

四国四万十川の後期第四系, 特に形成史に関して*

満 塩 大 洗・山 下 修 司

(理学部地質学教室)

Late Quaternary System along the Shimanto River, with special reference to its development

Taikou MITUSIO and Shuji YAMASHITA

*Department of Geology, Faculty of Science,
Kochi University, Akebono, Kochi 780 Japan*

Abstract: The Late Quaternary System along the Shimanto River is surveyed, and especially the development of its forming history is clarified. The middle and higher terrace sediments are developed between the middle stream area of Kubokawa and Ekawasaki, while the down-stream area from Ekawasaki to the river-mouth of the Shimanto, lacks those sediments except a few occurrence of the lower terrace deposits. This means that the paleo-Shimanto river was once flowing from west to east, i.e. the river flew vice versa. This phenomenon caused by the uplift of the Okitsu Dome which effected since the formation of the higher terrace deposits.

はじめに

四万十川は別名渡川とも呼称され、四国の南西部に位置している。その流域面積は2,270km²にも及び、西南部の約3/4も占めている。また、その流路の延長距離は196kmの一級河川である。そして、この川は「日本最後の清流」とも言われているが、これは水力発電以外には工業的にはほとんど利用されていないことや、人家の少ないことなどによるものであろう。

四万十川は地形や行政区分などから、上流域・中流域・下流域に大きく3分される。上流域は各支流から窪川町付近までであり、中流域は窪川町付近から西土佐村江川崎付近まで、さらに下流域は江川崎付近から中村市の河口までである (Fig. 1)。

この川を大観すると、上流域の仁井田川・松葉川、および、梶原川はほぼ南流しているが、中流域では西方に流れている。下流域の江川崎付近では、愛媛県からほぼ南西に広見川が流入する。ここから四万十川は再びほぼ南方に転流し、さらにやや南南東に流下して中村市に至る。この付近では、西流する中筋川を合流させ、最終的には中村市の青海付近で土佐湾に注いでいる。

ところで、四国のほとんど大部分の河川は海に向かって最短距離で、それらの河道が流れている。しかし、四万十川は前述のように、例外の著しいものである。地質学的・地形学的に第1級の地質構造は、ほぼ東西性であることから考えて、現在見られるこのような四万十川の流路の形状は、きわめて異常と考えざるを得ない。すなわち、地質学的に造構造的な変化があったものと考えざるを得ない。

* 地質学会関西・西日本支部例会 (徳島大) において講演

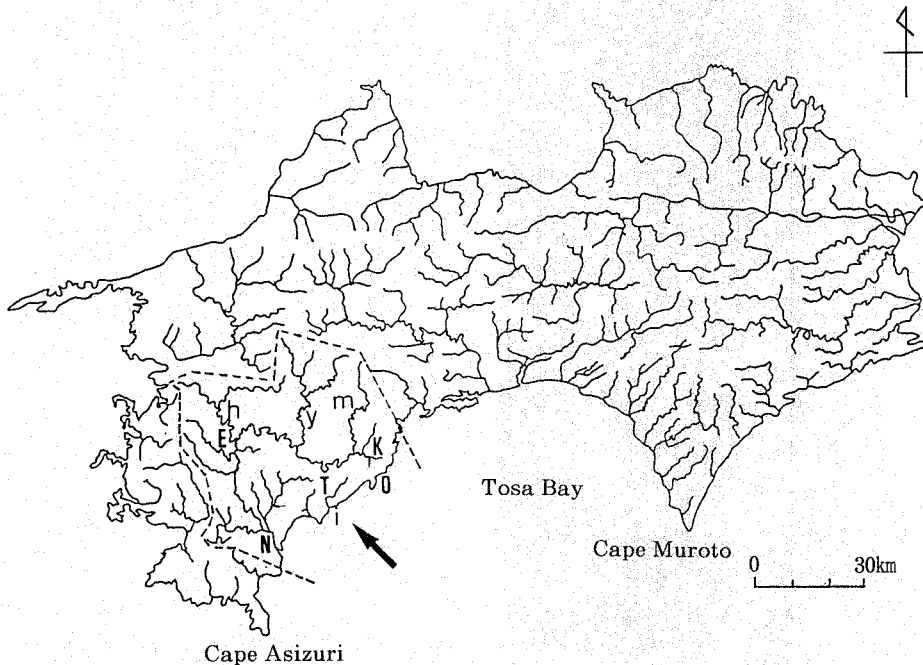


Fig. 1. River System in Shikoku, showing the surveyed area (broken line) of the Shimanto River. K; Kubokawa Town E; Ekawasaki, Nishi-Tosa Village N; Nakamura City O; Okitsu, Kubokawa Town T; Tosa-saga Town m: Matsubagawa river y: Yusuhara-gawa river h: Hiromi-gawa river i: Iyoki-gawa river

得ないのである。

そこで、この観点から四万十川の形状に関連した地形・地質学的研究についてのこれまでの研究を概括する。まず、大塚(1927)は四万十川の曲流について論述している。ついで、野田(1962)は窪川町の中位段丘堆積物から花粉分析を行い、これを氷期のものとした。甲藤・満塩(1968)は中筋川流域の中筋層・戸内層を記載した。さらに、中村・満塩ら(1972)は高知県下の第四系を総括したさいに、これをリス氷期の堆積物とした。いっぽう、高知第四紀研究グループ(1972)は四万十川の河口付近の第四系について述べ、古土佐湾海進を規定した。また、満塩ら(1985)や満塩・古川(1988)は四国地方の第四系について総括を行い、四万十川以北の海成中位段丘礫層を平野層として定義した。いっぽう、木村(1987)は縄文式遺跡の分布を明らかにした。また、満塩ら(1989)・Mitusio(1989)・満塩ら(1990)は高知県の第四系を再検討し、特に中位段丘の問題点を明らかにした。最近では、土佐湾の海底で興津ドームの隆起現象が提唱され、Kagami, Mitusio et al.(1989)や加賀美・満塩(1990)がこれらについて総括した。

ここでは、第四紀における四万十川の河道の変遷史、および、形成発展史について調査した諸結果について述べる。これは文部省科学研究一般Cの一部である。

この報告を行うにあたり、城西大学地学教室の加賀美英雄教授・高知大学理学部生物学教室の山中三男教授、および、応用地質株式会社の西川徹氏には有益なご協力・ご助言をいただいた。また、環境変動研究会の方がた、特に坂本昌弥・木村壮一郎・小林哲之・橋本明・竹田善博・大山大道也の諸氏には、多方面で協力していただいた。これらの方がたに深く感謝する。

地形概要

四万十川水系は四国西南部において、広大な集水面積を占めている。また、この川は長流路を有しているため、地形的にも行政上からも、前述のように、上流域・中流域・下流域の3つに分けて述べるのが妥当である。以下には、これら3流域に分けて説明する。

国道56号線に沿って中土佐町の久礼坂を登り、七子峠を越えれば、四万十川の1つの支流の仁井田川がみられ、これは国道56号線に沿って窪川町まで下る。また、上流域のもう1つの支流は松葉川であり、この水源は四国山地の不入山系(標高1,336m)に発している。松葉川は中流域の窪川付近まで南流している。

中流域の窪川町から、四万十川はその流向を西方に変えて流下するが、田野々付近で、この本流に次ぐ大支流である梶原川が合流する。この支流は四国カルストの南斜面に水源を持つものである。

