

大隅半島における完新世の環境変化とそれに与えた火山噴火の影響

永迫俊郎*1, 奥野 充*2, 新井房夫*3, 松下まり子*4, 松島義章*5, 松原彰子*6,
森脇 広*7, 中村俊夫*8

- *1 東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻 〒192-0397 東京都八王子市南大沢 1-1
Tel. 0426-77-1111 (Ext. 3872) Fax. 0426-77-2589 Email: nagasako@comp.metro-u.ac.jp
- *2 福岡大学理学部地球圏科学教室地球科学分野 〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1
- *3 群馬大学名誉教授 〒371-0017 群馬県前橋市日吉町 4-23-6
- *4 神戸大学大学教育研究センター 〒657-8501 神戸市灘区鶴甲 1-2-1
- *5 神奈川県立生命の星・地球博物館 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
- *6 慶應義塾大学経済学部 〒223-8521 横浜市港北区日吉 4-1-1
- *7 鹿児島大学法文学部自然地理学研究室 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-30
- *8 名古屋大学年代測定総合研究センター 〒464-8602 名古屋市千種区不老町

キーワード：テフロクロロジー，流域環境，植生変化，内湾の堆積環境，鬼界アカホヤ噴火，池田カルデラ噴火，肝属川流域，南九州

I. はじめに

南九州には、直径 20km におよぶ 4 つの巨大カルデラとそれらの後カルデラ火山が、火山フロント沿いに分布しており、これらのカルデラから噴出した巨大火砕流堆積物とあわせて、日本列島の中でも特筆すべき火山景観を示している。南九州の地表の 50%強は、一般にシラス台地と呼ばれる火砕流台地によって占められ、最も新しい始良入戸火砕流 (A-Ito ; 24.5 ^{14}C ka : 表 1) がその主体をなす。このシラス台地は南九州の自然の大きな基盤となっている。A-Ito の巨大噴火以降も、鬼界アカホヤ噴火や池田カルデラ、桜島などで大～中規模の噴火が発生し、これらの火山起源の火山灰が偏西風の風下側にあたる大隅半島をはじめとして南九州一円を厚く覆っている。このように、南九州の地表環境は火山噴火ならびにその産物であるテフラと密接に関わって成り立っている。

火山噴火は地表に様々な影響を与えるが、地形変化・形成の視点からは土砂供給という側面が注目される。近年噴火が発生した火山では、噴火後に進行した現象の観察・観測にもとづいて、火山体や火砕流・土石流堆積物に対する侵食過程や下流側での土砂堆積などが検討されている (ピナツボ : Newhall and Punongbayan, 1996 ; 雲仙 : Miyabuchi, 1999 など)。多くのデータが入手しやすく、詳細な経過がたどれ、地形変化の諸過程 (侵食・運搬・堆積) の相互関係を捉えやすいといった長所がある。一方、地層の観察を通して過去の噴火の影響を調査した研究では、テフラによるダムアップなどの水系変化とそれに続く洪水イベント、土砂供給の応答などが復元されている (タラウエラ : White *et al.*, 1997 ; タウポ : Manville *et al.*, 1999 など)。この場合、極めて稀な巨大噴火をも含めた様々な規模の噴火を対象にでき、現在の地表の生い立ちに広く関与した空間スケールの大きな現象を把握するのに役立つ。しかし、火山噴火だけが地表変化を引き起こすわけではなく、気候変化・海面変化といった他の要因も存在する。そのため、片品川流域の河岸段丘の地形発達史と赤城山の活動を関連づけた竹本 (1998) のように、長期間の変化の中に噴火の地表環境への影響を位置づけることが重要である。こうした先行研究を踏まえると、時系列に断絶なく環境変化が連続的に復元できる完新世において、調査対象をひとつの地形単位 (河川地形) に限定せず、沖積低地を中心に上流域の山地・台地を含めた流域 (流砂系) を空間単位として、流域環境の変化を構築し、その中で火山噴火の影響を評価することが、今後検討すべき課題に挙げられる。

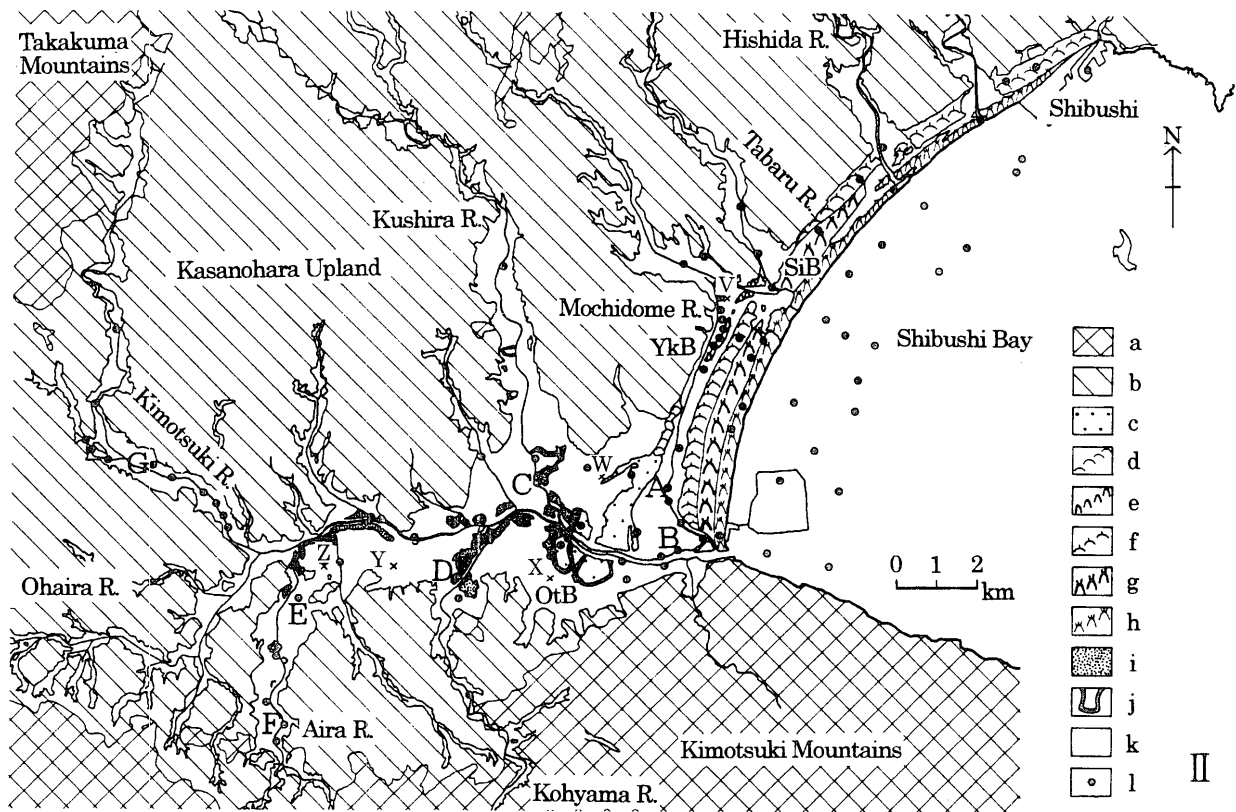


図1 肝属川流域の地形分類

I : 国土地理院数値地図 50m メッシュ (標高) による, II : 低地の地形分類図 (永迫ほか, 1999 に加筆), a : 山地・丘陵, b : 台地, c : 砂州, d : SD1 砂丘, e : SD2 砂丘, f : SD3 砂丘, g : SD4 砂丘, h : SD5 砂丘, i : 自然堤防, j : 旧河道, k : 後背湿地・堤間湿地・谷底平野, l : 試錐資料地点, OtB : 大塚砂州, YkB : 横瀬砂州, SiB : 志布志砂州

Fig. 1 Landform classification of the Kimotsuki River basin

I : Based on Digital Map 50 m Grid (Elevation) (Geographical Survey Institute, 1997), II : Geomorphological map of the Kimotsuki Lowland (after Nagasako *et al.*, 1999), a: mountains, b: upland, c: barrier, d: SD1 sand dune, e: SD2 sand dune, f: SD3 sand dune, g: SD4 sand dune, h: SD5 sand dune, i: natural levee, j: former river channel, k: backmarsh, swale and valley bottom, l: location of borehole sample, OtB: Otsuka Barrier, YkB: Yokose Barrier, SiB: Shibushi Barrier

そこで本稿では、A-Ito を基盤とする沖積層の埋積ならびに低地の地形発達を中心に据え、上流の山地やシラス台地の古環境と関連づけながら、完新世の大規模噴火である鬼界アカホヤ噴火 (K-Ah ; 6.5 $^{14}\text{C ka}$) と池田カルデラ噴火 (Ik ; 5.6 $^{14}\text{C ka}$) の流域環境への影響を明らかにすることを目的とする。このため、低地分布の限られる南九州にあって最大の面積を有し沖積層が良好に発達する肝属平野を下流域にもつ、大隅半島の肝属川流域 (図 1) を調査地域に設定した。肝属川流域は、(i)南九州で最も連続性よく堆積環境の変化を捉えられる、(ii)山地—台地—低地の地形が上流から下流にかけて近接して配列するため、相互の関連性を把握しやすい、(iii)桜島起源をはじめ多数のテフラが累積しており、A-Ito 以降で 10 枚の指標テフラ (表 1) を活用できるなど、好条件を備えている。

