

四国南西部，僧都川および松田川流域における 中期更新世以降の地形発達と地殻変動

熊原康博 (日本学術振興会特別研究員・広島大学大学院生)

四国南西部，僧都川および松田川流域における河成段丘の編年を広域テフラを用いて明らかにし，中期更新世以降の地形発達と地殻変動様式について検討した．研究地域の段丘面は高位からH1面，H2面，M面，L面の4面に分類される．最高位のH1面は連続性の良い堆積段丘で，その堆積層には 0.58 ± 0.11 Maのフィッシュントラック年代を示す銭坪テフラと， 0.66 ± 0.15 Maのフィッシュントラック年代を示す光専寺IIテフラが挟在する．銭坪テフラは，年代・鉱物組成・含有鉱物の屈折率の一致から中部九州の由布川火砕流堆積物に対比される可能性が高い．銭坪テフラの年代からH1面は0.6 Ma頃に離水したと推定される．H1面以降の段丘面は連続性が悪く，その堆積層は薄い．H1面形成までは松田川流域から増田川・僧都川流域を経て，豊後水道へ注いでいた古南宇和川が存在したが，その後，古南宇和川の水系は河川争奪によって消滅した．広く分布するH1面が厚い堆積層から成ることから，僧都川・松田川流域では約0.6 Ma前後まで地盤が沈降あるいは安定していたと想定される．H1面の縦断勾配の変形から，約0.6 Ma以降に北東-南西走向の隆起の軸を持つ曲隆運動が生じたと推定し，この運動が四国山地の曲隆運動の南西端にあたることを示した．この曲隆運動によって，大規模な河川争奪が生じたと推定される．

キーワード：河成段丘，河川争奪，四国南西部，銭坪テフラ，地殻変動，中期更新世

I はじめに

日本では，1970年代以降，テフロクロノロジーの進展によって，後期更新世の段丘編年の精度が向上した．その結果，異なる流域間において段丘形成に共通性と同時性が認められ，氷期-間氷期サイクルに伴う海面変化・気候変化が河成段丘形成の主要因であると認識されるようになった（たとえば，平川・小野 1974；吉永・宮寺 1986；高木 1990；加藤 1991）．最近では，後期更新世以前の氷期-間氷期サイクルと段丘形成にも同様の因果関係が存在するかを明らかにするために，テフロクロノロジーを用いた中期更新世の段丘編年がなされている（須貝 1992；鈴木 2000）．一方，テフロクロノロジーによる河成段丘の編年事例は，後期更新世の段丘発達が良く，火山地域に近接した関東・東北・北海道などの東日本に偏っている．西日本では，テフロクロノロジーの手法を利用しやすい九州地方で段丘面の編年学的な検討が認められるもの（たとえば，長岡

1986），中国・近畿・四国においては，降下するテフラが限られ保存されにくいことと，後期更新世の段丘面の発達が悪いことから，河成段丘の編年学的研究は少ない．

西日本では，後期更新世の段丘面よりも，高位段丘と呼ばれる中期更新世の段丘面が広く分布する（たとえば，藤田 1983）．この事実は，東日本で認められている海洋酸素同位体ステージ5以降の氷期-間氷期サイクルと段丘形成との因果関係が，西日本では明確ではなく，むしろ中期更新世に西日本の段丘形成を強く促したほかの要因があったことを示している．この要因を明らかにするためには，西日本の各地域において中期更新世の段丘編年を明らかにし，地域間の段丘形成の共通性を検討する必要がある．幸いにも，西日本の高位段丘堆積層は一般に厚く，堆積層中にテフラが挟在することがあるため，テフロクロノロジーを段丘編年に適用できる可能性がある．

本研究では，中期更新世の段丘地形の発達・保存

が良い四国南西部、^{そうず}僧都川および松田川流域を取り上げる。この地域では、テフロクロノロジーを用いた段丘編年がほとんどなされていなかったが、本研究では段丘堆積物中のテフラを同定・対比し、従来より精度の高い段丘編年を行った。

四国南西部は、沈み込み境界である南海トラフに近い西南日本外帯に位置し、第四紀において地殻変動が活発な地域とされてきた。大塚(1927)が四万十川の河道の形状から四国山地の曲隆運動を論じて以来、侵食小起伏面の高度(第四紀地殻変動研究グループ 1968, 1969)や山地の平均高度(大森 1990)に基づき、四国山地や豊後水道が第四紀以降の長波長の曲隆あるいは曲隆運動によって形成されたと考えられてきた。しかし、地殻変動を見積もる際の変位基準に仮定が多く、変位基準の年代が不明確であるので、現在も同様の運動が継続しているかは明らかにされていない。さらに、段丘面の変形から豊後水道側が相対的に沈降する小波長の撓曲運動が生じているとする研究(中田 1996)もあるが、段丘面の年代が不明確であるため、地殻変動の傾向を示すにとどまっている。一方、足摺岬周辺の太平洋沿岸では、累積的な地震性地殻変動により、海成段丘の内陸への傾動が生じたと推定されてきた(たとえば、太田 1968; 前杵 1988; 太田・小田切 1994)。この傾動は、山地の概形と相反するため、山地がすでに形成されていた中期更新世に開始したと解釈されている(太田・成瀬 1977)。しかし、地殻変動様式が変化した範囲や時期については、これまで詳しく検討されてこなかった。

そこで、本研究では河成段丘の変形と年代を基に、四国南西部における中期更新世以降の地殻変動とその時間変化を検討する。

II 地域概観と従来研究

僧都川は豊後水道に近い篠山に発し、北から時計回りに弧を描くように流下し、下流の^{じょうへん}城辺付近で

西に向きを変え、豊後水道に注ぐ(図1)。最上流部では比較的幅広い谷底平野を発達させるが、中流では河谷は峡谷状を呈し、下流の城辺付近で沖積平野を発達させる。松田川は、豊後水道に向かって西流する岩松川と谷中分水界で接し、北から時計回りに弧を描くように流下し、篠川と合流して宿毛湾へ注ぐ。篠川は、篠山南麓に発し、^{ひろみ}広見盆地を源流とする支流である増田川と合流した後、東に向かって流下する。広見盆地南部では、宿毛湾の西端へ注ぐ赤木川と増田川が谷中分水界で接している。

本地域の基盤地質は、白亜紀～第三紀に形成された砂岩・泥岩を主とする四万十帯の堆積岩と玄武岩から成るが、篠山や足摺岬周辺は、第三紀に貫入した比較的侵食に強い花崗岩で構成される(地質調査所 1991)。

中田(1996)は、僧都川から篠川流域に分布する段丘面を3段に分類し、各段丘の縦断面形の変形から、僧都川と篠川流域の谷中分水界付近で東側が隆起する撓曲運動が生じたと指摘した。鹿島・満塩(1995)は、僧都川流域の高位段丘堆積物中に挟むするテフラを発見し、そのフィッシュトラック(以下 FT と略)年代(0.82 ± 0.18 Ma)を求めた。また、満塩・鹿島(1996)は、松田川流域に分布する段丘堆積物と、堆積物中のテフラを記載した。

従来の研究では、各流域に分布する河成段丘の概要と、段丘堆積物中のテフラの存在が示された。しかし、僧都川や松田川両流域全域における詳細な段丘分布と各段丘面の形成時期については、これまで明らかにされていない。

III テフラと段丘面の記載

1. テフラの記載

調査地域では、鬼界アカホヤテフラ(町田・新井 1978)や始良 Tn テフラ(町田・新井 1976)といった後期更新世の広域テフラに加え、段丘面を覆う、あるいは段丘堆積層中に挟まれる5枚のテフラが新