そして、さらに本流は山地を穿入蛇行しながら西進し、中流域の終わりの江川崎付近では、愛媛県北宇和郡を流下してくる広見川が合流する。

そこから下流域が始まり、四万十川は流向を南南東の方向に流路を変え、愛媛県の宇和山地より発する日黒・黒尊の両支流を合流する。また、下流域の中村市の平野において、鳥打場(標高509m)西斜面から南流する後川が合流する。さらに、宿毛市より発して中筋低地帯を蛇行し、東流してくる中筋川が合流して、中村市で水量豊かな清流を河口の土佐湾・太平洋へと注いでいる。

上流域の地形については、北部を剣山山地の西方連続となる東西方向の鳥形山(標高1,459m)・不入山(標高1,336m)の両山地が走り、南側には鈴ヶ森山地(標高1,054m)が南北方向に走っている。また、梶原川と広見川との間には雨包山(標高1,111m)や高研山(標高1,055m)を主とする県境山地が広がっており、これらは1,000mをこえる険しい山地形をなしている。またその南部には、中土佐町久礼の火打山から窪川町御在所の峰・仏が森・石見寺山に至る山地がみられ、太平洋側との分水嶺をなしている。

中流域から下流域にかけては、鷹の巣山(標高654m)や堂ヶ森(標高857m)を主峰として堂ヶ森山塊が連続し、北西部では宇和山塊と呼ばれる権現山(標高9524m)・鬼ヶ森山(標高1,151m)・大黒山(標高1,106m)・ホケガ森(標高751m)・鍋ヶ森(標高635m)・高森山を連ねる山列が北西から南東に走り、下流域の中村市に達している。

これら山地・丘陵より低い所で、前述の四万十川の本流および各支流の流域沿いに、各高度の段丘地形がみられる。また、これらより一段低い所に狭い沖積平野がある。

地質概要

本地域の四万十川沿いおよび伊与木川沿いにおける地質概要について述べる(Fig. 2)。

基盤の地質は主として四万十帯の白亜系の四万十川累層群からなる。これらを構成している岩石類は砂岩・泥岩とこれらの互層が圧倒的に多い。その他には、ごくわずかの赤色頁岩・チャートなどを含む。

これらを不整合に第四紀更新層が覆っている。第四紀更新層のうち前期更新世の先段丘構成層は、本地域ではこれまでのところ、確認することができなかった。

段丘構成層は主として、中期および後期更新世の砂層・礫層・泥層からなる。しかし、これらの地層群は一般に薄く、堆積物のない浸食面のみが多い。また、これらは下位から順に、高位段丘・中位段丘・低位段丘の諸堆積物に区分される。これらの礫は特徴的にそれぞれ、クサリ礫・半クサリ礫・新鮮な礫からなる。そして、前者には赤色土がのり、中者には黄褐色土がのり、後者にはクロボクがのっている。

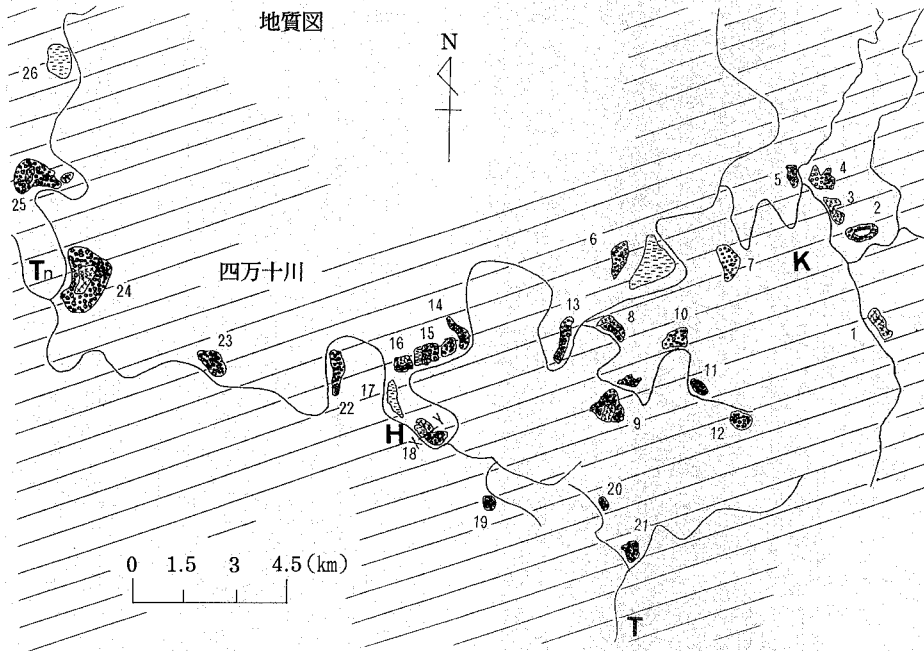


Fig. 2A. Late Quaternary Geologic Map along the upper Stream Area of the Shimanto River. Number shows those of outcrops, and X-Y shows the geologic cross section at Loc.18, Hirose, Kubokawa Town. Index should be referred to the next Fig. 2B. K; Kubokawa H; Loc.18 at Hirose Tn; Tanono T; Tosa-saga

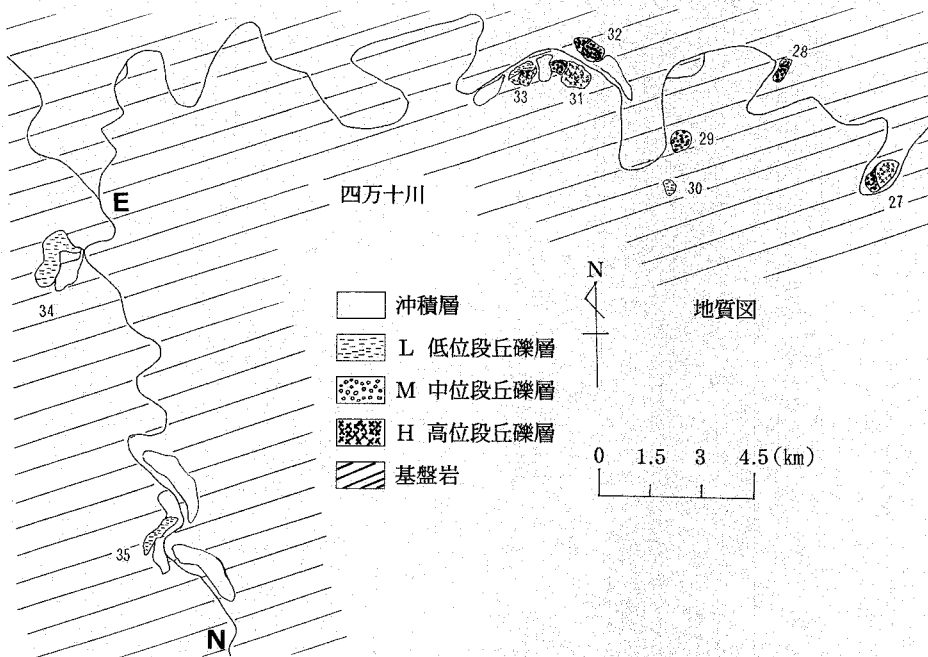


Fig. 2B. Late Quaternary Geologic Map along the middle and down Stream Areas of the Shimanto River. Number shows those of outcrops. E; Ekawasaki N; Nakamura City