堆積物の観察は、山地・台地では露頭調査を基本とし、低地では機械式・ハンドボーリング、既存ボーリング試料・資料を併用した。編年はテフラと ^{14}C 年代値にもとづき、テフラおよび沖積層試料の同定のために屈折率測定も行った。肝属平野下流域での沖積層の標準層序を示す串良川吉元橋のオールコア (KY コア) に対しては、花粉分析・有孔虫化石分析・貝類群集解析を実施した。なお、このコアの層相変化・テフラ層準・ ^{14}C 年代・珪藻分析などは別稿 (永迫ほか、投稿中) で報告している。

II. 調査地域

肝属川流域 (面積 485 km^2) は、上流域の高隈山地・肝属山地・横尾陣ノ岡、中～下流域にひろがるシラス台地、中～下流域・臨海部に分布する肝属平野・志布志湾砂丘の低地から構成される (図 1)。流域北西部に位置する高隈山地 (最高標高 1,236m) は主に四万十層群からなり、流域南東～南部にのびる肝属山地 (967m) は新第三紀の花崗岩からなる。これら 2 つの山地に比べ、流域南西部の横尾岳・陣ノ岡 (484m) は低くなだらかな山容を示し、新第三紀の輝石安山岩からなる。

南九州の中でも大隅半島の中・北部のシラス台地は最も広大なひろがりを持ち、肝属川流域でも台地が大半を占めている。ここの台地の特徴は、南九州最大規模の笠野原台地のように開析度が低いこと、A-Ito が非溶結である点にある。現在見られる台地の地形の大勢は、A-Ito の堆積で瞬時に形成された広大な火砕流原が、永久河川に至るまでの布状洪水・間欠河川によって極めて短期間 (10 年以内でも可能) のうちに削剥・開析されて出来上がったとされている (Yokoyama, 1999 ; 横山, 2000)。

こうした台地を開析した低地は、急崖を境として台地と接する 경우가多く、志布志湾砂丘および肝属平野のうち海進の及んだ範囲を縁取る急崖は旧海食崖である。低地の地形は臨海部の砂州・砂丘列とその背後の旧潟湖を特徴とする (図 1)。志布志湾砂丘は横断方向に 5 列に細分される。旧潟湖には自然堤防が良好に発達し、その背後から台地脚部にかけて後背湿地が分布する。後背湿地と堤間湿地には、泥炭層が 1m 未満～最大 5m 近い厚さで広く堆積している。この泥炭の涵養にとってシラス台地からの湧水が最重要因子である (阪口, 1960)。泥炭の生成は、最も内陸側の砂州の離水直後の 5.6 $^{14}\text{C ka}$ から 5 $^{14}\text{C ka}$ にかけて開始しており、その後少なくとも 9 世紀末までの約 4,000 年間にわたって継続した (永迫ほか, 1999) とされている。

外弧にあたる大隅半島には火山は分布しないが、南九州諸火山の東側に位置するため、薩摩半島より多くのテフラが良好に堆積し、なかでも肝属川流域には桜島起源をはじめ多くのテフラが累積している。とくに日本列島での完新世噴火で最大規模の K-Ah 噴火に際しては、幸屋火砕流が海を越えて流下してきたことをはじめ、南九州の自然は様々な側面で打撃を受けた (森脇ほか, 1994) とされており、K-Ah テフラを境として土器形式が著しく変化することから、K-Ah 噴火が南九州の縄文文化を断絶させたという指摘 (新東, 1984) もなされている。また、植物珪酸体分析により南九州の照葉樹林発達を検討した杉山 (1999) によると、K-Ah 噴火の植生への影響の程度は幸屋火砕流の到達域か否かで大きく異なり、火砕流が及んだ地域では照葉樹林が絶えてススキ属などが繁茂する草原植生に移行し、Ik テフラ以後まで短くても 600 年間は照葉樹林が回復しなかったという。

この幸屋火砕流堆積物は、大隅半島中・南部や西端を除いた薩摩半島南部の広い範囲に分布するにも関わらず、最大層厚は 2m 程度と極めて薄いのが特徴 (宇井, 1973) で、粒度分析によるとこの火砕流は火砕サージに近い流れであったと推定されている (藤原ほか, 2001)。こうした特性を反映し、

この火砕流の流下範囲は詳しく分かっておらず、大隅半島での到達域の北限については、志布志と古江あるいは垂水を結んだ宇井（1973）、町田・新井（1978）に対して、横尾岳・陣ノ岡の尾根を越えておらずその南側までとする Walker *et al.* (1984)、鈴木ほか（1985）の二つの北限線が描かれていた。今回、筆者らの観察により、肝属川流域の大部分が幸屋火砕流の到達域内に入ること、および幸屋火砕流堆積物は連続的に堆積したわけではなく、地形（微地形）的位置に対応した堆積を示すことが明らかになった。幸屋火砕流が流域環境に与えた影響は、その流動堆積様式の特異性ゆえに、一般的な火砕流あるいは降下テフラの場合とは違ったものであったと予想される。

III. 年代

1. テフラ

A-Ito 以降で 10 枚、完新世で 8 枚のテフラ（表 1）を時間指標として活用できる。テフラの同定は、野外観察および岩石記載の特徴にもとづく。沖積層の試料（Locs. A-G, V, Y-Z の 10 地点：図 1）では、テフラの噴火層準と二次堆積物を検出するため、火山ガラス・斜方輝石・角閃石の屈折率測定を行い、鉱物組成や特徴鉱物の含有などと併せて判断した（表 3）。Locs. A-G における主なテフラ層準は、K-Ah が Locs. E, G を除く 5 地点、池田降下軽石（Ik-P）が Loc. G を除く 6 地点、桜島薩摩（Sz-S）と桜島高峠 3（Sz-Tk3）がそれぞれ Loc. G と Loc. C の 1 地点で認定されている。

2. ^{14}C 年代測定

テフラ編年を補強するために、沖積層の試料の ^{14}C 年代値を活用する。肝属平野で得られている年代値は本研究の 7 点を含めてこれまで 25 点があるが、本稿では表 2 に掲げた 17 点の年代値を用いる。

今回、KY コアの深度 12.65-66m のイヨスダレガイ、20.57-62m のイセシラガイの 2 点、既存ボーリング試料中の貝殻片・植物片の 4 点、泥炭層基底の 1 点に対して、名古屋大学の加速器質量分析を用いて AMS ^{14}C 年代測定を行った。KY コアの年代は、4 枚のテフラと 7 つの層準での ^{14}C 年代値で与えられている。これらの年代資料から Loc. C（図 1）での堆積曲線が図 2 のように描かれ、増田（1998；2000）に示されたように任意の層準における堆積年代が推定できる。

大気-海水のリザーバー効果は一般的に 400 ^{14}C BP とされているが、深度 19.03m を噴火層準とする K-KyP（6.5 ^{14}C ka）とイセシラガイ 2 点（深度 19.88m, 20.57-62m）の年代値の関係（図 2）からみて、この地域でのリザーバー効果は 200 ^{14}C BP 程度と見積もった方が調和的になる。ただし、本稿では 400 ^{14}C BP を差し引いた補正年代値を議論に用いることにする。今後の課題となるが、同一層準で marine / atmospheric sample の測定を行い、ここでのリザーバー効果を評価する必要がある。

表 1 テフラの年代
Table 1 Eruption ages of marker tephras in the Kimotsuki River basin

Tephra	^{14}C age (^{14}C ka)	Calendar age	Estimated age (years ago)	Calibrated age (cal ka)	Remarks
Kaimondake 12a [Km12a] ¹⁾	-	A.D. 874 ¹⁰⁾	-	-	interbedded in peat deposits
Kaimondake 9c [Km9c] ¹⁾	-	-	2000 ¹⁾	2.0 ¹¹⁾	interbedded in peat deposits
Kaimondake 1 [Km1] ¹⁾	-	-	4000 ¹⁾	4.5 ¹¹⁾	interbedded in peat deposits
Kirishima-Miike [Kr-MiP] ²⁾	4.2 ⁵⁾	-	-	4.6 ¹²⁾	interbedded in peat deposits
Sakurajima-Takatoge 2 [Sz-Tk2/P7] ³⁾	4.5 ⁶⁾	-	-	4.9 ¹²⁾	interbedded in peat deposits
Ikeda-Pumice [Ik-P] ⁴⁾	5.6 ⁷⁾	-	-	6.4 ¹¹⁾	Ik-P pfa/ Ik-ash afa
Kikai-Akahoya tephra [K-Ah] ²⁾	6.5 ⁸⁾	-	-	7.3 ⁸⁾	K-KyP pfa/ K-Ky pfl/ K-Ah afa
Sakurajima-Takatoge 3 [Sz-Tk3/P13] ³⁾	9.4 ⁶⁾	-	-	10.6 ¹¹⁾	interbedded in silt at KY core
Sakurajima-Satsuma [Sz-S/P14] ²⁾	11 ⁶⁾	-	-	13 ¹¹⁾	
Sakurajima-Takatoge 6 [Sz-Tk6/P17] ³⁾	23 ⁶⁾	-	-	26 ¹¹⁾	
Aira-Ito [A-Ito] ²⁾	24.5 ⁹⁾	-	-	29 ¹¹⁾	A-Os pfa/ A-Ito pfl/ AT afa

