

(Memoirs of the Faculty of Education and Human Studies)
 (Akita University (Natural Science))
 65, 9 - 16 (2010)

愛媛県八幡浜・川之石低地の 上部更新統および完新統の層序と堆積環境

川村 教一¹・塩田 浩之²

Stratigraphy of the Late Pleistocene and the Holocene and Sedimental Environment in the Yawatahama and the Kawanoishi Lowlands, Ehime Prefecture, southwest Japan

Norihito KAWAMURA¹ and Hiroyuki SHIOTA²

Abstract

In the Yawatahama and the Kawanoishi Lowlands, locate in the western part of the Shikoku Island, the late Pleistocene and the Holocene sediments are divided into the Uwa Kai and the Yawatahama-ko Formations.

The volcanic ash found in the middle part of the Uwa Kai Formation and Honai Volcanic Ash in the middle part of the Yawatahama-ko Formation can be correlated with Kuju-daiichi Pumice and Kikai-Akahoya Volcanic Ash respectively.

The middle part of the Uwa Kai Formation deposited since 80~70ka and before 51ka of the late Pleistocene as marine sediment. The upper part of the Formation was deposited since 51ka the late Pleistocene as non-marine sediment. The Yawatahama-ko Formation was formed during the Holocene. At first, the formation began to deposit in drowned valley and next, the inner-bay prodelta and delta-front deposits followed during the early to middle Holocene. Finally, interdistributary bar sediments in the Kawanoishi Lowland and inner-bay sediments in the Yawatahama Lowland have been deposited since the middle Holocene.

Keywords : the Yawatahama and the Kawanoishi Lowlands, volcanic ash, radiocarbon age, late Pleistocene, Holocene

はじめに

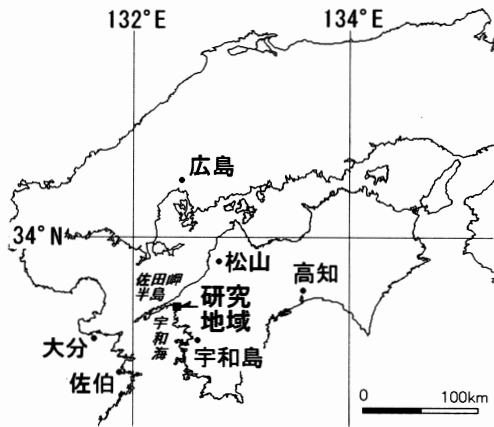
四国の西部に位置する愛媛県八幡浜、川之石の両低地は、宇和海に面した沖積低地である（第1図）。両低地も含めて佐田岬半島から南の海岸地域はリアス式海岸であり（例えば海津，1995）、沈降海岸であることが知られている。九州における後期第四紀における地殻変動の研究（例えば下山ほか，1999）と比べると、この地域に関する議論として熊原（2002）による四国南西部、宿毛湾沿岸の西部の研究があるのみで研究例が少なく、地質学的な資料がさらに求められている。このように、本研究地域は四国西部における第四紀の古環境変遷や地殻変動を研究する上で、重要な資料が得られると考えられる

場所の一つである。

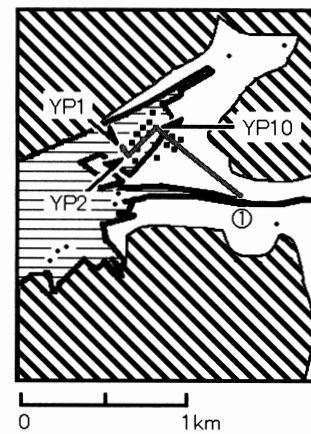
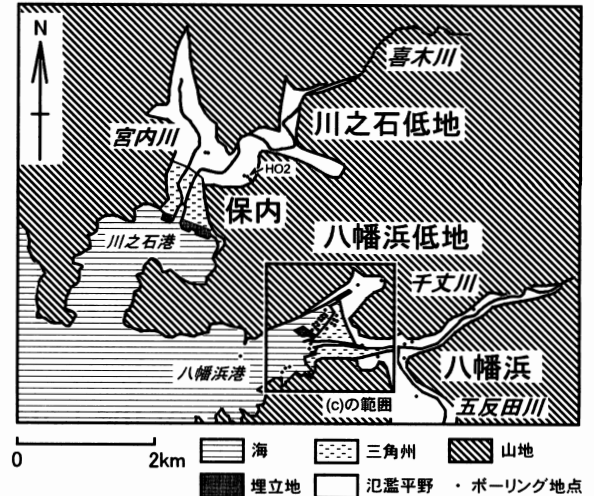
八幡浜低地の地下地質については、土井・宮久（1978）の研究が唯一である。彼らは岩相に基づき上位から順に、A層～D層に区分した。また、彼らは標高-20m前後に分布する火山灰層を見いだしたが、その記載岩石学的特徴は示されず、給源火山は不明であった。鹿島・須鎗（1991）は、この火山灰は鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah, 町田・新井，1978）と対比できると考えたが、やはり記載岩石学的特徴からの検討は行われなかった。また、土井・宮久（1978）は完新世の化石が見つかること述べたが、種は未記載で、化石の¹⁴C年代値は得られていなかった。このため本地域では、地層の年代や堆積環境に関する議論が進んでおらず、また、更新統の化石は未発見であった。これに対し、筆者らはボーリング試料を新たに入手