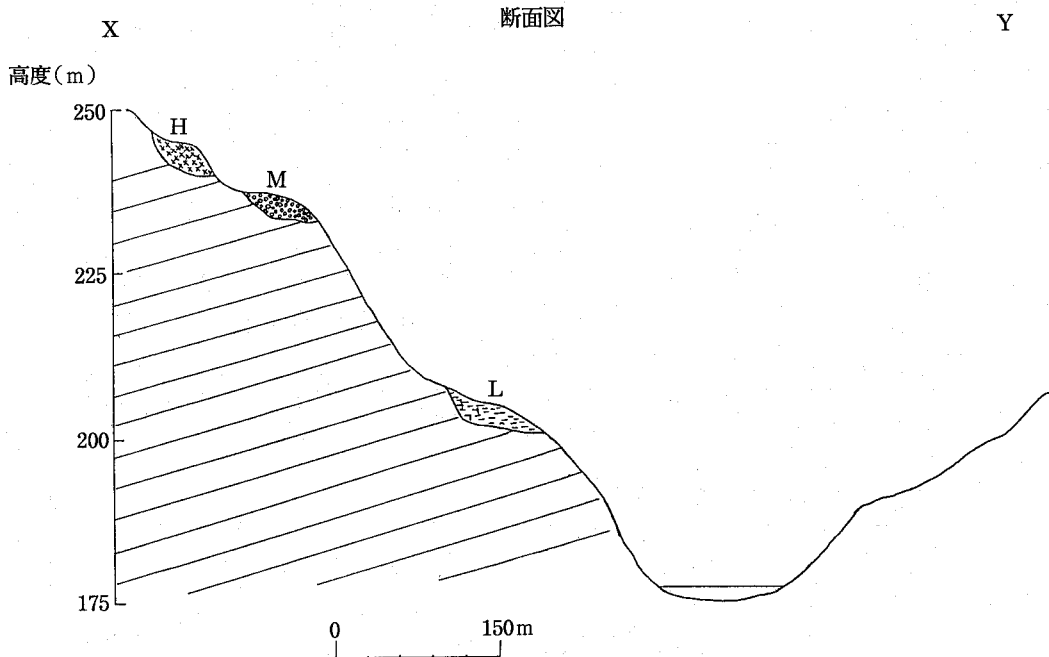


Fig. 3. Geologic cross section at Loc. 18, Hirose, Kubokawa Town of the Shimanto River. Location and index should be referred to Fig. 1 and Fig. 2A.

これらのうち、主として中位段丘堆積物が窪川町付近を中心として、本調査地域に存在している。完新世(沖積世)では、高知県全体において指摘されている(満塩ら, 1988; Mitusio, 1989)が、猫の額ほどの狭い沖積平野をなしている。この一部に火山灰層が含まれるが、これは四国では音地と呼ばれ、全国的には赤ホヤと呼ばれている。

地質各論

本調査地域では、前期更新世のプレ段丘構成層は存在が明らかにされなかったが、中期更新世の高位段丘堆積物・中位段丘堆積物および後期更新世の低位段丘堆積物、さらに、完新世の沖積層の存在が明らかにされた(Fig. 2A・2B, Fig. 3)。

以下には各段丘構成層について記載する。

A) 中期更新統

1. 新田層(高位段丘礫層, 新称)〈河成〉

模式地; 窪川町新田付近

分布および高度; 十和村以東の四万十川沿い; 高度約250-130m

層厚; 約10m+

模式地では、本層の層相は基盤岩の白垂紀須崎層の砂岩の上に不整合に、層厚約1mの灰色シルト質粘土層がのる。その上部に層厚約6mの礫層が整合でのる。礫層は表土にクサリ礫をのせ、風化の程度も進んでいる。マトリックスと礫との比率は約3:1で、色相は全体として明橙色(2.5

YR6/8)である。含まれる最大礫は約5cmで、最小礫は約2mmであって、約5mmの礫が卓越している。礫の種類は主に砂岩であるが、チャートが約10%程度観察される。礫の円磨度と球形度はそれぞれ、0.8-0.6、および、0.7-0.5である。

本層の分布は窪川町の与津地川を中心として、上流部の窪川町に広く分布する。また、本層は若井川の河岸付近では、かなり広い範囲に分布している。窪川町より下流の四万十川沿いでは、十和村付近まで狭い範囲で点在している。しかし、十和村付近から四万十川河口までの下流域の範囲においては、本層の存在は確認されなかった。また、伊与木川流域でも確認することができなかった。

これらの地域における新田層は、場所によって少しは異なるが、クサリ礫が存在する。また、この高位段丘は段丘面だけを残している浸食面の場合が多く、堆積物の観察される露頭は川の曲流している部分、および、河川の合流点付近に多くみられる。

本層は次に述べる中位段丘の窪川層と同地域に存在することが多いが、両層の関係は不整合である。また、両者の面の比高差は約10-5mである。

2. 窪川層(中位段丘礫層, 新称) <河成>

模式地; 窪川町榊山町付近

分布および高度; 十和村以東の四万十川沿い; 高度約240-90m

層厚; 約10m+

模式地では、層相は下部から1mの礫層・0.5mの灰色シルト質粘土層・1mの礫層・0.5mの崖錐性堆積層からなる。上下の礫層はほぼ類似した概観を呈しており、上下の礫層のマトリックスと礫の比率はどちらも約3:7であり、色相は全体として、明橙褐(7.5YR6/6)である。含有されている最大礫は約4cmで、最小礫は約2mmであり、卓越礫は約2cmである。礫種は砂岩が9割程度を占め、他は泥岩などである。礫の形状はやや角礫状で、河成堆積物および崖錐性堆積物との混合と考えられる。円磨度の値は0.5であり、球形度の値も同じく、0.5である。また、上部の礫層には半クサリ礫のり、風化の程度は進んでいて、オレンジ色の火山性の黄色凝灰質物質を含んでいる。

本層は窪川町を中心に広く分布し、段丘層の中ではもっとも分布が広く、窪川町の与津地川や若井川の河岸付近にもかなり広く分布している。それより下流の四万十川沿いでは、十和村付近まで少範囲に点在している。しかし、十和村付近から四万十川河口付近までの下流域では、本層の存在は確認されなかった。また、本層は高位段丘の新田層と同地域に存在することが多いが、両者の最大の相違は羽立川に本層が単独で分布することである。

窪川町付近における本層の露頭では、崖錐性礫・灰色シルト質粘土層を含んだ湖沼性の堆積層も数多く確認されたが、本層の堆積物を残している露頭は、曲流している部分および河川の合流点に多い。しかし、段丘面のみを残している浸食面の場合も多い。いっぽう、四万十川とは別水系の伊与木川沿いでは、2,3の露頭が確認された。

ところで、窪川町榊山町の本層に含まれる灰色シルト質粘土層の花粉分析結果が、野田(1962)により報告され、中村・満塩ら(1972)により、ミンデル/リス間氷期のものとされ、その下部の礫層が河成中位段丘礫層とされた。しかし、この露頭は現在は残念ながら残存していない。野田(1962)によれば、この植物遺体および花粉の包含層は上下を礫層にはさまれた厚さ約60cmの灰色シルト質粘土層であり、試料採取は下部礫層まで掘り下げた後10cmごとに行われている。その結果として、花粉・植物遺体は特に針葉樹が多くて、その大部分が *Picea* であり、*Abies*・*Tsuga* はごく稀で、常緑広葉樹は含まれず、針・広葉樹の混合状態である。*Abies*・*Tsuga* は、四国で普通に見られる暖温両帯の移行帯におけるモミ・ツガ、あるいは、温・亜寒帯の移行帯のウラジロモミ・コメツガの場合が考えられる。*Picea* はパラモミであるが、これの四国における現在の分布高度は