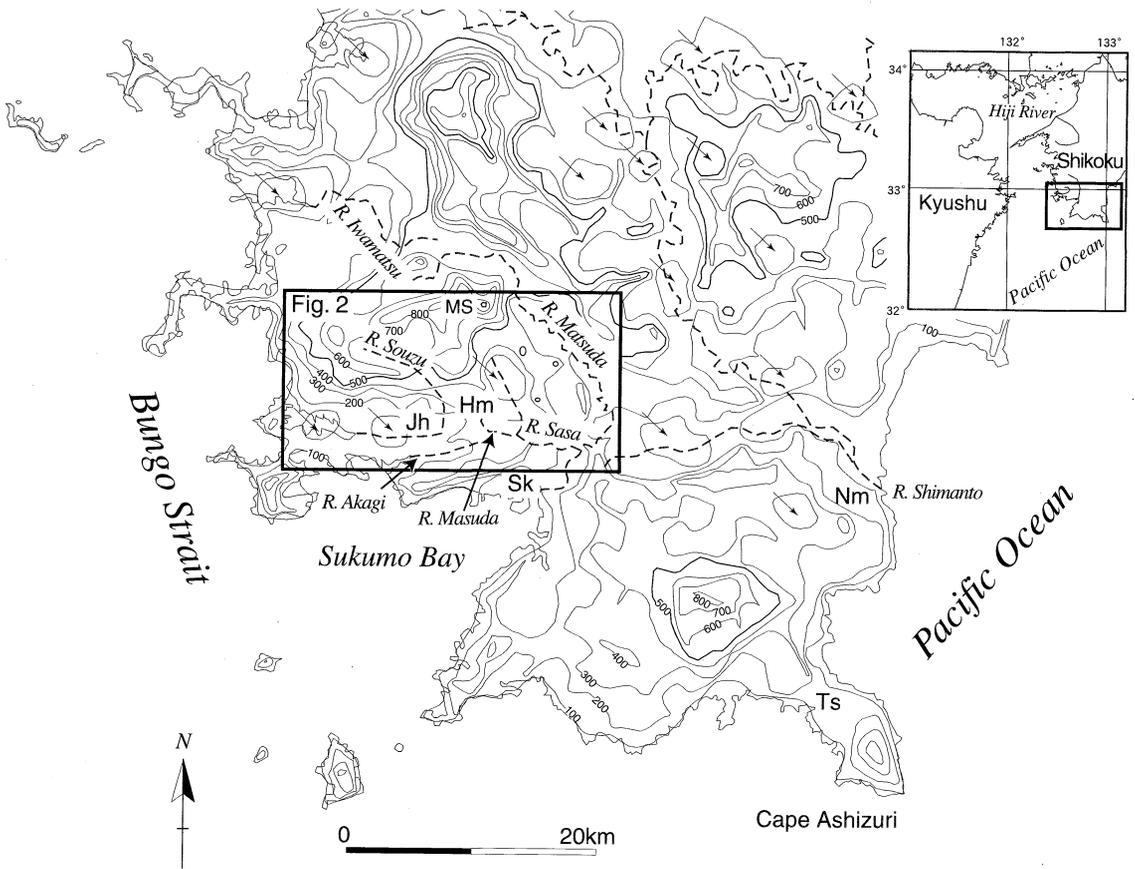


図1 四国南西部の埋谷接峰面図

等高線間隔は 100 m. 矢印は凹地を示す. 2 km 以下の谷を埋めた.

Jh: 城辺 Hm: 広見 Sk: 宿毛 Ts: 土佐清水 Nm: 中村 MS: 篠山

Fig. 1 The location of the study area and general morphology of southwest Shikoku

The contour interval is 100 m. Arrows show the area of depression. The contour is smoothed by eliminating valleys less than 2 km in width.

Jh: Johen Hm: Hiromi Sk: Sukumo Ts: Tosashimizu Nm: Nakamura MS: Mt. Sasa

に見出された。これらは段丘面との関係などから層位関係が明らかにでき、古いものより順に、光専寺Iテフラ、光専寺IIテフラ、^{せんつぽ}銭坪テフラ、久保テフラ、小川テフラと呼ぶ。各テフラの模式地と特徴を図2および表1に示し、各地点における地質柱状図を図3に示す。

テフラの分析は次の方法によった。試料はふるいを用いて粒径 1/4~1/16 mm に揃えた。鉱物組成は、ユニットの違いや試料の風化変質の程度により

異なることがあるが、最も一般的な鉱物の比率の順を記載した。ガラスの形状は、町田・新井(1992)の分類に基づき、平板状や泡の接合部から成るバブル型、繊維状やスポンジ状に細かく発泡した軽石型、中間的な性質の中間型、および上記のいずれにも属さない塊状型に分類した。屈折率の測定は温度変化法で行い、測定誤差はガラスでおよそ±0.001~0.002、角閃石や斜方輝石では±0.002である。なお大分県庄内町神屋敷で採取した^{ゆふがわ}由布川火砕流の試

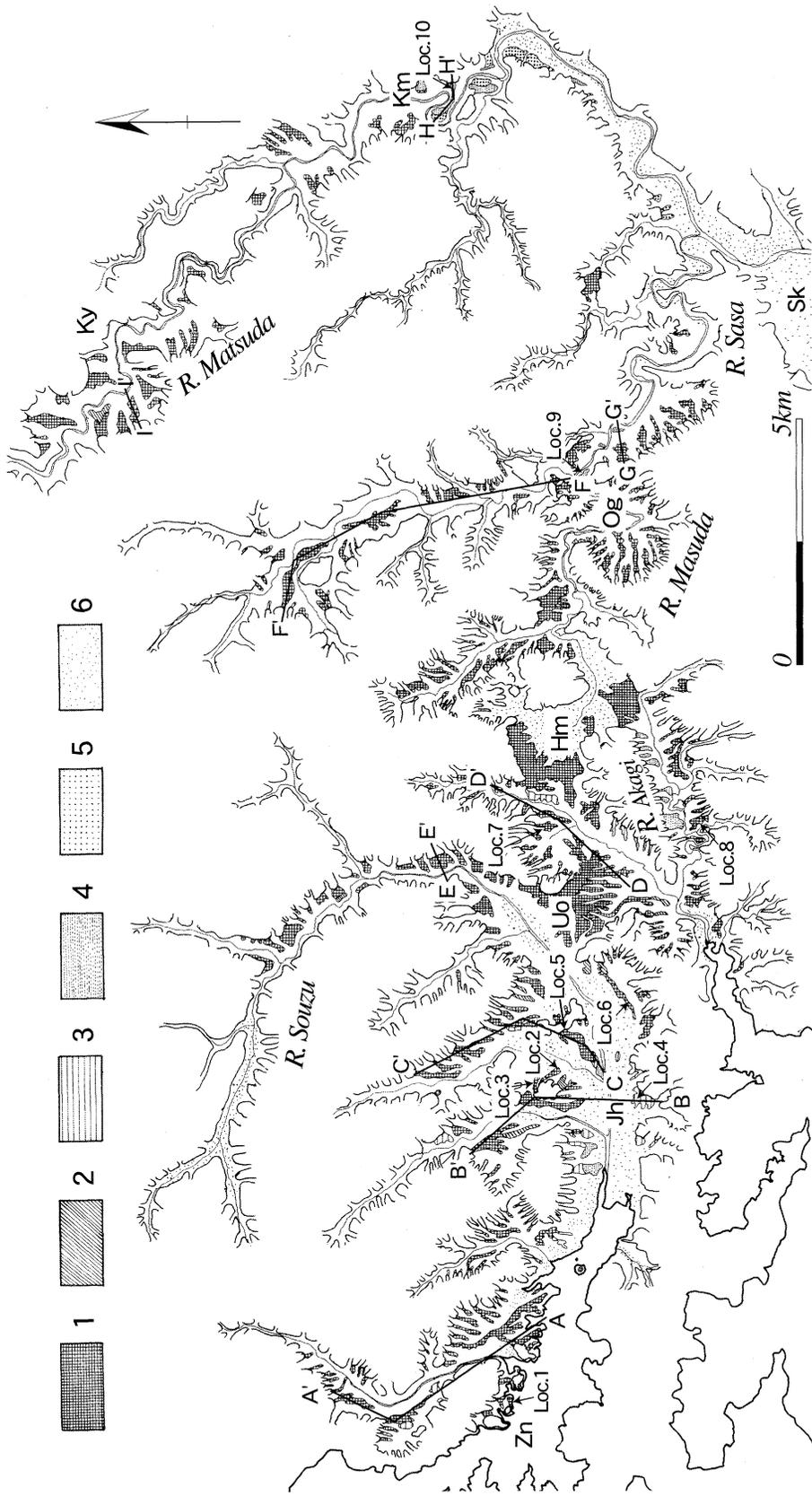


図2 僧都川および松田川流域の段丘分布図

1: H1面 2: H2面 3: M面 4: L1面 5: L2面 6: 沖積面
 Zn: 銭坪 Uo: 上大連 Hm: 広見 Og: 小川 Km: 神有 Ky: 楠山

Fig. 2 Fluvial terraces along the Souzu and Matsuda Rivers

1: H1 surface 2: H2 surface 3: M surface 4: L1 surface 5: L2 surface 6: alluvial plain
 Zn: Zentsubo Uo: Uwaodo Hm: Hiromi Og: Ogawa Km: Kamiari Ky: Kusuyama