¹ 秋田大学教育文化学部

² 香川県教育センター



第1図 調査位置およびボーリング掘削地点
左 (a), 右上 (b), 右下 (c)
(b) の地形分類は, 芳我 (1971, 1972), 八幡浜市誌編纂会 (1987) による。



し, これまで本地域で知られていなかった更新統中に海生動物化石を見いだした。

本研究の目的は, 八幡浜低地および川之石低地 (以下, 八幡浜・川之石低地とする) の臨海部地下について, ボーリング試料をもとに地質層序, 火山灰, 貝類化石を記載するとともに, 化石の¹⁴C年代値, および火山灰の広域対比を参考にして後期更新統および完新統の層序を再検討し, 地層の形成年代と堆積環境を検討することにある。

調査地域とボーリング試料

1. 地形・地質概説

四国西部では, 宇和海沿岸湾頭低地と総称される, 多くの臨海沖積低地が比較的小規模かつ局地的に点在する (芳我, 1971)。佐田岬半島の南東部付近に, 最大東西約2.5km, 南北約3 kmにわたり川之石低地, その南側に最大東西約3.5km, 南北約3 kmにわたり八幡浜低地が広がっている。第1図に調査地域とその周辺の地形分類図を示す。八幡浜・川之石低地は, 海岸地域を除いて, 周囲を三波川帯の結晶片岩類で構成される標高 (T.P., 以下同じ) 300~500mの出石山脈に囲まれている (平山・神戸, 1956; 武田ほか, 1991)。

八幡浜低地における主な水系である千丈川は, 西流し宇和海へ注いでいる。標高2~10mの低地は氾濫原, 千丈川河口付近の海岸線~標高2mの低地は主に三角州である (芳我, 1972)。また海岸部には湿地や潟湖を埋め立てるなどした人工地もある (八幡浜市誌編纂会, 1987)。川之石低地における主な水系は, 西から順に宮内川と喜木川で, 両河川とも南流し宇和海へ注いでいる。標高2~20mの低地は氾濫原, 両河川河口付近の海岸

線~標高2mの間にある低地は三角州である (芳我, 1972)。

なお, 本研究では, 八幡浜港および八幡浜低地を八幡浜地区, 川之石港および川之石低地を, 川之石地区と呼ぶことにする。

2. ボーリング試料の概要

調査で分析したボーリング地点は, 八幡浜低地沖の八幡浜港付近の10カ所, 川之石低地の保内町喜木地区の3カ所である。第1図にボーリング掘削地点を示す。

八幡浜港内におけるボーリング地点番号 YP1~YP4 (第1図) は, 地盤調査のために2004年に掘削されたもので, 掘削長は21~41mである。また, 標準貫入試験のためのボーリング地点番号 YP5~YP10 は, 2003年に掘削されたもので, 掘削長は22~45mである。いずれのボーリングも基盤岩に着岩していない。

保内町におけるボーリング地点番号 HO1~3 は, 地盤調査のために2003年に掘削されたもので, 掘削長は17~23mで, いずれも基盤岩に着岩している。

研究方法

第1図中に番号で示した地点で得られたボーリング試料については、岩相の観察を行ったほか、化石、火山灰を採集した。その他計18地点の既存のボーリング柱状図を加えて地質断面図を作成し、岩相の特徴や地層の連続性を検討した。地質記載は、ボーリング試料の観察、掘削時に記載された地盤調査ボーリング柱状図により行った。堆積年代は火山灰の対比と化石の¹⁴C年代測定値をもとに、堆積環境の復元は岩相および貝類化石の同定をもとに検討を進めた。

¹⁴C年代測定のために、貝類化石をボーリング試料より採集した。なお、その測定にあたっては、地球科学研究所を通じてBeta Analytic Inc.に測定を依頼した。

ボーリング試料より採取した火山灰試料は、構成粒子の種類、火山ガラスの形態およびその屈折率、角閃石、斜方輝石の屈折率を調べた。火山ガラスの形態分類は吉川(1976)に従った。屈折率の測定は温度変化法で行い、古澤地質調査事務所製測定装置MAIOTを用いて、1試料につき20~30片の屈折率を測定した。この方法による測定精度は±0.0001程度とされている(古澤, 1995)。

貝類の生息深度などの情報は、肥後・後藤(1993), Higo *et al.* (1999) によった。

層序

ボーリング試料の地下地質の岩相観察、また新たにこれまで知られていなかった地層を見いだしたことから、土井・宮久(1978)の年代層序および層序区分を再検討する必要があると考え、本地域の更新統および完新統を、下位から順に宇和海層、八幡浜港層として新たに定義した。