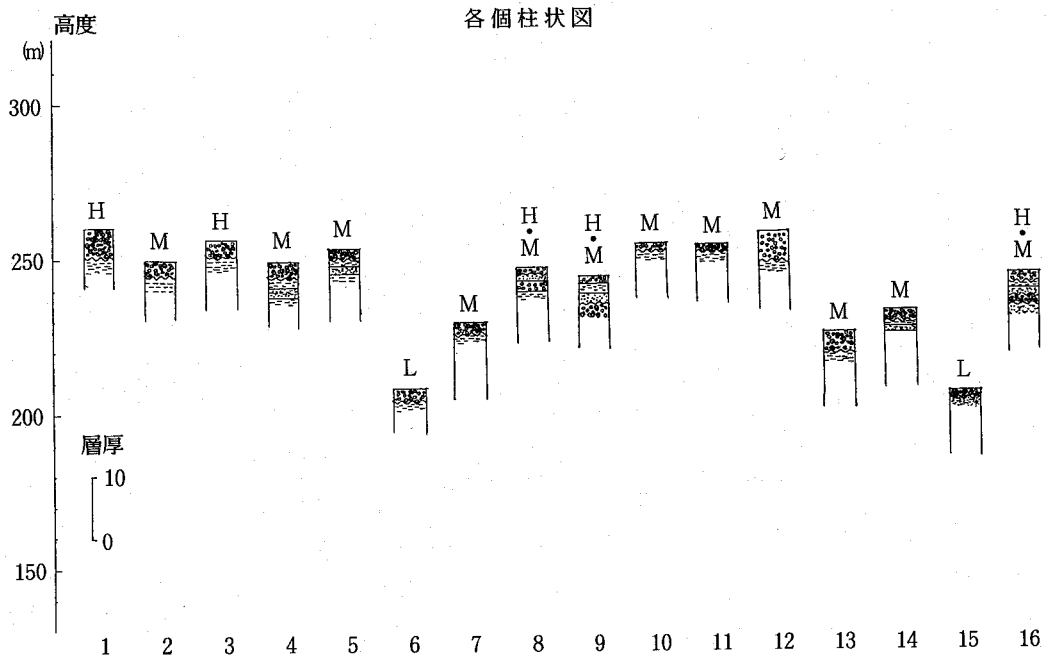


Fig. 4A. Geologic columnar sections from Loc. 1 to Loc. 16, upper stream area, and the half of the middle stream area of the Shimanto River. Index should be referred to Fig. 4C.

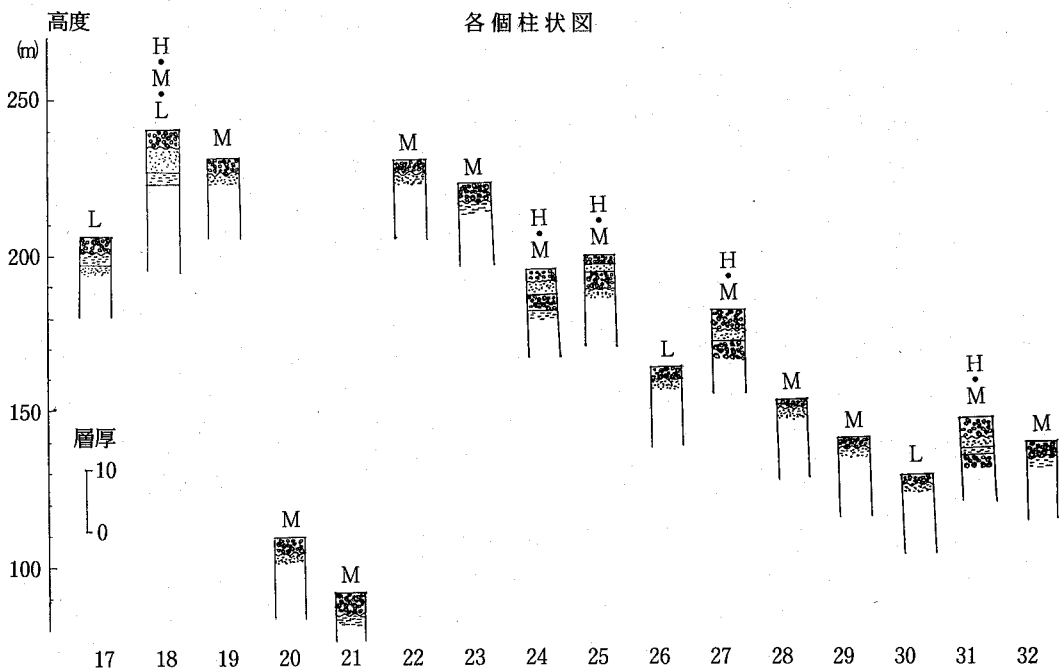


Fig. 4B. Geologic columnar sections from Loc. 17 to Loc. 32, middle stream area of the Shimanto River. Index should be referred to the next Fig. 4C. Loc. 20 and 21 are from the Iyoki River.

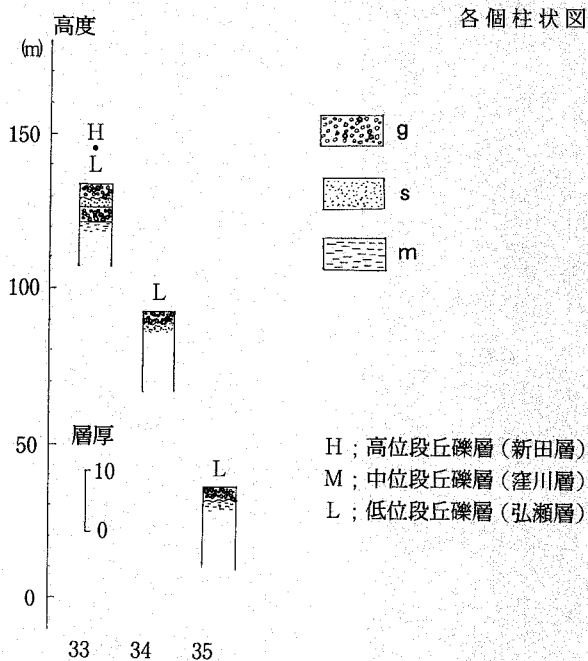


Fig. 4C. Geologic columnar sections from Loc. 33 to Loc. 35, down stream area of the Shimanto River. g, gravel s, sand m, mud Duplicated H•M•L shows each gravel bed is found at the same locality.