1) Fujino and Kobayashi (1997) 2) Machida and Arai (1992) 3) Moriwaki (1994) 4) Naruo and Kobayashi (1980) 5) Okuno (1996) 6) Okuno *et al.* (1997) 7) Okuno *et al.* (1996) 8) Kitagawa *et al.* (1995) 9) Ikeda *et al.* (1995) 10) Kuwashiro (1967) 11) Okuno (submitted) 12) Okuno (2001)

表 2 ^{14}C 年代測定値
Table 2 AMS ^{14}C dates from the Kimotsuki Lowland

Locality ¹⁾	Material	Depth ²⁾ (m)	Altitude ³⁾ (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (^{14}C yrs BP $\pm 1\sigma$)	Corrected ^{14}C age ⁴⁾ (^{14}C yrs BP $\pm 1\sigma$)	Calibrated age ⁵⁾ (cal yrs BP, 2 σ)	Laboratory code	Reference
Loc. B	Wood	11.5	-10.12	-28.9	6040 \pm 100	—	7101-6664 (91.8 %)	NUTA-6311	This study
Loc. B	Shell	16.55	-15.17	-0.2	6470 \pm 90	6070 \pm 90	7178-6740 (100 %)	NUTA-6059	This study
Loc. B	Shell	19.0	-17.62	0.6	7800 \pm 100	7400 \pm 100	8430-8018 (100 %)	NUTA-6060	This study
Loc. C	Shell	12.65-66	-7.65-66	—	6565 \pm 35	6165 \pm 35	7174-6983 (100 %)	NUTA2-2709	This study
Loc. C	Shell	13.40	-8.40	-0.3	6570 \pm 40	6170 \pm 40	7191-6981 (100 %)	GX-25312	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. C	Shell	19.88	-14.88	0.5	6780 \pm 50	6380 \pm 50	7404-7223 (100 %)	GX-25310	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. C	Shell	20.57-62	-15.57-62	—	6875 \pm 45	6475 \pm 45	7462-7296 (100 %)	NUTA2-2520	This study
Loc. C	Shell	27.75	-22.75	-1.8	8300 \pm 50	7900 \pm 50	8942-8642 (100 %)	GX-25307	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. C	Organic silt	43.69-71	-38.69-71	-24.0	9430 \pm 50	—	10762-10501 (90.2 %)	GX-25308	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. C	Plant	52.37-38	-47.37-38	-15.2	9910 \pm 50	—	11358-11196 (79.2 %)	GX-25306	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. E	Plant	11.53-54	2.5	-27.7	6150 \pm 50	—	7163-6890 (92.8 %)	GX-25309	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. F	Plant	26.5-27.0	-9.5-10.0	-26.0	7320 \pm 110	—	8352-7940 (99.7 %)	NUTA-6312	This study
Loc. V	Peat	—	2.1	-26.5	4910 \pm 100	—	5905-5466 (99.1 %)	NUTA-6310	This study
Loc. W	Plant	—	2.8	-26.2	4930 \pm 70	—	5769-5581 (85.2 %)	NUTA-5789	Nagasako <i>et al.</i> (1999)
Loc. X	Peat	—	2.8	-27.8	5370 \pm 40	—	6077-5996 (26.9 %)	GX-25311	Nagasako <i>et al.</i> (submitted)
Loc. Y	Peat	—	2.9	-28.5	5580 \pm 80	—	6548-6265 (94.6 %)	NUTA-5589	Nagasako <i>et al.</i> (1999)
Loc. Z	Peat	—	6.3	-22.4	5130 \pm 80	—	5999-5658 (95.9 %)	NUTA-5590	Nagasako <i>et al.</i> (1999)

1) See Fig. 1 2) See Fig. 4 3) Using 1:5000 topographic maps 4) Reduced 400 yrs for atmospheric-marine reservoir effect 5) Calib 4.3 (Stuiver *et al.*, 1993; 1998)

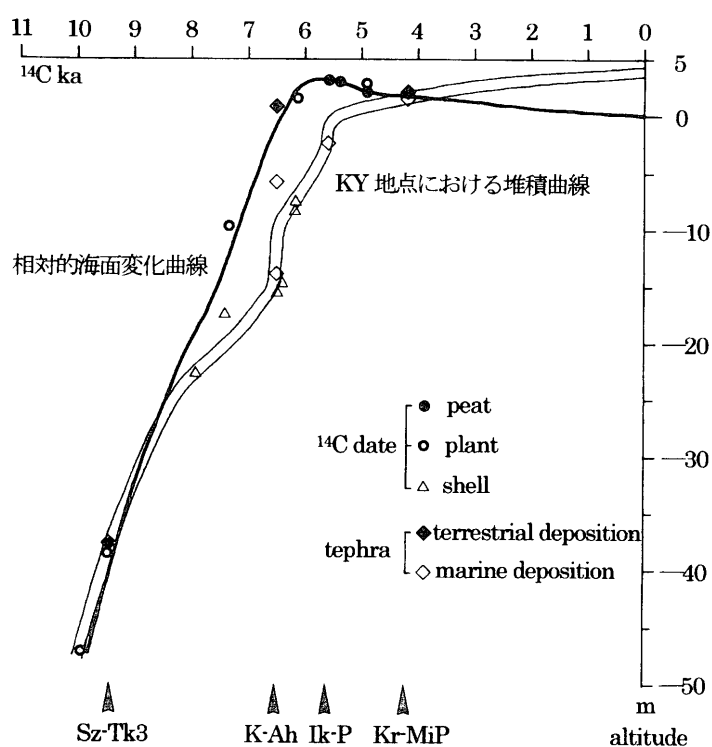


図 2 KY コアの堆積曲線と肝属平野の海面変化 (永迫ほか, 投稿中より引用)

Fig. 2 Accumulation curve of KY core and sea level change in the Kimotsuki Lowland (after Nagasako *et al.*, submitted)

IV. 沖積層コア

低地の表層堆積物は、砂採取・土木工事・圃場整備に伴う露頭および 16 地点のハンドボーリングにより観察を行い、深度 5m を越える沖積層については 2 地点 (Locs. C, E) での機械式ボーリング、5 地点 (Locs. A, B, D, F, G) での既存ボーリング試料、および約 100 本の既存ボーリング資料にもとづいて記載を行った。肝属平野下流域における沖積層の標準層序は、KY コア (全長 56m, 図 4) についての総合解析によって構築されている。花粉分析により完新世の植生変化 (松下, 投稿中) が、貝化石と有孔虫化石の分析によって内湾の堆積環境の変遷が復元されている。

1. 層序

KY コアは、標高 5m の地表面から沖積層基底礫層の上部 1m まで採取されており、深度 55m 以浅が完新統である。貝化石は深度約 10~28m で検出され、硫黄析出の下限である深度 37.5m から上部層までが海成層と考えられる。この地点の沖積層の層序（年代；堆積環境）は下位から次の 5 部層にまとめられる（図 4）。すなわち、深度 55.0m 以深の最下部層：砂礫層（L.G.M.前後；河床）、深度 55.0~28.8m の下部層：砂シルト互層（10~8 $^{14}\text{C ka}$ ；氾濫原・浅海）、深度 28.8~19.0m の中部層：貝化石を含むシルト層・シルト質砂層（8~6.5 $^{14}\text{C ka}$ ；内湾）、深度 19.0~3.8m の上部層：砂層・軽石混じり砂層（6.5~5 $^{14}\text{C ka}$ ；内湾・浅海・潟湖）、深度 3.8m 以浅の最上部層：シルト層（5 $^{14}\text{C ka}$ ；湿地）である（永迫ほか、投稿中）。

2. 貝類群集解析

KY コアの深度 28.5~7.5m の 66 層準において試料を採取し、32 メッシュ（0.5mm 目）の篩いにて水洗し、残った粗粒な試料に含まれる貝殻を同定した。二枚貝類 29 種、巻貝類 24 種の計 53 種が同定された。このうち群集として把握できる 16 種の変遷を示すと、イヨスダレガイ・チゴトリガイを特徴とする内湾泥底群集、ハマグリ・イセシラガイ・ウメノハナガイを特徴とする内湾砂底群集の 2 群集にまとめられ、以下の 3 分帯に区分される（図 3）。すなわち、深度 27.8~19.0m の KY-M-I、深度 17.6~16.4m の KY-M-II、深度 13.6~9.9m の KY-M-III である。

