留里Ⅲ面に類似することから、これらを久留里Ⅲ面相当面とした。その場合調査地域の下位の面は久留里Ⅳ面に対比される。ここではⅣ面より下位に段丘面は分布しないが、下位面と現河床との比高が約15mもあることから、久留里Ⅲ面形成後～現在まで下刻が続いていると考えられる。

3. 段丘面分布から見た完新世における地形形成過程の変化

以上のような更新世末～完新世の段丘地形の分布か

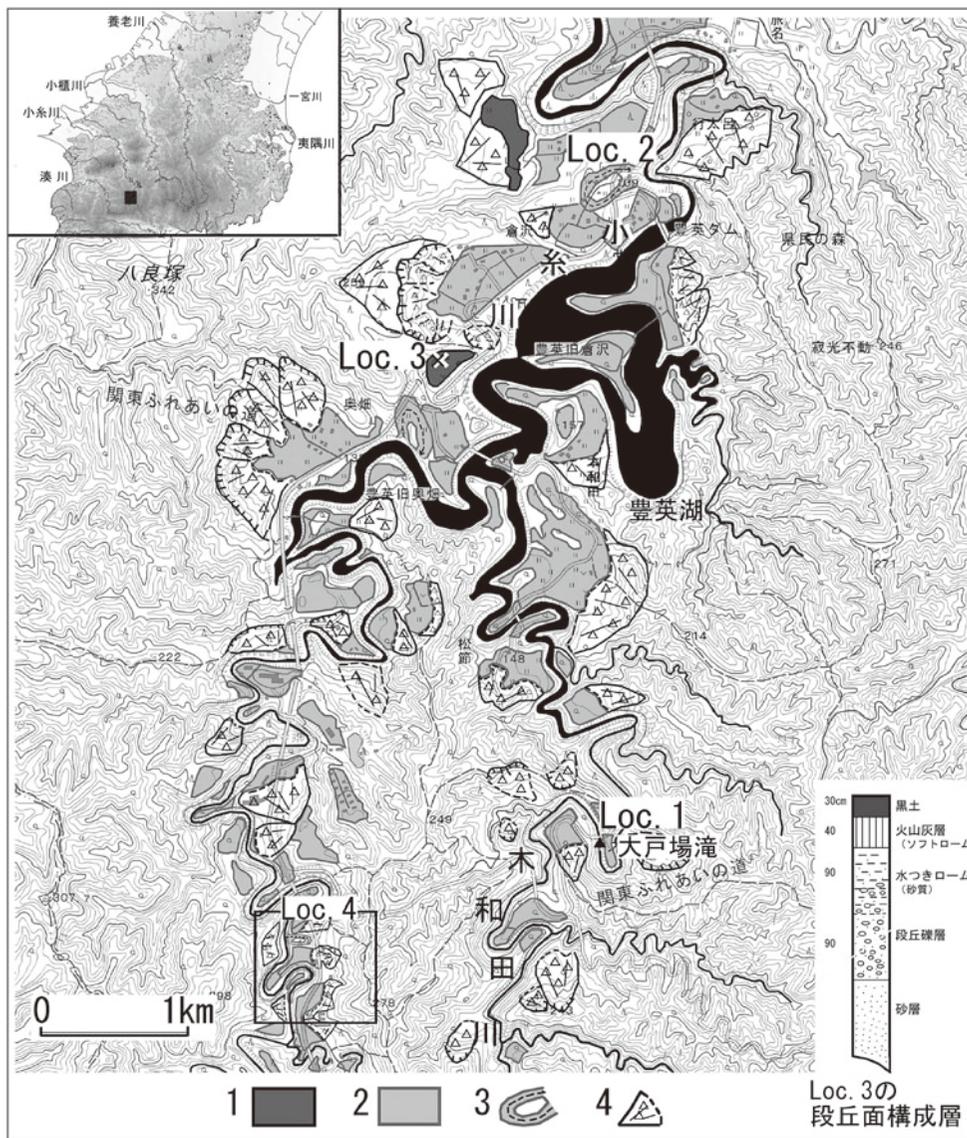


図5. 小糸川上流清和県民の森周辺の地形. 国土地理院 1:25000 地形図「坂畑」を基に作成. 1, 更新世段丘; 2, 沖積段丘; 3, 河道変化型段丘 (鹿島, 1982); 4, 扇状地状の緩斜面.

ら、小糸川上流では、久留里Ⅲ面の形成時期の前後で、地形形成の様子が変化していると考えられる。そこでこの時期の地形形成過程を3つの時期に分けて述べ、鳥瞰図(概念図)により視覚的に示す。

(1) 久留里Ⅲ面の時代 (図9-1)

久留里Ⅲ面の時代までは、数段の段丘面は形成されたが分布は散在しており、峡谷を作るような河川の下刻はまだ見られず、比較的側刻が強く発達するような時期であったと考えられる。小糸川本流沿いには幅の

広い河原が続き、そこを川が蛇行して流れていた。山ひだも現在より浅く緩やかで、開けた谷景観が見られた。河原に続く谷斜面下部には、麓屑斜面や小規模な扇状地(土石流扇状地)が発達していた。

(2) 久留里Ⅳ面の時代 (図9-2)

久留里Ⅲ面形成以降は、やや下刻が進み、浅い峡谷が作られるようになった。山ひだを削る支流の下刻も始まっている。この時期になると小糸川中～上流域でも、河床が10mくらい低下し、当時の河床が現在の

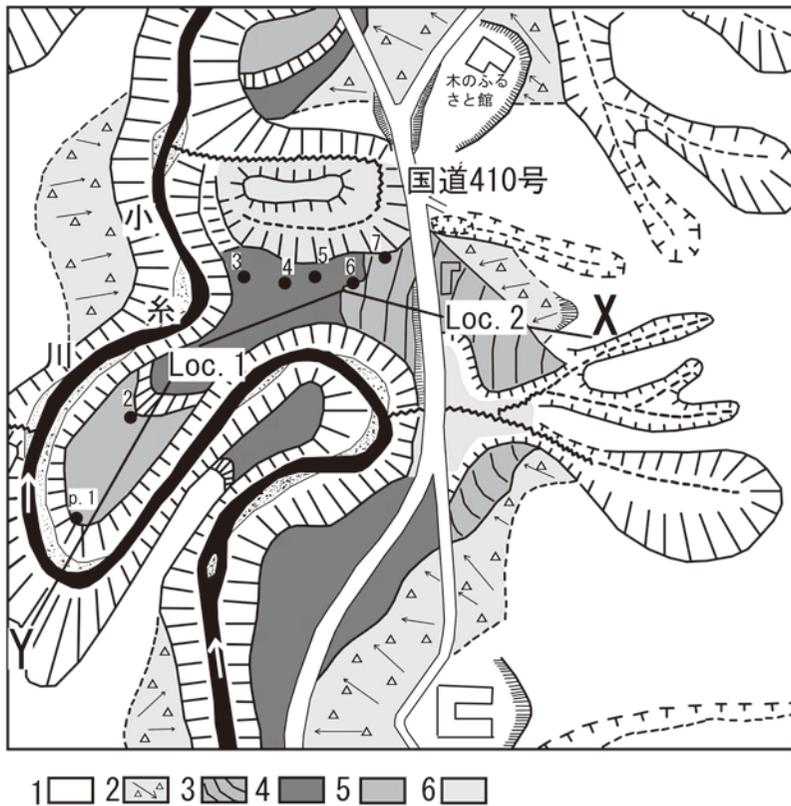


図6. 小糸川上流調査地域(図5 Loc.4)の地形分類図. 吉村・八木(2003)を一部改変. 1,丘陵斜面;2,麓斜面;3,扇状地状の地形;4,段丘面(上位面);5,段丘面(下位面);6,人工改変地. p.1~7は地層観察地点.

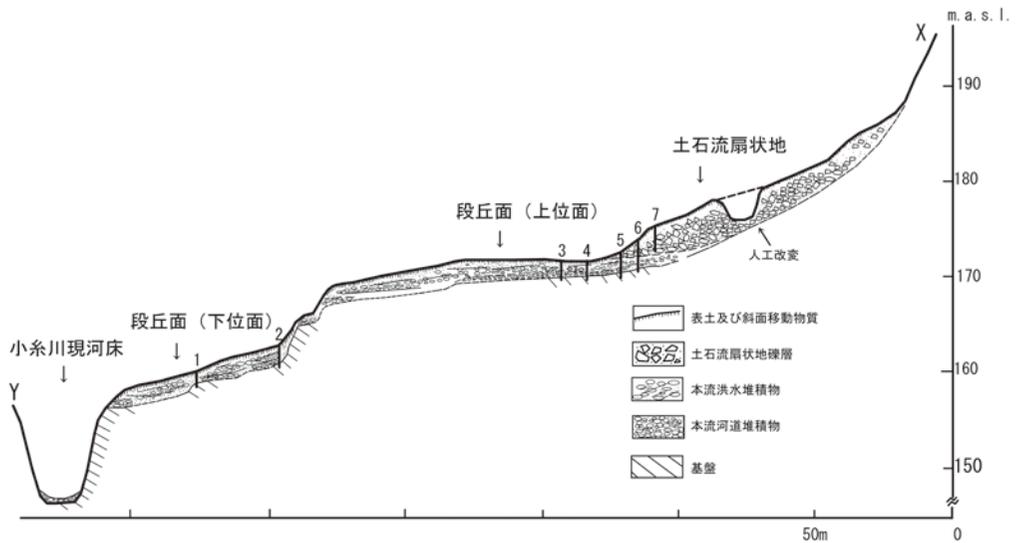


図7. 小糸川上流調査地域(図6 X-Y)の地形地質断面図. 図中の1~7は図6の地層観察地点p.1~7に対応.