1,600–900mの部分に特に多い。したがって、当時の森林の垂直分布の区分が現在と同じであったと仮定し、*Picea* 優勢の森林帯が海岸近くの台地まで降下していたと考え、現在の *Picea* 好生地の高度の1,600–900mと現地高度200mの差：1,400–700mの範囲内に当時の森林の降下量が求められる。また、分析結果では、常緑広葉樹が検出されなかったため、亜寒帯的な *Abies-Tsuga* 帯相当とみるほうが適当かもしれない。以上の結果を総合して、6°C–8°C程度の気温低下がみられたと、野田(1962)は考えている。

したがって、この花粉包含層は寒冷期における堆積物である。また、この層の上下の礫層は上部礫層(層厚約2.5m)はほとんど大部分が角礫よりなり、孤立した池のような水中下に花粉や植物遺体が埋没し、その後、崖錐などの供給により角礫を主とする礫層が堆積したものであろう。したがって、地殻変動などにより湖沼状の地形を生じ、停滞した水中に沈積したものと考えられる。

この層と同じ層が今回の調査で確認されたが、これも湖沼性の堆積層と考えられる。また、窪川層の分布形態もかなり大きな盆地状を形成している。これら2つのことがらを関連させると、この付近一帯は高位・中位段丘形成のころには湖に近い状態であったことが考えられる。

窪川層と次に述べる低位段丘の弘瀬層との関係は不整合であり、両者の面の比高差は約20–10mであって、高位面・中位面との比高差より大きい。

B) 後期更新統

1. 弘瀬層(低位段丘礫層, 新称)〈河成〉

模式地; 窪川町弘瀬付近

分布および高度；四万十川沿いにわずかに分布；高度約210-40m。

層 厚；約4m+

模式地における本層の層相は約3mの礫層であり，層厚はどの露頭でもかなり薄い。礫の風化程度はほとんど進んでおらず，新鮮な礫層である。マトリックスと礫との比は約1:1の等量で，露頭の全体の色相は灰橙色(7.5 YR 6/4)である。含有されている最大礫のサイズは約8cmで，最小礫は約1cm程度であり，卓越礫は約2cmである。礫の種類はその9割が砂岩である。また，礫の円磨度および球形度はそれぞれ，0.6と0.5である。本層の最上部には，特徴的に黒ボク(黒褐色5 YR 2/2)がのっている。

本層は江川崎から四万十川河口までの下流域の範囲にわずかに分布している。また，四万十川本流においてはまばらではあるが，この存在が確認された。しかし，十和村付近から江川崎付近までの範囲の，四万十川の中流域には本層は分布しないし，高位段丘礫層・中位段丘礫層も同様に存在しない。また，窪川町の与津地川や若井川の河岸付近でも本層の存在が確認されず，さらに，伊与木川沿いでも本層の露頭は確認されなかった。

本層は新田層・窪川層とは不整合であり，この低位面と沖積面との比高差は約5mである。

C) 完新統

1. 沖積層

代表分布地；窪川町新田付近

分布および高度；沖積面として四万十川沿いに分布；高度約40-5m

層 厚；約2m+

本層の層相は模式地では，約2mの礫層の上に，約30cmの粘土層がのっている。下部の礫層については，礫のサイズは約5-1cmであり，約2cmの礫が卓越する。マトリックスは黒褐色の土であり，マトリックスと礫との比率は約7:3である。また，上部の粘土層は音地火山灰を含んでいる。粘土層中の音地火山灰の色相は赤橙(10R 5/6)である。

なお，窪川トンネル北方には，直径約2,3mmの成層した軽石を含む音地火山灰があり，これは音地Iである(満塩ら，1988)。また，窪川町窪川西方およびJR仁井田駅南西方の狭い平野付近にも見られる。

対 比

つぎに本地域の第四系を，高知県下の各地域と対比する(Tab. 1)。

まず，低位段丘礫層の弘瀬層は，足摺地域では室津層相当層に対比され，高知中央部地域では低位段丘礫層Iに対比され，室戸半島方面では室津層に対比される。

中位段丘礫層の窪川層は，足摺地域では海成中位段丘の平野層(満塩・古川，1988)・足摺層(三本・満塩，1981)に対比され，中筋地区では中筋層や戸内層に対比される。また，高知県中央部地域では能茶山層や植田層に対比される。室戸半島方面では叶木層(満塩ら，1988)・羽根層(満塩・安田，1989)・元層(満塩ら，1990)・生見層(満塩ら，1988)に対比される。

高位段丘礫層の新田層は，足摺地区では弘見層(満塩・古川，1988)に対比される。高知地区では城山層や琴平層に対比される(満塩ら，1977)。

Tab. 1 Correlation table of the Upper Pliocene and Quaternary Formations in Kochi Prefecture.

		四万十川	足摺地区	中筋地区	高知地区	東部地区
第 四 紀	完 新 世	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層
	更 新 世	弘瀬層	室津層+ 相当層	——	低位段丘 礫層Ⅱ	室津層
					低位段丘 礫層Ⅰ	
	前 期	窪川層	足*平* 摺野 層層	戸内層 中筋層*	能植 茶田 山層	叶*羽*元*生* 木根見 層層層層
新田層**		弘見層**	——	城** 琴** 山 平 層 層	——	
紀 世	後 期		↑ 以藻+ 布津 利層		↑ 万万層	最高位段丘 群礫層群Ⅱ 最高位段丘 群礫層群Ⅰ ↑ 芸安芸層+ 西和食層 群城本層* ↑ 唐ノ穴内層* 浜登層* 群
第 三 紀	鮮 新 世		↑ 越層*			
紀	世 期					

*海成層を含む ** クサリ礫を含む + 扇状地礫を含む

各段丘礫層の堆積学的検討

次に、各段丘砂礫層を構成する堆積物についての検討を行なう。

フィールドにおいて、全露頭の含有礫の円磨度・球形度について検討した。また、高位段丘礫層・中位段丘礫層・低位段丘礫層の3つの露頭が同一地域にそろって存在する場所は、窪川町西部の弘瀬の Loc. 18である。これは各段丘の形成時の堆積環境を知る上で適当な比較材料であると考えられる。それ故、これらの露頭の段丘堆積物についての検討も行った (Tab. 2~5)。

Tab. 2 Shape analysis of gravels of H, M and L terraces.

露頭番号	高位段丘礫層 H		中位段丘礫層 M		低位段丘礫層 L	
	円磨度	球形度	円磨度	球形度	円磨度	球形度
1	0.7	0.8				
2			0.7	0.8		
3	0.8	0.7				
4			0.6	0.7		
5			0.7	0.7		
6					0.6	0.4
7			0.7	0.7		
8	0.8	0.7	0.8	0.7		
9	0.7	0.8	0.7	0.6		
10			0.7	0.7		
11			0.8	0.7		
12			0.8	0.6		
13			0.8	0.7		
14			0.7	0.7		
15					0.5	0.4
16	0.7	0.6	0.7	0.7		
17					0.6	0.5
18	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5
19			0.6	0.7		
20			0.7	0.5		
21			0.6	0.6		
22			0.7	0.5		
23			0.7	0.6		
24	0.7	0.5	0.6	0.4		
25	0.6	0.5	0.6	0.5		
26					0.6	0.5
27	0.7	0.5	0.7	0.4		
28			0.6	0.6		
29			0.6	0.4		
30					0.7	0.6
31	0.5	0.4	0.6	0.5		
32			0.6	0.4		
33	0.6	0.4			0.7	0.6
34					0.8	0.6
35					0.7	0.7

A) 円磨度・球形度

礫の性質を知るために、露出のよい35の露頭において、含有礫をできるだけ均等に大きい方から約150-300個を採集した。これらの礫の円磨度・球形度を計測・算出した。それから、それらの平均値を算出して代表値とした (Tab. 3)。

Tab. 3 Results of granulometric analysis of gravels of H, M and L terraces.