表1 調査地域のテフラと対比される可能性があるテフラの岩石記載学的諸特徴と年代値

Table 1 Petrographic properties and eruption ages of relevant tephras

Name	Type locality ¹⁾	Mineral composition ²⁾	Glass shape ³⁾	Refractive index			Age (ka)/ method ⁴⁾
				gl (<i>n</i>)	ho (<i>n</i> ₂)	opx (<i>γ</i>)	
銭坪テフラ	御荘町銭坪, Loc. 1	bi, ho, (opx)	bw	1.497-1.501	1.669-1.677 (1.671-1.674)	—	580±110/FT
由布川火砕流		bi, ho, opx [†]	bw, pm [*]	1.498-1.500*	1.667-1.674 [†]	—	600/KA・ST**
誓願寺一柵テフラ		ho, bi [*]	pm, (bw) [*]	1.500-1.505 (1.501-1.502)*	1.671-1.677*	—	570±90/FT [‡]
小林一笠森テフラ		bi, ho [*]	bw, pm [*]	1.503-1.507*	1.677-1.685*	—	410-670/ST*
光専寺Iテフラ	御荘町光専寺, Loc. 3	opx, fl, bi, (ho)	ch	1.498-1.501 (1.499-1.500)	—	1.703-1.709 (1.707)	—
光専寺IIテフラ	御荘町光専寺, Loc. 3	bi, opx, (ho)	ka	1.497-1.501 (1.498-1.499)	—	1.701-1.707	660±150/FT
久保テフラ	城辺町久保, Loc. 4	qt, ho, opx, bi	—	—	1.668-1.672 (1.670-1.672)	—	—
小川テフラ	宿毛市小川, Loc. 9	ho, opx, bi, qt	—	—	1.670-1.679 (1.670-1.675)	1.702-1.710 (1.706-1.707)	—
九重第一テフラ		ho, opx, bi, qt [*]	—	—	1.672-1.680 (1.674) [†]	1.703-1.709 [†]	70-80/FT ^{‡‡}

†: 本研究, *: 町田・新井 (1992), **: 星住・鎌田 (1991), ‡: 東元ほか (1985), ‡‡: 鎌田ほか (1998)

1) 地点番号は図2, 3に対応。2) bi: 黒雲母, ho: 角閃石, opx: 斜方輝石, fl: 長石, qt: 石英。かっちは極少量。3) bw: バブル型, pm: 軽石型, ch: 中間型, ka: 塊状型。4) FT: フィッシュントラック法, KA: カリウム-アルゴン法, ST: 年代が知られているテフラとの層序学的関係

料と、大分県久住町境川で採取した九重第一テフラの試料についても、屈折率などを測定した。

1) 銭坪テフラ¹⁾

Loc. 1~3, 5~8の7地点で確認される本テフラは高位面の堆積層中に挟在し、層厚40~160 cm、細~中粒砂サイズの火山灰層である(表1, 図2, 3)。テフラは赤褐~黄褐色を呈し、粒径の違いによる降下ユニットは識別できない。本テフラは著しく層が厚く、黒雲母の斑晶が肉眼で確認できる唯一のテフラであることから、野外において容易に識別できる。

本テフラは、多量の黒雲母、少量の角閃石、極少量の斜方輝石を含む(表1)。Loc. 3では火山ガラスが若干残存しており、その屈折率は $n=1.497\sim 1.501$ である。また、角閃石の屈折率は $n_2=1.669\sim 1.677$ (モード: 1.671~1.674)である。

本テフラは、鉱物組成や層厚の一致から鹿島・満塩(1995)で報告された高位段丘堆積物中のテフラ

と同一とみられる。本テフラの模式地は、露頭の保存状況が良好であり、後述するFT年代測定試料の採取地点である御荘町銭坪(Loc. 1)である。本テフラを銭坪テフラと呼ぶ。

2) 光専寺Iテフラ

Loc. 3(御荘町光専寺)では銭坪テフラの下位にテフラが確認される(図2, 3)。本テフラは厚さ18 cmで、下部5 cmは紺~藤色の中粒砂、中部7 cmはクリーム色の細~中粒砂、上部6 cmは藤色の細粒砂という三つのユニットから成る。本テフラは、火山ガラスが少ない結晶質火山灰である。ガラスの形状は中間型を主体とし、ガラスの屈折率は、 $n=1.498\sim 1.501$ (モード: 1.499~1.500)である。短~中柱状で水飴色の自形を成す斜方輝石を特徴的に含み、その屈折率(γ)は1.703~1.709(モード: 1.707)と比較的狭いレンジに収まる。他に長石を含み、少量の黒雲母、極少量の角閃石を含む(表

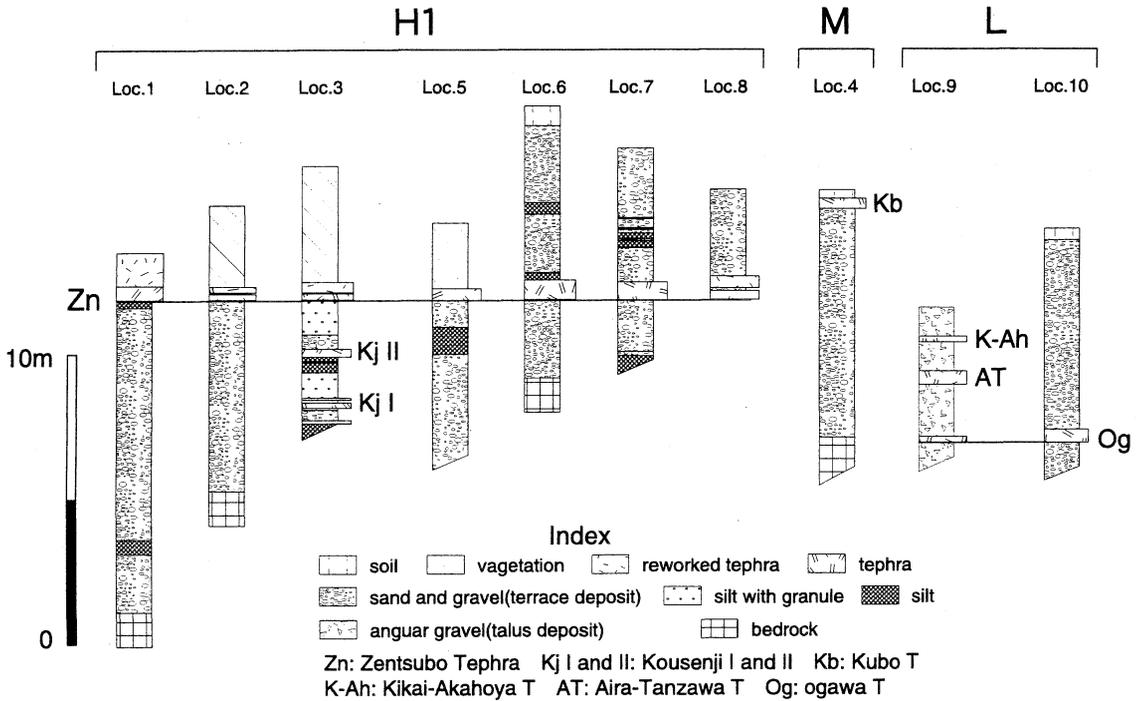


図3 段丘堆積層とテフラとの層位関係
位置は図2に示す。

Fig. 3 Stratigraphy of tephra layers and the terrace deposits
Locations are shown in Fig. 2.

1). 本テフラを光専寺Iテフラと呼ぶ。

3) 光専寺IIテフラ

Loc. 3では光専寺Iテフラと銭坪テフラに層位的に挟まれるテフラが確認される(図2, 3)。本テフラは厚さ27cmで白色の単一ユニットから成る極細～細粒砂で構成される。構成鉱物は、火山ガラスを主体とし、塊状型のガラスを特徴的に含み、少量の中間型が混じる。ガラスの屈折率は $n=1.497\sim 1.501$ (モード: $1.498\sim 1.499$)である。他の鉱物として少量の黒雲母、斜方輝石、極少量の普通角閃石を含む(表1)。角閃石はへき開が未発達である。斜方輝石の屈折率は $\gamma=1.701\sim 1.707$ である。本テフラを光専寺IIテフラと呼ぶ。

4) 久保テフラ

Loc. 4(城辺町久保)でのみ確認される本テフラ

は層厚35cm、細～中粒砂サイズの火山灰層である(図2, 3)。色調はきなこ色を呈し、降下ユニットは認められない。テフラ中の火山ガラスは風化により完全に消失している。鉱物は普通角閃石と石英を主体とし、若干の斜方輝石と黒雲母を含む(表1)。角閃石の屈折率は $n_2=1.668\sim 1.672$ (モード: $1.670\sim 1.672$)である。本テフラを久保テフラと呼ぶ。

5) 小川テフラ

本テフラは、Loc. 9, 10の2地点で確認される(図2, 3)。Loc. 9における本テフラは、層厚20cm、細～中粒砂サイズの結晶質火山灰である。色調は黄褐色を呈し、降下ユニットは認められない。Loc. 10における本テフラは、2層のごま塩状青白色のユニットとそれらに挟まれるクリーム色のユニットから構成され、テフラの全層厚は40cmである。テ