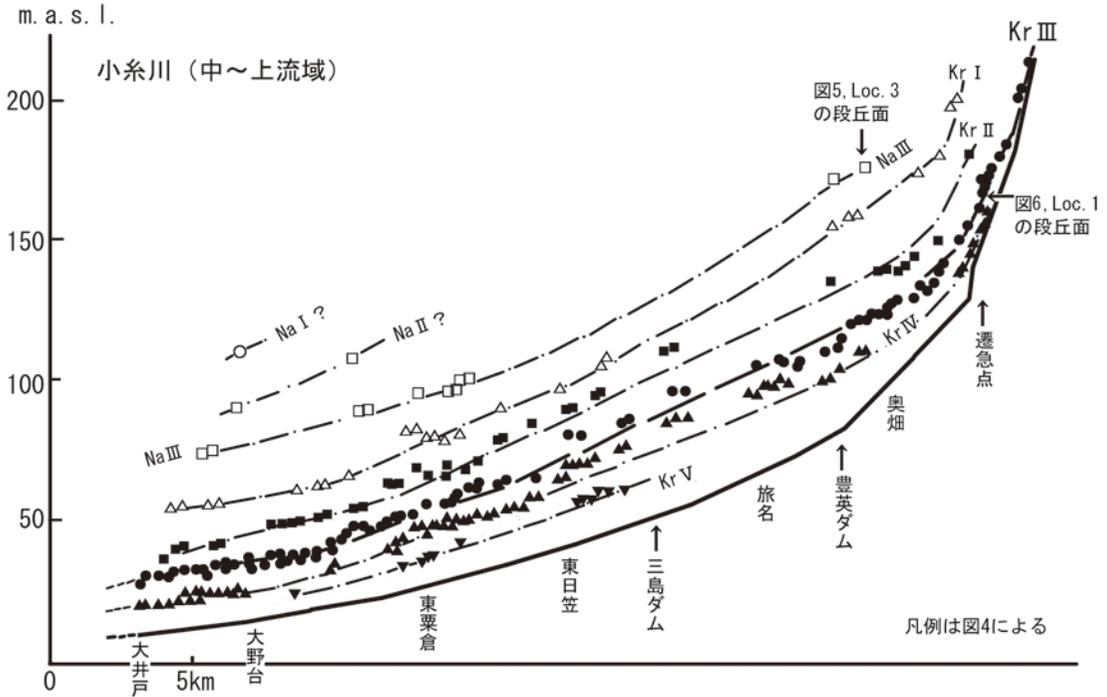


図8. 小糸川中～上流域の河床縦断面と侵食段丘の段丘面高度分布. 吉村・八木(2003)を基に作成. 小糸川流域にも、旧河道跡に形成された河道切断型段丘(鹿島, 1982)が認められるが、高度分布が不規則であり、中間的な面も多いと予想されることから、河床縦断面図への投影は省略した。

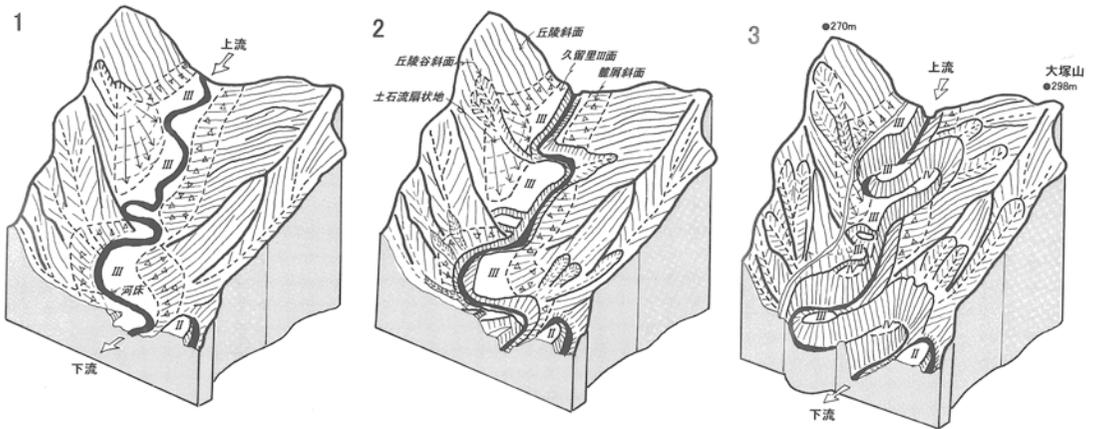


図9. 小糸川流域の地形形成過程を示す鳥瞰図. 吉村・八木(2003)を一部改変. 1, 久留里III面の時代; 2, 久留里IV面の時代; 3, 現在.

久留里Ⅳ面相当面になっている。本流沿いでは自由曲流していた川が10mほど下刻して曲流した狭い峡谷を作り、穿入曲流の状態になった。土石流扇状地の末端を削り取り、一部では曲流短絡も起こった。

(3) 現在 (図9-3)

その後現河床の時代まで、穿入曲流の度合いが強まり、さらに深く狭い峡谷が作られ、支流も発達して険しい山地景観が作られた。本流沿いでは河床は20mほど低下し、現在の標高になった。その結果、川沿いには下刻によって形成された急な崖が連続し、攻撃斜面でもっと高い崖が見られるようになった。周辺の丘陵斜面では、本流の下刻に対応して支流の下刻も進み、山ひだの細かい斜面が形成された。これらの谷は下流が本流の下刻に追いつかず、本流との合流点では懸谷となっている。

このような完新世における地形形成過程の変化は、小糸川だけでなく、小櫃・養老川でも見られる。鹿島(1982)は、久留里Ⅲ面より上位の面に、河道変化型段丘が多いことなどから、比較的側刻が強く、蛇行の発達が容易であった「生育蛇行状態」から、久留里Ⅲ面形成後、「掘削蛇行状態」へ変化したと考えた。またその原因を、縄文海進最盛期以降、海水準が上昇傾向から低下傾向へと変化したことが影響していると述べている。

遷急点の地形

房総丘陵の各河川は、前述したように下刻が進んでいる。そのため久留里Ⅴ面相当の段丘面が存在する中～上流では、Ⅴ面以降の下刻に対応したU字溝状の峡谷が形成されており、その峡谷の上流端に図4で見られるような遷急点が作られている。また合流する支流は、本流の下刻が速いため、懸谷ひんこくとなって合流し、出合付近に支流の瀑布帯や滝が多く見られる。なお遷急点より上流でも、久留里Ⅳ面以降の下刻に対応する急な峡谷地形が続くため、本流に合流する支流の懸谷滝は多い。これらの滝のうち、観光地として有名な養老川本流の遷急点「粟又の滝」と支流の懸谷の滝群、小糸川支流木和田川の遷急点「大戸場滝」を例に、地形変化のようすを紹介する。

1. 粟又の滝 (養老川本流の遷急点)

粟又の滝は、大多喜町粟又にあり、図4に示す養老

川本流の遷急点である。以前は高滝と呼ばれていたが、近年は粟又の滝という観光名が一般化している。滝は急なナメ滝で、高さを感じないが、比高は約30mあり、安房地方も含め房総半島の本流河川の滝としては最大の落差である(Plate 1. 写真7)。滝の地質は上総層群黄和田層の泥岩で、滝のナメ部分の傾きは、この泥岩の傾きとほぼ一致している。

この滝の形成は、図4の縦断面図から、養老川の最新の段丘面である久留里Ⅴ面の下刻に対応しているが、滝付近には久留里Ⅴ面は存在していないので、周辺の現地調査により久留里Ⅴ面とのより詳細な関係を明らかにした。図10に示すように、粟又の滝より上流にも久留里Ⅴ面が存在する。また粟又の滝上と、久留里Ⅴ面の推定延長とが高度の上で対応し、粟又の滝は久留里Ⅴ面の下刻に対応して形成されていることが確かめられた(図11)。さらに滝下流の河床断面形と久留里Ⅴ面縦断面形との比較から、現在の滝は下刻が一時的に停止しているだけで、ポテンシャルとして現在の位置から何kmも上流に後退する余地があることがわかる。

図11に示すように、粟又の滝の直下には滝壺が形成されているが、その下流1kmでは河床に滝壺は認められない。このことから、粟又の滝は、久留里Ⅴ面の下刻が始まって約1km上流に移動していた時には、滝壺を作れないほど速度が速かったと考えられる。それに対しごく近年は、滝が現在の位置に停滞していたため、滝壺を形成した。図12は粟又の滝の滝壺微地形分類図である。相対的に遷急点の移動が停滞していた時期の変化の結果であるが、滝が0→1→2→3と少しずつ後退した跡を読み取ることができる。0期は河道が鍵の手に曲り、幅広の滝下広場が形成された時期で、この地形の形成には、河床の固結した泥岩層中に、未固結の凝灰岩層Kd18(三梨ほか, 1959; 里口ほか, 2000)が存在していたことが関連している。すなわちこの地層に沿って急速に破壊、侵食が進み、断面図のKd18に沿った幅広のナメ滝が形成された。ナメ滝の表面は、Kd18の層理面と一致していたと考えられる。その後1→2→3期は、0期に作られたナメ滝表面を一様に削り、より急斜した滝面を作りながら滝が後退した時期で、後退の強弱により滝壺1～3が順次形成されていった。

