鹿児島湾北岸, 国分平野における過去 15,000 年間の海面変化と古環境変化

森脇 広^{*1,a}・松島義章^{*2}・杉原重夫^{*3}・大平明夫^{*4}・大木公彦^{*5}・増淵和夫^{*6}・弦巻賢介^{*3}

国分平野は, 厚い海成層を持つことから, 最終融水期以降の海面と古環境の記録を得るのに好適な場所である。この平野で行った3本のボーリングコアに関して, 堆積物と貝, 有孔虫, 珪藻の各化石の古環境指標とテフラ・¹⁴C年代の編年指標を基に, 過去15,000年間の海面変化と古環境変化を検討した。その結果, 次の諸点が明らかとなった。鹿児島湾は最終氷期最盛期には現海面下約90mに水面を持つ湖となった。約14,500 cal BPには海面は現海面下85~90mに達し, 鹿児島湾奥に海進が及んだ。約14,500~13,000 cal BPと11,500~7,500 cal BPの時期には, 急速な海面上昇が生じた。現在の海岸付近においては, 最終融水期の海面の上昇においても, 干潟・浅海域の環境が維持された。始良カルデラ南縁の桜島火山の成長によって, 湾奥は完全に遮断されることはなかった。この平野で見いだされた桜島薩摩テフラによって, 本地域の海面変化・古環境変化と東シナ海での海洋酸素同位体記録とが高精度で対比される。

キーワード: 海面変化, 古環境変化, 最終融水期, 国分平野, 鹿児島湾

I. はじめに

近年, グリーンランドや南極の氷床コアから得られている高分解能な酸素同位体プロファイルで特定される気候イベントを基準として, 最終氷期以降の気候イベントとこれに伴う諸環境イベントの高精度対比が北大西洋地域やニュージーランド・オーストラリアにおいて進行している (Turney *et al.*, 2006; Alloway *et al.*, 2007; Hoek *et al.*, 2008; Lowe, D. *et al.*, 2008; 森脇, 2011)。南九州においても, こうした氷床コアや各地域において高分解能で得られている標準的環境イベントとの高精度の対比を目指して, 植生変化, 海底の環境変化, 海面変化, 文化変遷などの陸上と海底, 氷床からの環境変化について, テフラ編年を基準として統合した過去3万年間の編年ダイアグラムの作成を進めてきた (Moriwaki *et al.*, 2011a)。これをさらに進めるためには, 各環境要素に

ついて, 確度の高い変化を求め, これを精度よく編年する必要がある。

気候変化と関わった環境変化のうち, 本稿で扱う鹿児島湾沿岸の海面変化と海岸環境の変化は, これまで鹿児島湾沿岸を中心として明らかにされてきた (森脇ほか, 1986, 2002, 2011b; Moriwaki, 1992; 大木, 2002; 亀山ほか, 2005; Kameyama *et al.*, 2008; Yamanaka *et al.*, 2010 など)。森脇ほか (1986) は鹿児島湾奥北西・北岸の平野において, 縄文海進最盛期以降の海岸地形発達と海面変化を求めた。森脇ほか (2002) は始良平野において, ボーリングコア試料の解析, 野外観察資料から, より詳しい縄文海進最盛期以降の海岸環境の変化と海面変化。さらにこれを基に, 鹿児島湾奥を中心とする完新世地殻変動を明らかにした。大木 (2002) は甲突川平野において, ボーリングコアに含まれる有孔虫化石の解析から古環境変遷を明らかにした。桜島北沖の始良カ

2013年7月5日受付。2015年5月30日受理。

*1 鹿児島大学 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-30。

*2 神奈川県立生命の星・地球博物館 〒250-0031 小田原市入生田499。

*3 明治大学 〒101-8301 千代田区神田駿河台1-1。

*4 宮崎大学教育学研究科 〒889-2192 宮崎市学園木花台西1-1。

*5 鹿児島大学 〒890-8580 鹿児島市郡元1-21-24。

*6 川崎市役所 〒210-8577 川崎市川崎区宮本町1。

*a Corresponding author: moriwakih@vir.bbiq.jp

ルデラ底から安永年間に隆起した燃島では、始良カルデラ底の海底堆積物を対象に、亀山ほか (2005) が鹿児島湾の堆積物と貝化石の解析から最終氷期以降について、また Kameyama *et al.* (2008) が、貝化石、酸素同位体、炭素同位体の解析から 11,000 ^{14}C BP 以降について、さらに、Yamanaka *et al.* (2010) は堆積物の各種化学分析と珪藻分析を行い、18,000 cal BP 以降について、鹿児島湾の古環境変化を論じた。

鹿児島湾とその沿岸の海面変化・古環境変化にかかわって十分解明されていない点が多いが、臨海平野において最終氷期最大海面低下期から縄文海進最盛期にかけての最終融氷期、とくに、融氷期初期の海面上昇の過程と古環境の変化はほとんど明らかとなっていない。本稿で扱う国分平野は、現在のデルタフロントが水深 150 m の鹿児島湾底近くまで達し、現在の汀線付近の平野域地下には、最終氷期最大海面低下期の河口が存在すること

が予想されることから、ほぼ最大海面低下期の以降の海面・古環境資料をこの付近でのボーリングから得ることが可能である (図 1)。この平野において 3 本のオールコアボーリングを行った。これらのコアは、森脇ほか (2011b) が予察的な報告をしている。今回、これらのコアおよび既存資料の古環境解析と編年から、最終氷期最大海面低下期以降の海面変化と古環境変化を検討した。

II. 平野形成の背景

国分平野は、鹿児島湾奥北岸に面している。鹿児島湾は鹿児島地溝 (露木, 1969) と呼ばれる火山構造的陥没地からなり、湾奥は始良カルデラによって形作られている (Matumoto, 1943)。カルデラ底は水深 140 m 以上に及ぶ。その最深部は、始良カルデラの北東部に形成された若尊カルデラ (桑代, 1964) にあり、水深 200 m に達している。若尊カルデラ北縁に位置する国分平野沖の海

図 1 国分平野の地形とボーリング地点 (K1~K4)

A-A': 図 8 の断面図位置。等高線、等深線の数字は m, 地形分類は森脇ほか (1986) に基づく。等深線は「海上保安庁 (1980) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 鹿児島湾 No. 6351」に基づく。

底は、水深 100 m 以上に及ぶ急斜面が形成されている (図 1)。始良カルデラは約 29,000 cal BP (奥野, 2002) に大規模な火砕流噴火-始良噴火-を生じた (Aramaki, 1984; 町田・新井, 2003)。

始良カルデラの北西には米丸マール・住吉池マール、南縁には鹿児島湾奥を塞ぐ桜島火山などの後カルデラ火山があり、これらの火山は最終氷期最盛期以降の海面変化に伴う始良カルデラの古環境変化と関係を持ちながら、噴火を繰り返してきた (森脇ほか, 1986; Moriwaki, 1992)。さらに、これらの諸火山に由来するテフラはこの時期の火山活動史や古環境と人類史の編年に重要な基準を提供してきた (小林, 1986; 森脇, 1994; 小林・溜池, 2002; 奥野, 2002; Moriwaki, 2010a)。

国分平野の主要な堆積物供給源である天降川^{あもりがわ}の流域は、中期更新世末以降に形成された霧島火山、前期更新世・鮮新世の火山岩からなる低い山地、これらの山地間の谷を埋めた火砕流堆積物など、第四紀の火山噴出物が広く分布する (荒牧, 1969; 鈴木ほか, 1985; 町田ほか, 2001)。この中で、始良噴火によってもたらされた入戸火砕流堆積物は地表に広く露出し、その大部分が非溶結となっているため、国分平野への堆積物供給に大きく関与してきた。

鹿児島湾沿岸には完新世海成段丘が分布しており、それは始良カルデラの火山活動に伴うドーム状の隆起によって形成されたと考えられている (森脇ほか, 2002)。国分平野の完新世段丘は、この変動により西端の標高 15 m から東へ高度を減じ、東側では 5 m 以下となる (図 1)。これらの段丘を開析して、天降川の氾濫原は平野の北西から南東に分布する。現在の天降川は西暦 1666 (寛文 6) 年に中央の完新世段丘を開削して、付け替えられた (国分郷土誌編さん委員会, 1973)。

III. 方 法

掘削した 3 本のコア (K1, K2, K4) のうち、K1 (31°42' 27"N, 130°45'55"E, 標高 0.5 m) は主に最終氷期最大海面低下期の海面 (又は湖面) 位置とこれ以後の古環境資料を知るため、K2 (31°43'17"N, 130°46'02"E, 標高 2.6 m) は最終融氷期の海面上昇過程の問題を検討するため、現在の海岸に近い位置で、K4 (31°46'57"N, 130°46'02"E, 標高 14.4 m) は海進の最も内陸に及んだ範囲と時期を検討するために、内陸奥深い位置で掘削した (図 1)。掘削深度は K1 が 80 m, K2 が 59 m, K4 が 22 m である。得られたコアの層相観察に加えて、K2 について貝化石、有孔虫化石、珪藻化石、K1 については貝化石、

K4 は珪藻化石の分析を行った。さらに、既存コア試料 (K3, 31°44'36"N, 130°44'55"E, 標高 1.6 m) を収集し、堆積物の観察とテフラ分析を行った。

貝化石：K1 では深度 2.85~78.80 m までの 39 層準を、K2 では深度 3.75~58.60 m までの 114 層準の試料について 16 メッシュの篩で水洗し乾燥後、残った粗粒な試料中に含まれる貝類を同定し、種ごとに計数処理をした。計数処理には、二枚貝類では殻頂が、巻貝類では殻口が残されている個体を基準とした。明らかになった主要種については、その生態的特徴を基に群集解析を行った。

有孔虫化石：ボーリングコアの 94 層準から採取した 5 cc の試料を 200 メッシュの篩で洗い、粒径 0.065 mm 以上の砂礫を有孔虫化石用の試料とし、四分法で分割した。試料の半数近くは 1/512 まで分割した。しかし、試料のほとんどが沿岸浅海域の粗粒堆積物で、予察的に行った実体顕微鏡観察で有孔虫はほとんど含まれていないことがわかったため、各試料の 1/4 について重液分離 (四塩化炭素法) を行い有孔虫やその他の微化石を選別した。礫サイズの軽石が多い試料は 0.5 mm の篩で粗粒物質を取り除き、実体顕微鏡下で有孔虫やその他の微化石を拾い出した。底生有孔虫の個体数は、各試料の 1.25 cc に含まれる数である。