低地臨海部について、第2図に層序図、第3図に地質柱状図、第4図に地質断面図を示す。

宇和海層 (Uwa Kai Formation) 【新称】

定義：八幡浜・川之石両地区に分布し、三波川帯の結晶片岩類に不整合で重なり、八幡浜港層で覆われる一連の礫、砂、泥とする。本層の上部は土井・宮久(1978)のD層に相当する。

模式地：八幡浜港海底下(第1図中のYP10地点)の標高-52.8~-30.5mとする。

分布と層厚：八幡浜港中央部では、標高-52.8~-30.5mから本層が見つかる。八幡浜低地北部では標高-20m前後で本層は三波川帯の結晶片岩類を覆っているが、八幡浜港中央部におけるボーリングは本層の基底に達しておらず、下限は不明である。低地の内陸部では、上位の八幡浜港層上部の縁辺相と考えられる砂礫層と岩相上区別が付きにくく、両者の区分が困難である。層厚は10~22m以上である。一方、川之石低地のHO1, 2地点では、

地質時代	土井・宮久(1978)	本研究			
	地層名	地層名	火山灰名	広域テフラ	
完新世	A	八幡浜層	上部	保内	K-Ah
	B		中部		
	C		下部		
更新世	D	宇和海層	上部	(火山灰濃集層)	Kj-P1
			中部		
			下部		

第2図 八幡浜・川之石低地における層序

標高-16~-7mで本層は三波川帯の結晶片岩類を覆っているが、基底部ではなく下限は不明である。層厚は3m以上である。土井・宮久(1978)は海底地形と地層の分布の検討から、D層は沿岸部から宇和島西方20数kmまでの間の海底に分布していると考えた。

岩相：岩相の特徴から本層は下部(砂礫優勢)、中部(泥と砂)、上部(砂礫優勢)に区分できる。下部より下位は試料が得られておらず下限は不明である。

本層下部は標高-53.3~-47.3mの間に分布する、褐灰色粘土・細礫混じり中礫、細礫~中礫質砂で、淘汰が悪い。礫は亜円礫~亜角礫である。砂礫のN値は40~50である。層厚は6m以上である。

本層中部は標高-48.3~-36.0mの間に分布する、暗灰色シルト質砂、その上位は暗灰色シルト質粘土である。N値は6~11である。粘土のボーリング試料の表面には2次的に晶出した石膏の結晶が見られる。層厚は9.3~11.7mである。

海生貝類の化石には、内湾種としてイヨスタレ *Paratapes (Neotapes) undulata* ほか、潮間帯種としてウミヒメカノコ *Smaragdia paulucciana*, アラムシロ *Reticunassa festiva* ほか、潮間帯~潮下帯種としてマツヤマワスレ *Callista (Callista) chinensis*, ヤカドツノガイ *Dentalium (Paadentalium) octangulatum* ほかが見つかる。

本層上部は八幡浜港海底下の標高-39~-29mの間に見いだされ、細~中礫混じり粘土および粗砂混じり細礫~中礫で淘汰が悪い。礫は亜円礫~亜角礫である。砂礫のN値は15~50である。層厚は6.1~8.7mである。

層序関係：先に述べたように、八幡浜地区ではボーリングが本層の下限に届いておらず、下位層との層序関係は不明である。川之石低地では、上部が三波川帯の結晶片岩類に不整合で重なる。

八幡浜港層 (Yawatahama-ko Formation) 【新称】

定義：八幡浜、川之石両地区に分布し、宇和海層を覆い、主に海成の泥から構成される地層を八幡浜港層と定義す

る。本層は土井・宮久（1978）のC層，B層，A層に相当する。

模式地：八幡浜港（第1図中のYP1）海底の標高-29.0～-11.7mを模式，保内町喜木（第1図中のHO2）標高-12.8～-2.1mを副模式とする。

分布と層厚：八幡浜低地地下では，標高-30.5～-2mから見いだされ，八幡浜港沖合にも分布している（土井・宮久，1978）。川之石低地地下では，標高-12.7～-1mから本層が見つかるが下限は不明である。層厚は八幡浜地区では19.4～22.7m，川之石地区では7.5～16m以上である。岩相：本層の下部は礫混じり泥，中部は本層の主要層で海生貝類化石を含む泥，上部は砂礫を挟在することのある泥がそれぞれ優勢である。内陸部の本層上部は砂礫主体である。

八幡浜地区での下部の主な岩相は，細礫～中礫混じりシルト～粘土（層厚0～2m）で，砂礫，砂も一部にはある。この泥はしばしば腐植を含むほか，摩耗した海生貝類（ムシロガイ属 *Niotha* sp.）化石を含むことがまれにある。泥のN値は3～17である。砂礫について宇和海層上部のN値が50程度であるのに対し，下部ではN値の範囲が30程度になるほか，宇和海層上部が褐灰色を示すのに対し，下部は暗灰色を呈する，あるいは上位