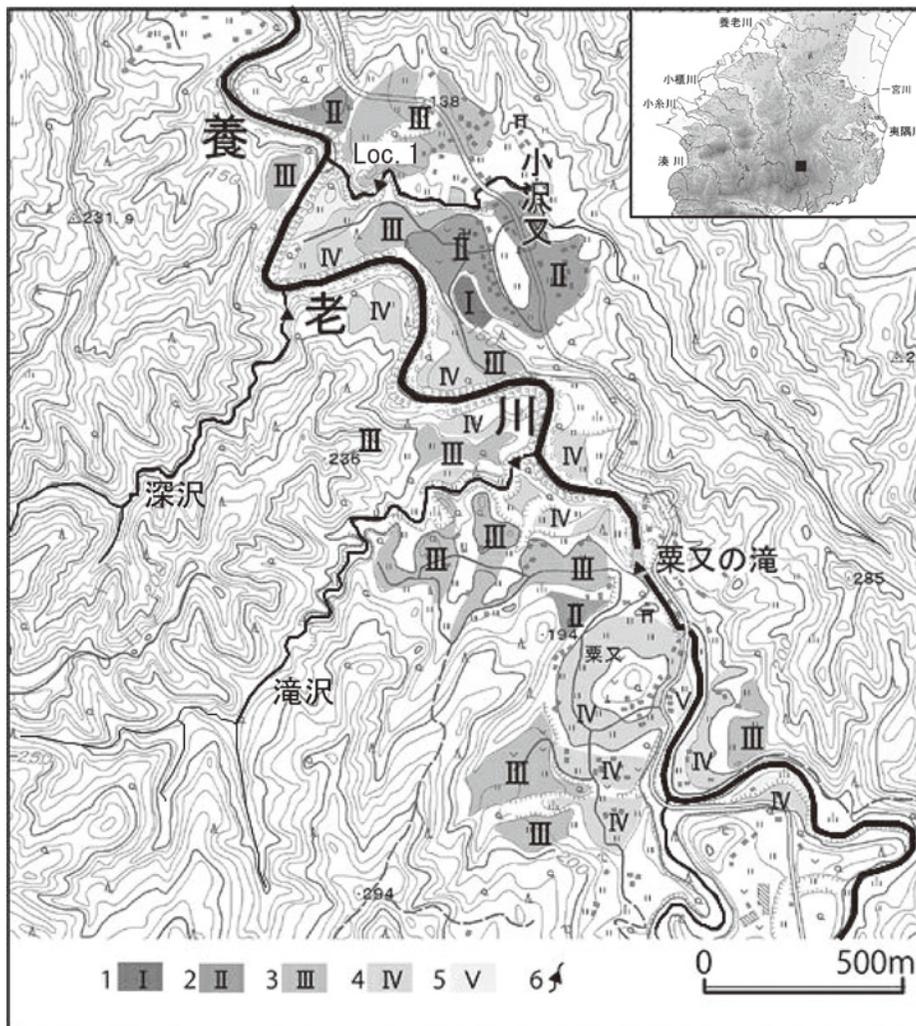


図 10. 栗又の滝周辺の地形分類図. 国土地理院 1:25000 地形図「大多喜」を基に作成. 1, Kr (久留里) I 面; 2, Kr II; 3, Kr III; 4, Kr IV; 5, Kr V; 6, 滝と水系.

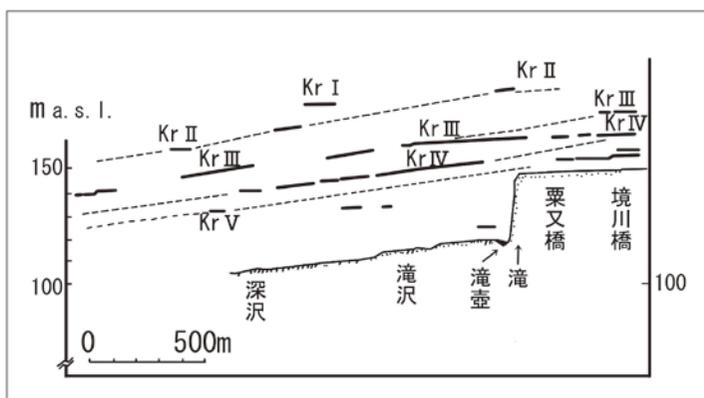


図 11. 栗又の滝付近の河床と段丘面の縦断面図.

滝下広場の滝壺移動

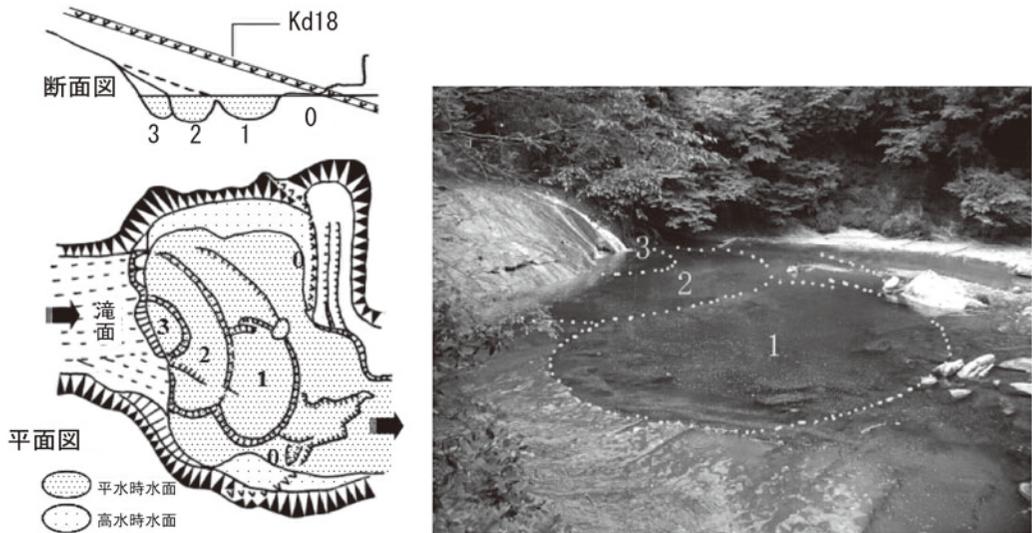


図 12. 粟又の滝の滝壺移動を示す微地形分類図。

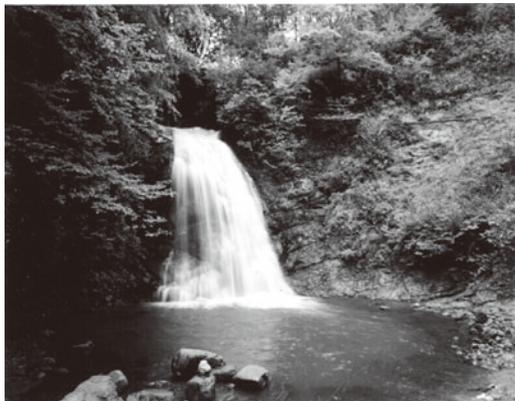


図 13. 粟又の滝と同期の「かっか滝」。



図 15. 大戸場滝の全景. 上下2段になっている。

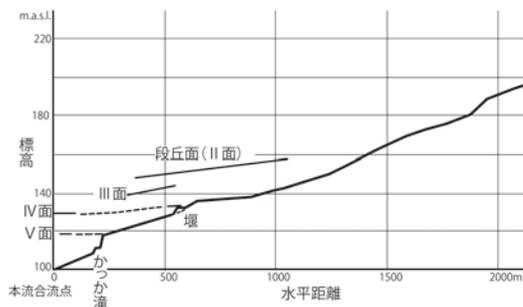


図 14. かっか滝縦断面図

2. かっか滝（粟又の滝下流の支流，懸谷の滝群）

粟又の滝の下流には、本流に合流する支流の滝群が存在する（図 10）。粟又の滝を作った本流の遷急点が上流に移動していった跡が峡谷となったのに対し、支流侵食は本流より遅いので、懸谷となって合流するようになった。これらの滝群は、時期の上で本流の遷急点の滝と対応しており、粟又の滝の「同期の滝群」と呼ぶ。そのひとつが、本流との合流点より約 200m さかのぼった地点に位置する小沢又地区のかっか滝である（図 10 Loc.1）。

かっか滝は 7m ほどの高さの滝で（図 13）、本流出

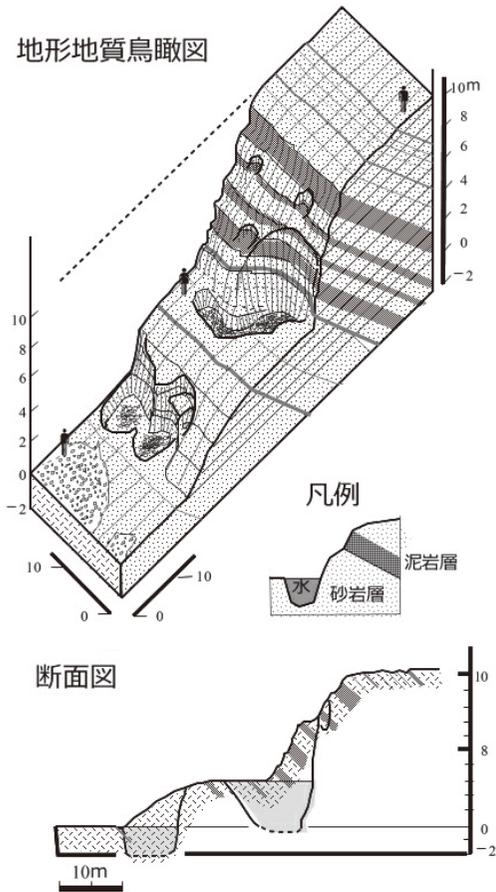


図 16. 大戸場滝河床・滝面鳥瞰図と縦断面図。

合いより上流にあるため、一見懸谷の谷には見えない。しかしかっか滝頂部が久留里V面の高度と対応していることから（図 14）、本流出合に懸谷の滝が形成された後、その滝が移動して現在の位置に至ったと考える。