	中央粒径値	分級度	含泥率	円磨度	球形度
H	- 4.1 ϕ	2.49	0.72 %	0.8 - 0.6	0.8 - 0.6
M	- 3.5 ϕ	2.52	0.76 %	0.8 - 0.6	0.7 - 0.5
L	- 1.5 ϕ	2.81	0.32 %	0.8 - 0.4	0.6 - 0.3

H : 高位段丘礫層(新田層) M : 中位段丘礫層(窪川層) L : 低位段丘礫層(弘瀬層)

円磨度については、高位段丘礫層は0.8-0.5であるが、中位段丘礫層は0.8-0.6である。また、低位段丘礫層は0.8-0.5であり、全般的に円磨度の低い礫が多い。

球形度については、高位段丘礫層は0.8-0.4であるが、中位段丘礫層は0.8-0.4である。また、低位段丘礫層は0.7-0.4であり、全般的に球形度の低い礫が多い。

B) 粒度分析

前述の3つの露頭についての粒度分析を行い、インマン法により堆積パラメーター、すなわち、中央粒径値Md ϕ ・分級度 $\sigma \phi$ を算出した。Fig. 5にはそれらのヒストグラムを示し、Tab. 3にはそれらの他に、含泥率や礫の円磨度・球形度を示している。

高位段丘礫層と中位段丘礫層はかなり類似しているが、低位段丘礫層はこれらとは異なり、粗粒の方にきわめて偏している。

Md ϕ は高位・中位・低位段丘礫層の順に大きくなり、細粒となる。 $\sigma \phi$ は逆に、この順に大きくなり、分級が悪くなる。

含泥率は高位段丘礫層が0.72%であるが、中位段丘礫層では0.76%とやや高くなり、低位段丘礫層では0.32%と低くなる。

C) 礫の形状

礫の形状を表すために、前述の3露頭より約100個の礫を採集して、長辺・中辺・短辺の3辺を各個計測した。そして、各辺の比率を算出して、Blade状・Disk状・Roller状・Spheroid状の4つに大別した(Tab. 4)。これらを個数百分率で表現した。また、円磨度・球形度も計測・算出した(Tab. 3)。

高位段丘のものにはSpheroid状がもっとも多く、57%を越える。ついで、Roller状が多く、さらにDisk状となり、最少はBlade状の礫である。中位段丘礫層でもSpheroid状がもっとも多く、ついでBlade状からRoller状となり、最少はDisk状となる。いっぽう、低位段丘礫層にはDisk状がもっとも多く、62%である。つぎにRoller状とBlade状の礫がほぼ同量で、Spheroid状の礫が最少となる。

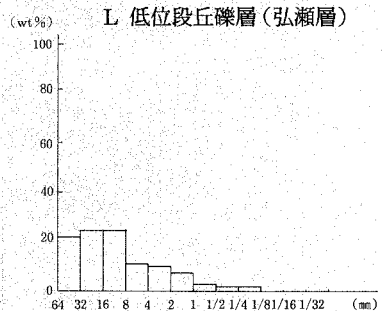
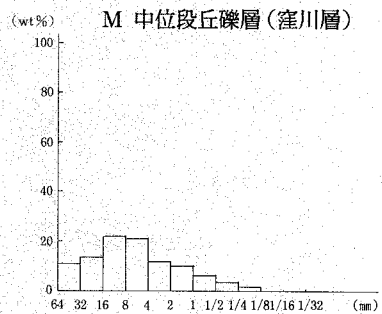
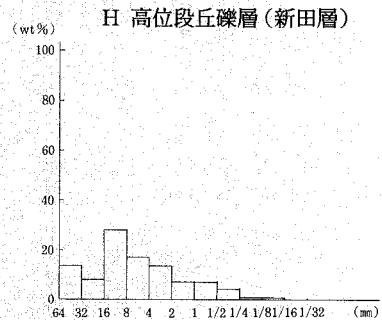


Fig. 5 Granulometric composition of gravels of H, M and L terraces.

Tab. 4 Shape analysis of gravels of H, M and L terraces.

	H	M	L
Roller	22%	13%	18%
Spheroid	57%	49%	9%
Blade	7%	29%	11%
Disk	14%	9%	62%

百分率 (%)

Tab. 5 Composition of gravels of H, M and L terraces.

〈礫種組成〉

	砂岩	泥岩	石英粒	礫岩	チャート
H	83%	8%	2%	4%	3%
M	80%	9%	4%	2%	5%
L	72%	3%	7%	5%	13%

百分率 (%)

以上をみれば, 低位段丘の礫と高位段丘・中位段丘のものとは異なっていて, 前者があまり遠方から運ばれていないことを示している。

D) 礫種組成

礫種組成について考察するため, 最も良好な露頭から代表的な箇所を選び, 2m×2mの正方形をひいて, その中より大きいほうから200個の礫を採集して, その礫種を個数百分率で表した(Tab. 5)。

高位段丘・中位段丘礫層の両者ともに, 砂岩礫が圧倒的に多く, 他には泥岩・礫岩・チャート・石英などがみられる。いっぽう, 低位段丘礫層には砂岩は多いけれども, 前2者ほどではない。その代わりに, チャート礫が多くなるのが特徴である。

E) 砂粒組成

前述の3つの露頭のマトリックスの組成を知るために, 砂粒組成分析を行った。60メッシュから250メッシュのふるい間の砂の粒径を選別し, 双眼顕微鏡で約300個の粒子の鉱物同定を行った。これらは Quartz・Feldspar・Rock fragmentsに分けて, その比率を算出した。

この結果は Fig. 6のように, 低位段丘礫層には長石類が一番多く, 中位段丘礫層から高位段丘礫層の順に, おおむね少なくなる。これは, 長石が時間の経過とともに, 風化しやすいことと一致する。

以上の堆積学的検討の諸結果を総合的に考察すると, 高位段丘礫層・中位段丘礫層の両者からはほぼ類似した結果がみられ, 低位段丘礫層のみが少し異なる結果が得られる。これらから考察できることは, 明らかに高位段丘形成時と中位段丘形成時の2時代は似たような堆積環境であり, 低位段丘形成時は前の2時代とは異った堆積環境であったと考えられる。

また, 円磨度・球形度は高位段丘礫層・中位段丘礫層では下流に行くほど下がっていく。反対に, 低位段丘礫層はデータが不十分ではあるが, 下流に行くほど上がっているのが特徴である。

これらの諸結果を総合的にまとめると, 高位段丘形成時, および, 中位段丘形成時には, 当時の四万十川の流れの逆行が推定される。

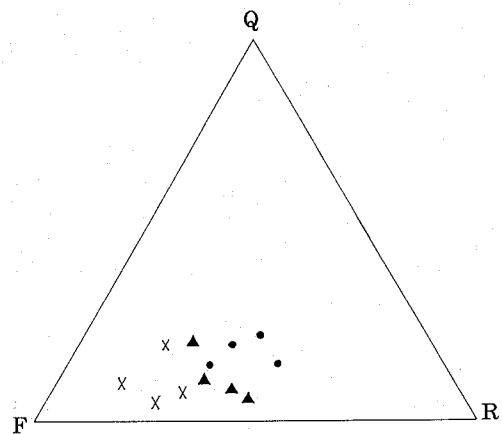


Fig. 6 Matrix composition of sandy part of H, M and L terraces. X Lower terrace gravel bed ▲ Middle terrace gravel bed ● Higher terrace gravel bed