KY-M-I 帯（7.9~6.5 $^{14}\text{C ka}$ ）：イヨスダレガイ・チゴトリガイ・シズクガイなどで特徴づけられる内湾泥底群集に、ハマグリ・イセシラガイ・ウメノハナガイを主体とする内湾砂底群集が随伴する。その中で、内湾砂底群集の主要構成種が、深度 25m を境としてハマグリからイセシラガイ・ウメノハナガイに置き換わる。この変化は、内湾の底質の細粒化に起因すると推定される。

KY-M-II 帯（6.5~6.2 $^{14}\text{C ka}$ ）：K-Ah 層準を境にシルト層から軽石を含む砂層へと層相が急変し、破損の著しい異地棲の貝類を多く産出する。本帯では、イボキサゴ・アサリ・イセシラガイなどからなる内湾砂底群集に置き換わる。この群集の出現は K-Ah 噴火イベントに伴う流域環境の荒廃を反映したものと考えられる。

KY-M-III 帯（6.2~5.8 $^{14}\text{C ka}$ ）：II 帯の内湾砂底群集から、イヨスダレガイ・ヒメカノコアサリを中心とした内湾泥底群集の卓越型へと変化し、これに内湾砂底群集がわずかに随伴する。とくに、深度 12m 以浅では、イセシラガイ・ヒメシラトリ・イボウミニナなどで構成される内湾砂底群集が目立つ。これより上位の層準では、海成層であるものの、貝化石は検出されない。

こうした貝類群集の変化は、II 帯の出現を除くと、主に古水深変化に対応した底質の変化に起因すると考えられる。

3. 有孔虫化石分析

有孔虫化石分析は、KY コアの深度約 27~19m の 12 層準と深度約 14~10m の 6 層準の合わせて 18 層準について行った。これらのうち、合計 10 層準で有孔虫化石の産出が確認された。全体に、底生有孔虫化石群集は、内湾環境に特徴的な種によって占められる。一方、外洋水の流入を示す浮遊性有孔虫化石の産出は少ない。

本層は、有孔虫化石群集の特徴によって、下位から順に深度 27~25.0m の KY-F-I 帯、深度 25.0~19.0m の KY-F-II 帯、深度 14~10m の KY-F-III 帯の 3 帯に区分できる（図 3）。

KY-F-I 帯（7.9~7.5 $^{14}\text{C ka}$ ）：産出する有孔虫の種数は少なく、閉塞環境の指標となる *Ammonia beccarii* formaA が大半を占める。一方で、浮遊性有孔虫は産出しない。したがって、本層は沿岸水・外洋水の影響がきわめて少ない時期の堆積物といえる。

KY-F-II 帯（7.5~6.5 $^{14}\text{C ka}$ ）：全体の中で、産出する有孔虫の種数が最も多い。また、浮遊性有孔虫も 1~2% の割合で出現する。底生有孔虫化石群集は、*Ammonia beccarii* が優勢であるが、閉塞環境を示す *Ammonia beccarii* formaA の占める割合は小さくなる。この他に、内湾域に特徴的な

Elphidium advenum, *E. jenseni*, *E. reticulosum*, *E. subgranulosum* などが随伴する。さらに、沿岸水流入の指標となる *Pseudononion japonicum* や *Triloculina trigonula* も産出する。したがって、本層は最も沿岸水・外洋水の影響が大きくなった時期の堆積物と推定される。ただし、閉塞環境を示す *Ammonia beccarii* formaA も同時に産出していることから判断して、本地域における砂州の形成はすでに始まっていたものと推定される。

KY-F-III帯 (6.2~5.8 ¹⁴C ka) : 閉塞環境の指標である *Ammonia beccarii* formaA の占める割合が再び増加する。一方、沿岸水流入を示す *Pseudononion japonicum* は出現するものの、浮遊性有孔虫は産出しなくなる。これらのことから、本層は、砂州の成長に伴って内湾の閉塞環境が進行していった時期の堆積物と考えられる。

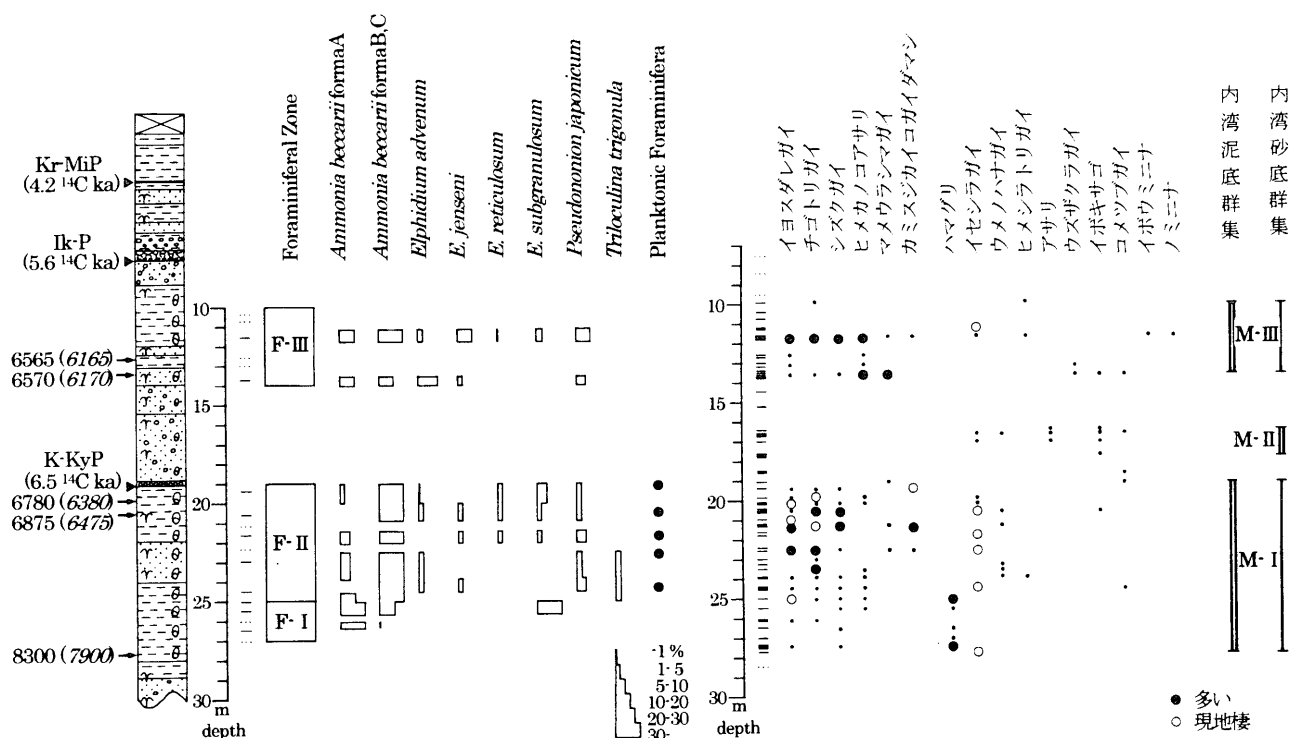


図3 KYコアの有孔虫化石および貝類群集の変遷
Fig. 3 Foraminiferal and molluscan assemblages of KY core

4. 内湾の堆積環境の変化

貝類および有孔虫化石の群集変遷にもとづいて、海面変化および古地理（開析谷の形態）に着目しながら、次の各ステージにおける内湾の堆積環境をまとめる。

(1) **7.9~7.5 ¹⁴C ka** : 貝類群集からみて、湾中央から湾奥にかけての水深の小さな狭い内湾環境が推定される。閉塞度の強い内湾が有孔虫化石から示唆されるが、8 ¹⁴C ka まで土砂の堆積速度と海面上昇速度がほぼ平衡状態にあったことから、幅の狭い開析谷の湾口部に砂州が形成されていた可能性もある。

(2) **7.5~6.5 ¹⁴C ka** : 貝類は湾中央部に広く棲息する内湾泥底群集がより優勢となり、古水深の増加と海岸線の湾入が示される。有孔虫が示唆する沿岸水・外洋水の流入は、海面上昇とそれに伴う内湾の拡大化に対して砂州の成長が追いつけなかったためと考えられる。

(3) **6.5~6.2 ¹⁴C ka** : K-Ah 噴火後、長くとも数100年以内に堆積環境が回復したが、その間の急速な土砂流入（洪水による砂など）に対応した貝類群集がみられる。

(4) **6.2~5.8 ¹⁴C ka** : 流域環境の回復を反映し、貝類が噴火前の群集へ戻ったものの、随伴する内湾砂底群集の増加から底質の粗粒化が示される。この砂質化は、最高海面以降の古水深の減少傾向および砂州の発達による内湾の閉塞環境の進展によるものと考えられる。