珪藻化石：K2 と K4 の堆積物の処理は、過酸化水素水を使用した一般的な方法で行い、マウントメディア (封入剤) を使用してプレパラートを作成した。検鏡は光学顕微鏡 400 倍 (必要に応じて 1,000 倍) にて行い、泥質・有機質堆積物を中心に 40 層準を分析した。各層準につき最低 5~30 個程度、一部の層準は 200 個以上の珪藻の種 (属) を同定した。全体的に産出した珪藻が少なく、種 (属) が同定できた数は定量的な議論をできるほど多くはないが、群集の基本的な傾向は把握でき、本稿で議論する海成層の判定などの定性的な議論は可能である。

編年：編年のフレームワークはテフラと ¹⁴C 年代によって求めた。これまでの本地域でのテフラ編年研究によると (小林, 1986; 森脇ほか, 1986; 森脇, 1994; 小林・江崎, 1997; 奥野, 2002; Moriwaki, 2010b)、本平野のコアで介在が予想されるテフラは、鬼界カルデラ起源の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah)、米丸マール起源の米丸スコリア (Yn)、桜島火山起源の桜島高峠 3 テフラ (Sz-Tk3; 森脇 (1994), 小林 (1986) の P13 に相当)、桜島薩摩テフラ (Sz-S) である。それらの年代は、K-Ah, 7,300 cal BP (Kitagawa *et al.*, 1995), Yn, 8,000~

8,100 cal BP (森脇ほか, 2002), Sz-Tk3, 10,600 cal BP (奥野, 2002) である。本稿でとくに高精度編年の軸となる Sz-S は, 陸上の土壌層の年代から 12,800 cal BP (奥野, 2002), 東シナ海海底コアの年代モデル (Ijiri *et al.*, 2005) から 13,000 cal BP が得られている (Moriwaki *et al.*, 2011c)。コア試料は多くの軽石・火山灰層を含む。それらの中から, 円摩された軽石からなる二次堆積物を除外し, 1 次テフラと判断したテフラ層について, 層相, 特徴鉱物, 火山ガラスの屈折率, 火山ガラスの化学組成からこれらのテフラとの対比を行った。とくに, 桜島火山由来のテフラの識別は, 火山ガラスの化学組成によって行った。分析には鹿児島大学自然科学教育研究支援センター機器分析施設の波長分散型電子プローブマイクロアナライザー (日本電子製 JEOL JXA-8230) を使用した。測定条件は, Moriwaki *et al.* (2008), 森脇ほか (2009) に従い, 加速電圧, 15 kV, ビーム直径, 10 μ m, 照射電流, 2 nA である。分析値は, 9 つの主成分について, 100% で規格化し, 全鉄分は FeO として計算した。化学組成の均一性が高い始良 Tn 火山灰 (AT) の火山ガラスの化学組成をワーキングスタンダードとして同時に分析し, 一部について AT の組成を基準に補正した。

コア堆積物中に含まれる植物片と貝化石について, 全部で 16 点の ^{14}C 年代測定を行った (表 1)。

IV. 結 果

1. K1 コア

堆積物: K1 コアの掘削地点の地形は, 天降川三角州の干潟で, 現在は干拓地となっている。コアは, 全体として軽石礫層を部分的に挟み, 二次軽石礫を含む粗粒砂からなる砂質堆積物を主体とする (図 2)。これらの粗粒砂質堆積物の中には軽石礫がよく含まれる。中・細粒の砂質・シルト質堆積物はこれらの粗粒堆積物の間に挟まり, 特に厚いところは深度 67~71 m と 31~43 m にある。

このコアでは, 地表下約 78 m (現海面下 77.5 m) より下に溶岩・溶結凝灰岩などの細礫からなる礫層が認められる。その層厚は 2 m 以上ある。この礫層中には有機質土が挟まれる。掘削時にはこの礫層から多量の被圧地下水が流出した。この礫層はいわゆる沖積層の基底礫層で, 古天降川の河床礫に由来すると考えられる。

肉眼的な特徴からコア全体に入戸起源と推定できる軽石, ガラス質火山灰が多く含まれることから判断して, この堆積物供給には流域に広く分布する入戸火砕堆積物が大きく関与していると考えられる。

年代: このコアから 10 個の ^{14}C 年代が得られた (表 1, 図 2)。最下位の礫層中の泥炭は約 14,600 cal BP を示す。これより上位は順次若くなり, 深度 66.8 m で約 13,600 cal BP, 62.3 m で約 12,800 cal BP, 42.3 m で

表 1 堆積物の ^{14}C 年代測定

No.	ボーリング番号	深度(m)	試料	^{14}C 年代 (yrs BP)	校正暦年代 (cal BP) (2 σ)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	測定番号
1	K1	8.13	木片	4470 $\pm$ 40	5291 - 5030 (5161) *2	-28.45	IAAA-90994
2	K1	14.67	木片	4460 $\pm$ 30	5286 - 5160 (5223) *2	-29.33	IAAA-102457
3	K1	21.66	木片	4370 $\pm$ 40	4982 - 4854 (4918) *2	-27.51	IAAA-90995
4	K1	27.66	植物	4490 $\pm$ 30	5298 - 5040 (5169) *2	-29.48	IAAA-102458
5	K1	30.57	木片	4540 $\pm$ 40	5193 - 5052 (5113) *2	-28.45	IAAA-90996
6	K1	38.85	木片	7980 $\pm$ 40	8999 - 8701 (8850) *2	-30.32	IAAA-102459
7	K1	42.31	貝殻	10440 $\pm$ 50	11751 - 11268 (11510) *4	1.03	IAAA-90997
8	K1	62.30	貝殻	11290 $\pm$ 50	12919 - 12620 (12770) *4	-0.75	IAAA-90998
9	K1	66.77	植物	11710 $\pm$ 50	13728 - 13406 (13567) *2	-26.09	IAAA-102462
10	K1	79.79	泥炭	12500 $\pm$ 60	14956 - 14231 (14594) *2	-27.96	IAAA-90999
11	K2	25.08	貝殻	9610 $\pm$ 40	10566 - 10375 (10471) *1	3.30	PLD-12207
12	K2	32.76	貝殻	9975 $\pm$ 35	11111 - 10762 (10937) *1	0.24	PLD-12208
13	K2	32.93	貝殻	10100 $\pm$ 50	11207 - 11006 (11107) *3	1.91	IAAA-92770
14	K2	44.62	貝殻	11310 $\pm$ 50	12930 - 12628 (12779) *3	1.18	IAAA-92768
15	K2	55.57	植物	11150 $\pm$ 40	13197 - 12847 (13022) *2	-26.96	IAAA-102465
16	K2	56.05	植物	11020 $\pm$ 35	13085 - 12716 (12901) *2	-27.32	PLD-20186

暦年校正は次のプログラムで算出。*1: OxCal4.0, *2: OxCal4.1, *3: OxCal 4.1.5, *4: OxCal4.1.7。校正暦年代の () の数字は中央値。測定方法は AMS 法による。測定機関 IAAA: 加速器分析研究所。PLD: パレオ・ラボ。

図 2 K1 コア柱状図
森脇ほか (2011b) を加筆・修正.

11,500 cal BP, 深度約 38.9 m で約 8,900 cal BP となる。深度約 8~31 m にある 5 点の植物片の年代は約 5,000 cal BP に集中している。年代測定試料の汚染, 再堆積等の攪乱を想定させるが, ボーリング地点沖の急深な海底地形からみて, こうした年代の集中は, 急深な沖合への三角洲の進出に伴って, この地点の海底斜面が, 約 5,000 cal BP からより急傾斜となり, 垂直方向への堆積速度が増大したためと考えられる。同様の堆積状況は鹿児島湾西岸, 甲突川低地の海岸でも認められ, 急激な堆積があったとされている (奥野ほか, 1996)。

テフラ: 深度約 40 m に円磨されていない軽石の層 (厚さ 15 cm, 軽石最大粒径 5 mm) が見いだされた (図 2 の K1-1)。K1-1 の軽石の鉱物組成は, 輝石, 斜長石, 火山ガラスを主体とし, 桜島のテフラ群の組成と同じである。K1-1 の 3 層準 (K1-1-1, K1-1-2, K1-1-3) で得られた火山ガラスの化学組成を陸上の既知のテフラのそれと比較すると, このテフラは桜島・高峠 3 (Sz-Tk3, 小林 (1986) の P13) に類似することから (表 2), このテフラは Sz-Tk3 に同定される。このテフラの年代 10,600 cal BP (奥野, 2002) は, このテフラの上位と下位で得られた ^{14}C 年代と整合する (図 2)。上記のように, このテフラは円磨されておらず, この下位に Sz-