四万十川沿いにおける河川形態

現在の四万十川沿いにみられる河川形態について検討する。この方法としては、河口から10kmごとに河川横断面を作成し、また、河川形態を溪谷・V字谷・U字谷・準平原に区分することによるものである。一般に、河川は上流から下流に行くにしたがって、溪谷→V字谷→U字谷→準平原のように、その形態が変化していくものである。

Fig. 7には河川縦断面について図示する。また、四万十川流域の縄文遺跡分布図(木村, 1985)も図示しておく(Fig. 8)。この縄文遺跡の地質学的意義は、この存在が段丘面があることの証拠となり、また、河川形態が比較的緩傾斜の箇所であることにもつながる。

これらを検討すると、四万十川は河川形態が複雑な変化をなしていることがわかる。すなわち、上流域の窪川町付近の河川形態は、河川の歴史における末期状の準平原の形状を呈していたり、中流域の十和村から江川崎の範囲においては、河川としては新しい形態である溪谷の形をなしているのである。

これらにより、過去の四万十川には大きな変化・変遷があったものと考えるのが妥当であろう。

また、フィールドでの観察によっても、支流の若井川・羽立川の河川形態には、ここには河川横断面は図示していないが、異常な形状がみられる。若井川では上流の河川形態が準平原状であり、下流がV字谷をなしている。また、上流付近の地形を航空写真で観察すると、扇状地型の地形である。いっぽう、羽立川では上流の河川形態はU字谷で、下流がV字谷となっている。このように、これらの2つの支流でも、過去における変化が考えられる。

河川縦断面と山間小盆地の地形

ここでは、四万十川沿いにおける河川縦断面と山間小盆地の地形について記述する。また、伊与

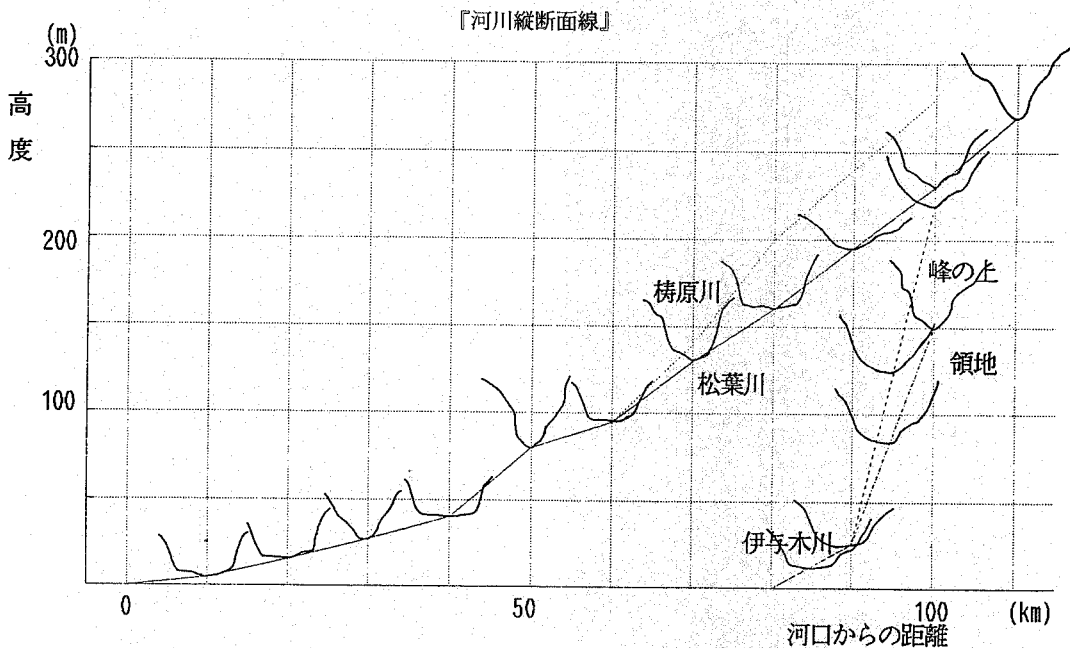


Fig. 7 Profile of the Shimanto River.

木川の河川縦断面も参考として作成した (Fig. 7)。

山間小盆地の地形は特に愛媛県などに多くみられるが、これはある盆地における、主として堆積平坦面を表し、場合によっては浸食面を表していることになる。すなわち、堆積物のトップの面か、あるいは、浸食面を表していることになる。四万十川の河口から距離と、小盆地(段丘)の地名および高度を地形図から読みとり、各高度ごとに検討したものである。

河川縦断面線の図からは、窪川町付近と江川崎付近の2カ所で、河川断面の傾斜変換点がみられる。また日本の一般的な河川は、上流に行くほど縦断面線の傾斜が大きくなるのが普通であるが、四万十川では異なっている。

また仮に、伊与木川と四万十川の窪川町付近を、河川縦断面線でつないだとしても、スムーズにつながり、何の矛盾もないことがわかる。

山間小盆地の地形からは、江川崎付近を境にして、急激な傾斜変換点が存在することがわかる。



Fig. 8 Distribution of the Jomonian Cultural Remains around the Shimanto River System, after Kimura (1987). ○ Number is that of the remains.

河川の水量の許容量

ある河川において、そこで水が流れ得る量、すなわち、ここではこれを「河川の水量の許容量」と定義する。そして、これを各河川の断面図の相互比較して、四万十川・伊与木川などの「許容量」を検討しよう。

議論を行う前に、高位・中位段丘形成時における旧海岸線を考慮してみることとする。高知県におけるこれらの段丘形成時の古地理図は、満塩(1988)によって明らかにされている。

これを参考にすれば、古四万十川が与津地川を排出口としていたころには、高位段丘形成時(約70万年前)であり、旧海岸線は興津付近では約2kmも海側に存在していたと考えられる。

つぎに、古四万十川が伊与木川を排出口としていた頃には、中位段丘形成時の、約13万年前の古土佐湾海進時(高知第四紀研究グループ, 1972)である。そのときの旧海岸線は、この地域ではほぼ現在と同じであったと考えられる。

これらの結果を考慮して、河口からの距離を等しくするために、四万十川と伊与木川は河口からの距離が5 km、与津地川は旧海岸線を考慮して河口をある程度予測して、現在の海岸線より3 kmの地点の河川横断面をそれぞれ描いた。そして、それらの断面積を求めて比較してみた。

結果としては次のように求められた。

- ① 伊与木川 = 81,000m²
- ② 四万十川 = 136,800m²
- ③ 与津地川 = 51,300m²

そうすれば、①+③=132,300m²であり、②にかなり近似の数値となっている。

ゆえに、河川争奪の結果によって河道が変化したと仮定しても、水量的には十分に許容性がある。すなわち、伊与木川と与津地川には、四万十川の水量を受け入れるだけの十分な「許容量」があることが判明するのである。

考 察

四万十川の形成史について総合的な考察を行うが、この川はきわめて広範囲にわたるため、前述したように、3つの流域に分けて述べる。

1) 下流域；江川崎から四万十川河口まで

この流域では、河成段丘は低位面のみがあり、堆積物は礫層が2カ所に分布している。しかし、高位面・中位面は地形面も堆積物も確認できなかった。

この流域での河川形態は、U字谷・V字谷のような比較的新しい形態のものである。

したがって、この流域における河川は、かなり新しい時代に流れ始めたということが考えられる。

2) 中流域；梶原川合流点(田野々)付近から江川崎付近まで

この流域の河成段丘は、梶原川合流点(田野々)から十和村付近までの範囲では、地形面も堆積物とともに、高位段丘・中位段丘・低位段丘の3つが散在している。しかし、十和村付近から江川崎までの範囲では、これら3つの段丘ともに地形面も堆積物も確認できなかった。