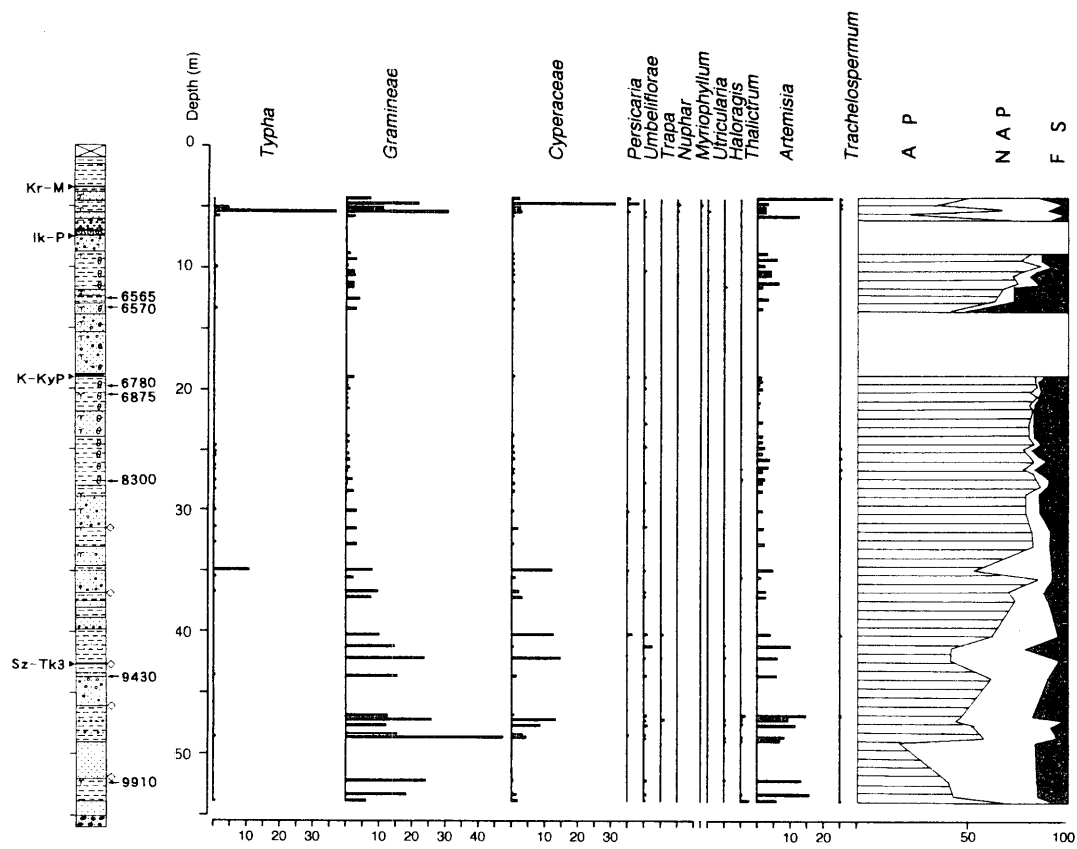
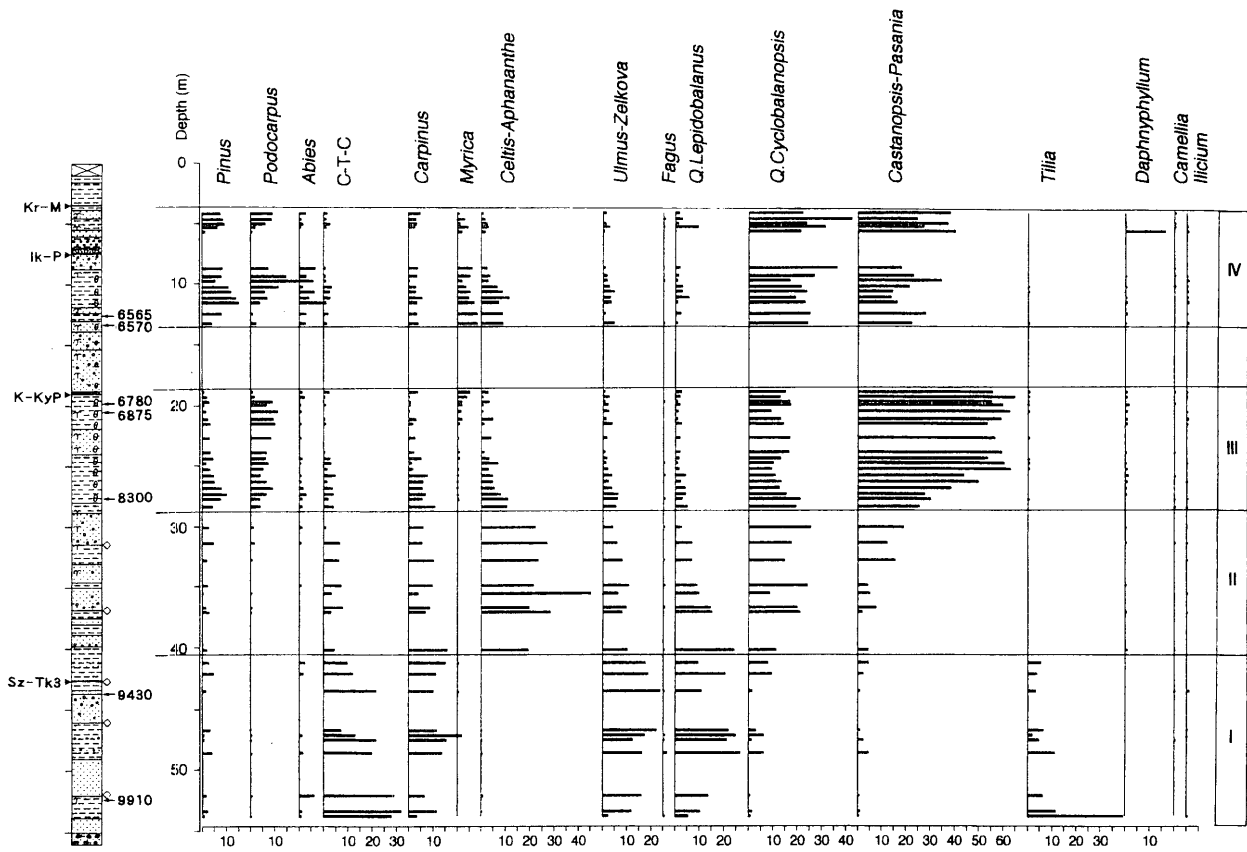


図 4 KY コアの花粉分析ダイアグラム (松下, 投稿中より引用)
Fig. 4 Pollen diagram of KY core (after Matsushita, submitted)

5. 花粉分析

花粉分析は、KY コアの深度 3.4~53.8m の 60 層準について行った。これらのうち、計 51 層準で花粉・胞子の産出が確認された。検出された主な樹木花粉の産出状況にもとづき、下位より深度 41m 以深の KY-P-I、深度 41~28.8m の KY-P-II、深度 28.8~19.0m の KY-P-III、深度 13.0m 以浅の KY-P-IV に 4 分帯される (図 4)。

KY-P-I 帯 (9.2~9.2 ¹⁴C ka) : 落葉広葉樹林の時代。コナラ亜属、ニレ属—ケヤキ属、クマシデ属、シナノキ属などの落葉広葉樹と針葉樹のイヌガヤ科—イチイ科—ヒノキ科で特徴づけられる

KY-P-II 帯 (9.2~8 ¹⁴C ka) : エノキ—ムクノキ林を伴う落葉広葉樹林—常緑広葉樹林移行期。I 帯で高率で優占していた落葉広葉樹は減少し、アカガシ亜属、シイ属、エノキ属—ムクノキ属が高率で出現する。

KY-P-III 帯 (8~6.5 ¹⁴C ka) : 照葉樹林 (シイ林) の時代。シイ属が高率で優占する。マキ属、ヤマモモ属が増加しアカガシ亜属とともに随伴する。

KY-P-IV 帯 (6.2~4 ¹⁴C ka) : 照葉樹林 (シイ—カシ林) の時代。アカガシ亜属、シイ属が優占する。

6. 完新世の植生変化

KY コアの掘削地点はおよそ 9~4 ¹⁴C ka の間水面下にあり、また沖積層が分析対象であることから、ここで復元された植生変化は、近傍の低地よりむしろ隣接するシラス台地上や上流域の植生を示していると言える。約 8 ¹⁴C ka に成立したシイを主とする照葉樹林は、K-Ah 噴火に至るまでの 1500 年間、安定して繁栄を続ける (KY-P-III 帯)。KY コアでは、K-KyP より上位約 6m が軽石混じりの砂層となるため、花粉化石からの情報は得られないが、K-Ah 噴火により大きな被害を受けたであろう森林は 6.2 ¹⁴C ka には既にシイ—カシ林として十分に回復し、4 ¹⁴C ka まで維持される (KY-P-IV 帯)。

照葉樹林要素のアカガシ亜属、シイ属、シキミ属、ツバキ属、マキ属などが KY-P-I 帯から連続して出現し、KY-P-II 帯でアカガシ亜属、シイ属が増加することから、当地域での照葉樹林の発達は少なくとも KY-P-II 帯 (9.2 ¹⁴C ka) で始まっており、化石として残らないクスノキ科のタブやエノキ、ムクノキを伴った遷移途上の林として成立していた可能性も考えられる。