に向かって褐灰色～灰色～暗灰色に変化するなど，岩相上の差異がある。

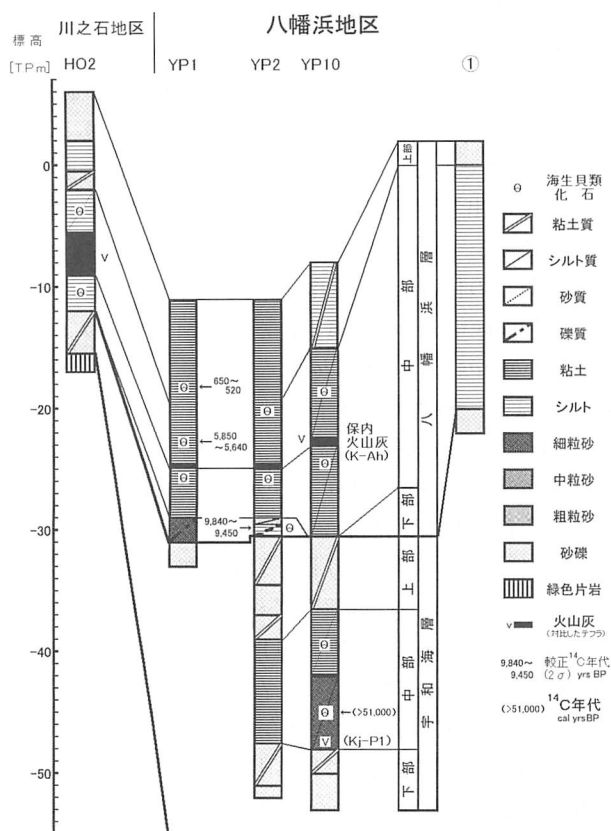
中部（層厚6.3～7.7m）は，暗灰色シルト質粘土で，普遍的に貝類化石を含むほか，ウニ類，海綿類の骨針が見つかる。N値は2～3と軟弱である。中部には連続性の良い1枚の火山灰が挟在され，本研究ではこれを保内火山灰（後述）と呼ぶことにする。

中部の下半部から見つかる貝類化石は，内湾の潮間帯性のイボウミナ *Batillaria zonalis*，潮間帯～潮下帯性のハイガイ *Tegillarca granosa* およびヤカドツノガイほかが見つかる。川之石地区では貝類のほか，HO3地点の-6.0mでは底生有孔虫として *Elphidium* sp. が，貝形類として *Trachyleberis scabrocuneata* が見つかる。

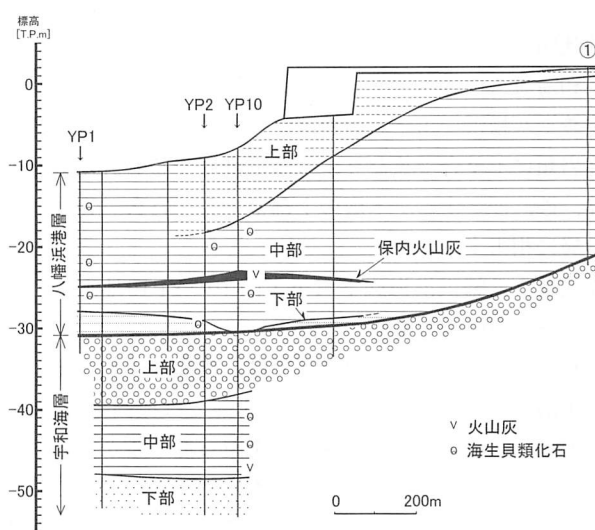
中部の上半部から見つかる貝類化石は，潮間帯性のアラムシロ，キヌボラ *Reticunassa japonica*，潮間帯～潮下帯性のイヨスグレヤ，ヤカドツノガイ，潮下帯性のハナムシロ *Zeuxis castus*，イタヤガイ *Pecten (Notovola) albicans*，マメクチベニ *Varicorbula yokoyamai* ほかが見つかる。

上部（層厚8m）は，海域部では淡黄褐灰色粘土質シルト～粘土で，海生動物の化石はごくわずかに貝片が見られるだけである。また，貝類化石を含む青灰色粘土混じり中礫混じり細礫（層厚2.2～2.8m）をしばしば挟在する。泥，礫ともN値は2～3と軟弱である。地点YP1付近では，本層上部と中部の区分は不明確で，区別できない。

既存のボーリング柱状図によると，低地内陸部では宇和海層の砂礫および八幡浜港層中部の上に砂礫が重なる。これは八幡浜港層上部の同時異相と考えられる。土



第3図 ボーリングの地質柱状図
①は土井・宮久（1978）より引用



第4図 八幡浜・川之石低地の地形・地質断面図
断面の位置は図1(c)に示した。①は土井・宮久（1978）より引用。

井・宮久 (1978) を参考にすると、層厚は臨海部で0～2 m、内陸部で0～15 mである。海域部には分布しない。

本層の下部、中部～海域の上部、内陸部の上部は、土井・宮久 (1978) のC層、B層、A層にそれぞれ相当する。層序関係：先に述べたように、宇和海層上部の砂のN値が50程度であるのに対し、本層下部の砂礫のN値は30程度と急変することから、本層は宇和海層に不整合で重なる可能性がある。土井・宮久 (1978) は、本層の下部にあたるC層を海生化石を含まないなどの岩相から更新統としたが、まれに海生貝類を含むことから本層の中部とは整合で、後で述べるように完新統である。