表 2 国分平野におけるボーリングコアと模式地のテフラの火山ガラス化学組成

A	試料名	K1-1-1	K1-1-2	K1-1-3	K2-1	K2-2-1	K2-2-2①	K2-2-2②	K2-3-1	K2-3-2	K2-3-3	K3-1
深度 (m)	40.07-40.13	40.13-40.18	40.18-40.22	15.9-16.0	28.75-28.79	28.8	28.85	52.0-52.11	52.11-	52.16-52.19	43.9-44.4	
分析No.	KU128	KU129	KU130	KU121	KU125	KU126	KU127	KU122	KU123	KU124	KU138	
SiO ₂	74.15 (0.62)	72.94 (0.89)	73.35 (0.83)	75.34 (0.26)	73.34 (0.24)	73.47 (1.00)	73.56 (0.18)	75.74 (0.23)	75.65 (0.36)	75.59 (0.18)	76.26 (0.69)	
Al ₂ O ₃	13.93 (0.52)	14.78 (0.38)	14.44 (0.37)	13.25 (0.26)	14.56 (0.19)	14.56 (0.63)	14.36 (0.16)	13.68 (0.14)	13.60 (0.31)	13.63 (0.09)	13.59 (0.25)	
TiO ₂	0.56 (0.04)	0.51 (0.05)	0.51 (0.03)	0.57 (0.04)	0.52 (0.03)	0.52 (0.04)	0.49 (0.04)	0.40 (0.02)	0.39 (0.03)	0.41 (0.03)	0.40 (0.02)	
FeO	2.53 (0.20)	2.54 (0.21)	2.45 (0.14)	2.49 (0.09)	2.53 (0.15)	2.49 (0.27)	2.47 (0.07)	1.91 (0.05)	1.91 (0.05)	1.90 (0.04)	1.92 (0.10)	
MnO	0.07 (0.05)	0.09 (0.04)	0.08 (0.03)	0.05 (0.04)	0.07 (0.03)	0.09 (0.05)	0.08 (0.05)	0.03 (0.02)	0.06 (0.04)	0.06 (0.04)	0.07 (0.03)	
MgO	0.61 (0.17)	0.65 (0.15)	0.54 (0.08)	0.48 (0.06)	0.60 (0.07)	0.61 (0.16)	0.60 (0.03)	0.44 (0.03)	0.44 (0.02)	0.43 (0.02)	0.44 (0.02)	
CaO	2.26 (0.28)	2.62 (0.24)	2.40 (0.24)	2.07 (0.12)	2.60 (0.13)	2.60 (0.41)	2.50 (0.08)	2.08 (0.05)	2.04 (0.05)	2.06 (0.06)	2.04 (0.05)	
Na ₂ O	3.31 (0.18)	3.16 (0.54)	3.44 (0.60)	3.28 (0.30)	3.32 (0.23)	3.29 (0.39)	3.41 (0.11)	3.05 (0.11)	3.11 (0.16)	3.15 (0.18)	2.45 (0.64)	
K ₂ O	2.58 (0.14)	2.72 (0.11)	2.79 (0.17)	2.47 (0.32)	2.48 (0.12)	2.38 (0.18)	2.54 (0.11)	2.68 (0.17)	2.81 (0.21)	2.77 (0.08)	2.83 (0.28)	
H ₂ O	1.82 (1.40)	0.05 (0.01)	0.05 (0.01)	2.28 (1.13)	1.52 (1.62)	2.01 (1.40)	1.20 (1.01)	4.77 (1.68)	4.33 (1.84)	3.39 (0.96)	3.01 (2.38)	
n	7	11	12	13	12	10	9	10	14	13	12	
対比		Sz-Tk3		K-Ah		Sz-Tk3				Sz-S		

B	場所	大隅半島北部, 牛根	竹島	加治木
テフラ名	Sz-Tk3上部	Sz-Tk3中部	Sz-S	K-Ah
分析No.	KU115	KU114	KU112	UT1239
SiO ₂	73.51 (0.59)	73.55 (0.63)	73.26 (0.29)	74.99 (0.56)
Al ₂ O ₃	14.30 (0.46)	14.49 (0.55)	14.38 (0.10)	13.58 (0.34)
TiO ₂	0.51 (0.04)	0.50 (0.02)	0.49 (0.04)	0.36 (0.03)
FeO	2.53 (0.42)	2.41 (0.13)	2.42 (0.05)	1.90 (0.05)
MnO	0.09 (0.05)	0.07 (0.04)	0.10 (0.03)	0.06 (0.04)
MgO	0.64 (0.36)	0.57 (0.08)	0.58 (0.02)	0.44 (0.02)
CaO	2.52 (0.22)	2.47 (0.21)	2.51 (0.07)	2.05 (0.05)
Na ₂ O	3.43 (0.14)	3.37 (0.15)	3.54 (0.07)	3.68 (0.16)
K ₂ O	2.46 (0.17)	2.56 (0.22)	2.73 (0.28)	2.92 (0.35)
H ₂ O	1.07 (0.46)	1.59 (1.69)	0.63 (1.11)	2.57 (1.13)
n	12	13	15	11

A: 国分平野のボーリングコア.

B: 模式地.

() 内の数字は標準偏差, nは分析した粒子の数.

Tk3に同定される軽石層は認められないことから、降下時の1次堆積物と判断され、この層準はSz-Tk3降下年代に相当すると考える。

貝化石：深度約2.85~62.50mまで39層準のうち、25層準から貝化石を確認した(図3)。その中で二枚貝類は24層準、巻貝類が15層準から産出した。これらの同定した貝化石種を、松島(1984)の貝類群集区分(干潟群集、内湾砂底群集、内湾泥底群集)に整理して(図3)、古環境を推定すると以下ようになる。

貝化石が検出された最も深い深度は、62.40~62.50mである。産出した殻は薄く、殻頂部が欠け破損した破片である。種の同定はできないが、殻表にみられる輪脈の形状からニッコウガイ科(Tellinidae)に属すると判断した。この貝殻の産出したことから、この層準は海成層となっていたといえる。

その上位の深度62.30~62.40mと62.20~62.30m層準からトリガイ *Fulvia mutica* が産出している。深度39.40~62.30mでは、希であるが、貝化石が検出される。

深度35.60~39.40mには、トリガイ *Fulvia mutica*、チゴトリガイ *F. fungerfordi*、チヨノハナガイ *Raetellops pulchella*、シズクガイ *Theora fragilis*、ヒメカノコアサリ *Veremolpa micra*、ミジンシラオガイ *Microcirce dilecta*、チヂミマメハマグリ *Costellipitar chordatum*、ウメノハナガイ *Pillucina pisidium* など16種と多くの種で構成され、個体数も多い。これらは内湾泥底群集を主体とする。この層準にはマガキ *Crassostrea gigas*、ソトオリガイ *Laterrula limicola*、イセシラガイ *Anodontia stearnsiana* とカワザンショウ cf. *Assimineia japonica* の4種が示す干潟群集やアサリ、*Ruditapes philippinarum*、ハマグリ *Meretrix lusoria*、シオフキ *Macra veneriformis* が示す内湾砂底群集の貝も含まれ、特に深度38.20~38.90mには内湾泥底群集に比べれば少ないが、干潟群集の貝化石が全層準を通じて特徴的に多く含まれる(図3)。

深度8.12~35.60mの層準は、貝化石がほとんど産出しない。深度2.85~2.90mの層準は、アサリ・シオフキ・ウミナなどからなる内湾砂底群集が産出する。

2. K2コア

堆積物：このコアの掘削地点は現汀線から1km内陸にあり、旧天降川の氾濫原に位置する(図1)。最上部の層厚約3mの堆積物は溶結凝灰岩・溶岩の礫からなり、旧天降川の河床堆積物と考えられる(図4)。全体として泥質な堆積物が少ないことはK1と類似しているが、層

相の変化はK1よりも大きい。深度3~19mまでは、円摩された軽石を含む淘汰のよい暗灰色シルト質細砂からなる。これより下位は厚さ約1~5mの粗砂層と中・細砂層が互層する。これらの堆積物の中にも円摩された軽石礫がよく含まれる。深度約40mより下位はさらに粗粒な物質を挟む。深度42m付近に最大粒径1.5cmの溶岩・溶結凝灰岩などの非軽石礫が認められる。こうした非軽石礫からなる層は、これ以外では上記の最上部と深度57m以下のコア最下部にしか認められない。この深度42mの非軽石礫層より下位50mまでは、堆積物は粗砂から細砂、細砂質シルト、シルトと変化し、全体として逆級化を呈する。深度50~59mまでは粗砂・細礫からなる。深度43m、50~52mには粒径40cm以上の軽石巨礫が特徴的に含まれる。

テフラ：このコアには、多くの軽石層、火山灰層が認められる。それらの軽石の大部分は円摩されており、入戸火砕流堆積物に由来する二次的な堆積物と考えられるが、1次堆積のテフラと考えられる摩耗されていない軽石の層と純度のよいガラス質火山灰層が3層認められる。これらを上位からK2-1(深度14.30~16.60m)、K2-2(深度28.45~28.87m)、K2-3(深度52.10~52.22m)とする(図4)。

K2-1テフラは層厚が2.3mで、淡灰色の細粒ガラス質火山灰からなる。上部は木片を含み周囲からの再堆積を示唆するが、下部はガラスの純度はきわめてよいことからみて1次堆積物のテフラと考える。最下部は厚さ20cmの軽石に富む火山灰層となる。この火山灰層はバブルウォール型の火山ガラスを主体とする。こうした鉱物組成、層位、周辺台地で認められるテフラの分布から、この火山ガラス質堆積物の対比候補は二つに絞られ、一つは鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、もう一つは入戸火砕流堆積物の二次堆積物である。町田・新井(2003)によって、両者の化学組成・屈折率の違いから両テフラの識別ができることが明らかにされている。K2-1テフラの火山ガラスの化学組成は、入戸火砕流堆積物に比べて特徴的にSiO₂は低く、TiO₂、FeOは高い。また火山ガラスの屈折率(n)は入戸火砕流(n=1.500付近)よりも顕著に高く、1.512~1.515である。このように火山ガラスの化学組成は標式地のK-Ahと類似し(表2)、火山ガラスの屈折率もK-Ah(町田・新井, 2003)と一致することから、K2-1はK-Ahに同定される(表2)。