テフラ中には非火山性の砂が混入していることから、ユニットは水流によって二次的に形成された可能性が高い。本テフラは多量の普通角閃石、やや少量の斜方輝石、極少量の黒雲母と石英を含む(表1)。普通角閃石の屈折率は $n_2=1.670\sim 1.679$ (モード: $1.670\sim 1.675$)、斜方輝石の屈折率は $\gamma=1.702\sim 1.710$ (モード: $1.706\sim 1.707$)である。本テフラは、満塩・鹿島(1996)で報告された^{かみあり}神有層に含まれるテフラと同一とみられる。熊原・長岡(2002)は、本テフラを小川テフラと呼び、鉾物組成・鉾物の屈折率・年代の整合性を基に、このテフラを中部九州・九重火山から噴出した九重第一テフラに対比した。鎌田ほか(1998)は、九重第一テフラに対比される飯田火砕流堆積物中のジルコン粒子から 79 ± 20 kaのFT年代を求めている。

2. 段丘面の記載

僧都川および松田川流域には分布と発達の状態を異にする複数の河成段丘が認められる(図2参照)。本研究では、現河床との比高、連続性・保存の程度および堆積物中に挟在するテフラとの関係から、段丘面を高位からH1面、H2面、M面、L面の4面に区分した。

段丘面の区分・対比にあたっては、縮尺4万分の1空中写真の判読を行い、段丘分類図を作成した。現地調査では、大縮尺地形図(各市町発行1万分の1)とWallace and Tiernan高度計を用いて段丘面の高度、堆積物の層厚を計測し、併せて堆積物の記載を行った。計測の誤差は5m以内である。

1) H1面²⁾

H1面は僧都川、増田川、篠川沿いに連続的に分布し、これらの河川に合流する小さな支谷に沿って上流に入り込むかたちで分布する(図2参照)。各流域のH1面は開析され、残存する段丘面はやせ尾根状を呈するが、原面は認識できる。僧都川と増田川との境では河谷の侵食が及んでいないため、原面

の保存は良い。一方、松田川沿いの本面は連続性が悪いが、松田川沿いの段丘面の縦断面が篠川沿いのH1面の縦断面とスムーズに連続すること、松田川上流の^{くすやま}楠山で厚い段丘堆積物がみられることからH1面に対比できる。

H1面の高度は、流下方向が異なる僧都川・松田川流域にわたって東から西に向かって減少し、縦断面形は概して上に凸である(図4)。御荘湾に面した銭坪では、H1面は標高20mに位置し、^{うわおおどう}上大道で標高90~100mに位置する。増田川上流の広見盆地では、標高100mの沖積面とH1面との比高はほとんどないが、増田川の下流に向かって比高と高度が増す。増田川と篠川との合流地点の小川では、H1面は標高110mに位置し、松田川本流の神有では標高160mに達し、さらに上流の楠山では標高170mとなる。また、僧都川流域では、本流に流入する合流点付近のH1面は、支流からの砂礫の供給によって10~20m程度、周囲のH1面より高い場合がある(図4の城辺および上大道付近)。

H1面を構成する砂礫層は、起伏のある谷地形を埋積しているために場所によって層厚が変化する(図4; 図5のA-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G', I-I')。その層厚は全域にわたり約20m以上で、上大道付近では最大70mに達する。この砂礫層は、支谷内や支谷が合流する地点では、山麓から供給された淘汰の悪い垂円~垂角礫層から構成される。ただし、C-C', D-D', I-I'の各断面(図5)沿いや赤木川沿いなどでは、比較的淘汰の良い垂角~垂円礫層が認められる。

H1面堆積層上部には、銭坪テフラが認められる。Loc. 1(図3参照)では、本テフラはH1面直下にあり、H1面離水直前に降下したと考えられる。他の地点の銭坪テフラは、H1面下3~5mの砂礫層中に挟在する(図3参照)。Loc. 3のH1面堆積層中には、銭坪テフラの下位に光専寺IIテフラと光専寺Iテフラが認められる。

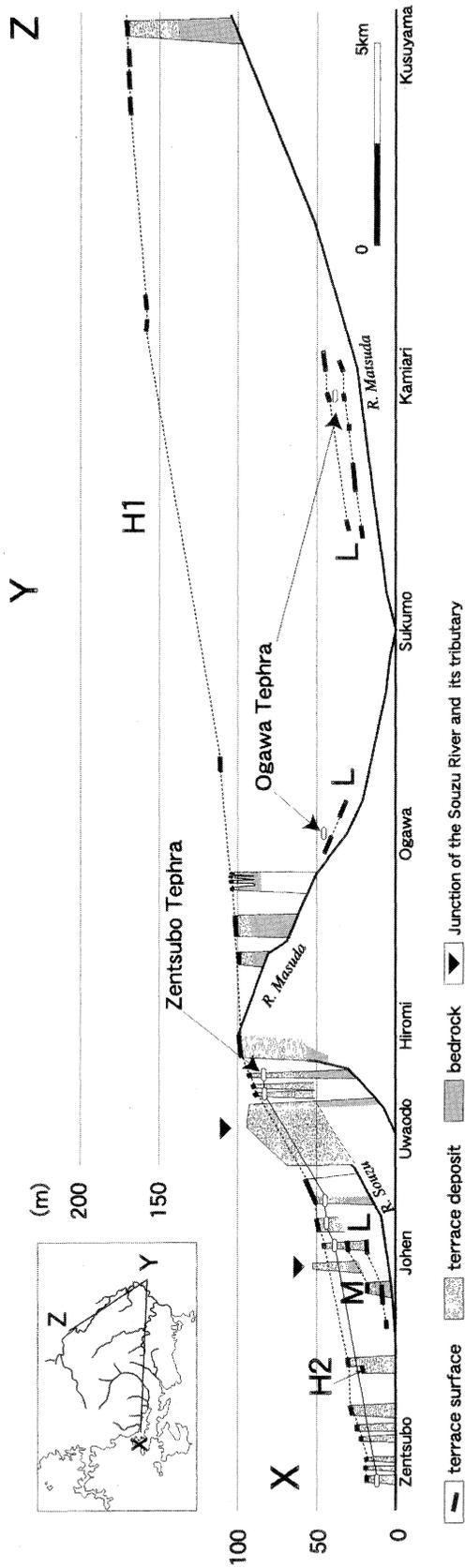


図4 僧都川および松田川流域における段丘地形・地質縦断面図

Fig. 4 Geological and geomorphological profiles of the fluvial terraces along the Souzu and Matsuda Rivers