3. 大戸場滝（小糸川支流の遷急点）

久留里V面の下刻により滝地形となっている遷急点としては、小糸川では支流木和田川の大戸場滝があげられる。

大戸場滝は、君津市豊英大戸場に位置し（図 5 Loc.1）、一般的には清和県民の森の大滝として親しまれている（Plate 2. 写真 9）。滝面は上下 2 段あり、高さは合わせて 10.5m、河床幅 19.5m の幅広の滝である（図 15）。滝が懸かる部分の地層は、三浦層群清澄層の砂がち砂泥互層である。この滝と段丘面との細かい対比は、滝のすぐ下流にダム湖があるため不詳であるが、本流の下刻に伴って支流木和田川で遷急点が移動する際、砂泥互層の泥層の部分の侵食速度が遅いため、滝の後退が停滞している状態と考えられる。2 段の滝の頂上がいずれも泥層に当たっていて、その時点で滝面の後退が停滞し、滝面の下が掘られて滝壺が形成された（図 16）。

人工改変地形—川廻し地形

1. 川廻し地形とその分布

房総丘陵を水源とする河川の中～上流部は、曲流し

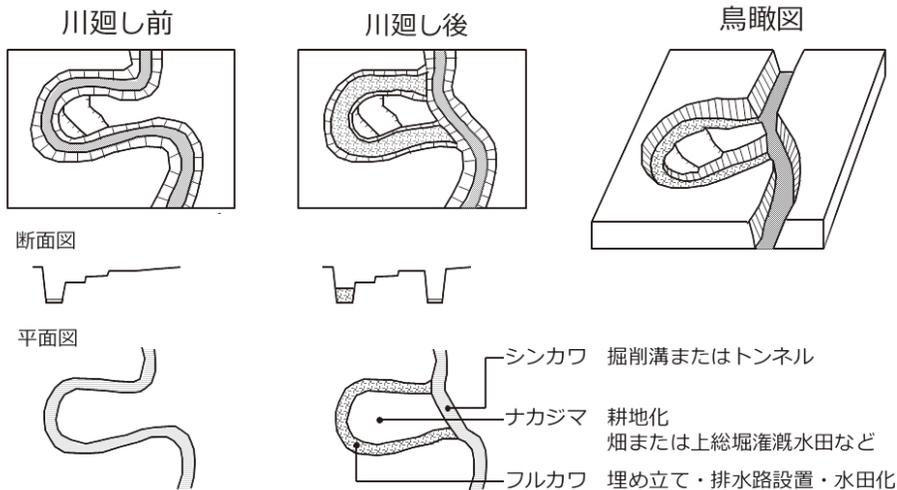


図 17. 川廻し地形の模式図。



図 18-1. 小櫃川支流笹川流域の川廻し地形分布図。国土地理院 1:25000 地形図「坂畑」を基に作成。

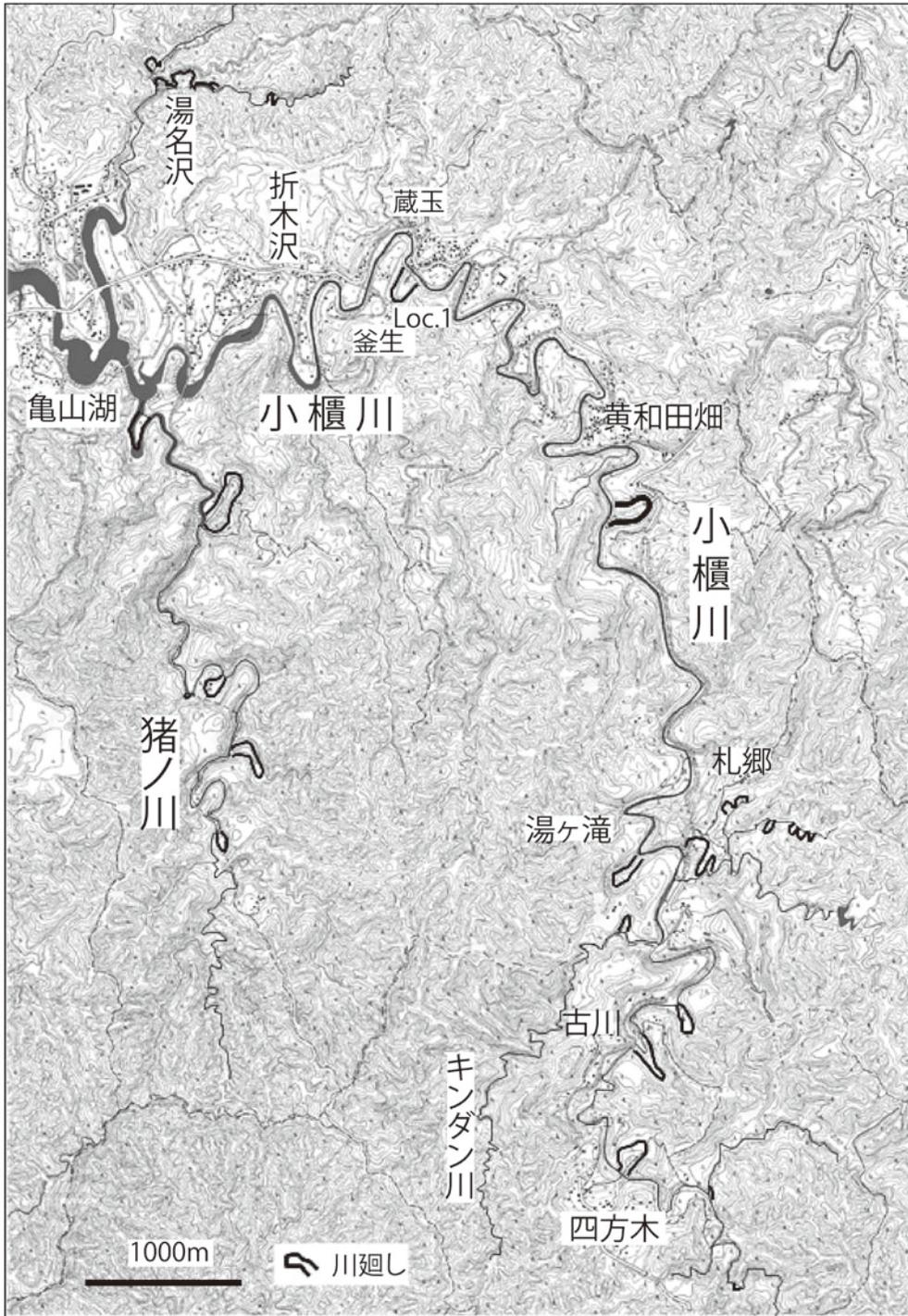


図 18-2. 小櫃川本流上流域の川廻し地形分布図. 国土地理院 1:25000 地形図「坂畑」, 「上総中野」を基に作成.

水系	数	大型 ¹⁾	小型	川廻しの所在する市町村
夷隅川	156	0	156	大多喜町、御宿町、いすみ市、勝浦市
養老川	150	7	143	市原市、大多喜町
小櫃川	101	5	96	木更津市、君津市、鴨川市
小糸川	17	3	14	君津市
湊川	19	0	19	富津市
白狐川	7	0	7	富津市
安房地域の河川 ²⁾	8	0	8	館南町、館山市、南房総市、鴨川市
総計	458	15	443	

表 1. 水系別の川廻し地形の数. 1) 大型はフルカワの長さが 1km 以上のもの. 2) 保田川, 富浦川, 平久里川, 長尾川, 川尻川, 待崎川に小型が各 1, 佐久間川に小型が 2 ケ所見られる.

つつ谷を深く下刻している穿入曲流河川である. この地形を利用して, 新田開発のために, 「川廻し」と呼ばれる人工的な短絡工事が, 江戸時代中期～明治初期にかけて多数行われてきた. その結果, 水田化された旧河道跡, トンネルや切り通しを流れる短絡河道などの特徴ある地形が残され, これを「川廻し地形」と呼んでいる. 新流路を「シンカワ」, 水田化される旧流路を「フルカワ」, 切断された曲流部分を「ナカジマ」という (図 17). ナカジマは河岸段丘化している.

このような川廻し地形に関して, 養老川流域については, 藤原 (1979) が記載している. 一方, 吉村 (1996a, b, 1997), 吉村ほか (1996a) は, 夷隅川流域などの具体的な事例を基に, 川廻し地形のタイプや, 川廻しによる河川の地形変化を述べている. また吉村の HP 「川廻し地形について」では, 房総半島の川廻し地形を総括的に紹介している.

川廻しは関東地方ではほぼ房総半島のみに見られる特殊な新田開発の 1 タイプで, 房総丘陵各地や安房地方などでも行われた. 川廻しが房総丘陵の川に見られる理由として, 穿入曲流河川であることのほか, 岩質が柔らかく, 人力で掘れること, 緩流河川で洪水水位が高くないことなどの自然条件があげられる. なお房総半島以外では, 新潟県の魚沼丘陵を流れる穿入曲流河川で, 同様な曲流短絡工事が行われており, そこでは「瀬替」と呼ばれている.