K2-2は層厚42cmで、上部火山灰層(K2-2-1)と下部軽石層(K2-2-2)とからなる(図4)。上部火山灰層

種名 深度(m)	産出貝類		主 要 種 に お け る 貝 類 群 集 区 分																									
	二枚貝類	巻貝類	干潟群集				内湾砂底群集				内 湾 泥 底 群 集																	
			マガキ (<i>Crassostrea gigas</i>)	ソトオリガイ (<i>Laternula limicola</i>)	イセシラガイ (<i>Anodonta stearnsiana</i>)	カワザンシヨウの一種 (cf. <i>Assiminea lutea japonica</i>)	アサリ (<i>Ruditapes philippinarum</i>)	ハマグリ (<i>Meretrix lusoria</i>)	シオフキ (<i>Macra veneriformis</i>)	ウミナナの一種 (cf. <i>Baillaria multiformis</i>)	トミガイ (<i>Polinices limidus</i>)	トリガイ (<i>Fulvia mutica</i>)	チゴトリガイ (<i>Fulvia hungerfordi</i>)	チヨノハナガイ (<i>Raeta rostralis</i>)	シズクガイ (<i>Theora lubrica</i>)	ヒメカノコアサリ (<i>Verenolpa micra</i>)	ミジンシラオガイ (<i>Microcirce dilecta</i>)	スタレガイ (<i>Paphia euglypta</i>)	チヂミマメハマグリ (<i>Cosnellipiar chordatum</i>)	ウメノハナガイ (<i>Pillucina pisidium</i>)	サナギモシボ (<i>Eufanelta pupoides</i>)	マメウラシマ (<i>Ringicula doliaris</i>)	カミスジカイコガイ (<i>Cylichnaps angusta</i>)	シリフトカイコガイ (<i>Pyprunculus phiala</i>)	ヒメコメツブ (<i>Coleophysis minimus</i>)	キンシハイ (<i>Alectrion glans</i>)	ヤカドツノガイ (<i>Dentalium octangulatum</i>)	
2.85~2.90	●	▲					●		▲	▲	▲																	
8.12~8.15																												
8.32~8.36	▲		▲																									
14.67																												
21.65~21.67																												
27.66	●			●																								
30.57~30.58																												
35.60~35.70	●										▲		▲			▲												
35.80~35.90	▲																											
36.10~36.20	▲																											
36.30~36.40																												
36.50~36.60																												
36.70~36.80	■	▲		▲							●			▲		●			▲									
36.90~37.00	■	■		▲		▲		▲		▲	▲	▲		▲	●			▲	▲									
37.20~37.30	●	●					▲			▲	▲	▲	▲	●	●	▲	●		▲	▲				▲	▲	▲		
37.40~37.50	●														●			▲										
37.60~37.70	◎			▲					▲		▲	▲	●	▲	●		▲	●										
37.80~37.90	◎	■		▲							▲	●	●	▲	●	◎		◎	●	●		▲	■	●				
38.10~38.20	●	●		▲							▲				■	●		◎	●	▲	▲						▲	
38.20~38.30	◎	●	▲	▲	▲	▲	▲		▲		▲	●	▲	▲	■	◎		●	●	●	▲		▲	▲	▲			
38.40~38.50	◎	▲	▲				●						▲		●	◎	▲		●	●			▲		▲			
38.60~38.70	◎	●		▲	●	●	●				▲	●	▲	▲	●	◎	▲	●	●	▲	▲		▲	▲	▲			
38.80~38.90	◎	●	▲	▲	▲	●					▲	■	▲	●	■	◎	▲	●	●	●			▲	▲				
39.00~39.10	●	▲			▲	▲		▲				▲	▲	▲		●			●			▲						
39.30~39.40	■	●									▲	▲	▲	▲		■		●	●	▲	▲	▲	▲	▲				
39.60~39.70		▲																										
39.80~39.90																												
40.07~40.13																												
41.50~41.60	▲	▲																										
41.80~41.90																												
42.20~42.30																												
42.30~42.32																												
42.50~42.60	▲	▲																										
62.20~62.30	▲										▲																	
62.30																												
62.30~62.40	▲										▲																	
62.40~62.50	▲																											
66.77																												
79.78~79.80																												

産出頻度 ▲: 稀, ●: 少, ■: 普通, ●: 多, ◎: 大量

図 3 K1 コアの貝化石群集区分

図 5 K2 コアのテフラの火山ガラスの化学組成

(K2-2-1) は層厚 30 cm で、細粒灰色ガラス質火山灰からなり、薄層理を持つ。それは有機物からなる褐色の薄層を含む。また粗粒な軽石 (最大粒径 2.6 cm) の薄層を挟む。これらの特徴は、上部火山灰層 (K2-2-1) は降下テフラが堆積直後水中で水簸・分離して二次的に堆積したことを示唆する。下部軽石層は層厚 12 cm で、2 つのユニットからなる。上半部ユニット (K2-2-2 ①) は粗粒軽石からなり、層厚 4 cm、最大粒径 2.7 cm である。下半部ユニット (K2-2-2 ②) は層厚 8 cm で、全体として逆級化をなし、その下部が最大粒径 2 mm、上部が最大粒径 5 mm である。

K2-2 のテフラの軽石から抽出した火山ガラスの屈折率 ($n=1.515\sim1.517$) は、入戸火砕流のそれよりもかなり高く、桜島テフラ群の Sz-Tk3 (町田・新井, 2003) と類似する。K2-2 テフラの 3 層準 (K2-2-1, K2-2-2 ①, K2-2-2 ②) で得られた火山ガラスの化学組成は各層準間で顕著な違いはない (表 2, 図 5)。このテフラの火山ガラスの化学組成を桜島北東の始良カルデラ壁で得られた Sz-Tk3 テフラ (森脇ほか, 1986) と比較すると、平均値はよく類似する (表 2)。火山ガラス粒子の化学組成測定値も両者は同一の組成領域に入る (図 5)。以上の

ような火山ガラスの屈折率や化学組成、国分平野周辺台地で認められる桜島テフラ群の層序と照らし合わせると、K2-2 テフラは Sz-Tk3 (P13) (森脇, 1994; 小林・溜池, 2002) に同定される。

K2-3 は層厚が 12 cm あり、下部の細粒ガラス質火山灰層 (層厚 9.5 cm)、上部の降下軽石層 (層厚 2.5 cm) のユニットからなる。上部の降下軽石層は軽石の最大粒径が 2.5 cm で逆級化構造を呈す。軽石の火山ガラスの屈折率 ($n=1.509\sim1.513$) は入戸火砕流堆積物のそれとは異なり、上位の K2-2 のそれよりも低く、桜島テフラ群の Sz-S (町田・新井, 2003) と一致する。K2-3 テフラの 3 層準 (K2-3-1, K2-3-2, K2-3-3) で得られた火山ガラスの化学組成は類似し、顕著な違いはない (表 2, 図 5)。模式式で得られた Sz-S とされるテフラ (森脇ほか, 1986) の化学組成と比較すると、よく類似する (表 2, 図 5)。上記の火山ガラスの屈折率や、国分平野周辺台地で認められる桜島テフラ群の層序と照らし合わせると、K2-3 テフラは Sz-S (町田・新井, 2003) に同定される。

^{14}C 年代: このコアからは、6 個の ^{14}C 年代を得た (表 1)。最下位の深度 55~56 m で約 13,000 cal BP、深度

25 m で約 10,500 cal BP を示す (図 4)。

貝化石: 貝化石はこのコアで分析した 114 層準のうち、53 層準から産出した (図 4, 6, 7)。確認できた貝化石の主な種は 30 種で、二枚貝類の 20 種、巻貝類 9 種、角貝類 1 種となる。K1 の貝化石解析と同様に、同定した貝化石種を松島 (1984) の貝類群集区分に整理して (図 3)、古環境を推定すると以下ようになる。

最深部は深度 56.00~56.10 m で、干潟群集構成種に含まれるウミナシとイボキサゴが検出された。その ^{14}C 年代は約 13,000 cal BP を示し、Sz-S と類似した年代であるが、Sz-S の下位にある。

深度 54.05~54.30 m, 44.60~44.67 m, 18.10~33.35 m では、内湾砂底群集が優勢となっている。深度 18.10~21.70 m 層準では多くの内湾砂底群集構成種が確認される。深度 23.50~25.09 m と 19.10~20.00 m の 2 層準にわずかながら干潟群集構成種を含む。

深度 16.82~18.40 m 層準では、内湾砂底群集に置き換わって内湾泥底群集がみられる。この群集の出現層準は K-Ah の直下にある。本群集は K-Ah 降下後の 11.10~14.25 m 層準でもみられる。

深度 16.82 m より上位では、ほとんどの層準で 1 種か 2 種の貝類を確認するととどまる。離水直前の深度 4.15~4.75 m ではアサリとウミナシがわずかに生息する。

有孔虫化石: 有孔虫化石が検出されたのは、Sz-S 層準より下位の深度 54.05~54.15 m, Sz-S 層準と Sz-Tk3 層準間の深度 32.75~32.80 m, Sz-Tk3 層準と K-Ah 層準間の深度 26.65~26.75 m, 23.10~23.20 m, 16.82~16.86 m, K-Ah 層準より上位の深度 13.75~13.80 m, 13.45~13.50 m, 9.25~9.30 m である (図 4)。底生有孔虫の個体数は試料 1.25 cc に含まれる数である。それぞれの試料の乾燥重量は、深度 54.05~54.15 m が 1.16 g, 32.75~32.80 m が 0.98 g, 26.65~26.75 m が 1.33 g, 23.10~23.20 m が 1.13 g, 16.82~16.86 m が 1.01 g, 13.75~13.80 m が 0.84 g, 13.45~13.50 m が 0.83 g, 9.25~9.30 m が 1.0 g であった。

深度 54.05~54.15 m では、底生有孔虫が 160 個体含まれる。内湾汽水域の環境指標種 (Oki and Yamamoto, 1992) である *Ammonia tepida* が 28% の産出頻度を示す。現在の鹿児島湾沿岸浅海域から報告されている *Buliminella elegantissima*, *Elphidium jensenii*, *Bolivina striatula* (Oki, 1989) は、3% 以上含まれる。沿岸浅海域に生息する *Elphidium* 属が全体の 28% を占めることは、これと調和する。また、寒流系の種である

B. elegantissima と *Buccella frigida* がそれぞれ 11% と 7% ほど含まれる。この層準には外洋水が達していたことを示唆する浮遊性有孔虫と放散虫が含まれる。全有孔虫個体数に対する浮遊性有孔虫殻個体数の割合は 2.4% である。ちなみに Oki (1989) は、鹿児島湾の鹿児島市谷山から喜入沖の水深 23~36 m の 3 地点から 4.6~6.9% の、指宿沖の水深 20 m から 3.2% の値を報告している。

深度 32.75~32.80 m では、底生有孔虫はガラス質殻のみであるが 19 個体産出した。主に沿岸浅海域に生息する *Elphidium* 属と *B. frigida* がほとんどを占め、内湾汽水域を指標種である *A. tepida* も認められる。

深度 26.65~26.75 m では、底生有孔虫は、主に *Elphidium* 属、*A. tepida* のガラス質殻を 8 個体産出した。浮遊性有孔虫も 1 個体であるが産出した。

深度 23.10~23.20 m では、底生有孔虫はガラス質殻のみであるが 19 個体産出した。*B. frigida* が 7 個体で、その他の種は 3 個体以下で、主に *Elphidium* 属と *Ammonia* 属が占める。

深度 16.82~16.86 m では、K-Ah 層準直下にあるこの層準は、層厚が 4 cm と薄いにもかかわらず、有孔虫や他の微化石の数が今回調べた 15 層準の中で突出して多い。底生有孔虫殻が 497 個体含まれ、内湾汽水域の環境指標種である *A. tepida* が最優勢種であるが、産出頻度は 12% 余りで、深度 54.05~54.15 m の 28% に比べて低い。浮遊性有孔虫の総有孔虫個体数に対する割合が 7.8% と比較的高く、現在の鹿児島湾 (Oki, 1999) では水深 30~40 m の値に相当する。8.5% の産出頻度を示す *Mimosina affinis* は、名瀬湾のボーリングコア中で *A. tepida* の随伴種として報告されている (Oki, 1999) が、鹿児島湾では産出していない。3% 以上の産出頻度を示す *B. elegantissima*, *E. jensenii*, *B. striatula* は、現在の鹿児島湾沿岸浅海域から報告されている (Oki, 1989)。 *Elphidium* 属が全体の 28% を占める。また、寒流系の種とされる *B. elegantissima* が 11%, *B. frigida* が 7% ほど含まれる。その他の優勢種として *Nonoion japonicum*, *Bolivina spinea*, *Reussella aculeata*, *Pararotalia globosa*, *B. striatula*, *Nonionoides grateloupi*, *Pseudononion japonicum* が挙げられる。これらの種の生体殻は、日本沿岸域の潮下帯から報告されており (Oki, 1989) 3% 以下ではあるが、*Hopkinsina glabra* の生体殻も潮下帯上縁部から報告されている (Oki, 1989)。また、*Cymbaloporella hemisphaerica* の産出は、現在の鹿児島湾では谷山沖から指宿沖にかけて報告

図 6 K2 コアの貝化石群集区分 (1)

●：貝化石の検出.