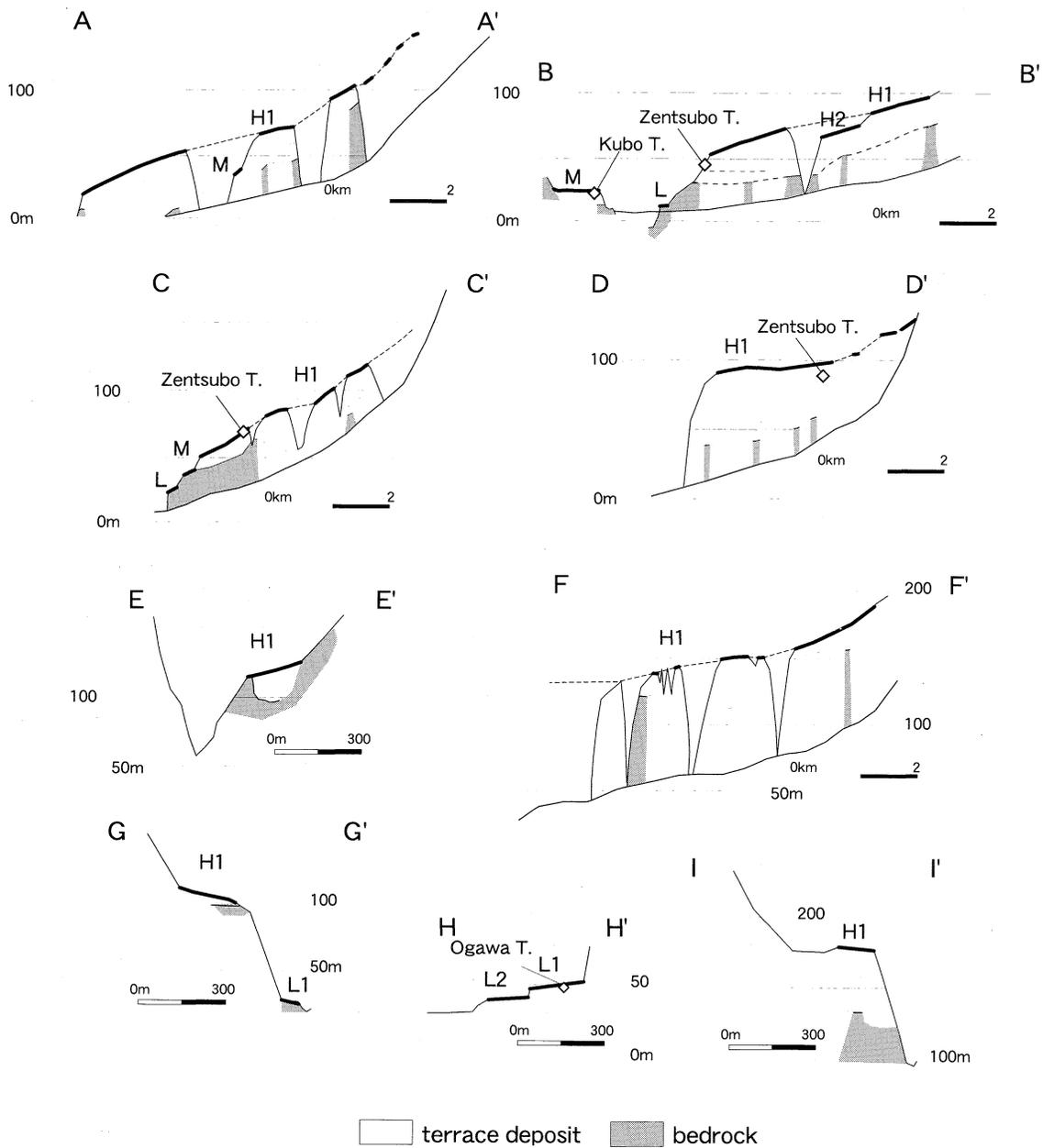


図5 僧都川および松田川流域における段丘地形・地質断面図
 位置は図2に示す。

Fig. 5 Geological cross-sections of the fluvial terraces along the Souzu and Matsuda Rivers
 Locations are shown in Fig. 2.

H1面堆積層の基底高度は、銭坪で現海面以下、上大道で標高30~40m以下、広見で標高50m程度、篠川流域で標高100m、松田川流域の楠山で標高140mである(図4; 図5のA-A', D-D', G-G', I-I')。したがって、砂礫層の基底高度の縦断面は、H1面の縦断面と同様に、僧都川・松田川の流域にわたって上に凸の形状を示す。

2) H2面

H2面は著しく開析され、残存する面はやせ尾根状を呈すが、原面の様子は背面として認識できる。H2面は、発達の良いH1面に沿って局地的に分布し、連続性に欠ける。城辺付近では、H1面堆積層がH2面下にも連続して分布することから(図5のB-B'), H2面は、H1面が開析される過程で生じた侵食段丘面と考えられる。

3) M面

M面は開析谷に刻まれているものの、原面はよく保存されている。主に僧都川下流の城辺付近に分布し、僧都川上流域や松田川流域に分布していない(図2参照)。城辺周辺におけるM面は標高20~30mに位置し、現河床との比高は15~20mである(図4; 図5のA-A', B-B', C-C')。Loc.4の本面は、基盤岩を不整合に覆う厚さ9mの砂礫から構成される。M面直下のフラッドルーム中に久保テフラが堆積するため(図3参照)、M面の離水は久保テフラの降下直前であると考えられる。

4) L面

L面は僧都川下流では局所的に分布し、松田川流域の中~下流部では連続的に発達する。開析谷は未発達で、原面の保存は良好である。

僧都川下流のL面は標高15~20mに位置し、現河床との比高は約10mであるが、堆積層の層厚・層相は、露頭条件が悪く不明である。

篠川流域のL面は、標高40~50mに位置し、現河床との比高は約8~15mである(図4; 図5のG-G')。Loc.9では、L面は少なくとも層厚5mに

及ぶ粒径10~20cm程度の角礫層から成る崖錐堆積物に覆われる。崖錐堆積物中には、上位から鬼界アカホヤテフラ、始良Tnテフラ、小川テフラが挟まれる(図3参照)。Loc.9の100m下流では、L面は20~40cmの垂円礫から構成され、その層厚は3m以上である。

松田川本流のL面は標高30~45mに位置し、下位のL2面が標高20~35mに位置する(図4; 図5のH-H')。両段丘面と現河床との比高は、場所によらずほぼ一定である(図4)。Loc.10では、粒径5~10cmの垂円礫から成る層厚7m以上の砂礫層が堆積し、砂礫層中に小川テフラが挟在する(図3参照)。L2面構成層の特徴は、露頭条件が悪く不明である。

IV テフラのFT年代

本研究ではLoc.1で採取した銭坪テフラおよびLoc.3で採取した光専寺IIテフラのFT年代値を得た(表2)。FT年代測定は、(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した。測定はジルコン結晶を用い、ゼータ較正法による外部検出器法(Danhara et al. 1991)を適用し、1試料当たりの測定ジルコン数は本質結晶30個である。以下に両テフラの試料条件と年代について述べる。

銭坪テフラ:非常に純度の高い均質な淡桃~桃色の自形ジルコン結晶を大量に含み、良質なFT年代試料と判断される。粒子データのまとまりは良く、 χ^2 検定にも合格するので、全測定粒子を用いて 0.58 ± 0.11 MaのFT年代を算出した。

光専寺IIテフラ:豊富な自形ジルコン結晶を含む。ジルコン結晶の60%は、100倍以上高い自発FT密度を持ち、基盤岩に由来する結晶と考えられる。残りの40%を本質結晶とみなし、FT年代測定を行った。FT年代測定を行った粒子データは大きくばらつくが、 χ^2 検定には合格するので、全測定粒子を用いて 0.66 ± 0.15 MaのFT年代を算出した。

表2 銭坪テフラと光専寺IIテフラのフィッシュトラック年代値
Table 2 Fission-track ages of zircons from the Zentsubo and Kosenji II tephras

テフラ名	測定鉱物	結晶数(個)	自発核分裂片飛跡 ρ_s (cm ⁻²) (Ns)	誘発核分裂片飛跡 ρ_i (cm ⁻²) (Ni)	χ^2 検定 ¹⁾ P(χ^2) (%)	熱中性子線量 ²⁾ ($\times 10^4$ cm ⁻²) (Nd)	相関係数 ³⁾ r	ウラン濃度 (ppm)	年代値 (Ma) ⁴⁾ Age $\pm 1\sigma$	測定方法 ⁵⁾
銭坪テフラ	ジルコン	30	2.90 $\times 10^4$ (27)	1.53 $\times 10^6$ (1430)	95	8.288 (2546)	0.271	150	0.58 ± 0.11	ED2
光専寺IIテフラ	ジルコン	30	3.48 $\times 10^4$ (21)	1.62 $\times 10^6$ (978)	93	8.289 (2546)	0.514	160	0.66 ± 0.15	ED2

1) P(χ^2): χ^2 値の自由度 $n-1$ の χ^2 分布における有意水準 5% の上側確率 2) 熱中性子線量測定用標準ガラスは NBS-SRM612, 照射場所は立教大学原子炉 TRIGA MARKII 回転試料棚 3) r は ρ_s と ρ_i の相関係数 4) 年代値と誤差を求める計算式は, Danhara et al. (1991) を参照 5) 測定方法: 外部デテクター法 (外部面: ED2)

V 考 察

1. 銭坪テフラの広域対比

銭坪テフラの FT 年代値として, 0.58 ± 0.11 Ma (本研究) および 0.82 ± 0.18 Ma (鹿島・満塩 1995) が得られている. また銭坪テフラの下位にある光専寺IIテフラの FT 年代値は, 0.66 ± 0.15 Ma である. したがって銭坪テフラは 0.5~0.8 Ma 頃に噴出したと考えられる. 銭坪テフラは 1 m を超える層厚を持つことから, 大規模な噴火に伴う噴出物と想定される. この時代に噴出した黒雲母を多量に含む大規模な噴火に伴うテフラとしては, 中部九州の由布川火砕流と, その下位の誓願寺一柵テフラ (町田・新井 1992), および南九州の小林一笠森テフラ (町田・新井 1992) が挙げられる (表1参照).

由布川火砕流の噴出年代は, 上下の火山岩の年代値から約 60 万年前と推定されている (星住・鎌田 1991). 火砕流本体からは, 0.60 ± 0.10 Ma (竹村・壇原 1993) および 0.68 ± 0.14 Ma (竹村ほか 1995) の FT 年代値が得られている. また, 誓願寺一柵テフラについては, 0.57 ± 0.09 Ma の FT 年代値が得られている (東元ほか 1985). 一方, 小林一笠森テフラについては, 0.41~0.67 Ma の放射年代が得られている (町田・新井 1992).