空中写真判読や現地調査などにより, 房総半島南部の水系ごとの川廻し地形の分布状況を明らかにした. 川廻し地形は, 房総丘陵の河川に 460 ケ所近く, 南部の安房地方に 8 ケ所存在し, 特に多く分布するのは, 夷隅川, 養老川, 小櫃川の本流及び支流で, 湊川, 小

糸川には比較的少ない (表 1). 規模は小さいものが多く, 1 ケ所では, 5 反～1 町歩の広さしかないので, 全部合わせても川廻しによる新田の面積は最大 450 町歩程度で, 水田面積としては多くはない. しかし, 房総丘陵では川沿いに平地がなく, 河岸段丘面は技術的にも費用の面でも利用という点で困難があったため, 川廻しによる新田開発は, 高度な技術や多大な労働力がなくてもできる水田増加法であったと考えられる. 図 18-1, 2 に小櫃川上流域の川廻し地形の分布を示す. このうち小櫃川支流笹川の清水地区の川廻し地形 (図 18-1 Loc.1) は, 最近になってその景観が注目され, 著名な観光スポットになっている (表紙及び Plate 2. 写真 10).

なお明治期以降, 林業用の用地を得るため, あるいは交通用などの理由で, 曲流短絡が行われるようになった. これら「林業型の川廻し」は, 房総～安房丘陵の各地で行われているが, 空中写真では判読できないような小規模なものも多く, 数量や分布状況ははっきりとわかっていない.

2. 川廻しによる地形変化

房総丘陵の各河川において川廻し工事が行われ, 河川地形に多大な人工改変が加えられた. 地形変化の点から見ると, (1) 短絡による河川の流長減少と人工滝の発生, (2) 短絡後のトンネルの天井崩壊, (3) 短絡による人工滝の移動, などがあげられる.

(1) 流長減少と人工滝の発生

川廻しでは曲流部分を短絡してシンカワの部分に川が流れるようになるので, 川廻しが連続してみられる流域では, その河川流長が激減する. また河床はすべて岩盤の露出した平滑岩盤河床であるが, 川廻し短絡により, シンカワの部分は小さな滝あるいはナメ滝の形に造成され, 川廻し短絡部ごとに小さな段差を生じる. その様相を東京大学千葉演習林内を流れる小櫃川支流猪ノ川を例に示す.

猪ノ川は流長 11km で, 途中に遷急点 (黒滝) を持つ河川であるが, 流域で 6 ケ所の川廻し工事が行われている (図 19 Loc.1～6). Loc.1, 2, 4, 5 が水田型, Loc. 3, 6 は林業型である. 川廻しの結果, 黒滝以外は平滑な河床縦断だった河道の流長が, 11km から 8km に短縮し, 小段差の滝がみられる状態に変化している (図 20).

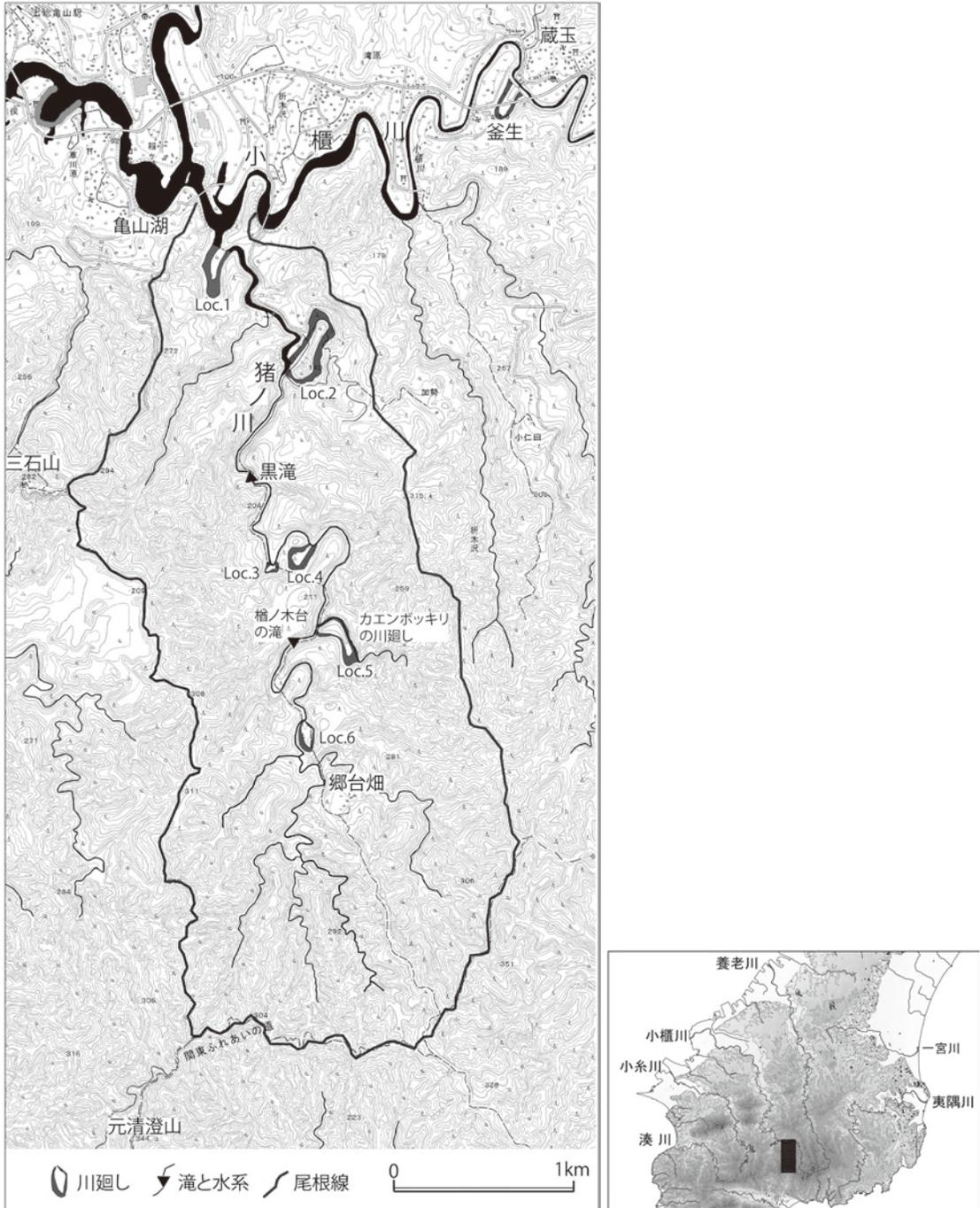


図 19. 小櫃川支流猪ノ川の川廻し地形分布図. 国土地理院 1:25000 地形図「坂畑」を基に作成.

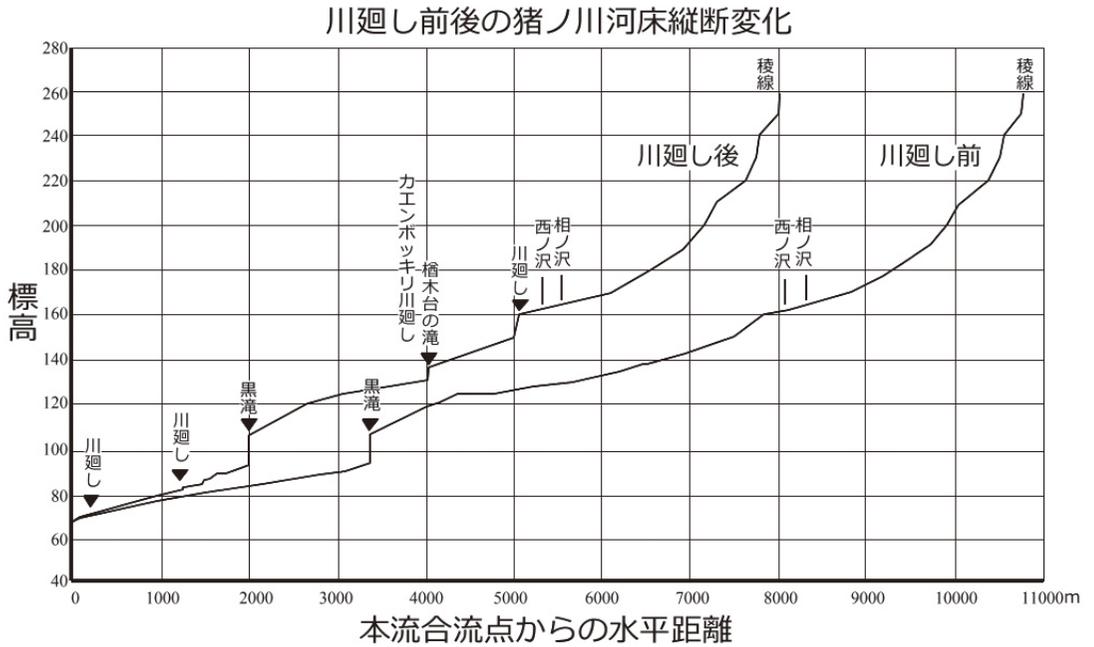


図 20. 川廻しによる河川流長の変化.



図 21. カエンボッキリの川廻し (写真撮影 松田 哲氏). トンネルが異常に縦長になっている.