されており (Oki, 1989), 沿岸流の存在が示唆される。深度 13.75~13.80 m では, 底生有孔虫はガラス質殻のみであるが, *Bolivina karreriana*, *B. striatula*, *Ammonia tepida*, *Elphidium crispum* の 4 種, 各 1 個体産出した。

深度 13.45~13.50 m では, 放散虫が 1 個体のみ産出した。

深度 9.25~9.30 m では, 傷んで種まで同定できないが, *Elphidium* が 1 個体認められた。

珪藻化石: 珪藻化石は, Sz-Tk3 の下位や K-Ah 上位の泥質堆積物ではよく検出できる (図 4)。最下位の出現は深度 57.50~57.80 m である。海水泥質干潟指標種群の代表種 (小杉, 1988) である *Nitzschia granulata* や内湾指標種群の主要構成種 (小杉, 1988) である *Thalassiosira* 属がみられる。深度 50.30 m のシルトからは 200 個以上の珪藻化石が検出され, 全体の 68% が淡水生浮遊性の *Aulacoseira* (*Melosira*) 属, 21% が *Thalassiosira* 属や *Thalassionema nitzschioides* などの内湾指標種群 (小杉, 1988) であった。深度 45.50~47.50 m のシルト質砂層では, 海水砂質干潟指標種群 (小杉, 1988) の *A. caelatus* と *Opephora martyi* などの海生珪藻に, 汽水生の *Rhopodia gibberula* や淡水

生の *Cocconeis placentula* などが混在する。深度 38.75~41.75 m の有機質砂質泥層では, 産出頻度は少ないが, *N. granulata* や *A. caelatus* などの干潟指標種群の海生珪藻と *Cymbella* 属や *Synedra ulna* などの淡水生珪藻が混在する。深度 29.25~29.75 m の有機質シルト質砂層では, 産出頻度は少ないが, 海水干潟・汽水域・淡水域に生息する種が混在する。深度 16.85~25.50 m の砂層からは, ほとんど珪藻がみられなかったが, 内湾指標種群の *Thalassiosira* 属や干潟指標種群の *A. caelatus* などの海生珪藻がごくわずかに検出された。深度 4.70~13.50 m のシルト質細砂層では, *Auliscus caelatus* と *Opephora martyi* が卓越するが, 内湾指標種群の代表種 (小杉, 1988) である *Paralia* (*Melosira*) *sulcata* などとも認められる。

3. K4 コア

堆積物: K4 ボーリング地点は天降川上流の小鹿野地区の氾濫原にある (図 1)。この付近の天降川は河床が粗粒の礫からなり, 現在は扇状地河川となっている。表層 1.5 m の盛り土の下位には, 最大粒径 5 cm の粗粒の礫が深度 6 m まで堆積する (図 8)。この礫層は現在の天降川の扇状地を構成する堆積物である。深度 6.0~21.5 m には砂とシルトからなる比較的細粒の堆積物からなる。

図 8 国分平野の地形地質断面
図中の数字は校正暦年代 (cal ka), 断面位置 (A-A') は図 1 参照。

この細粒堆積物は、全体的には下位から上位へ中砂、粗砂、シルトの堆積物に移り変わる。これらの堆積物は氾濫堆積物と考えられる。シルト層は有機質で後背湿地の堆積相を呈す。深度 21.5 m 以下には、河床礫とみられる礫層がある。礫の最大粒径は 2.5 cm である。これは、いわゆる沖積層基底礫層に相当するものと考えられる。

編年：このコアからは ^{14}C 年代試料は得られなかったが、1 次堆積のテフラと考えられるものは、深度 10.745～10.759 m にある薄層（厚さ 1.4 cm）のテフラである。これは円磨されていない黒色の細粒スコリアからなる火山灰である。この層相・特徴に類似し、本地域の分布範囲にあるテフラは、本地点西方の米丸マール起源の米丸テフラがある（森脇ほか, 1986; Moriwaki, 2010a）。このスコリア火山灰は米丸テフラに対比されると考えられる。その年代は 8,000～8,100 cal BP である（森脇ほか, 2002）。K4 コアでのこのテフラの層位は、中部の粗粒砂層中に介在する有機質粘土の薄層上にある。

珪藻化石：泥質堆積物を中心に深度 6.70～19.90 m の 21 層準について珪藻分析をした。全層準において海生珪藻は見いだされない。産出する多くは *Cymbella* 属、*Pinnularia* 属、*Cocconeis placentula*、*Synedra ulna* などの淡水生珪藻である。

4. K3 コア

上記オールコアに加えて、平野中央部の K3 地点（標高 1.6 m）において既存試料の観察とテフラの検出を行った（図 1）。ここでは基底礫層が深度 49.6 m より下位に出現する。この上位 6 m（深度 43.9～44.4 m）の層位には摩耗していない軽石（最大粒径 2 cm）からなる 1 次堆積の降下軽石層が認められる。その火山ガラスの化学組成は Sz-S に類似することから、このテフラは Sz-S に同定される（表 2）。

以上のテフラと ^{14}C 年代の資料から、図 8 に示したように、国分平野を上流から海岸方向に縦断する構成堆積物を対比・編年することができる。

V. 考 察

1. 堆積速度

K2 地点での堆積速度は、12,800 (Sz-S)～10,600 cal BP (Sz-Tk3) が 10.9 mm/yr, 10,600～7,300 年前 (K-Ah) が 3.5 mm/yr, 7,300 年前～現在が 2.0 mm/yr で、12,800 年前以降では 4.2 mm/yr となる。一方、より海岸側の K1 地点での堆積速度は、14,600～12,800 年前が 9.8 mm/yr, 12,800～11,500 年前が 4.9 mm/yr, 11,500～現在が 3.7 mm/yr である。14,600 年前以降

現在までの全体を通すと 5.5 mm/yr である（森脇ほか, 2011b）。最終融氷期前半の海面急上昇時の堆積速度が、後半や後氷期のそれよりも速い。鹿児島湾東岸の低地においても同様の結果が得られている（森脇ほか, 2011b）。これは、前記した古環境の知見、すなわち上昇期にも干潟または、浅海の環境を維持してきたことを併せて考えると、周辺流域からの入戸火砕堆積物に由来する堆積物の供給が常に多大であったので、最終融氷期の海面上昇時においても、急速な埋積が生じたためと考えられる。

2. 古 環 境

各化石の分析から、次のような古環境が示唆される。

1) K1 コア

貝化石から知られる海的环境が存在したことを示す最も深い深度は、62.50 m である。深度 62.20～62.40 m は内湾の潮下帯数 m 以上の砂泥質底になっていたと推測される。深度 39.40～62.20 m は内湾潮下帯の環境下にあったと考えられる。

深度 35.60～39.40 m の内湾泥底の貝類は水深 20～30 m に達したことを示唆する。深度 38.20～38.90 m は貝殻の保存状態からみて、干潟群集の貝は湾奥の干潟からなんらかのイベントによって突発的に内湾泥底群集の生息する沖合へ流され、異地堆積したと推定される。その層準は桜島テフラの Sz-Tk3（深度 40 m）の直上にあることから、この噴火に伴う地震・津波などのイベントがこれに影響しているかもしれない。

深度 8.12～35.60 m の層準は貝類にとって生息できる環境に恵まれず、ほとんど生息できない状況になっていたと推測される。深度 2.85～2.90 m の層準で湾奥の砂質干潟へ一気に変化したと考えられる。

以上のように K1 地点では、表層付近以外は内湾砂泥底群集が優占し、水深 10 m 前後の潮下帯（松島, 1984）が長期にわたって継続したことを示し、これより内陸に位置する K2 地点（後述）より水深の大きい環境下で推移したことを示す。

2) K2 コア

化石に基づいた最も深い海生の証拠は深度 57.50～57.80 m の珪藻化石からのもので、ここでは干潟から内湾の環境を示唆する。貝化石が見いだされた最深部は 56.00～56.10 m で、その構成種は湾奥部には砂底からなる干潟が形成されていたことを示す。有孔虫化石から、深度 54.05～54.15 m は、浅い沿岸浅海域であったこと、当時の海水温が現在の鹿児島湾に比べて（Oki, 1989; Oki and Yamamoto, 1992）低かったことが示唆

される。以上の海生の痕跡は、Sz-S (深度 52.10~52.22 m) より下位で、Sz-S 噴火以前に始良カルデラへ海進が及んでいたことを示す。

深度 50.30 m の珪藻化石は、Sz-S の層準の 1.8 m 上位付近において汽水湖的な環境が形成されたことを推定させる。これより上位の層準での珪藻化石は、基本的には海水干潟環境を示唆する。

有孔虫化石は深度 32.75~32.80 m, 26.65~26.75 m では内湾沿岸浅海域の環境を示唆する。深度 23.10~23.20 m では基本的には下位の深度 26.65~26.75 m と同じ湾沿岸浅海域の環境を示唆するが、*B. frigida* が優勢種であることを考慮すると、本層準の方がやや沖合の環境であったと推定される。