V. 完新世の環境変化

1. 沖積層の発達過程

K-Ah が各地の低地での縄文海進期の古環境復元および対比に威力を発揮してきたように、テフラが示す同時代面は時間精度が良く、試料のない既存ボーリング柱状図に対しても深度・層相・N 値などからテフラ層準を推定できる場合がある。沖積層試料のテフラ分析 (表 3) の結果、肝属平野における K-Ah 噴火層準の深度は、25.5m (海拔 -23.7m, Loc. A)、19.03m (海拔 -14.03m, Loc. C)、18.0m (海拔 -16.6m, Loc. B)、16.3m (海拔 0.7m, Loc. F)、14.2m (海拔 -5.8m, Loc. D) で、下流側および埋没谷の中央寄りの地点で深くなる。Ik-P 層準の深度は、14.2m (海拔 2.8m, Loc. F)、10.27m (海拔 2.73m, Loc. E)、7.46m (海拔 -2.46m, Loc. C)、6.5m (海拔 1.9m, Loc. D)、6.0m (海拔 -4.2m, Loc. A)、5.6m (海拔 -3.3m, Loc. B) で、とくに深い値を示す始良川の低地を除くと、K-Ah に比べて深度の開きが小さい。こうした深度分布の特徴と層相記載にもとづき、既存柱状図に対して内挿・外挿により K-Ah と Ik-P の噴火層準を特定し、同時代面のひろがりをつまらせた。肝属川河床縦断に沿った沖積層縦断面 (図 5) には、K-Ah と Ik-P による同時代面に加え、Sz-S と ¹⁴C 年代値からみた同時間線、そして沖積層の基盤深度・基底砂礫層の層厚および海底地質構造図 (海上保安庁水路部, 1982) から推定される最終氷期最盛期 (LGM) の河床縦断が記入されている。すなわち、20-18, 10, 6.5, 5.6 ¹⁴C ka と現在における同時間面をもとに、沖積層の堆積がほとんど見られない内陸側の鹿屋大橋から LGM の河口までの堆積体の発達段階を捉えることができる。河口位置はこの間、現在よりおよそ 25km 沖合にあった LGM から、現在の河口から 10 数 km 内陸の始良川低地まで海進が及んだ縄文海進最盛期にかけて、水平方向に 40km 近く移動してきている。

表 3 沖積層試料のテフラ分析

Table 3 Characteristics of tephra layers and tephra-derived materials in borehole samples

Locality ¹⁾	Depth ²⁾ (m)	Mineral composition			Refractive index			Correlation	
		Mafics ³⁾	qt ⁴⁾	glass ⁵⁾	volcanic glass(n)	range/(modal range)			
						opx(γ)	ho(n_2)		
Loc. A	3.0-3.5	opx \geq ho	+	bw, bj	+	1.498~1.501	1.713~1.734	1.672~1.677	A-Ito + Ik
	5.0-5.5 ⁶⁾	opx > ho, cpx	++	pm	++	1.499~1.502	1.715~1.733 (1.725~1.733)	1.671~1.676	A-Ito + Ik
	7.0-7.5 ⁶⁾	opx, ho (cpx)	+	pm, bw	+++	1.499~1.501	1.713~1.734 (1.725~1.733)	1.670~1.675	A-Ito主体
	10.0-10.5 ⁶⁾	-(opx, ho)	?	bw > pm	+++	1.499~1.514 (1.499~1.501)	1.732 \pm		A-Ito > K-Ah
	13.0-13.5	opx	+	bw, pm	+++	1.499~1.512 (1.499~1.501)			A-Ito \gg K-Ah
	16.0-16.5 ⁶⁾	(ho)	?	bw > pm	+++	1.499~1.512 (1.499~1.501)			A-Ito glass主体
	18.0-18.5	-	-	bw, pm	+++	1.499~1.513 (1.499~1.501)			A-Ito \gg K-Ah
	21.0-21.5	-	-	bw, pm	+++	1.499~1.513 (1.499~1.500)			A-Ito > K-Ah
	24.0-24.5	-	-	bw, pm	+++	1.499~1.513 (1.499~1.501)			K-Ah glass富化 A-Ito > K-Ah K-Ah glass富化
Loc. B	5.55	opx > ho, cpx (bi)	+	bw, pm	+	1.496~1.511 (1.497~1.500)	1.710~1.733	1.670~1.675	A-Ito \gg Ik マサに富む
	6.0	(opx, ho, bi)	\pm	bw, pm	+++	1.498~1.511 (1.498~1.501)			A-Ito \gg α
	9.0	(opx, cpx, ho)	?	pm > bw	+++	1.498~1.505 (1.499~1.500)			A-Ito + α
	11.5	(opx, cpx, ho)	?	bw, pm	+++	1.498~1.505 (1.498~1.501)			A-Ito + α
	14.0	(opx, ho, bi)	?	bw, pm	+++	1.498~1.501			A-Ito主体
	16.0	(opx, ho, bi)	-?	bw > pm	+++	1.498~1.512 (1.499~1.500)			A-Ito主体 K-Ah glass混じえる
	18.0	(opx, cpx, ho, bi)	+	bw > pm	+++	1.498~1.512 (1.499~1.501)			A-Ito主体 K-Ah glass混じえる
	18.5	opx > ho, cpx	++	bj, bw	+	1.493~1.511	1.728~1.733		A-Ito
Loc. C	3.43-3.45 ⁷⁾	opx > cpx (ho)	-	pm	++	1.508~1.511	1.712~1.730 (1.724~1.729)		Kr-MiP 少し混交, 高純度
	19.01-19.02 ⁷⁾	opx > cpx	-	pm (bw)	+++	1.508~1.513 (1.509~1.512)	1.709~1.713		K-KyP 高純度
	19.04-19.07 ⁷⁾	opx > cpx	+	pm, bw		1.499~1.512 (1.499~1.501)	1.710~1.732		A-Ito二次 + α K-Ahも混入?
	42.56-42.58 ⁷⁾	opx > cpx	-	pm	+++	1.513~1.515	1.707~1.712		Sz-Tk3
Loc. D	5.5-6.5	ho > opx	+	pm	+++	1.500~1.502	1.711~1.715	1.670~1.675	Ik-P 確実度高い
	8.45-11.2	opx > cpx (bi)	+	-	-		1.728~1.733		A-Ito opx マサ主体
	13.4-14.2	(opx, cpx)	-	bw > pm	+++	1.498~1.514 (1.499~1.501) (1.510~1.514)			A-Ito \geq K-Ah K-Ah層準至近
	18.45-20.3	opx (ho)	+	bw, bj	+++	1.496~1.500	1.728~1.733		A-Ito
Loc. E	10.27-10.28 ⁷⁾	(opx, ho)	+	bw, pm	++	1.501~1.512		1.673~1.678	K-Ah + Ik ?
	16.48-16.51 ⁷⁾	opx \gg cpx	+	bw	+++	1.499~1.512 (1.499~1.501)	1.726~1.733 (1.729~1.733)		A-Ito \gg α (K-Ah?) A-Ito由来物主体
	16.53-16.56 ⁷⁾	opx > cpx	-	pm	+++	1.511~1.514	1.706~1.708		Ata由来物
Loc. F	7.0-7.5	ho \geq opx	+	pm	++	1.500~1.502	1.712~1.716	1.672~1.676	Ik
	10.0-10.5	opx \approx ho	+	pm	++	1.500~1.502 (1.501)	1.713~1.717	1.672~1.677	Ik
	14.0-14.2	opx \geq ho	+	pm	++	1.500~1.502 (1.501)	1.712~1.717	1.672~1.676	Ik
	15.5-16.0	-	-	bw	+++	1.510~1.516 (1.511~1.513)			K-Ah glass 高純度
	18.0-18.5	opx (cpx, bi)	+	pm	++	1.500~1.501	1.726~1.733		A-Ito主体
	21.5-22.0	(opx, cpx, bi)	+	bw > pm	+++	1.499~1.512 (1.499~1.501)	1.709~1.732		A-Ito主体
	30.0-30.5	(opx, bi, cpx)	-	bw, pm	++	1.499~1.501			A-Ito
Loc. G	4.95	-	-	pm, bw	+++	1.499~1.501			A-Ito glass
	7.7	opx > cpx	-	pm	++	1.510~1.514	1.707~1.712		Sz-S
Loc. V	4.40-4.80	opx	+	pm, bj	++	1.499~1.501	1.728~1.733		A-Ito主体
Loc. Y	4.75-4.97	opx \approx ho	+	bw, bj	+		1.713~1.732	1.672~1.677	A-Ito + Ik
Loc. Z	2.58-2.71	opx \geq ho (cpx)	+	bw	+	1.499~1.501	1.712~1.733	1.672~1.677	A-Ito + Ik

1) See Fig. 1 2) See Figs. 3,4 3) opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, bi: biotite, (:): rare mafic, -: very poor to lack

4) qt: quartz, +, ++, +++: abundant, ++: moderate, +: poor 5) pm: pumice type, bw: bubble wall type, bj: bubble junction type 6) Nagasako *et al.* (1999) 7) Nagasako *et al.* (submitted)