火山灰の記載岩石学的特徴

火山灰について、鉱物組成、火山ガラスの形態、火山ガラスと重鉱物の屈折率について記載する (第1表)。

宇和海層中部に含まれる火山灰

分布：本火山灰は、八幡浜港の標高-48～-43 m付近の宇和海層中部に含まれる。

岩相：外来粒子の多い細～中粒砂サイズの火山灰である。記載岩石学的特徴：本火山灰を構成するのは鉱物のみで火山ガラスは見いだせない。軽鉱物は石英、斜長石、重鉱物は多い方から角閃石、斜方輝石、黒雲母である。角閃石の屈折率の範囲は $n_2=1.667\sim 1.673$ (モード：1.671～1.672)、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.705\sim 1.709$ (モード：1.708～1.709) である。

保内火山灰

定義：保内町喜木のHO2付近の標高-9.2～-5.0 m付近から見つかる火山灰を保内火山灰と定義する (第3図)。

分布：本火山灰は、川之石低地では標高-11～-5 m付近に分布し、層厚1.4～3.5 mである。一方、八幡浜港の標高-26～-22 m付近に分布し、層厚は0.5～1.4 mであり、川之石地区と比べて薄い。

岩相：コア中での火山灰の色調は灰色、泥分を除去した後の火山灰は基底部で淡褐色、主部で淡灰色である。本火山灰を主に構成するのは、基底部では中粒～粗粒砂

サイズの火山ガラスで粒径1 mm程度の細粒の軽石を含む。主部では、細粒～中粒砂サイズの火山ガラスで、基底部から主部へと正級化している。N値は6～7である。記載岩石学的特徴：最下部における火山灰の粒子組成は約90%が火山ガラスで、残りが斜長石である。火山ガラスの形態は、扁平型が多く、中間型、多孔質型がそれに次ぐ。褐色の色つきガラスを約5%含んでいる。主部での火山ガラスの形態は扁平型を主とし、多孔質型、中間型も含んでいる。また、褐色の色つきガラスを1%未満の割合で、斜長石をごくわずかに含む。火山ガラスの屈折率の範囲は $n=1.507\sim 1.515$ である。

考 察

火山灰の広域対比

宇和海層中部に含まれる火山灰および保内火山灰と広域テフラの対比を行う。第1表に、両火山灰と対比可能な広域テフラの記載岩石学的特徴を示す。

宇和海層中部に含まれる火山灰

本火山灰は、次に述べる鬼界アカホヤテフラと対比できる保内火山灰、および宇和海層中部の標高-45.3～-45.0 mから得られた>51,000 yrs BP (第2表)の¹⁴C年代値を示す貝類化石の産出層準より下位にあることから、後期更新世以前のものである。

本火山灰の鉱物組成、角閃石と斜方輝石の屈折率の範囲は、久重飯田火砕流堆積物 (小野ほか, 1977; 鎌田ほか, 1998) および久重第1軽石層 (Kj-P1: 小野, 1963; 小林, 1984) の特徴 (町田・新井, 1992, 2003) と類似している。このことから、本火山灰は久重飯田火砕流堆積物とKj-P1とに対比できる。火山ガラスが見つからないことは、風化などによって失われたためと考えられる。

保内火山灰

保内火山灰の火山ガラスの屈折率、形態、色についての特徴は、鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1992, 2003) のそれと酷似する。YP2地点では本火山

第1表 火山灰の記載岩石学的特徴 地点番号は第1図に同じ。

テフラ名	地点番号	標高 [T.P.m]	粒子組成 (%) Gl Rf Lm Hm	火山ガラス				鉱物				
				ガラスの形状 (%)				屈折率 [n]		組成	屈折率範囲 (モード)	
				H	C	T	O	範囲	モード		Ho [n ₂]	Opx [γ]
保内(主部) (最下部)	HO2 HO3	-6.1 -5.8	99 * * 0 89 * 10 0	73 13 14 0 37 27 28 0	1.507-1.515 1.507-1.515	(-) (-)		(-) (-)	(-) (-)			
鬼界アカホヤ (K-Ah) *				H, T	1.508-1.516	(-)	Opx, Cpx	(-)	1.708-1.713			
宇和海層中部の火山灰	YP10	-48.25～ -47.95	- - - -	(-)	(-)	(-)	Ho, Opx, Bi ; Pl, Qt	1.667-1.673 (1.671-1.672)	1.705-1.709 (1.708-1.709)			
久重飯田 (Kj-P1) *				T	1.503-1.506	(-)	Ho, Opx, Bi ; Qt	1.668-1.674 (1.670)	1.706-1.708 (1.707)			

粒子組成: * 1%未満, Gl: 火山ガラス, Rf: 岩片, Lm: 軽鉱物, Hm: 重鉱物, Qt: 石英, Pl: 長石類, Bi: 黒雲母, Ho: 角閃石類,

Opx: 斜方輝石類

鉱物組成: 広域テフラについては斜長石以外のもの。

文献: * 町田・新井 (2003). 火山ガラスの形状分類: 吉川 (1976).