深度 54.30~18.10 m 層準の貝化石では、砂底の発達する中潮線から低潮位線域に広く生息する(松島, 1984) 内湾砂底群集が卓越する。また干潟群集構成種が含まれることは、海進によって海水が本地点へ到達して以降、基本的には潮間帯付近の環境が維持されてきたことを示す。

K-Ah 直下 (深度 18.40~16.82 m) の貝化石群集は、内湾の低潮線以下 10 m 前後の上部浅海底、いわゆる内湾の深場で生息する貝類からなる(松島, 1984) ことから、K-Ah 降下直前のこの時期に海面が最も高くなったと推定される。さらに K-Ah 降下後においてもまだ本群集の存在が確認できることから、潮下帯の環境が維持されたことが示唆される。K-Ah 直下 (深度 16.82~16.86 m) の有孔虫化石からは、名瀬湾 (Oki, 1999)、鹿児島市の沖積層 (大木, 2002)、最終間氷期の城山層・白川層 (Oki and Yamamoto, 1992) のデータと比較すると、この層準は汽水域である内湾の奥部ではなく、内湾の比較的沖合の外洋水の影響のある沿岸浅海域環境であったと考えられる。この中に寒流系の種が含まれることは、当時の海水温が現在の鹿児島湾に比べて低かったことを示唆している (Oki, 1989 ; Oki and Yamamoto, 1992)。

深度 16.82 m より上位では、急速に貝類にとって生息にくい環境となり、離水直前の 4.15~4.75 m では湾奥が砂質干潟となっていたものと思われる。

以上、K2 地点では貝、珪藻、有孔虫の各化石の古環境指標の示す特徴は、基本的には調和し、K-Ah の層準付近において潮下帯の沿岸域、これ以外は干潟から浅海域の環境が支配的であったと判断される。それは、この地点が最終融氷期を通じて海面上昇と流域からの供給物質の埋積が均衡したことによると考えられる。

3) K4 コア

このコアの全層を通じて海生珪藻化石が認められないので、海進はこの地点までは及ばなかったと考えられる。下位の淡水生珪藻化石を含む泥質堆積物は後背湿地、上位の礫層は扇状地の地形環境を示す。

3. 古環境変化

1) 最大海面低下期の鹿児島湾

前記のように鹿児島湾奥での当時の天降川の河口、すなわち基準面は現海面下 85~90 m 付近にあったことを示す (図 8)。鹿児島湾の中央部から湾口にかけて最深部を繋いだ線で、最も浅い場所は薩摩半島南東端の長崎鼻東方沖の湾口にあり、ここは水深が 91~92 m である (図 9)。Yamanaka *et al.* (2007) は、鹿児島湾奥にある燃島の海底堆積物の古環境分析と放射年代資料から、海水は 18,000 cal BP にはこの湾口を超えて湾奥に達していたと考えた。

世界の確度の高い海面変化曲線によると (Fairbanks, 1989 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Siddall *et al.*, 2003 ; Peltier and Fairbanks, 2007 ; Yokoyama *et al.*, 2007 ; Deschamps *et al.*, 2012)、最終氷期最盛期の海面は、現海面より 100 m 以上下位の約 120~130 m にある。湾口の大根占では、更新世の海成堆積物の高度とテフラ編年から、過去 30 万年間の平均隆起速度は 0.1 m/1000 年とされている (町田ほか, 2001)。これから判断すると、湾口の過去 2 万年間の隆起量は 2 m となり、最終氷期最盛期において、湾口を横断する最深部の海底の高さは現海面下 92~94 m にあったことになる。湾口海底には火山と推定される地形が認められるが (図 9)、周辺陸上のテフラ編年では、最終氷期最盛期以降にこれらの火山に由来するとみられる噴火は見いだされていない (Nagaoka, 1988)。以上のことは、最終氷期最盛期には、鹿児島湾は湖であったことを示唆する。この湾口の水深によって支配される当時の湖の高さは、現海面下 92~94 m となり、古天降川河口の高さとほぼ整合する。鹿児島湾の海底水深と完新世・更新世の海成堆積物から示唆される地殻変動分布に基づくと、最終氷期最盛期の鹿児島湾は、図 10 のような古地理が描かれる。

2) 始良カルデラへの海進

今回得た古生物資料が示す海成堆積物で最も深い層準にあるものは、K1 コアでは現海面下 62.0 m、内陸に位置する K2 コアでは現海面下 54.4 m である。その年代は、前者が約 12,800 cal BP、後者が約 13,000 cal BP である。K1 において、この深度より下位の現海面下 74.5 m まで認められる砂質堆積物は、海面上昇に伴う河床勾

配の低下によって細粒化されるような氾濫原または三角州の環境を示唆する。K1 が当時の海岸に近い位置にあることからすると、現海面下約 75 m の位置までは、海進が及んでいたと推定される。上下の年代からみてその年代はおよそ 14,300 cal BP と判断され、GI-1e (ペーリング期) の温暖化に伴う急激な海面上昇 (mwp-1A : Yokoyama *et al.*, 2007 ; Deschamps *et al.*, 2012) によって湖は海に移行したと推定される。

3) Sz-S と古環境

Sz-S は最終融水期の古環境変化と海面変化の高精度対比・編年に大変有効である (森脇, 2011)。Sz-S (基底部 : 現海面下 49.62 m) は K2 では、最深部の海成堆積物の上位 4.8 m に存在する。上記の生物化石からみて、

Sz-S は浅海底—干潟に降下・堆積したものと考えられることから、Sz-S 降下時 (12,800 cal BP ; 奥野, 2002) の海面はおよそ現海面下 45~50 m にあったものと判断される。それは、Sz-S (12,800 cal BP) 以前、遅くとも 13,000 年前頃には始良カルデラに海進が及んでいたことを示す。

Sz-S の層準の縦断面地形 (図 8) と古環境は、Sz-S の時期には湾奥への海進は K2 地点付近に及び、K2 地点と K3 地点の間にデルタの頂置面があり、K2 地点の沖側にデルタフロントの急斜面が存在したことを示す (図 8)。Sz-S と関わった古環境に関して、鹿児島湾東岸の柘原低地では現海面下 24 m (森脇ほか, 2011b)、西岸の甲突川低地では 45.25 m (横田ほか, 1991 ; 奥野

図 9 鹿児島湾南部の海底地形

図中の数字は深度 (m)。「海上保安庁 (1980) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1)、佐多岬 No. 6354」に基づく。破線の枠は図 10 の範囲。

図 10 最終氷期最盛期の鹿児島湾の古地理
一点鎖線は現在の海岸線、図の範囲は図 9 参照。

ほか, 1996), 40 m 以下 (森脇ほか, 1993) に陸成の腐植土層上に降下堆積した Sz-S が認められている。また Sz-S は顕著なマグマ水蒸気噴火による噴出物で特徴づけられ (小林, 1986; Moriwaki, 1992), その火口の周囲は, 鹿児島湾西岸の沖積低地の資料から, 当時の海面 (現海面下 50 m) 以下であったことが推定されている (Moriwaki, 1992)。今回の結果もこれとほぼ整合する。

東シナ海海底コア (MD98-2195) において Sz-S が同定されている (Moriwaki *et al.*, 2011c)。このコアで得られている海洋酸素同位体変化 (Ijiri *et al.*, 2005) は高精度で得られているグリーンランド氷床コアの酸素同位体変化 (NGRIP, GICC05; Lowe, J. *et al.*, 2008; Rasmussen *et al.*, 2008) と対比が可能である。これに基づくと, Sz-S の層位は, NGRIP (GICC05) の酸素同位体変化において特定された気候イベントのうち, 亜間氷期 GI-1a イベントと亜氷期 GS-1 イベント (いわゆるアレード期と新ドリラス期) の境界付近にある (Moriwaki *et al.*, 2011a)。

4) 新島 (燃島) の古環境変化との関係

貝化石や木片の年代値 (松島ほか, 1997; 奥野ほか, 1998; 亀山ほか, 2005) から, 最終融氷期の海面上昇期にカルデラ底で堆積したシルト層 (燃島シルト層 (鹿間, 1955); 燃島シルト層上部, 下部 (亀山ほか, 2005)) が存在する。燃島シルトにはオオツキガイモドキ *Lucinoma acutilineata* や強内湾性種のシズクガイなど強還元環境下でも生息する種がみられることから (松島ほか, 1997), 13,000 cal BP 以後においても鹿児島湾奥はかなり閉鎖的な環境が存在していた可能性が高い。

燃島シルト層から産出した貝化石は合弁で現地性のシマキンギョガイ, オオツキガイモドキ, オオスダレガイ *Paphia schnelliana* を主体にシズクガイやヒメコメツブガイ *Coleophys monima*, カブトウラシマ *Echinothoria kudai* など下部浅海帯の少なくとも水深 50 m 以上で 100 m に達する種で占められ, 泥底に生息する暖流種が得られている (松島ほか, 1997)。国分平野で得られたこの時期の海面位置 (現海面下 45~50 m) から判断すると, この生息水深は現海面下 100~150 m に相当する。それは始良カルデラ底の現在の水深と整合し, 安永噴火に伴う燃島シルト層の隆起は現在の始良カルデラ底の水深位置から生じたことを示唆する。

燃島シルト層の化石分析や各種化学分析に基づくと, 13,000 年前に鹿児島湾奥において, それ以前の閉鎖的な環境から, 鹿児島湾中央部に達していた外洋水 (黒潮) の急激な流入があったとされる (Kameyama *et al.*, 2008;

Yamanaka *et al.*, 2010)。

この年代は, ほぼ Sz-S の降下年代 (^{14}C 年代: 11,000 yrs BP, 校正暦年代: 12,800 cal BP; 奥野, 2002) に当たることから, 外洋水の流入は Sz-S の噴火が始良カルデラ南縁に想定される障壁の崩壊を引き起こしたことによるとされる (亀山ほか, 2005; Kameyama *et al.*, 2008; Yamanaka *et al.*, 2010)。