銭坪テフラの火山ガラスおよび普通角閃石の屈折率は, 誓願寺一柵テフラや小林一笠森テフラの値とは異なり, 由布川火砕流の火山ガラスの屈折率

($n=1.498\sim 1.500$), 普通角閃石の屈折率 ($n_2=1.667\sim 1.674$) にほぼ一致する (表1参照).

したがって, 銭坪テフラは由布川火砕流堆積物の遠方堆積相もしくは一連の噴火による降下火山灰と推定される. ただし, 銭坪テフラの火山ガラスはすべての地点で風化が著しいため, 今後, より保存状態の良いテフラ試料を用いて, さらに詳細な検討を行う必要がある.

2. 段丘面の形成年代

H1面の形成年代は, 銭坪テフラが H1面下 5 m 以内の堆積層上部にあり, 特に銭坪では段丘面直下にあることから, 銭坪テフラの噴出とほぼ同時期とみなせる. そこで銭坪テフラに対比される由布川火砕流の噴出年代である約 0.6 Ma (星住・鎌田 1991) を, H1面の形成時期とみなした.

Loc. 9では小川テフラが L面上の崖錐堆積物に挟在しており, L面が小川テフラの降下以前に離水したことを示している. 一方, Loc. 10では L面堆積層に小川テフラが挟在しているので, L面の形成は小川テフラの降下時期よりも新しい. 小川テフラは 70~80 ka に噴出した九重第一テフラに対比されることから (熊原・長岡 2002), 本研究では L面の形成年代を 70~80 ka 頃からそれ以降の後期更新世とみなした.

H2面, M面の形成年代を直接示す証拠はないが, H2, M面は, H1面と L面の間に位置しているこ

とから 80 ka から 0.6 Ma のある時期に形成されたと考えられる。なお、H2 面は H1 面が開析される過程で生じた侵食段丘面であり、H1 面との高度差が小さいので、H1 面の離水と近い時期に形成されたと推定される。

3. 古南宇和川の推定とその消滅時期

H1 面は流向を逆にする僧都川と増田川の流域に連続的に分布しているので (図 2 参照), 中田 (1996) が指摘したように、H1 面形成時には現在の僧都川流域と増田川流域を貫流する長大な河川が存在したと考えられる。さらに、H1 面の連続性から、この河川は松田川本流沿いにも続いていたと考えられる (図 4 参照)。本研究では、この河川を古南宇和川と呼ぶ。

H1 面とその堆積層基底の高度が西に向かって低下することから、古南宇和川は松田川流域から現在の増田川・僧都川水系を経て、豊後水道へ注いでいたと推定される。古南宇和川の流域で最も下流にあたる銭坪においても、H1 面堆積層は最大粒径 60 cm の粗い砂礫から成る。よって、当時の海岸線は現海岸線よりもさらに沖合に位置しており、古南宇和川は豊後水道側に延長していたと推定される。

それでは、いつ、どのように古南宇和川が消滅し、現在の水系に変化したのであろうか。増田川・僧都川水系と赤木川水系の分水界にあたる広見盆地西縁の上大道では、谷幅ほぼ全体に H1 面が分布しているので (図 2 参照), H1 面形成以降にここを古南宇和川が貫流しなかったとみなせる。また、H2, M, L 面の縦断面形は、現在の河床勾配に沿った高度分布を示す。したがって、H1 面形成後間もなく河川争奪が生じて、古南宇和川の水系が消滅したと考えられる。争奪に関与した主な河川は、宿毛湾へ流入する現松田川と考えられ、赤木川も広見盆地南西部で小規模な争奪を行ったと推定される。現在の水系は、松田川や赤木川がそれぞれの争奪の脇から徐々

に流域を広げて形成されたといえる。

4. 僧都川・松田川流域における地殻変動様式

1) H1 面形成以前の地殻変動様式

H1 面は僧都川・松田川流域の広域に分布し、最大 70 m に及ぶ厚い堆積物で構成される。四国西部では、本地域以外でも厚い堆積層を持つ段丘面あるいは中部更新統の存在が報告されている。四国北西部、肱川流域の高位段丘は流域全体に連続的に分布し、堆積層の層厚は最大 100 m 以上に及ぶ (熊原 1998)。堆積層中からは 0.60 ± 0.13 Ma (鹿島 1996), 0.42 ± 0.11 Ma, 0.39 ± 0.13 Ma (浅野ほか 1992), の FT 年代を持つテフラや、0.3 Ma に噴出した Ng-1 テフラ、加久藤テフラ (吉川ほか 1991; 水野・吉川 1991) が報告されている。また、肱川支流黒瀬川と四万十川支流広見川は中部更新統に埋積された谷中分水界で接しており (鹿島ほか 1995), 山地内でも河谷の埋積が生じている。

本地域の例を加えると、0.6 Ma 頃には四国西部の山地内部に及ぶ広い範囲で、河谷が砂礫によって埋積されていたといえる。四国西部に高位段丘構成層が広域的に分布し、かつ 70 m に及ぶ厚い堆積層から成ることは、高位段丘構成層堆積期には四国西部の地殻変動は沈降あるいは安定していたことが想定される。ただし、肱川流域では、0.3 Ma 頃まで河谷の埋積が継続しており、高位段丘構成層堆積の終了時期が本地域と異なっている。

2) H1 面形成以降の地殻変動様式とその開始時期

上大道から東における H1 面縦断面形は、概して上に凸の形状を示し、勾配が上流に向かって減少する。H1 面は広大な堆積段丘面であるので、H1 面離水直前には平衡状態に近い河川を想定でき、下に凸の、いわゆる指数関数形の縦断面形を持っていたと仮定できる。したがって、H1 面は離水後における地殻変動によって変形を受けたとみなせる。

H1 面の縦断勾配は、銭坪一上大道間では 4‰,

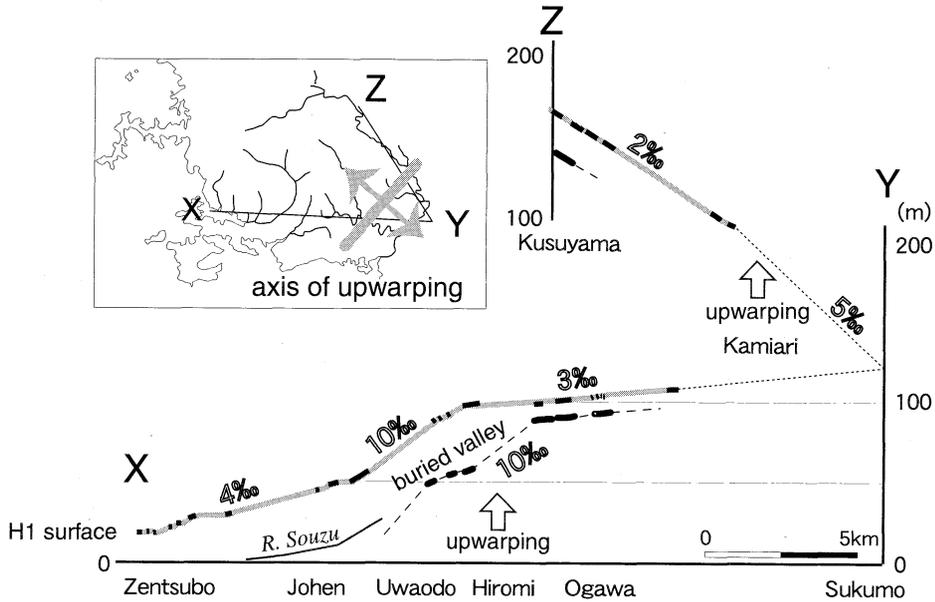


図6 H1面と埋没谷の変形からみた僧都川・松田川流域における地殻変動様式
 Fig. 6 Tectonic movement along the Souzu and Matsuda Rivers based on the deformation of the H1 surface and the buried valley

上大道一広見間では10%、広見一小川間では3%、小川一神有間では5%、神有一楠山間では2%と変化する(図6)。また、H1面下の埋没谷の縦断勾配をみると、城辺一広見間では10%であり、広見一宿毛間(勾配約6%)に比べて急であり、埋没谷底の縦断勾配はH1面の縦断勾配と同様の傾向が認められる。以上のように、上大道一広見間でH1面と埋没谷の縦断勾配が最も急であり、広見一小川間でのH1面の縦断勾配が緩い傾斜であることから、上大道付近で隆起量が最も大きい曲隆運動が生じていたと推定される。さらに小川一神有間におけるH1面の縦断勾配は5%であり、上流の神有一楠山間のH1面の縦断勾配(2%)よりも大きいことから、神有付近を隆起の軸とする曲隆運動も推定される。これらの二つの隆起軸を結び、北東一南西の走向が得られる(図6)。この隆起軸は、四国山地の南西への延長上にあたるので、本研究で推定された曲隆運動は四国山地の曲隆の南西端にあたると思われる。