海域でのボーリング資料の欠如のため LGM から晩氷期の変遷は不確かであるものの、海底地形図（海上保安庁水路部，1982）には海底地質構造図のような谷地形が認められないことから、LGM 以降の海面上昇に従って開析谷の埋積が沖側から順次内陸側へ進展したと考えられる。完新世には堆積場の中心が現在の陸域に移動し、とくに河口付近の氾濫原・三角州において堆積速度が大きくなり、沖積層の上方発達によって開析谷の埋積が進行した。その後 6 ^{14}C ka 前後を境に、海進から海退へ転じ、沖積層が海側に付加されるようになり、現在に至っている。この過程で、K-Ah と Ik-P による沖積層の埋積進展や A-Ito の海食崖からの土砂供給といった地域的なスパイスが効いている。

2. テフラによる沖積層の埋積

沖積層試料のテフラ起源物質の同定に関して、2 つの特徴的な二次堆積物が見られる。ひとつは、K-Ah テフラおよび Ik-P それら自体の二次堆積であり、もうひとつは、とくに K-Ah と Ik-P 間の層準で集中的に認められる A-Ito 起源の粗粒軽石である（表 3）。本節では前者のテフラの二次堆積について述べ、後者の基盤の二次堆積については次節で説明する。

K-Ah の沖積層埋積への寄与は、給源に近い鹿児島湾北岸低地（森脇ほか，1986）や宮崎平野（長岡ほか，1991）にとどまらず、高知平野（甲藤・西，1972）でも指摘されている。幸屋火砕流が到達した肝属平野では、降下テフラのみの地域に比べると大量の土砂が供給されたことになる。ただし、K-Ah 噴火の頃はちょうど A-Ito の海食崖からの土砂供給が増加する時期にあたるため、純度の高い K-Ah の二次堆積物は顕著には認められず、最も厚くて Loc. F での 2m 程度である（表 3）。その一方、A-Ito に K-Ah が混交した二次堆積物は、15m 厚の範囲で検出された Loc. A のように顕著な地点がある。堆積場の地形的位置によって堆積速度・堆積物の粒径などが大きく異なるため、K-Ah の寄与の程度を明確にするのは容易ではないものの、K-Ah が沖積層の埋積を進展させたことは確実である。

一方の Ik-P は、異質岩片・角閃石を含む軽石・石英に富むなどの特徴から一次堆積物の認定および A-Ito との識別が容易であり、Ik-P 起源物質が Loc. F での 7m をはじめ、3.7m (Loc. B)、1m (Loc. C) と明瞭に認められる（表 3）。Ik-P は池田カルデラから東方向を分布軸として大隅半島中・南部に堆積している。とくに、Loc. F が位置する始良川低地の上流域は、Ik-P の元来の層厚が 50 cm を越える堆積域に相当する。K-Ah に比べて分布域が限られる Ik-P の場合、こうした支流毎の流域条件を反映した二次堆積の多寡が認定される。

この Ik-P の二次堆積がどれくらいの期間で終息したかについては、直上から堆積を始めている泥炭層の基底年代値が上限を押さえるのに有効である。Loc. Z で 5130 ± 80 ^{14}C BP、再び Ik-P の二次堆積がみられる Loc. Y で 5580 ± 80 ^{14}C BP が得られている（表 2）ことから、噴火後数 100 年のうちに Ik-P の沖積層への二次堆積が行われたと考えられる。つまり、数 100 年は二次堆積が起こりうる流域環境にあったと言える。噴火後若干の時間間隙（ニュージーランド・タラウエラの 1886 年噴火では 18 年間：White *et al.* 1997）において土砂供給の応答が見られる事例もある。また、テフラの山地から低地への移動だけではなく、低地内での再移動も起こりうることから、数 100 年という期間は必ずしも長いわけではない。逆に、噴火から数 100 年経過した後、Ik-P の二次堆積が発生しなかったことは、流域環境の回復あるいは二次堆積物によるテフロクロノロジーといった観点で重要である。

3. 土砂供給源の変遷

主要な土砂供給源をなす上流域の山地斜面では、A-Os を含めた 5 枚のテフラ層を指標に斜面上の物質移動強度を復元した（Nagasaki, in preparation）。それによると、全体的な傾向として、低標高・緩傾斜の斜面から晩氷期～後氷期と時代を追うごとに斜面が漸次安定化してきたと読みとれ、山地毎の差異も考え合わせると、以下の山地斜面の安定性変遷が推定される。山地斜面の更新は LGM 前後に最も活発で、礫の生産が行われた。それに続く晩氷期には、山地の低部から斜面の安定化が進み、後氷期前半までに山地斜面の大半で物質移動強度が極小になったと考えられる（図 6）。こうした変遷は、最終氷期と後氷期での侵食様式の変化を反映し、大局的には気候変化に対応した現象である。

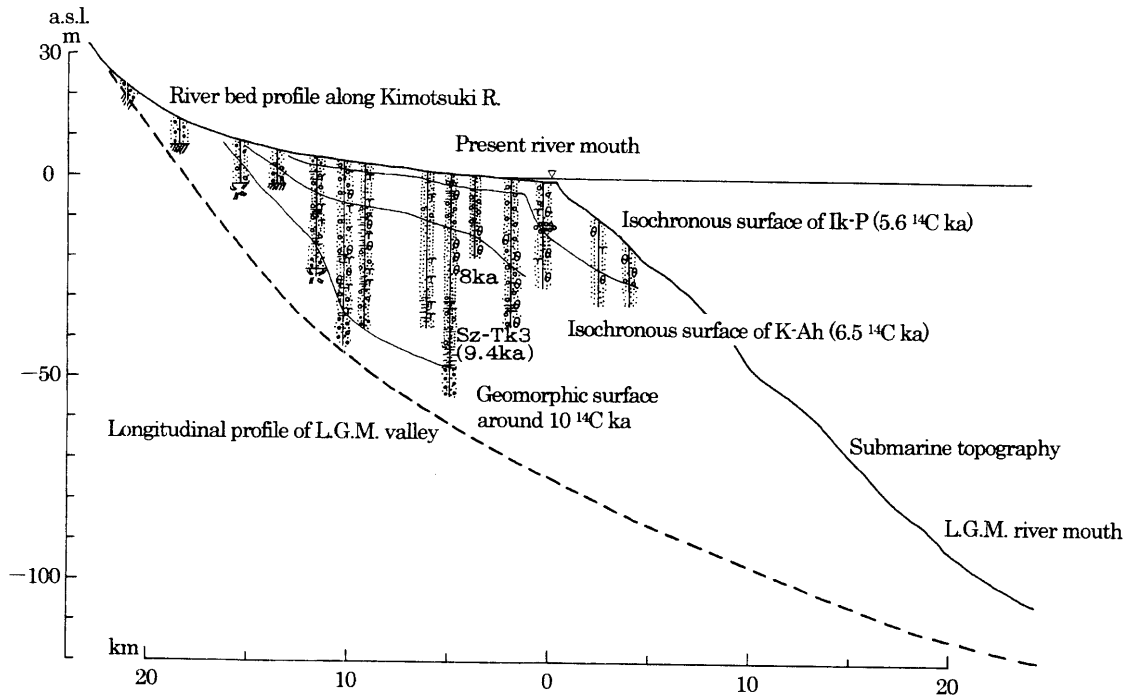


図5 肝属平野～志布志湾の沖積層縦断面図

Fig. 5 Longitudinal profile of alluvial deposits along the Kimotsuki Lowland and Shibushi Bay