灰の下位から産する貝類化石の較正暦年代値が、9,840～9,450 cal yrs BP, またYP1 地点では本火山灰の上位から産する貝類化石の較正暦年代値が、5,850～5,640 cal yrs BPである(第3図)。一方、K-Ahの降灰年代は7,300 cal yrs BPごろと考えられている(町田・新井, 2003)。以上のことから、本火山灰はK-Ahと対比される。この結果は、鹿島・須鎗(1991)の推測を支持するものである。

各層の堆積年代および堆積環境

第5図に八幡浜・保内両低地地下の後期更新統および完新統の層序、火山灰の層準、化石の概要および堆積環境をまとめて示す。

宇和海層

堆積年代：本層中部に含まれる火山灰と対比されるKj-P1は、FT年代が80～70kaである久重飯田火砕流堆積物に挟まれる(星住ほか, 1996)。この年代は海洋酸素同位体ステージ(以下MIS)5a頃にあたること(Imbrie *et al.*, 1984; 町田・新井, 2003など)、本層中部の砂層の標高-45.3～-45.0mから得られた貝類化石の¹⁴C年代値は>51,000 yrs BP(第2表)であることから判断して、本層中部の形成は80～70ka以降51ka以前の最終間氷期、MIS 5aの直後ごろと考えられる。また、本層上部に重なる八幡浜港層下部の標高-28.90～-28.55mから得られた貝類化石の較正暦年代値が9,840～9,450 cal yrs BP(第2表)であることから、本層上部は51ka以降、完新世の初めまでに形成されたと考えられる。

本層中部と対比の可能性がある地層は、本研究地域の北方、佐田岬半島北岸の標高20～30mに分布する、低位段丘構成層中の海成層である内の浦層(鹿島ほか, 1991)がある。内の浦層の年代は明らかでないが、最終間氷期の豊後水道海進により形成されたという考えがある(鹿島ほか, 1991)。

堆積環境：本層中部の下半部の砂層中の化石は破片状で産するので同定には至らなかったが、その形態から海生貝類と見られる。本層中部の上半部の泥層、標高-41.45～-40.95mから見つかる貝類のうち、生息底質環境が泥底である種に共通な生息深度は潮間帯下部および水深10～20mである。さらにヌノメモツボ、アラムシロ、イヨスタレなどの内湾種が含まれること、岩相が泥であることから、本層中部の上半部は内湾湾央の水深10～20m程度で堆積したと考えられる。化石産出層準の標高を考慮すると、当時の海面は見かけ上、標高-31～-21m程度にあったと推定される。

一方、本層上・下部からは海生動物の化石が見つからないことから非海成層であり、亜円礫～亜角礫を含む砂礫が優勢であることから氾濫原堆積物が主体と考えられる。

八幡浜港層

堆積年代：本層の下部、標高-28.9～-28.56mから得られた貝類化石の較正暦年代値が9,840～9,450 cal yrs BP(第2表)であり、標高-26～-22m付近にはK-Ahと対比される保内火山灰が分布すること、本層の中部の標高-24.0～-23.2m、上部の下半部-18.0～-17.2mから得られた貝類化石の較正暦年代値がそれぞれ5,850～5,640 cal yrs BP, 650～520 cal yrs BP(第2表)であることから判断して、本層の形成は9,450 cal yrs BPごろまでに始まっており、650 cal yrs BPごろ以降も堆積が続いたと考えられる。

堆積環境：八幡浜地区では本層下部からは、潮間帯～潮下帯性のムシロガイ属の貝類化石が見いだされる。また下部は、非海成の宇和海層上部から海成の八幡浜港層中部へと移行するユニットであることから、海面上昇期の溺れ谷堆積物(岡崎・増田, 1992)と解釈される。

川之石地区では、下部の基底部は植物片を多く含み、

第2表 ¹⁴C年代測定値 地点番号は第1図に同じ。

地点 (地点番号)	層序	標高 [T.P.m]	試料	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	¹⁴ C年代 [yrs BP]	較正暦年代 (2 σ) [cal yrs BP]	分析番号 (Beta-)
八幡浜港 (YP1)	八幡浜港層中部	-18.0～-17.2	<i>Paratapes</i> (<i>Neotapes</i>) <i>undulata</i>	-1.6	1,000±40	650-520	240863
八幡浜港 (YP1)	八幡浜港層中部	-24.0～-23.2	貝殻	+0.3	5,370±40	5,850-5,640	215267
八幡浜港 (YP2)	八幡浜港層下部	-28.9～-28.6	<i>Batillaria</i> <i>zonalis</i>	-0.3	9,050±40	9,840-9,450	215268
八幡浜港 (YP10)	宇和海層中部	-45.3～-45.0	貝殻	-1.0	>51,000	(-)	201603