ただし、本地域での曲隆運動の幅は最大でも10kmであり、四国山地北部に比べると小さい。

それでは、いつから隆起運動が開始したのだろうか。上述のようにH1面形成以前に存在した広大な堆積場が、H1面形成以降には侵食場に転じている。この変化は、H1面形成前後を境に地殻変動様式が沈降あるいは安定から隆起へ転じたことを示唆している。

この考えを支持する現象として前述の河川争奪が挙げられる。河川争奪は、争奪の脇で争奪河川と被争奪河川の河床高度の差が大きく、争奪河川が被争奪河川よりも侵食が激しいことによって生じる(森山・小野 1981)。H1面形成前後に隆起運動が開始したと仮定すると、宿毛湾に注ぐ河谷の勾配が急になり、その結果、松田川や赤木川が古南宇和川の流域を奪い始めたと言明することができる。

ところで四国南西部の足摺岬から四万十川河口付近の太平洋沿岸では、海成面の変形を基に北西側が

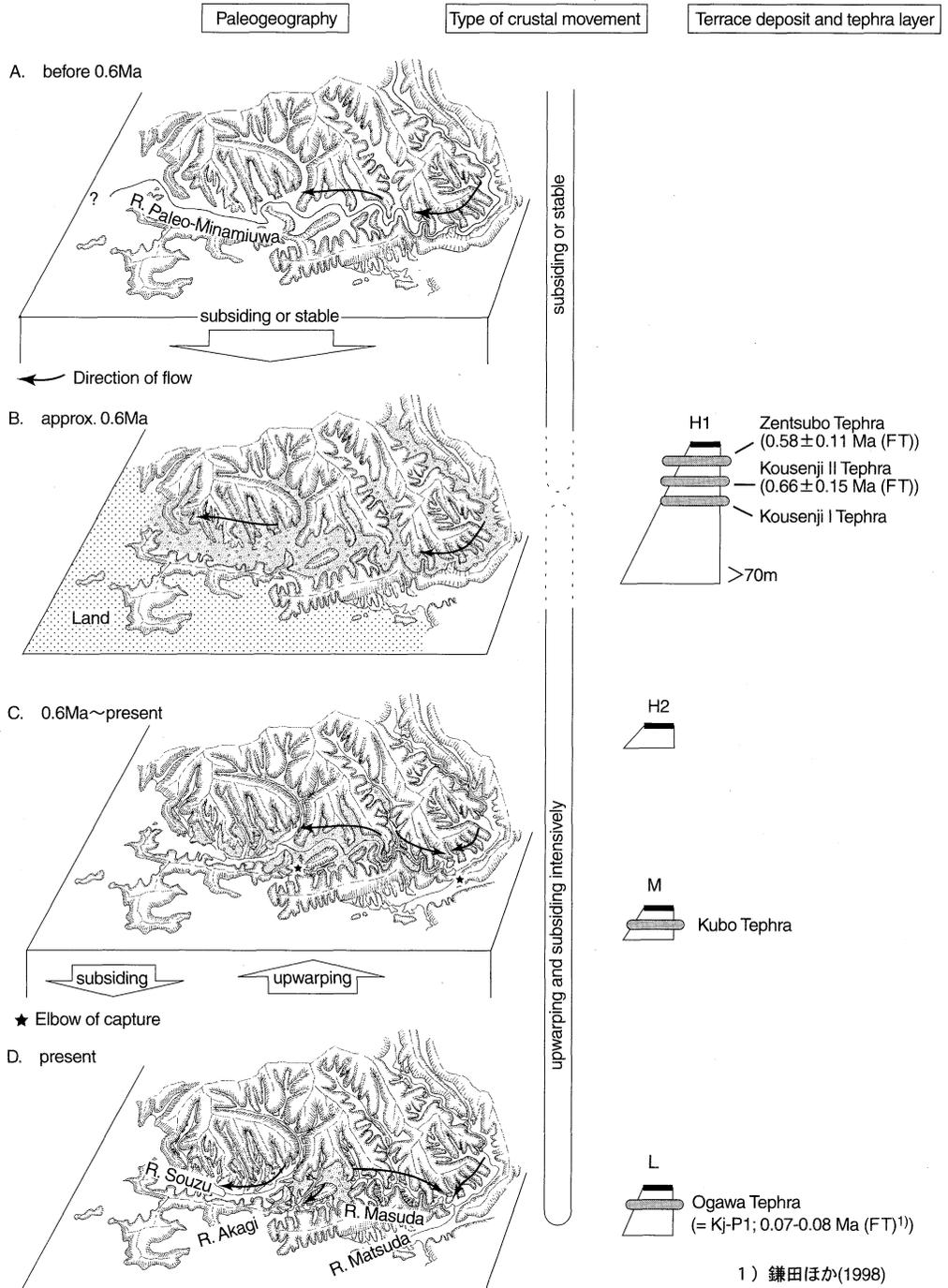


図7 僧都川および松田川流域における中期更新世以降の古地理変遷
 Fig. 7 Paleogeographical maps along the Souzu and Matsuda Rivers since the middle Pleistocene

低下する傾動運動が知られてきた(太田 1968; 前
杵 1988; 太田・小田切 1994)。足摺岬周辺の海成
面下には以布利礫層と呼ばれる層厚 100 m を超え
る河川性砂礫層が堆積しており、その基底は現海水
面下にあり、頂部は海洋酸素同位体ステージ 9 の海
成面直下にまで達する(太田・小田切 1994)。した
がって以布利礫層堆積時には足摺岬周辺では地盤が
沈降あるいは安定していたが、その後、海成面を形
成するような傾動運動が生じたと推定される。以布
利礫層が、高位海成面の年代(酸素同位体ステー
ジ 9)より古く、厚い河川性砂礫層で構成される
という特徴は、本研究の H1 面構成層の特徴と調和
的である。仮に H1 面構成層と以布利礫層が対比
されると、四国南西部では沈降あるいは安定して
いた地殻変動が、0.6 Ma を境に研究地域におけ
る曲隆運動と足摺岬周辺の傾動運動がそれぞれ変
化したといえる。

また、豊後水道では、海底地質の調査に基づき、
0.6~0.7 Ma 以降に沈降速度が加速したことが明
らかにされている(岡村 1998)。したがって 0.6 Ma
を境に四国南西部と豊後水道一帯の地殻変動が顕
著になったと考えることができる。

5. 僧都川および松田川流域における地形発達史
以上の検討結果を基に古地理図(図 7)を作成し、
本地域の地形発達史を示す。

1) H1 面形成以前

現在の僧都川・松田川流域とする古南宇和川が
豊後水道へ西に流れていた(図 7 の A)。この時代
には、地盤が沈降あるいは安定していたため、
0.6 Ma 頃までに古南宇和川沿いで大規模な砂礫
の埋積が生じた(図 7 の B)。当時の海岸線は、現
海岸線よりもさらに沖合にあった。その後、銭坪
テフラが降下した 0.6 Ma 頃に H1 面が離水した。
その前後から、北東-南西走向の隆起の軸を持つ
曲隆運動が開始した。

2) H1 面形成以降

曲隆運動が継続し、古南宇和川の水系は宿毛湾
へ流入する松田川や赤木川によって争奪された(図
7 の C)。H1 面が侵食される過程で H2 面が形成
され、その後、M 面が離水し、小川テフラの降下
した 70~80 ka 前後には L 面が離水した(図 7 の
D)。

VI まとめと今後の課題

広域テフラを用いて、四国南西部僧都川および
松田川流域に発達する河成段丘面の編年を行い、
段丘形成と地殻変動について検討した。結果は以
下の通りである。

1. 本地域の河成面は、H1, H2, M, L 面の 4 段
に区分される。H1 面は 0.6 Ma 頃に形成された
連続性の良い堆積段丘である。H1 面以降の段丘
面は連続性が悪く、その堆積層も薄い。

2. H1 面の分布から、約 0.6 Ma 以前には現在の
水系とは異なる河川が存在していたと推定し、こ
の河川を古南宇和川と命名した。古南宇和川は
松田川・増田川・僧都川各流域を西へ流れ、豊
後水道へ注いでいた。古南宇和川は河川争奪によ
って、H1 面形成後に消滅した。

3. H1 面が広域的に分布し、厚い堆積層から成
ることから、H1 面構成層堆積時まで、本地域
の地殻変動様式は沈降あるいは安定していたと
想定される。

4. H1 面形成後に北東-南西走向の隆起の軸を
持つ曲隆運動が生じた。これは四国山地の曲隆
運動の南西端にあたる。

本研究では、中期更新世以降における河成面
の形成要因が沈降あるいは安定から隆起という
地殻変動様式の変化にあると推定した。このよ
うな考えが、西日本のほかの地域における段丘
発達を合理的に説明できるかを今後検討する
必要がある。