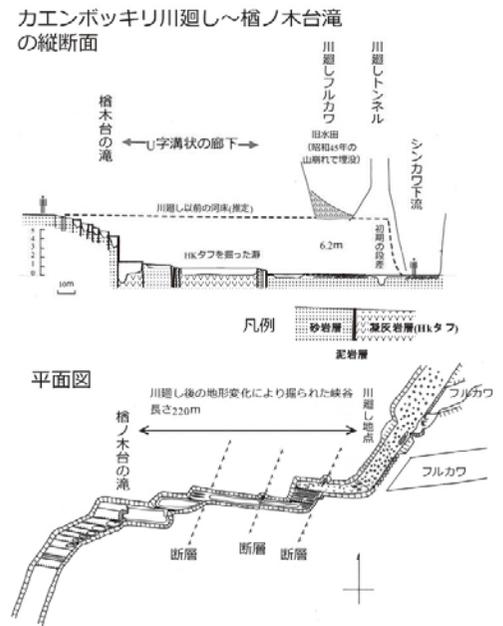


図 22. カエンボッキリの川廻し～榎ノ木台滝の平面図と縦断面図.

(2) 川廻しトンネルの天井崩壊

川廻し工事により作られたトンネルは、洪水水位より高い位置に天井が作られるが、形成後天井の剥離によって決壊する例が多数見られる。

Plate 1. 写真 4 の養老川本流^{びやくび}白尾の川廻しは、昭和初期に作られた短絡部のトンネルが、後に崩落して切り通しになった (Plate 1. 写真 11)。江戸時代に短絡された養老溪谷の弘文洞の川廻しトンネルも、昭和 54 年に崩落した。

川廻しトンネルの崩落は、景観的には大きな変化であるが、決壊礫は風化し、洪水時に流送されてしまうため、大きな災害とは捉えていない。

(3) 人工滝の移動

川廻し工事により形成された人工滝の一部は、その後大きく移動している場合がある。

小櫃川支流猪ノ川のカエンボッキリの川廻し (図 19 Loc.5) は、江戸期 (詳細年代不明) に行われた水田型の川廻しである。図 21 はそのシンカワに当たる川廻しトンネルを下流側から見たもので、トンネルが異常に縦長である。これは川廻し完工時にはトンネルの中程の高さから水が落ちる高さ 6.2m 程の人工滝であったものが、その後の急速な侵食・後退により、上流に約 200m 移動し、現在は櫛ノ木台の滝と呼ばれる滝となっているためである (図 19)。川廻しと現在の滝との間には、狭い U 字溝状の小峡谷地形が形成されている。このような急速な侵食が発生した理由として、川廻しトンネルのすぐ上流に、清澄層中部の Hk タフ (Ky21) (三梨・矢崎, 1958; 千葉県立中央博物館, 1994 ほか) と呼ばれる厚い凝灰岩層が分布しており、その層が未固結で侵食されやすく、下刻が進みやすかったためと考える (図 22)。

3. 川廻しの新田開発と土木工事跡

川廻しは曲流した部分をトンネルや切り通しで短絡し、旧流路跡、すなわちフルカワの部分を水田化したものである。ここはもともと川床であり、フルカワに流れ込んでいた沢水もあるので、大規模な灌漑施設を作ることなく新田を作ることではできたが、安定した水を得た上で、余計な水を排除するためには、普通の洪水では浸水しないよう客土や堤防でかさ上げするなどの土木工事は必要であったと考えられる。実際にどのような工夫をしてきたのか、その痕跡が小櫃川上流の

川廻しで見られる。

君津市蔵玉・釜生地区 (図 18-2 Loc.1) は、小櫃川本流にかかる蔵玉橋の直下が、数メートルの切り立った崖になっており、上総層群大田代層の砂泥互層が露出し、その下を川が流れている (図 23)。一見自然のミニ峡谷のようにも見えるが、地形図を見ると U 字型の空谷が現河床と接しており、本来の川は図 24 の A → B → C のように曲流していて、その根本が短絡されたと考えられる。従って蔵玉橋の下の流れは、短絡によって新たに形成されたシンカワである。現河床と旧流路 (フルカワ) の河床面との比高は 2m 弱で (前田・藁谷, 2013)、フルカワは水田にするために土盛りされ、実際には現河床よりかなり高い位置にある。しかしその境には洪水水位を考慮し、堤防が築かれ (図 24 の A,C)、大雨時に川の水がフルカワに流れ込まないようにしている。また現在は荒れ果てたように見えるフルカワの中にも、高さ 2 ~ 3m ほどの堤防状の地形が見られる。特に目を引くのは、フルカワを半分に分断するように作られた B の堤防である。もともとこの旧流路には、2 本の支流が合流しており、本来ならこれらの水は川廻し前の川の方向に流れ、B を通って C でシンカワに合流していたはずである。しかし B の位置を最も高くすることによって、支流 1 の水は本来の流れとは逆の A の方向に、また支流 2 の水は元の流れの C の方向に排水していたのではないかと考える。このように支流の新流路を以前の川の向きと同じ方向に流す場合 (支流 2) は「川跡川」、以前の川の向きと逆さに流す場合 (支流 1) を「逆さ川」と呼び、フルカワ上の支流の長さが短くなる方に決めたようである。なお現在、支流 2 の水は、堤防 C にトンネル状の穴が掘られ、シンカワに排水されている。

このような細やかな地形改変は、川廻し新田では普通に行われているようである。各地の聞き取りから推測されるところでは、小規模な川廻しの場合、労働力としては手持ちまたは地元の労働力を用い、工具や技術も特に外注することなく行われたようである。しかし川廻し新田も、房総丘陵特有の水不足や集中豪雨などによる鉄砲水の影響を大きく受けるようになる。小櫃川では 1970 年の集中豪雨で川廻し水田に水が入り、川は自然の流路をたどることになった。その後も水田への復旧は進まず、耕作放棄されるものが続出した (白井, 1998)。これを契機に房総丘陵の河川では、



図 23. 蔵玉・釜生の川廻しのシンカワ。

地域的な河川改修工事だけでなく、洪水調節や流水の正常な機能維持、都市用水確保などを目的としたダム建設が行われるようになった。

4. 段丘化した地形（ナカジマ）の水田化と水利用

蔵玉・釜生の川廻しによる新田開発の時期については、天保 11（1840）年 11 月の「蔵玉村絵図」（縦 64cm × 横 95cm, 蔵玉区有文書, 君津市蔵玉区蔵）の中にこの川廻しが描かれており、フルカワの部分には「田」の記載があることから（図 25）、少なくとも 1840 年以前には川廻しが行われ、フルカワは水田化されていた（西谷ほか, 2014; 上田ほか, 2014; 八木,

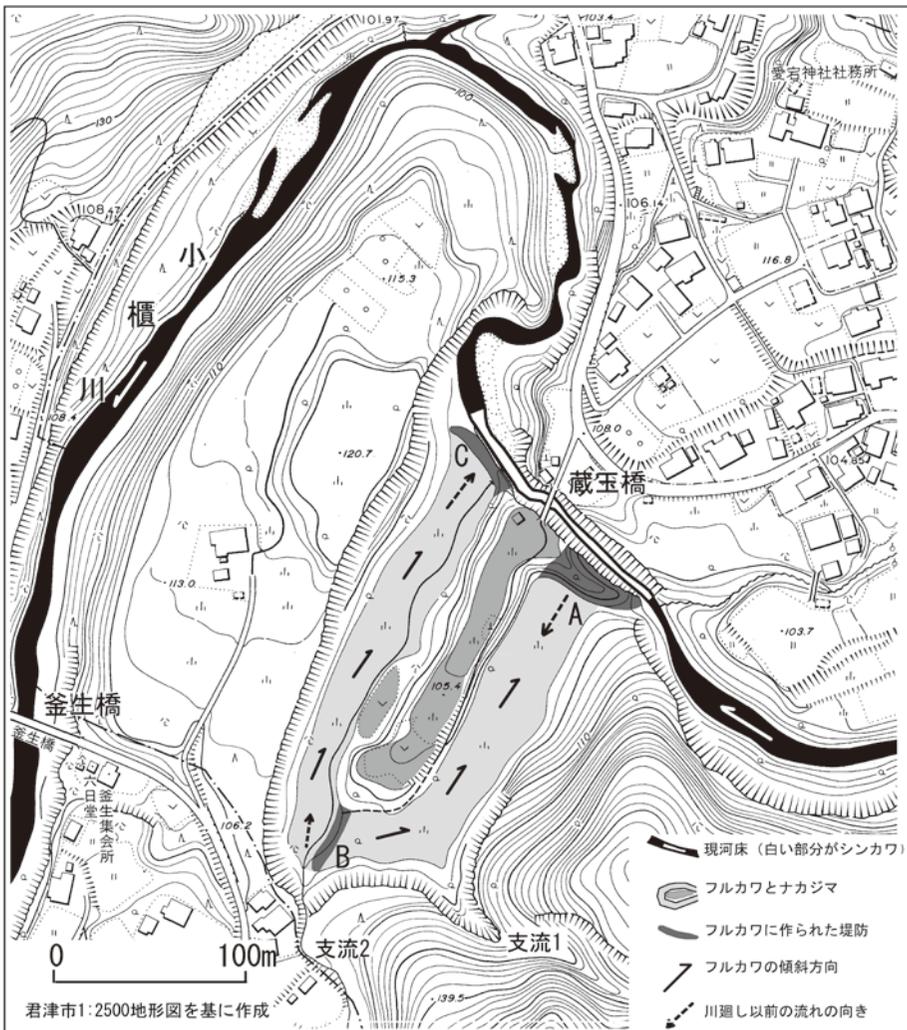


図 24. 蔵玉・釜生の川廻し微地形分類図。八木（2014）を基に作成。

2014; 島立, 2015). 一方旧流路に囲まれ、河岸段丘化しているナカジマは、土盛りされたフルカワよりさらに 10m 以上高い位置にあることから、この時期水田化するのは難しかったようで、絵図には「畑」と書かれている。しかし明治 16 年測量の参謀本部陸軍部測量局の 2 万分の 1 迅速測図「蔵玉村」では、ナカジマは水田となっている (図 26)。また、同地区の昭和 40 年代の土地利用状況が描かれた土地改良区資料では、この平坦面は現存する蔵玉・折木沢用水を利用した水田となっており (島立, 2015)、用水の跡が現地でも見られる。この用水は川の上流から取水し、蛇行する河岸の崖に沿って掘ったトンネルの中を通し、数キロ先の下流まで運ぶというもので、江戸末期の嘉永 6 年 (1853 年) に開削された (島立, 2015)。その時期と明治 16 年測量の迅速測図の記載から、川廻し後しばらくは畑として利用されていたナカジマも、用水路ができたことにより水田耕作が可能になったと考えられる。なお現在ここでは耕作は行われていない。