中・上部と比べ河口により近いと考えられる。下部の中期からは、生没的なイセシラガイ *Anodontia stearnsiana* が見いだされる。底生有孔虫として見つかる *Elphidium* sp. は、宇和島湾などで見つかる現生有孔虫群集のうち内湾型の群集に含まれている（菅谷・中尾，1983）。また、貝形類として *Trachyleberis scabrocuneata* が見つかる。塩崎・池谷（1989）、池谷・塩崎（1993）によると、この種は日本列島沿岸の各地内湾域で特徴種として非常に高い優占度をもって生息する。これらのことに加え、八幡浜港層下部は泥層から構成され、粒度の垂直変化が少ないことから、内湾における潮間帯～水深20m前後で堆積したと考えられる。

八幡浜地区では、本層中部のうち保内火山灰より下位の泥層からは、貝類化石として、内湾性のウミナナ、ヌノメモツボ、ウメノハナガイ、イヨスダレが見られる。そのほか、アラムシロ、モツボなど潮間帯性種と、イタヤガイ、トリガイなどの潮下帯性種がある。中部は泥層から構成され、粒度の垂直変化が少ないことから、内湾における潮下帯、例えばデルタフロントで堆積したと考えられる。

本層中部のうち、保内火山灰層の上位の泥層から見つかる貝類には、内湾性種としてアラムシロ、イヨスダレがある。これら貝類化石のうち、生息底質環境が泥底である種について共通する生息深度は水深10～20mである。また、主として泥層から構成され、粒度の垂直変化が少ない。以上のことから、この部分は内湾における水深10～20mの浅海底で堆積した、プロデルタ堆積物と考えられる。

上部は、八幡浜港では中部と現海底面との間にあることから、水深10～20mより浅い水深の内湾で堆積したと考えられる。

中部～上部の堆積環境は、河川の影響をより強く受けるようになったことを示しており、河口により近い、例えばデルタフロントへ変化したと考えられる。

川之石地区では、八幡浜港層上部に挟まれる砂礫層は貝類破片の同定が困難であるが、中部に重なることから、水中自然堤防堆積物か分流河口州堆積物の可能性がある。上部の泥層には貝類化石が含まれず、中部と比べ植物片を多く含むことから、河口により近いと考えられる。このことから本層上部はデルタ頂置面上の分流水路や分流河口州間に分布する水域である interdistributary bay (Prothero and Schwab, 2004) 堆積物の可能性があり、河口環境を示している。

鹿島・須鎗（1991）は本研究地域を海岸平野と考えたが、先に述べたような地層の分布と堆積環境の変遷から考えると、芳我（1972）が述べたように、低地を流れる千丈川による三角州堆積物が海部、低地臨海部の表層地

質を構成しているといえる。

較正暦年代値および対比される火山灰の降灰年代から考えて、八幡浜港層は縄文海進における溺れ谷堆積物およびその後の海面安定期の内湾における宮内川、千丈川両水系による三角州堆積物である。

地質年代	層序区分	岩相	テフラ	較正暦年代 [Cal yrs BP] (¹⁴ C年代 [Yrs BP])	化石	M/N	堆積環境
完新世	八幡浜層	上部 中部 下部	K-Ah	650-520	海生貝類	M	埋立地 前置層
				5,850~5,640	潮間帯性、潮間帯～潮下帯性貝類 内湾潮間帯性、潮間帯～潮下帯性貝類、底生有孔虫、貝形類		底置層
				9,840~9,450	海生貝類 内湾潮間帯性貝類		前置層
					海生貝類		溺れ谷
更新世	宇和海層	上部 中部 下部	Kj-P1	>51,000	浅海性貝類 貝類	N	氾濫原 内湾浅海 浅海？ 氾濫原

砂礫 砂 シルト 泥 火山灰 貝類 M/N M: 海成, N: 非海成

第5図 八幡浜低地臨海部の第四系の堆積環境

まとめ

本研究では愛媛県八幡浜・川之石低地の後期更新統および完新統を記載し、以下のことを明らかにした。

- (1) 岩相記載をもとに下位から順に、宇和海層、八幡浜港層に区分した。
- (2) 宇和海層中部に含まれる火山灰は久重飯田火砕堆積物あるいは久重第1軽石と、八幡浜港層中の保内火山灰は鬼界アカホヤ火山灰とそれぞれ対比される。
- (3) 宇和海層中部は80～70ka以降、51ka以前の更新世後期に海成層として、宇和海層上部は51ka以降10ka以前の更新世後期に陸成層としてそれぞれ形成された。
- (4) 八幡浜港層は、完新世初めに溺れ谷堆積物、その後完新世前期から中期にかけて内湾の潮下帯～水深10mでのデルタフロント堆積物、水深10～20m付近でのプロデルタ、デルタフロント堆積物、中期以降には、川之石地区では分流河口州もしくは水中自然堤防などの河口環境のデルタ頂置層としても形成された。

謝辞 愛媛県八幡浜地方局河川港湾課、八幡浜市役所水産港湾課、復建調査設計株式会社からは、ボーリングコアの観察と採取に際して多大なるご高配を賜った。その他、地

質柱状図や文献の入手に際しては、国土交通省四国技術事務所、(株)ナイバ愛媛支店、大川義明氏にはお手数をおかけした。化石の¹⁴C年代測定のコストは、土木学会四国支部四国の地盤情報に関する調査研究業務、四国建設弘済会創立40周年記念事業からご援助いただいた。大阪市立大学理学部の吉川周作教授、三田村宗樹准教授には、分析機器の利用にあたって便宜をお図りいただいた。原稿作成にあたり、徳島大学総合科学部石田啓祐教授、西山賢一准教授からご意見を頂戴し、内容や表現を改善することができた。以上の方々には心より感謝の意を表す。