本稿の作成にあたり、独立行政法人産業技術総合研究所水野清秀氏には現地にて御指導いただくとともに、銭坪テフラのFT年代測定の便宜を図っていただきました。徳島文理大学寺戸恒夫先生には空中写真を貸与していただきました。核燃料サイクル開発機構には、光専寺IIテフラのFT年代測定値のデータを使用させていただきました。長崎大学長岡信治先生、広島大学前李英明先生には現地にて御指導いただきました。東京都立大学大学院生植木岳雪氏には、テフラ中の含有鉱物の屈折率を測定していただきました。広島大学大学院文学研究科地理学教室中田 高先生、奥村晃史先生、院生諸氏には終始御指導をいただきました。以上の方々・機関にお礼申し上げます。

本稿は1999年1月に広島大学大学院文学研究科に提出した修士論文を加筆・修正したものである。また、本稿の骨子は1999年度日本地理学会春季学術大会にて口頭発表した。

(投稿 2000年9月1日)

(受理 2002年5月11日)

注

- 1) 本研究の「銭坪テフラ」、「小川テフラ」は、熊原(1999)の「鼻テフラ」、「柳瀬テフラ」に相当する。
- 2) 本研究のH1面、M面、L面は、熊原(1999)の満倉面、久保面、低位段丘面にそれぞれ相当する。

文献

- 浅野将人・西嶋輝之・東 一樹・鹿島愛彦・満塩大洗 1992. 愛媛県肱川流域に分布するプレ段丘堆積物中のテフラ年代. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨: 209.
- 太田陽子 1968. 旧汀線の変形からみた第四紀地殻変動に関する二、三の考察. 地質学論集 2: 15-24.
- 太田陽子・小田切聡子 1994. 土佐湾南西岸の海成段丘と第四紀後期の地殻変動. 地学雑誌 103: 243-267.
- 太田陽子・成瀬 洋 1977. 日本の海成段丘. 科学 47: 281-292.
- 大塚彌之助 1927. 四萬十川の流域に於ける曲流の研究. 地理学評論 3: 397-419.
- 大森博雄 1990. 四国山地の第四紀地殻変動と地形. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編『変動地形とテクトニクス』60-86. 古今書院.
- 岡村行信 1998. 『豊後水道南方海底地質図説明書』地質調査所.
- 鹿島愛彦 1996. 『肱川の形成史と河岸段丘の利用開発に関する研究報告書』河川整備基金助成事業.
- 鹿島愛彦・岡本健太・満塩大洗 1995. 四国西部の環境地質学的研究 その11—愛媛県肱川中流域、黒瀬川流域付近の第四紀における環境変化. 愛媛大学教養部紀要 28: 17-29.
- 鹿島愛彦・満塩大洗 1995. 愛媛県南部城辺町での0.82 Ma テフラの発見とその意義. 日本地質学会関西支部会報 No. 121 西日本支部会報 No. 109 合併号: 10.
- 加藤茂弘 1991. 北海道日高地方西部の静内川・新冠川における最終間氷期以降の段丘形成過程. 地理学評論 64A: 71-94.
- 鎌田浩毅・壇原 徹・伊藤順一・星住英夫・川辺禎久 1998. 九重火山起源の宮城・下坂田・飯田火砕流堆積物のジルコンのフィッシュン・トラック年代. 火山 43: 69-73.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一 1991. 関東～九州における前～中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球 13: 233-234.
- 熊原康博 1998. 四国北西部肱川流域の段丘地形と地殻変動. 第四紀研究 37: 397-409.
- 熊原康博 1999. 四国西部における中期更新世の段丘形成史. 日本地理学会発表要旨集 55: 104-105.
- 熊原康博・長岡信治 2002. 四国南西部、松田川流域における九重第一テフラの対比と低位段丘の年代. 第四紀研究 41: 213-219.
- 須貝俊彦 1992. 利根川支流、碓井川における中期更新世以降の河成段丘発達史. 地理学評論 65A: 339-353.
- 鈴木毅彦 2000. 飛騨山脈貝塩火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理学評論 73A: 1-25.
- 第四紀地殻変動研究グループ 1968. 第四紀地殻変動図. 第四紀研究 7: 182-187.
- 第四紀地殻変動研究グループ 1969. 『第四紀地殻変動図』国立防災科学技術センター.
- 高木信行 1990. 多摩川の段丘地形とその形成過程. 第四紀研究 28: 399-411.
- 竹村恵二・壇原 徹 1993. 由布川火砕流のフィッシュン・トラック年代. 火山 38: 63-66.
- 竹村恵二・由佐悠紀・北岡豪一 1995. 庄内町大分川河床にみられる火砕流の研究. 大分温泉調査研究会報告 46: 15-18.
- 地質調査所 1991. 『日本地質図体系』朝倉書店.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄 1985. 『異地域の地質』地質調査所.
- 中田 高 1996. 島弧断面の地形からみた日本列島の地殻変動. 藤原健蔵編『地形学のフロンティア』147-174. 大明堂.
- 平川一臣・小野有五 1974. 十勝平野の地形発達史. 地理学評論 47: 607-632.
- 藤田和夫 1983. 『日本の山地形成論——地質学と地形学の間』蒼樹書房.

- 星住英夫・鎌田浩毅 1991. 由布川火砕流の噴出年代. 火山 36: 393-401.
- 前杵英明 1988. 足摺岬周辺の離水波食地形と完新世地殻変動. 地理科学 43: 231-240.
- 町田 洋・新井房夫 1976. 広域に分布する火山灰——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 1978. 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ——アカホヤ火山灰. 第四紀研究 17: 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 1992. 『火山灰アトラス』東京大学出版会.
- 水野清秀・吉川清志 1991. 中期更新世テフラ, Ng-1 火山灰の広域性の検討. 第四紀研究 30: 435-438.
- 満塩大洗・鹿島愛彦 1996. 四国西部の環境地質学的研究, その 14——四国西南部, 松田川流域の第四系. 高知大学学術研究報告 (自然科学) 45: 59-68.
- 森山昭雄・小野有五 1981. 河川争奪. 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編『地形学辞典』98. 二宮書店.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 1986. 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究 25: 187-201.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H., and Yamashita, T. 1991. Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan* 97: 977-985.

Fluvial Terrace Development and Crustal Movement along the Souzu and Matsuda Rivers, Southwestern Shikoku, Japan

KUMAHARA Yasuhiro

(Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science, Graduate student, Hiroshima University)

The purposes of this paper are to discuss the development of fluvial terraces along the Souzu and Matsuda Rivers in southwestern Shikoku using widespread marker tephtras and to estimate the crustal movement in the region on the basis of deformed terrace profiles.

First the author identified several tephtras from the terrace and talus deposits, including the Zentsubo, Kubo, and Ogawa tephtras to establish terrace chronology. The fission-track age of the Zentsubo tephtra with the zeta calibration is 0.58 ± 0.11 Ma. The Kousenji II tephtra located below the Zentsubo tephtra shows a fission-track age of 0.66 ± 0.15 Ma. In terms of the similarities of mineral composition, age, and refractive indices of volcanic glass and hornblende, the Zentsubo tephtra can be correlated with the Yufugawa pyroclastic flow deposits that erupted from the Yufuin basin at about 0.6 Ma.

The fluvial terrace surfaces along the Souzu and Matsuda Rivers are classified into four levels: H1, H2, M, and L in descending order. The Zentsubo and Kousenji II tephtras are intercalated in the upper part of the H1 terrace deposits, indicating that the age of the H1 terrace surface is approximately 0.6 Ma. The occurrence of the Ogawa tephtra in L terrace deposits or in talus deposits on L terrace deposits suggests that the L terrace surface was formed around or after 70–80 ka. The H1 terrace is a broad fill-top terrace formed by the paleo-Minamiuwa River, taking a different course from the present courses of the Souzu and Matsuda Rivers, whereas the lower terraces occur along the present river systems. The paleo-Minamiuwa River disappeared after the H1 terrace was formed by a large-scale river capture due to the beginning of upwarping in the middle reaches.

The thickness of the H1 terrace deposits indicates that the tectonic setting in this area was stable or subsiding until 0.6 Ma. Subsequently, the upwarping of the Shikoku Mountains began at around 0.6 Ma and has continued up to the present, causing the deformation of the longitudinal profile of the H1 terrace surface at Uwado and Kamiari along the Souzu and Matsuda Rivers. This upwarping triggered a large-scale river capture by the Matsuda and Akagi Rivers at around 0.6 Ma.

Key words : fluvial terrace, river capture, southwestern Shikoku, crustal movement, Middle Pleistocene, tephrochronology