目の前を流れる河川との標高差が大きい段丘面は、平坦面の少ない房総丘陵の河川上流部にわずかに見られる耕作可能な地形であり、このような土地を水田化するためどうやって水を引くかは古くからの課題であった (菊地, 1966)。そのために考え出されたのが、房総丘陵の各地域で近世末～明治期にかけて作られた用水路である。大規模なものとしては 1878 年に藤原治郎吉によって開発された藤原式揚水機がある。河川からの揚水で、養老川流域では 180ha が灌漑され、1894 年の大干害にはその威力が十分に発揮された (白井, 1996)。また小櫃川や養老川などの上流域では、先述した蔵玉・折木沢用水のように、耕作地より少しだけ標高の高い川の上流から取水し、河岸に沿って掘られたトンネルの中を通して水を運び、段丘面を水田化していった (菊地, 1966; 君津市市史編さん委員会編, 1996; 白井, 1998; 西谷ほか, 2014; 島立, 2015 など)。これらの用水は、支流を掛け樋やサイフォンで渡し、川の水と混じらないような工夫を行っていることや、定期的な掃除を行うなど土地改良区を中心とした人々によって維持管理がなされていることから、160 年以上過ぎた今でも現役で使われている (西谷ほか, 2014; 島立, 2015)。また昭和 40 年代頃からは、より高い段丘面でポンプアップによる水利用が始まったが、燃料の高騰などもあり、現在でも残っている水

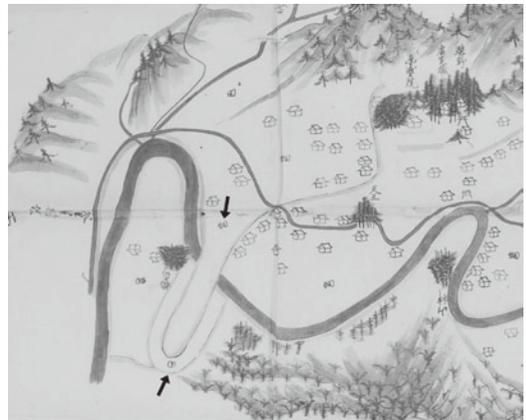


図 25. 蔵玉村絵図 (部分) (蔵玉区有文書, 君津市蔵玉区蔵) に加筆. フルカワは田, ナカジマは畑となっている。

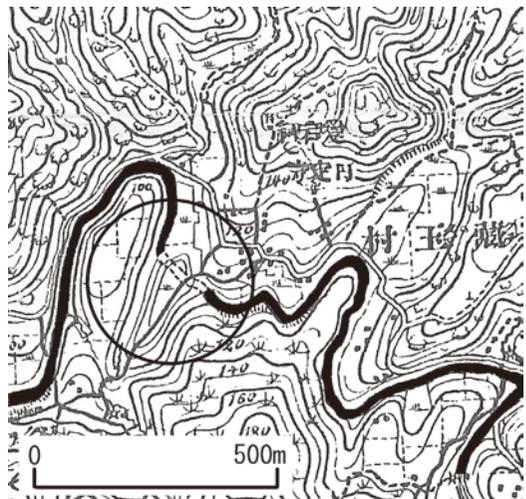


図 26. 蔵玉・釜生川廻しのナカジマの土地利用 (明治期). 参謀本部陸軍部測量局迅速測図「蔵玉村」(明治 16 年測量) (部分) に加筆. 川廻しのナカジマの部分に水田 (湿田) の地図記号が示されている。

田の多くは、用水によるものであるという (西谷ほか, 2014)。

一方養老川中流域では、川廻しの段丘化したナカジマが、用水以外の方法で水田になっている。先述した白尾の川廻しが位置する養老川沿いには数段の河岸段丘がみられ、川廻しのナカジマの部分も、高低 2 段の段丘面となっている (図 27)。この川廻しは、1980 年代撮影の写真によると、旧流路跡であるフルカワは土地利用が放棄されているが、ナカジマの部分は水

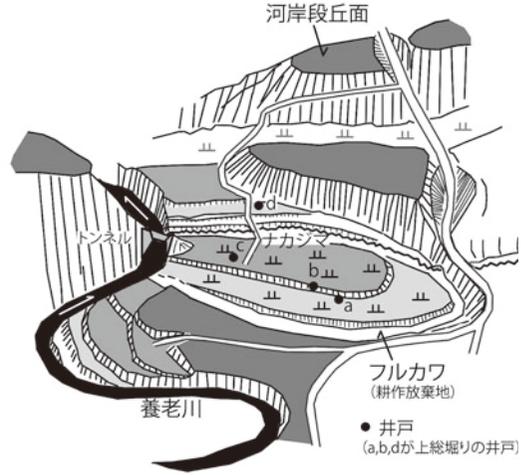


図 27. 白尾の川廻し 段丘化した地形（ナカジマ）の土地利用.



図 28. 白尾の川廻し. ナカジマが水田化（1986年撮影）.



図 29. 白尾の川廻し. 上総堀りの井戸.

田となっている（図 28）。この段丘面の標高は高位が 65m、低位が 55m 程度であり、養老川の現河床面の標高は 50m 程であることから、5～15m の比高があり、川から直接水を引くことはできないが、段丘面上には、自噴する豊富な地下水を得るための上総堀りの井戸が掘られており（図 27）、ナカジマの低位の段丘面はこの井戸からの水を利用している（図 29）。ナカジマの高位の面にも井戸は分布するが、ここでは川から水をポンプアップしていたということで、同じ川廻しの中でも、段丘面の高さによって水の利用方法は異なっている。

上総堀りは、用水の開削より少し後の明治期に入ってから本格的な技術開発が行われた。軽量で弾力性のある竹を利用することにより、わずか数人で深井戸が掘れる特徴があり、上総層群の地質構造とも関わる地下水を得る方法として普及した（君津市市史編さん委

員会編，1996；千葉県立上総博物館編，1999）。この水は冬温かく、夏冷たく、水温はほぼ一定であることから、飲料水や農業用水の確保が困難な河岸段丘の発達した地域、とりわけ用水がなかった（引けなかった）地域や、取水口より高いところにある支流の段丘面などで、重要な灌漑用水として利用されてきたと考えられるが、詳細は明らかではない。

おわりに—今後の課題

房総丘陵を水源とする河川の中～上流部には、流域全体の隆起や侵食されやすい地質などを反映して、穿入曲流による峡谷や数段の段丘面が発達する。これらの地域では縄文海進期の完新世中～後期においても、激しい隆起に対応した河川の下刻が行われている。また各河川上流にはごく最近の時代の河岸段丘面に対応する遷急点があり、養老渓谷の粟又の滝のような変化

しつつある地形が認められた。これらは房総丘陵を水源とする多くの河川に共通してみられ、房総半島南部の地史を反映した地形特性であると考えられる。しかし個々の河川については調査が十分であるとは言えず、特に小糸川や湊川に関しては、上流から下流までを通した河川の地形発達史を明らかにしていくことが必要である。また今回は対象としなかった太平洋側に流れる一宮川、夷隅川などについても、東京湾側の河川と比較しつつ、地形誌や発達史を明らかにしていくことが課題である。

河川沿いに広い平坦面が少ない房総丘陵では、穿入曲流による蛇行した地形を短絡した川廻しなどのように、地形特性を活かして新田開発を行ってきた。また現河床との比高が大きい段丘化した地形についても、どのように水を得るかという課題を克服しつつ利用してきた歴史がある。小櫃川流域では、トンネルを掘って上流の水を通し、下流の耕作地まで運ぶ用水路が近世末～明治期に作られ、それらが段丘面の水田化に大きく関わってきた。しかし用水ではなく、上総堀の井戸を利用した水田化の例もあり、大規模な用水がない、あるいは作れなかったところや、取水口よりも高い位置にある支流の段丘面など、地域による条件の違いを考慮し、水をどのような方法で得ていたか、総括的に見ていくことも必要であろう。また川廻しについては、単なる珍しい地形としてではなく、近世房総の産業史遺跡であるとの観点から調査を進めていくことが重要である。

謝 辞

本論の作成に当たり、国立歴史民俗博物館と千葉県立中央博物館が平成23年度から行っている共同研究「日本の中山間地域における人と自然の文化誌」（平成23年～25年度）、「歴史にみる人と自然の関係史」（平成26年度～28年度）の主要メンバーである、国立歴史民俗博物館の西谷大教授、国立研究開発法人農業食品産業技術機構農業環境変動研究センター生物多様性研究領域の大久保悟上級研究員、及び千葉県立中央博物館山のフィールド・ミュージアムの島立理子主任上級研究員には、小櫃川上流に展開する用水路について、現地でご教示いただくとともに、歴史資料などを提供していただいた。以上の方々々に心より感謝致します。