引用文献

- 土井清磨・宮久三千年, 1978, 愛媛県南予地方とくに八幡浜・宇和島地区の沖積層の地下地質. 愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学), 8, 13-20.
- 古澤 明, 1995, 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- 芳我幸正, 1971, 地形分類図. 土地分類基本調査八幡浜5万分の1, 13-18, 愛媛県.
- 芳我幸正, 1972, 土地分類基本調査地形分類図八幡浜5万分の1. 愛媛県.
- Higo, S., Callomon, P. and Goto, Y., 1999, Catalogue and bibliography of the marine shell-bearing mollusca of Japan. 749p, Elle Sci. Publ.
- 肥後俊一・後藤芳央, 1993, 日本及び周辺地域産軟体動物総目録. 693p. エル貝類出版.
- 平山 健・神戸信和, 1956, 八幡浜・伊予高山 5万分の1地質図幅説明書. 地質調査所, 46p.
- 星住英夫・鎌田浩毅・伊藤順一・川辺禎久, 1996, 久重火山の飯田火砕流堆積物と久重第1軽石の層序-飯田火砕流のステージの噴火史-. 日本火山学会講演予稿集, No.2, 179.
- 池谷仙之・塩崎正道, 1993, 日本沿岸内湾性介形虫類の特性. 地質学論集, 39, 15-32.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martison, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. Berger, A., Imbrie, J., Hays, J.D., Kukla, G. and Saltzman, B.(eds.) Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing, part 1: 269-305, NATO ASI series, Series C, 126, D. Reidel Pub.
- 鎌田浩毅・壇原 徹・伊藤順一・川辺禎久・星住英夫, 1998, 久重火山起源の宮城・下坂田・飯田火砕流堆積物のジルコンのフィッショントラック年代. 火山, 43, 69-73.
- 鹿島愛彦・袋瀬六松・満塩大洗, 1991, 四国西部の環境地質学的研究その5-愛媛県南予地方三崎町付近の後期第四系-. 愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学), 11, 55-61.
- 鹿島愛彦・白石邦幸・本村泰久・高橋 和・高橋治郎, 1982, 四国西部, 伊予灘海岸および野村盆地の段丘堆積物よりテフラ層の発見とその意義. 愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学), 9, 17-26.
- 鹿島愛彦・須鎗和己, 1991, 愛媛県地域の完新統. 日本の地質『四国地方』編集委員会編, 「日本の地質8四国地方」: 146-147, 共立出版.
- 鹿島愛彦・高橋 和・満塩大洗, 1993, 四国西部の環境地質学的研究その7-愛媛県南予地方瀬戸町付近の第四系-. 愛媛大学教養部紀要, 26, 35-46.
- 小林哲夫, 1984, 由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動. 地質学論集, 24, 94-108.
- 熊原康博, 2002, 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. 地理学評論, 75, 553-570.
- 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. 266p, 東京大学出版会.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス. 336p, 東京大学出版会.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健, 1993, 中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ(その1). 地質調査所.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- 小野晃司, 1963, 5万分の1地質図幅説明書久住, 地質調査所, 124p.
- 小野晃司・松本征夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信伸, 1977, 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 156p.
- Prothero, D.R. and Schwab, F., 2004, Sedimentary geology an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. 577p, W. H. Freeman and Company.
- 下山正一・木下裕子・宮原百々・田中ゆかり・市原季彦・竹村恵二, 1999, 旧汀線高度からみた九州の後期更新世地殻変動様式. 地質学雑誌, 105, 311-331.
- 塩崎正道・池谷仙之, 1989, 内湾性介形虫類の優占度を規定する要因. 日本古生物学会第138回例会講演予稿集. 20.
- 菅谷正美・中尾征三, 1983, 豊後水道海域の有孔虫群集. 地質調査所月報, 34, 483-496.
- 高橋治郎・満塩大洗・鹿島愛彦, 1990, 愛媛県中予地方高野川付近の第四系. 愛媛大学教育学部紀要第3部, 自然科学, 10, 31-42.
- 高橋治郎・永井浩三, 1972, 愛媛県西北部の洪積世高野川層. 愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学), 7, 13-16.
- 武田賢治・秀 敬・高須 晃, 1991, 三波川帯(4)四国西部. 日本の地質『四国地方』編集委員会編「日本の地質8四国地方」: 47-50, 共立出版.
- 海津正倫, 1995, 動く四国の大地-四国の平野と海岸. 中村和郎・安藤久次・宮田賢二・堀 信行・海津正倫・新見 治編「日本の自然地域編6」: 163-177, 岩波書店.
- 八幡浜市誌編集会, 1987, 八幡浜市誌. 1313p, 八幡浜市.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.