河川形態については、梶原川合流点付近から十和村付近までの範囲ではU字谷になり、十和村付近から江川崎の範囲では溪谷をなしている。ここで注目すべき点は、溪谷をなす範囲と段丘のない範囲とはほぼ一致していることである。これはこの付近の河川がかなり新しいことを示している。

いっぽう，この流域の範囲においては，上流より下流の方が新しいという矛盾が生じる。そこで，十和村付近から江川崎までの範囲では，かなり新しい時代に連絡したものであり，梶原川合流点付近から十和村付近までの川は，その排出口を考慮すると，流れが逆行していた可能性がある。

3) 上流域；梶原川合流点(田野々)付近から以東の四万十川

この上流域における河成段丘礫層は，高位段丘層・中位段丘層・低位段丘層の3つが散在している。分布の特徴としては，与津地川沿いには低位段丘層がなく，中位段丘層・高位段丘層が分布しており，中位段丘層もかなりクサリ礫になっている。中位段丘層の形成時から低位段丘層形成時にかけて，与津地川において何らかの変動があったものと考えられる。

いっぽう，河川形態は上流より準平原→U字谷→V字谷という一般的な河川とは異なった形態をしている。

前述したように，窪川町榊山町の露頭では，湖沼性の堆積層が確認された。このことにより，窪川町付近が湖であったか，あるいは，湖に類似した状態の時代があったと考えられる。このこと以外の別の証拠として，現在の窪川町付近の地形が盆地状の地形をしていることがあげられる。

これらと河川形態との関連により，この流域では現在の河川の流れと逆方向に流れていた可能性がある。特に河川形態分布図の準平原で表されている範囲に多くみられるが，旧河道，すなわち，過去において河川が流れていた痕跡が数多く発見され，逆流の残存の可能性はある。

もしそうであるならば，逆流した後の河川水の排出口の問題がおきる。前述のように，与津地川・伊与木川の両河川が逆流していた当時の古四万十川の流路と考えられる。特に，伊与木川が若井川・羽立川を經由したと仮定した場合の流路である。

形 成 史

ここでは，四万十川の形成史について述べる。この考え方の基礎としては，段丘がないということ，その時代にその地域には，川があっても堆積物が堆積しなかったか，あるいは，堆積しても川によって削られてしまったかを表している。または，そこを川が流れていなかった，つまり，別の流域を川が流れていたことを表すということである。これに関しては，満塩(1990)が土佐湾付近の古地理の変化を述べているが，四万十川付近についてはふれていない。

以上を総合的に検討して，各時代ごとの河道の変遷史をみよう。

(1) 高位段丘形成時(約70-40万年前)

この時期には，興津ドームの隆起の影響をまだ受けておらず，当時の古四万十川は十和村付近から東方の窪川町に向かって東流していた。その流路は現在の与津地川を經由して興津へ出るものと，若井川を經由して伊与木川に出るものがあった。また，現在の十和村付近から江川崎を經由して，現在の四万十川河口までには河川は存在していなかったか，あるいは，存在していても小規模のものであった。

(2) 中位段丘形成時(約40-10万年前)

この時期になると，興津ドームの隆起の影響を受けはじめ，当時の古四万十川の西方への逆流が始まる。興津への出口を失いはじめた河川水は，窪川町付近における湖沼の時代を経て，若井川に加えて羽立川を排出口にした。現在の十和村付近から四万十川河口までの河川は，(1)の時代と同様に小規模であり，本格的なものではなかった。

(3) 低位段丘形成時(約10-1万年前)

この時期では，さらに興津ドームの隆起の影響を受け，伊与木川にも河川水は流れなくなった。

いっぽう、十和村付近から江川崎、また、江川崎から現在の四万十川河口までの範囲が本格的に形成され始めた。ただし、時期的には後者の方が前者より早く河川として成立していた。

(4) 沖積面形成時代=完新世(約1万年前-現在)

それ以後、四万十川は現在みられるような、複雑な形態をとるに至った。

今後の問題点としては、愛媛県側の第四紀に関する調査、および、土佐湾周辺の海底などを詳しく調査する必要がある。

引用文献

Kagami, H., Mitusio, T. and Nagano, K.: An interpretation of seismic reflection profiles in the western Tosa Bay, Southwest Japan — Ryuo Formation of the New Subduction Cycle —. *Bull. Mar. Sci. Fish., Kochi Univ.* (11), 43-59 (1989).

加賀美英雄・満塩大洗: 土佐湾からみた四国のネオテクトニクス。第四紀総研シンポジウム集, 17-20 (1990)。

甲藤次郎・満塩大洗: 高知県西南部の中位段丘堆積層。高大学研報, 17 (6), 67-74 (1968)。

木村剛朗: 四万十川流域の縄文文化研究。幡多埋文研, 1-475 (1987)。

高知第四紀研究グループ: 四万十川河口北方付近の海成段丘堆積層。地質学論集, (16), 171-180 (1972)。

三本健二・満塩大洗: 高知県土佐清水市の海成中位段丘堆積層(足摺層)。第四紀, (23), 7-13 (1981)。

満塩大洗・清水欣一・和田温之: 高知県水理地質図。四国西部地区, (2), 1: 15万 (1985)。

満塩大洗・古川博恭: 四国地方の第四紀層。地質学論集, (30), 145-154 (1988)。

満塩大洗・加賀美英雄・久武精一: 室戸半島西海岸域の叶木層(海成中位段丘構成層)。高大学研報, 37, 89-96 (1988)。

満塩大洗・西川 徹・三本健二: 土佐清水市布地区および大岐地区の鮮新-更新統。高大学研報, 38, 63-72 (1989)。

満塩大洗・安田尚登: 室戸半島羽根岬付近の地質。高大学研報, 38, 217-224 (1989)。

Mitusio, T.: The middle terrace problems in Shikoku, Japan. *Kuroshio, sp. ser.* (4), 87-202 (1989)。

満塩大洗: 高知県下主要河川の河道の変遷。くろしお, (5), 17-18 (1990)。

満塩大洗・加賀美英雄: 室戸・足摺方面の第四系, 特に中位段丘。第四紀総研シンポジウム集, 1-16 (1990)。

満塩大洗: 室戸岬(M)面は中位に非らず。中川久夫教授退官記念号, 15, 1-7 (1990)。

満塩大洗・小林哲之・三本健二: 室戸半島行当岬付近の鮮新-更新統。高大学研報, 39, 89-98, (1990)。

中村 純・満塩博美・黒田登美雄・吉川治: 花粉層序学的研究, その1, 高知県の第四系。高大学研報, 21, 87-113 (1972)。

野田耕一郎: 高知県の第四紀層特に考古学的遺跡に対する花粉分析。高知県教育研究所報告, 21, 87-113 (1962)。

小椋正澄・満塩大洗・吉田泰治: 四国地方の軟弱地盤。土質工学会四国支部30周年記念号, 7-28 (1989)。

大塚弥之助: 四万十川流域における曲流の研究。地理学評論, (3), 27-49 (1927)。

(平成2年9月30日受理)

(平成2年12月27日発行)