引用文献

- 千葉県立中央博物館(編). 1994. 三浦層群中部鍵層集II(1993年版). 82pp. 千葉県千葉市.
- 千葉県立上総博物館(編). 民俗文化財伝承・活用等事業報告書 上総堀り一伝統的井戸掘り工法一. 52pp. 千葉県教育委員会, 千葉県千葉市.
- 藤原文夫. 1979. 養老川. 市原市史 別巻: 603-671, 付図1, 千葉県市原市.
- 市原市文化財センター. 2004. 市原市山田橋大山台遺跡. 財団法人市原市文化財センター調査報告書(88), 332pp. 千葉県市原市.
- 池田 宏. 2001. 地形をみる目. 152pp. 古今書院, 東京.
- 貝塚爽平・阿久津純・杉原重夫・森脇 広. 1979. 千葉県の低地と海岸における完新世の地形変化, 附都川・古山川合流付近の沖積層の珪藻群集. 第四紀研究 17: 189-205.
- 貝塚爽平. 1987. 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌 96: 223-240.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦(編). 2000. 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版会, 東京.
- 鹿島 薫. 1982. 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理学評論 55(2): 113-128.
- 菊地俊夫. 1966. 房総半島の地域診断. 300pp. 大明堂, 東京.
- 君津市市史編さん委員会. 1996. 君津市史 自然編. 640pp. 千葉県君津市.
- 前田拓志・藁谷哲也. 2013. 「川廻し」地形を利用した房総丘陵渓流部の下流速度の推定. 日本地形学連合 2013 年秋季大会ポスター発表講演要旨.
- 町田 洋. 1971. 南関東のテフロクロノロジー -1 下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について. 第四紀研究 (10): 1-20.
- 町田 洋・新井房夫. 1976. 広域に分布する火山灰一始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学 (46): 339-347.
- 町田 洋・新井房夫. 2003. 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺一. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼. 2016. 茂原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 101pp. 産総研地質調査総合センター, つくば市.
- 三梨 昂・矢崎清貴. 1958. 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第 1 報). 石油技協誌 23: 16-22.
- 中川 毅・水月湖 2006 年コアプロジェクトメンバー一同. 2013. 水月湖クロノロジーに基づいたいくつかの広域テフラの精密な年代決定. 第四紀学会講演要旨 (43): 132-133.
- Nakagawa, H. 1960. On the cuesta topography of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai, 2 nd ser.(Geol.), spec. 4: 385-391.
- 中嶋輝允・渡辺真人. 2005. 富津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 102pp. 産総研地質調査総合センター, つくば市.
- 西谷 大・島立理子・大久保悟. 2014. 共同研究「日本の中山間地域における人と自然の文化誌」中間報告 二五穴からみた水利用. 国立歴史民俗博物館研究報告 第 186 集: 295-306.
- 島立理子. 2015. 自然と人間を考える リレー論考 8 回 房総の二五穴. Human (08): 116-127.
- 白井哲之. 1996. 水文環境. In 千葉県史料研究財団(編), 千葉

- 県の歴史 別編 地誌 1 総論：112-137. 千葉県千葉市。
白井哲之. 1998. 在来農山村地域の変容. *In* 千葉県史料研究財団 (編), 千葉県の歴史 別編 地誌 2 地域誌：77-89. 千葉県千葉市。
杉原重夫・吉村光敏・細野 衛・森脇 広. 1978. 房総半島南部の後期更新世テフラ層と海岸段丘について. 第四紀研究 16：255-262。
徳橋秀一・遠藤秀典. 1984. 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 136pp. 地質調査所, つくば市。
土屋陽子. 1980. 東京湾東岸小櫃川沖積平野の地形発達史. お茶の水地理 21：72-76。
上田大斗・大久保悟・島立理子・西谷 大. 2014. 共同研究「日本の中山間地域における人と自然の文化誌」中間報告 蔵玉・折木沢用水の立地と水田耕作の関係. 国立歴史民俗博物館研究報告 第 186 集：311-317。
吉村光敏. 1996a. 河川地形. *In* 千葉県史料研究財団 (編), 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地：45-54. 千葉県千葉市。
吉村光敏. 1996b. 川廻し地形について. 千葉県博物館協会研究紀要 (27)：34-42。
吉村光敏. 1997. 勝浦市内の「川廻し新田」について (2)―古文書調査報告一. 勝浦市史研究 (3)：109-134。
吉村光敏. 2010. 千葉県の土地の成り立ちと千葉県の河川. 河川文化 (49)：8-9. 日本河川協会, 東京。
吉村光敏. HP「川廻し地形について」<http://chibataki.poo.gs/2001tomonokai/kawamawasi/tikeitowa01.htm> (公開日：2002 年 3 月 10 日, 最終閲覧日：2017 年 2 月 24 日)
吉村光敏・鈴木易子・鈴木京子. 1996. 勝浦市内の「川廻し新田」について―所在調査速報一. 勝浦市史研究 (2)：11-54。
吉村光敏・寺村秀昭・八木令子・高橋直樹・尾崎煙雄・大木淳一. 1996. 平成 8 年度地学野外観察会 3 資料 小糸川上流の地形と地層. 49pp. 千葉県立中央博物館, 千葉県千葉市。
吉村光敏・八木令子. 2003. 小糸川上流の段丘地形―君津市豊英, 清和泉民の森周辺一. 千葉中央博自然誌研報 特別号 (6)：1-13。
八木令子. 2014. 房総特有の川廻し地形. 房総のお宝シリーズ 1 房総の二五穴：20-21. 千葉県立中央博物館, 千葉県千葉市。

Regional Geomorphology of River Basins from the Boso Hills in the Southern Boso Peninsula

Reiko Yagi¹⁾ and Mitsutoshi Yoshimura²⁾
and Takayuki Odajima³⁾

¹⁾ Natural History Museum and Institute, Chiba 955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682, Japan

E-mail: ¹⁾ yagi@chiba-muse.or.jp

²⁾ hellvelos@gmail.com

³⁾ odajima@chiba-muse.or.jp

Regional characteristic landforms, such as an incised meander, gorge, bedrock river terraces are frequently distributed along the upstream of river basins, which issue from the Boso Hills in the southern Boso Peninsula. The Landforms were formed by downward erosion, which had been dominated in this area since the Holocene. There is also a waterfall such as Awamatanotaki of the Yoro river, where a knick point is located on the upstream of the river bed.

In this area new paddy fields were developed on meander scars, which were artificially made by short cuts of meanders(Kawamawasi)

Key words: Boso Hills, Incised Meander, Bedrock River Terrace, Knick Point of River Bed, Waterfall, Artificial Short Cuts of Meanders (Kawamawashi)



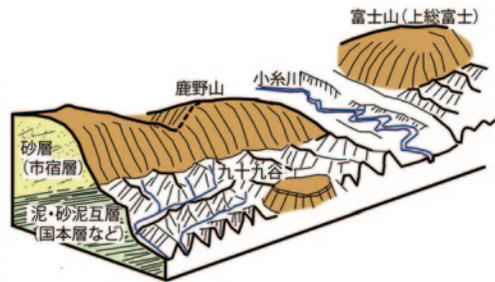
写真1. 鹿野山山頂付近. 周辺の山並みから突出する.



写真2. 三浦半島側（横須賀市走水海岸）から見た鹿野山と九十九谷.



写真3. 砂の山（鹿野山）と泥の山（九十九谷）.



鳥瞰図解説：透水性の高い砂からなる鹿野山は，地表面に谷が発達しにくく，侵食から取り残されて周辺の山並みから突出する．一方九十九谷の泥層は透水性が低いので，地表面に谷が発達し，侵食されて低い山になる．小糸川は，鹿野山のような東西性の高まりに直交する方向に流れる先行性河川．



写真4. 養老川の穿入曲流と川廻し地形（市原市国本付近）. 昭和初期に形成された比較的新しい川廻し地形.

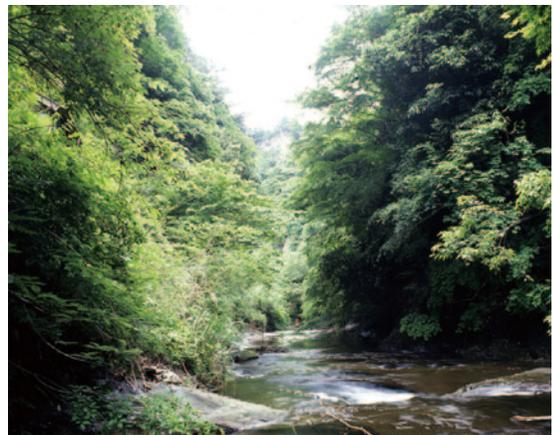


写真5. 小糸川上流の峡谷地形.



写真 6. 小櫃川中流の河岸段丘地形 (君津市久留里付近).



写真 8. 房総丘陵の谷に特徴的な平滑岩盤河床 (小糸川上流).



写真 9. 小糸川支流木和田川の遷急点 (大戸場滝の上滝).



写真 7. 養老川上流の遷急点 (粟又の滝).



写真 10. 小櫃川支流笹川の江戸時代の川廻しによるトンネル (亀岩の洞窟) と濃溝の滝. 1995 年撮影.



写真 11. 川廻し地形の変化. 写真 4 の白尾の川廻しの短絡部のトンネルは、後に崩れ、切り通しになった. 写真上, 藤原 (1979) より; 写真下, 1986 年撮影.