この時期は, 国分平野での海生由来の化石の産出開始時期と類似するが, 今回国分平野で得られた Sz-S の下位から海生種の痕跡が出現することは, Sz-S 噴火以前に外洋水の流入があったことを示す。さらに次の諸点から判断すると, 始良カルデラ南縁に高い障壁が存在した可能性が高いとはいえず, 湾奥と湾央との間には少なくとも一部は深い海が存在したと考えられる。①国分平野の基底礫層が示す古天降川の河口の高さから当時の基準面 (湖面) は現在の水深約 90 m で, 障壁が想定されたとしても, その高さはこれ以下となる。②カルデラ南縁に当たる桜島の位置には, 29,000 年前の始良噴火の際の超ブリニー式噴火によって生じた大隅降下軽石の給源火口が存在した (Kobayashi *et al.*, 1983)。③桜島南北沖は水深 140 m の海底が迫っていることから, 想定される障壁は南北, 特に南縁も急崖を持つ狭い障壁を考える必要がある。④湾央または湾口に存在する阿多カルデラには地溝内の海底に障壁はない。

以上の国分平野と新島の古環境変化を総合すると, 15,000 年前以降の海面上昇により 14,300 年前までには鹿児島湾口を超えて鹿児島湾に海水が流入し, 13,000 年前ごろには鹿児島湾口の水深がおおよそ 40~50 m に達した時に外洋水が一部湾奥まで流入したことが示唆される。

11,500 年前以降 7,000 年前頃 (K-Ah の時期) の海面の上昇においては, 国分平野の下流域 K2 地点付近は, 干潟または浅海環境が維持され, K-Ah 前後に若干深い海域が形成されたと考えられる。この時期の始良カルデラ底の古環境は, 燃島シルトの上位に, 厚さ 1 m 前後で燃島のほぼ全域に分布する特徴的な貝層 (燃島貝層) により知られる (鹿間, 1955; 平田, 1964; 松島ほか, 1997; 亀山ほか, 2005)。本層は, 現地性のベッコウガキ *Pycnodonte musasiana* を主体とした下部浅海帯に生息する 100 種以上の貝類からなる。その年代, 5,700~2,200 ^{14}C BP (奥野ほか, 1998; 亀山ほか, 2005), 約 8,000 cal BP (Yamanaka *et al.*, 2010) は, この貝層は縄文海進最盛期以降の時期にかけて形成されたことを示す。多くの外洋性暖流種がみられることは (平田,

1964), 湾奥まで外洋水が強く及んでおり, 海水循環の良かったことを示唆する。

2,200 ^{14}C BP 以降になると湾奥は外洋性暖流種が生息できない環境へと変化した。それは桜島火山の拡大によって海水の循環が弱くなったことが原因の一つに考えられる。

4. 海面変化

K2 コアにおける各化石分析から知られるように, この地点は海面上昇期にも浅海・干潟の環境を維持しており, 最終融氷期の海面変化をとらえることができる。これと, 最終氷期最大海面低下時の河口に近い位置にある K1 での基底礫層の存在とを併せて, これらの旧海面高度に関する資料を ^{14}C 年代, テフラによって編年すると, 図 11 に示したような相対的海面変化を得ることができる。

最大海面低下時の河口に近い位置における基底礫層最上部の深さが現海面下 78 m で, その年代が 14,600 cal BP を示すことから, この年代に近い時期, 約 14,500 年前には海面が古天降川河口位置に達したと考えられる。その時の河口の高さは, 基底礫層が示す古天降川の河床断面を K1 から 1 km 沖にある急崖に延長すると, 現海面下約 85~90 m にあったと推定される (図 8)。

海面はその後 13,000 cal BP (Sz-S 降下頃) には現海面下 45~50 m 付近まで上昇した。13,000 cal BP から海面上昇は若干緩慢となり, 11,500 cal BP には現海面下 35 m に達した。約 11,500 cal BP 以降, 海面は再び急上昇し, 約 7,500 cal BP (K-Ah 降下頃) に現在の海面に達し, これ以後, 現在の海面付近に安定した。

最終融氷期の海面変化については, これまで主にサンゴ礁地域で高精度な曲線が得られ, いわゆる新ドリラス

図 11 国分平野における最終融氷期以降の相対的海面変化とその対比

A: 国分平野の相対的海面変化, *: K1 の資料, 無印: K2 の資料, B: 東シナ海北部海底コアの海洋酸素同位体変化 (Ijiri *et al.*, 2005) とテフラの層位 (Sz-S の層位は Moriawaki *et al.* (2011c) による), C: 世界の最終融氷期以降の高精度海面変化。実線は Yokoyama *et al.* (2007), 破線は Peltier and Fairbanks (2007), 点線は Deschamps *et al.* (2012), 一点鎖線は Fairbanks (1989) による。D: グリーンランド氷床コア (NGRIP, GICC05) の高精度酸素同位体変化。Lowe, J. *et al.* (2008) に基づく。

期 (GS-1 イベント) を境として, melt-water pulse 1A (mwp-1A) と melt-water pulse 1B (mwp-1B) の 2 回の急上昇が得られている (Fairbanks, 1989 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Peltier and Fairbanks, 2006 ; Yokoyama *et al.*, 2007 ; Deschamps *et al.*, 2012). 本平野における最終融氷期の Sz-S を境とした前期と後期の海面上昇は, Sz-S の年代や東シナ海海底コアの古環境変化での Sz-S の層位に基づく, それぞれ melt-water pulse 1A (mwp-1A) と melt-water pulse 1B (mwp-1B) に対応する可能性が高い (図 11).

VI. ま と め

今回の調査で得られた主な結果を以下に要約する.

- ・国分平野の陸上ボーリングから最終氷期最大海面低下時頃の古天降川河口付近の堆積物をとらえることができた.
- ・平野周辺に広く分布する未固結の火砕流堆積物を起源とする多量の物質供給のために, 最終融氷期の海面上昇時にも平野下流部において干潟または浅海環境が維持された.
- ・14,500 年前には現海面下およそ 85~90 m に達した海面は, この後急上昇し 13,000 年前には現海面下 45~50 m に達し, その後上昇は緩慢となり 11,500 年前には 35 m, それ以降 7,500 年前までは急速に上昇し, 現海面に達し, それ以降はほぼ安定した. こうした海面変化は基本的には汎世界的な気候変化・海面変化と整合する. 大局的には桜島薩摩テフラ (Sz-S) 前後の 2 回の急速な上昇はそれぞれ, GI-1 亜間氷期の mwp-1A と GS-1 亜氷期以後の温暖化に伴う mwp-1B に対応すると解釈される.
- ・最終氷期最大海面低下期には, 鹿児島湾は湖であったことが示唆される. 14,300 年前頃には海進が鹿児島湾奥へ及び, 鹿児島湾が海域となった. この時期桜島火山は成長したが, 湾奥を完全に遮断することはなかった.
- ・Sz-S により, 国分平野の海面変化・古環境変化と, 東シナ海海底コアの海洋酸素同位体プロファイルとのより精度のよい対比がなされ, このプロファイルと深く連動するグリーンランド氷床コアの酸素同位体プロファイルとのより精度のよい対比の可能性が見いだされた. 国分平野では, Sz-S 降灰時, すなわち GI-1 亜間氷期と GS-1 亜氷期の境界時期に海進は国分平野中央下流部の現海面下 45~50 m の位置に及んだ.

謝辞 この研究は, 日本学術振興会, 科学研究費「基

盤研究 (C) テフラと古環境の編年に基づく巨大カルデラの第四紀地殻変動の解明, 研究代表者: 森脇 広, 課題番号: 21501001」, 「基盤研究 (C) 南九州における過去 3 万年間のテフラ編年と高精度化に関する研究, 研究代表者: 森脇 広, 課題番号: 24501292」, 「基盤研究 (B) 遺跡と史料に残る歴史噴火の火山灰層序学的解明と古環境の復元の研究, 研究代表者: 杉原重夫, 課題番号: 15300309」の一部を, また明治大学学術フロンティア推進事業「環境変遷史と人類活動に関する学際的研究」の研究費の一部を使用した. David Lowe 教授 (ワイカト大学) には英文アブストラクトを校閲していただいた. 小林哲夫名誉教授 (鹿児島大学) にはカルデラ縁について教示いただいた. 井村隆介准教授 (鹿児島大学理工学研究科) には火山ガラスの屈折率測定装置を使用させていただいた. 根建心具名誉教授 (鹿児島大学), 大園義久氏, 久保臣吾氏 (鹿児島大学自然科学教育研究支援センター機器分析施設) には, 機器分析に関して教示を受けた. 南 直子氏 (鹿児島大学法文学部人文学科) には, 資料整理を手伝っていただいた. 霧島市の建設部土木課および国分準人クリーンセンターからは既存試錐試資料の提供を受けた. 以上の方々・機関に感謝いたします.

引 用 文 献

- Alloway, B.V., Lowe, D.J., Barrell, D.J.A., Newnham, R.M., Almond, P.C., Augustinus, P.C., Bertler, N.A., Carter, L., Litchfield, N.J., McGlone, M.S., Shulmeister, J., Vandergoes, M.J., Williams, P.W. and NZ-INTIMATE members (2007) Towards a climate event stratigraphy for New Zealand over the past 30,000 years (NZ-INTIMATE project). *Journal of Quaternary Science*, 22, 9-35.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. *地質学雑誌*, 75, 425-442.
- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 Years Ago. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8485-8501.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A.L., Henderson, G.M., Okuno, J. and Yokoyama, Y. (2012) Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483, 559-564.
- Fairbanks, R.G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates

- on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Hanebuth, T., Statteger, K. and Grootes, P.M. (2000) Rapid flooding of the Sunda shelf : a late glacial sea level record. *Science*, 288, 1033-1035.
- 平田国男 (1964) 燃島貝層. 鹿児島理科教育協会編「鹿児島島の自然」: 235-244, 鹿児島理科教育協会.
- Hoek, W.Z., Yu, Z.C. and Lowe, J.J. (2008) INTeGration of Ice-core, MARine, and TERrestrial records (INTIMATE) : refining the record of the Last Glacial-Interglacial Transition. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1-5.
- Ijiri, A., Wan, L., Oba, T., Kawahata, H., Huang, C-Y. and Huan, C-Y. (2005) Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 239-261.
- 亀山宗彦・下山正一・宮部俊輔・宮田雄一郎・杵山哲男・岩野秀樹・壇原 徹・遠藤邦彦・松隈明彦 (2005) 始良カルデラ堆積物の層序と年代について—鹿児島県(燃島)に基づく研究—. 第四紀研究, 44, 15-29.
- Kameyama, S., Shimoyama, S., Miyabe, S. and Yamanaka, T. (2008) Water mass conditions during the past 11,000 years in the innermost part of the Kagoshima Bay, South Kyushu, Japan : evidence from the fossil shell assemblages, oxygen and carbon isotopic compositions. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Earth & Planetary Science*, 32, 97-112.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K. and Yasuda, Y. (1995) AMS ^{14}C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C changes during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, 37, 371-378.
- 小林哲夫 (1986) 桜島火山の形成史と火砕流. 文部省科研費自然災害特別研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害」(研究代表者: 荒牧重雄), 137-163.
- 小林哲夫・江崎真美子 (1997) 桜島火山, 噴火史の再検討. 月刊地球, 19, 227-231.
- 小林哲夫・溜池俊彦 (2002) 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史. 第四紀研究, 41, 269-278.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. 火山, 28, 129-139.
- 国分郷土誌編さん委員会 (1973) 国分郷土誌. 1241 p, 国分市市役所.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復原への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.
- 桑代 勲 (1964) Proto-Caldera について. 地学雑誌, 73, 114-120.
- Lowe, D.J., Shane, P.A.R., Alloway, B.V. and Newnham, R.M. (2008) Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago : a framework for NZ-INTIMATE. *Quaternary Science Reviews*, 27, 95-126.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C. and INTIMATE group (2008) Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, 27, 6-17.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 336 p, 東大出版会.
- 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治 (2001) 日本の地形 7—九州・南西諸島—. 355 p, 東京大学出版会.
- 松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), no. 15, 37-109.
- 松島義章・長岡信治・森脇 広・奥野 充・新井房夫 (1997) 鹿児島湾, 燃島貝層について. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 354.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 19, 1-57.
- Moriwaki, H. (1992) Late Quaternary phreatomagmatic tephra layers and their relation to paleo-sea levels in the Area of Aira Caldera, southern Kyushu, Japan. *Quaternary International*, 13/14, 195-200.
- 森脇 広 (1994) 鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層にかんする古環境学的研究. 平成4・5年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告

- 書, 68p.
- Moriwaki, H. (2010a) Late Pleistocene and Holocene tephra in southern Kyushu. Moriwaki, H. and Lowe, D.J. (eds.) Intra-conference Field Trip Guides, INTAV International Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Volcanism, and Human Activity : 44-53.
- Moriwaki, H. (2010b) Stop 3 Takatoge pass. Moriwaki, H. and Lowe, D.J. (eds.) Intra-conference Field Trip Guides, INTAV International Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Volcanism, and Human Activity : 93-98.
- 森脇 広 (2011) 過去 3 万年間の自然史・人類史の高精度編年に果たすテフラの役割—日本の高精度編年フレームワークの構築に向けて—. 月刊地球, 33, 752-758.
- 森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章 (1986) 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, 95, 94-113.
- 森脇 広・藤山賢一郎・新井房夫 (1993) 桜島・薩摩テフラ—層序と沖積層中の層位—. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 23, 34-35.
- 森脇 広・松島義章・町田 洋・岩井雅夫・新井房夫・藤原 治 (2002) 鹿児島湾北西岸平野における縄文海進最盛期以降の地形発達. 第四紀研究, 41, 253-268.
- Moriwaki, H., Westgate, J.A., Sandhu, A.S., Preece, S.J. and Arai, F. (2008) New glass fission-track ages of Middle Pleistocene tephra on Yakushima Island, southern Japan. Quaternary International, 178, 128-137.
- 森脇 広・永迫俊郎・新井房夫 (2009) トカラ列島における後期更新世以降のテフラ. 第四紀研究, 48, 271-287.
- Moriwaki, H., Machida, H., Nakamura, N. and Lowe, D. (2011a) The role of tephra in developing a high-resolution chronostratigraphy for palaeoenvironmental reconstruction and archaeology in southern Kyushu, Japan, since 30,000 years ago. Abstract for XVIII Congress of the International Union for Quaternary Research at Bern, Switzerland, <http://www.inqua2011.ch/?a=programme&subnavi=abstractlist>, 611.
- 森脇 広・杉原重夫・松島義章・増淵和夫・弦巻賢介 (2011b) 国分平野と柁原低地の地形と堆積物. 明治大学学術フロンティア「環境史と人類」(5), 115-127.
- Moriwaki, H., Suzuki, T., Murata, M., Ikehara, M., Machida, H. and Lowe, D.J. (2011c) Sakurajima-Satsuma (Sz-S) and Noike-Yumugi (N-Ym) tephra : New tephrochronological marker beds for the last deglaciation, southern Kyushu, Japan. Quaternary International, 246, 203-212.
- Nagaoka, S. (1988) The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, no. 23, 49-122.
- Oki, K. (1989) Ecological analysis of benthonic foraminifera in Kagoshima Bay, South Kyushu, Japan. South Pacific Study, 10, 1-191.
- Oki, K. (1999) Neotectonics based on vertical distribution of benthic foraminiferal assemblages in cores recovered from Naze Bay, Amami-Oshima, Ryukyu island arc, Japan. Revista Espanola de Micropaleontologia, 31, 379-386.
- 大木公彦 (2002) 鹿児島湾と琉球列島北部海域における後水期の環境変遷. 第四紀研究, 41, 237-251.
- Oki, K. and Yamamoto, H. (1992) Notes on marine Quaternary sediments newly found in the west coastal area of the Satsuma Peninsula, Kyushu, Japan, with special reference to the benthic foraminiferal assemblages. Ishizaki, K. and Saito, T. (eds.) Centenary of Japanese Micropaleontology : 189-205, Terra Scientific Publishing Company.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, 41, 225-236.
- 奥野 充・中村俊夫・横田修一郎 (1996) 鹿児島沖積平野におけるボーリング・コア試料の加速器 ^{14}C 年代. 地球科学, 50, 70-74.
- 奥野 充・松島義章・長岡信治・森脇 広・新井房夫・中村俊夫 (1998) 南九州, 鹿児島湾の燃島貝層中のベッコウガキの加速器 ^{14}C 年代. 福岡大学理学集報, 28, 123-128.
- Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G. (2006) Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews, 25, 3322-

- 3337.
- Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Anderson, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D. and Johnsen, S.J. (2008) Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 27, 18-28.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, 287 I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- 鹿間時夫 (1955) 鹿児島県燃島貝層の層位的位置. *地質学雑誌*, 61, 723.
- 鈴木達郎・山本温彦・大木公彦・小林哲夫・根建心具 (1985) 鹿児島県火砕流分布図. 鹿児島大学特定研究「南九州における火砕流堆積物の時空分布に関する研究」. 鹿児島大学教育学部.
- 露木利貞 (1969) 九州地方における温泉の地質学的研究, 第5報—鹿児島地溝内に湧出する温泉, とくに温泉貯溜体について. *鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学)*, 2, 85-101.
- Turney, C.S.M., Haberle, S., Fink, D., Kershaw, A.P., Barbetti, M., Barrows, T.T., Black, M., Cohen, T.J., Corrège, T., Hesse, P.P., Hua, Q., Johnsto, R., Morgan, V., Moss, P., Nanson, G., Van Ommen, T., Rule, S., Williams, N.J., Zhao, J.-X., D'Costa, D., Feng, Y.-X., Gagan, M., Mooney, S. and XIA, Q. (2006) Integration of ice-core, marine and terrestrial records for the Australian Last Glacial Maximum and Termination : a contribution from the OZ INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 21, 751-761.
- Yamanaka, T., Miyabe, S., Sawai, Y. and Shimoyama, S. (2010) Geochemical and diatom evidence of transition from freshwater to marine environments in the Aira Caldera and Kagoshima Bay, Japan, during post-glacial sea-level rise. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 386-395.
- 横田修一郎・岩松 暉・久富木原みゆき・新屋敷和明・田中義人 (1991) 鹿児島市の火山灰質沖積層—ボーリング資料に基づく分布と性質—. *日本応用地質学会平成3年度研究発表会講演論文集*, 77-80.
- Yokoyama, Y., Kido, Y., Tada, R., Minami, I., Finkel, R.C. and Matsuzaki, H. (2007) Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50,000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 5-17.

Sea-level and palaeoenvironmental changes of Kokubu plain
on the northern coast of Kagoshima Bay,
south Japan, since 15,000 years ago

Hiroshi Moriwaki*^{1, a}, Yoshiaki Matsushima*², Shigeo Sugihara*³, Akio Ohira*⁴,
Kimihiro Oki*⁵, Kazuo Masubuchi*⁶ and Kensuke Tsurumaki*³

Kokubu plain is suitable for obtaining the records of sea levels and palaeoenvironments since the last deglaciation, because thick coastal deposits since this stage occur in the region. We examined changes in sea level and palaeoenvironments over the past 15,000 years on the basis of palaeoenvironmental records of sedimentary facies, shells, foraminifers and diatoms, and chronological data of tephra and ¹⁴C dates in three cores obtained on Kokubu plain.

The results are as follows. Kagoshima Bay was a lake with a level c. 90m below the present sea level in the Last Glacial Maximum. Sea level was 85~90m below the present sea level and

the sea attained the head of the bay at c. 14,500 calBP. Subsequent rapid sea-level rise occurred in two stages at c. 14,500~13,000 calBP and 11,500~7,500 calBP. A shallow sea or tidal flat was maintained in the present coastal area even during the course of rapid sea-level rise in the last deglaciation. The head of the bay was not closed by the growth of Sakurajima volcano at the southern rim of Aira caldera. These changes in sea level and palaeoenvironments are precisely correlated with marine oxygen isotope records using Sakurajima Satsuma tephra (ca. 12,800 calBP).

Keywords : sea-level change, palaeoenvironmental change, last deglaciation, Kokubu plain, Kagoshima Bay

*1 Kagoshima University. 1-21-30 Korimoto, Kagoshima, 890-0065, Japan.

*2 Kanagawa Prefectural Museum of Natural History. 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa, 250-0031, Japan.

*3 Meiji University. 1-1 Kandasurugadai, Chiyoda-ku, Tokyo, 101-8301, Japan.

*4 University of Miyazaki. 1-1 Gakuen Kibanadai-nishi, Miyazaki, 889-2192, Japan.

*5 Kagoshima University. 1-21-24 Korimoto, Kagoshima, 890-8580, Japan.

*6 Kawasaki city. 1 Miyamoto-cho, Kawasaki-ku, Kawasaki, 210-8577, Japan.

*a Corresponding author : moriwaki@vir.bbiq.jp