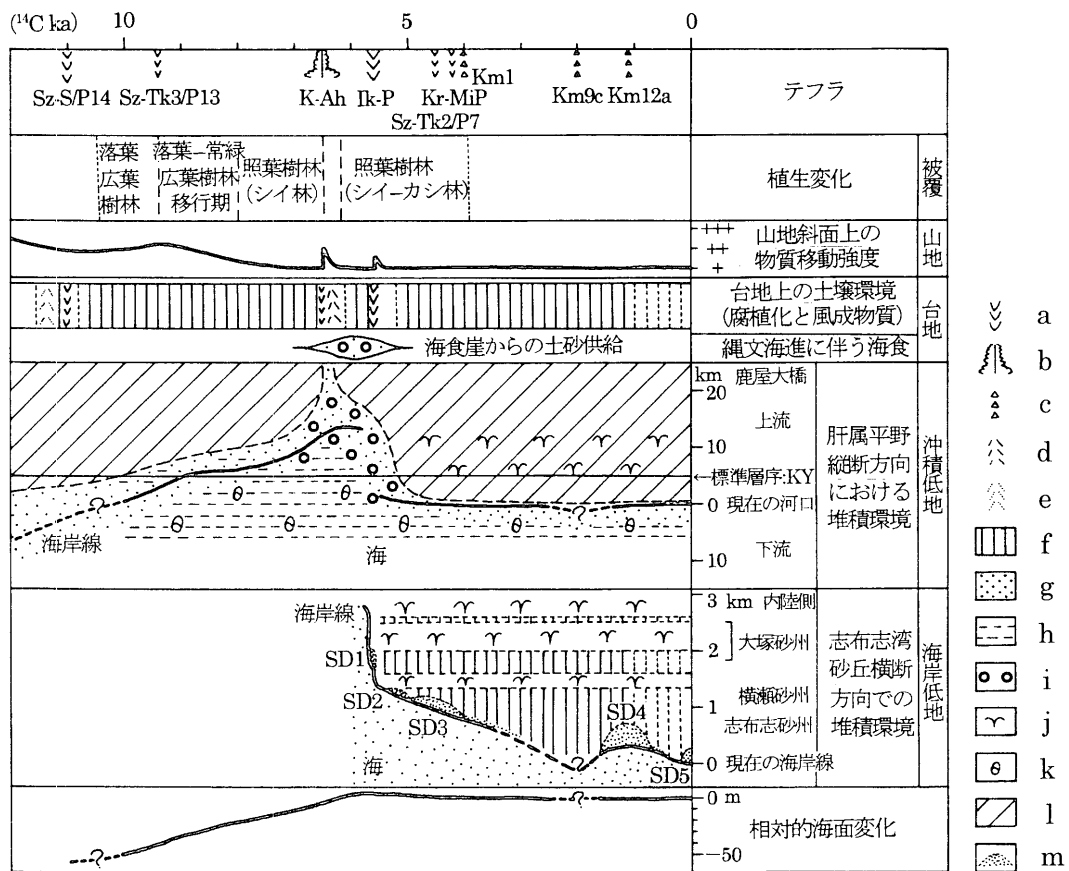


図6 肝属川流域の完新世環境変化ダイアグラム

a: 軽石噴火, b: 火砕流噴火, c: スコリア噴火, d: 火山灰, e: テフリックレス, f: 腐植層, g: 砂, h: シルト, i: 軽石, j: 泥炭, k: 貝, l: 主に運搬域, m: 砂丘砂

Fig. 6 Holocene time-space diagram of the Kimotsuki River basin

a: pumice eruption, b: pyroclastic flow eruption, c: scoria eruption, d: volcanic ash, e: tephric loess, f: humic soil, g: sand, h: silt, i: pumice, j: peat, k: shell, l: sediment transfer zone, m: coastal dune sand

沖積層の基盤の大部分をなす A-Ito は、非溶結の火砕流堆積物で流水の侵食に対して脆弱な性質をもつ。K-Ah と Ik-P 間の層準を中心に A-Ito の二次堆積物が顕著に認められる (表 3)。この堆積物は軽石と火山ガラスの篩い分けに乏しいことから、給源からの移動距離が小さいと推定される。海面が高位で安定し縄文海進が内陸に及んだ 6.2 ¹⁴C ka 前後から、最も内陸側の大塚砂州 (OtB) の形成により内湾が閉塞される 5.5~5.7 ¹⁴C ka (永迫ほか, 1999) にかけて、A-Ito 台地の侵食が最も広範囲に作用したことから、ここでの A-Ito 二次堆積物は海食崖起源と判断される。また、OtB より海岸側に位置する砂州・砂丘列の形成が 5 ¹⁴C ka までに開始している (永迫ほか, 1999) ことから、シラス台地の海食は 5 ¹⁴C ka には終息していたと考えられる。したがって、海食崖が土砂生産域として大きな役割を果たすのは、6.5 ¹⁴C ka~5.6 ¹⁴C ka を中心とした 7 ¹⁴C ka から 5 ¹⁴C ka にかけての期間である (図 6)。

主要な土砂生産域である山地斜面の安定性変遷と沖積低地の地形発達との対応は、L.G.M. を中心とする時期と完新世後半に明瞭に認められる (図 6)。すなわち、L.G.M. には山地斜面上で物質移動が活発化し、そこで生産された礫が下流側の現在の河口付近まで運搬されていた。一方、山地斜面が広く安定化し物質移動が不活発となる完新世後半には、低地の発達は極めて静穏で、泥炭層の堆積が広範囲で継続し、臨海部で砂州・砂丘列の付加がわずかに進行したにすぎない。縄文海進に伴い A-Ito 台地の海食後退が進展した 7~5 ¹⁴C ka には、海食崖が主要な土砂生産域となり、山地斜面からの供給土砂の減少を補填した。これに加え、K-Ah と Ik-P という流域外からの特異な土砂供給がなされたため、肝属平野では沖積層の埋積とそれによる陸化が比較的速やかに行われたと考えられる。

4. 火山噴火の影響

肝属川流域の環境は、幸屋火砕流の流下や池田降下軽石の堆積によって激変したものの、火山噴火イベントの影響は長く持続せず、数 100 年以内には気候変化に則った定常状態の地表環境に回復したと考えられる。このようにテフラが環境変化の駆動力として駆動する期間は短いながらも、沖積層の埋積に大きく寄与し、とくに土砂供給の面で重要な役割を果たしている。

火山噴火の流域環境への影響には、テフラという物質の供給のほか、植生への打撃、植生破壊を介した砂礫供給、土壌浸透能の変化などが挙げられる。流域スケールでみた場合、細粒火山灰の降下による浸透能の低下が侵食作用を活発化させる現象 (竹下, 1987) はここでは認められず、むしろ流砂系にとってはテフラ自体の二次堆積作用の方がはるかに大きな効果を与えたと言える。一方、K-Ah 噴火の植生への影響についても、幸屋火砕流の到達域では短くても 600 年間は照葉樹林が回復しなかったとする杉山 (1999) に対して、肝属川流域全体でみると照葉樹林は比較的早く、長くとも 100~300 年程度で回復したと捉えられている (松下, 投稿中)。この違いは、植物珪酸体分析と花粉分析の空間代表性の低・高に起因するもので、流域環境の把握には花粉分析の方が有効である。このように、一重に火山噴火の影響といっても、着眼するスケールによって把握される内容に違いが生じるため、取り扱う時空間スケールに注意する必要がある。

幸屋火砕流は火砕サージに近い薄い流れという特性をもち、到達範囲内でも、流下を被ったのみで堆積を免れた場所が存在し、さらに流下をも免れた地形的位置があったと想定される。したがって、同じ到達域ならびに近接の地点でも一様な環境変化を被ったわけではない。また、Ik-P の二次堆積が支流毎の堆積層厚を反映していることから、同一のテフラでも一律の影響を与えていない点が注目される。この点は、噴火様式・規模が異なるテフラの影響を比較することと同様に重要である。

肝属川流域には、K-Ah, Ik-P 以降も桜島・霧島御池・開聞岳から 5 枚のテフラが到達している。いずれも泥炭層中に保存されているだけで、乾陸上では認められない。河合ほか (2000) の花粉分析結果によれば、こうした規模のテフラでは植生への影響は検出されなかった。当然、噴火当時全く影響がなかったわけではないだろうが、その出現期間は泥炭の時間分解能および ¹⁴C 年代測定の精度よりもはるかに短かったと予想される。これらのテフラによる供給土砂量も少ないことから、流域環境にはほとんど影響しなかったと判断される。

VI. まとめ

以上述べてきた肝属川流域における完新世の環境変化は、図 6 にまとめられ、大隅半島のローカルスタンダードと言えるものである。

後氷期の海面上昇により現在の河口から 10 数 km 内陸側まで海進が及んだ肝属平野では、完新世前半に活発な環境変化が展開された。一転して完新世後半には安定的な海面高度のもと、土砂供給源がほぼ消滅していたため、泥炭層の堆積が広範囲で継続し、臨海部で砂州・砂丘列の付加がわずかに進行したにすぎない。この沖積低地での環境変化は、開析谷の形態や基盤地質などのローカル条件を背景として、山地斜面を主とする土砂供給源・供給量の変遷と基準面をなす海面のグローバルな変化のダイナミズムに、テフラの影響が重合した結果である。

流域の過半を占めるシラス台地は、内湾の最拡大した 7~5 ¹⁴C ka を中心に海食崖で活発化した侵食作用以外は、安定した環境にあり、テフラをはじめとした風成物質の堆積と腐植化が台地上で行われた。高隈・肝属山地は、最終氷期・晩氷期と比較して斜面の更新が不活発で、完新世を通して地形変化は静穏であった。したがって、台地・山地には K-Ah 噴火直後の極一時期を除き、広く森林植生が地表を被覆していたと考えられる。主にローカルな気候変化に対応して、落葉広葉樹林、落葉広葉樹—常緑広葉樹混交林、照葉樹林と変遷をたどった。

【引用文献】

- 藤野直樹・小林哲夫 (1997) 開聞岳火山の噴火史. 火山, 42 : 195-211
- 藤原 誠・鎌田桂子・金子隆之 (2001) 幸屋火砕流の流動機構. 日本火山学会講演予稿集, 2001, No. 2 : 169
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫 (1995) 南九州, 始良カルデラ起源大隅降下軽石と入戸火砕流の炭化樹木の加速器質量分析法による ¹⁴C 年代. 第四紀研究, 34 : 377-379
- 海上保安庁水路部 (1982) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 志布志湾.
- 河合小百合・奥野 充・永迫俊郎・中村俊夫 (2000) 鹿児島県, 肝属平野の完新世後半の植生変遷. 日本第四紀学会講演要旨集, 30 : 76-77
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K. and Yasuda, Y. (1995) AMS ¹⁴C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ¹⁴C changes during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, 37, 371-378.
- 甲藤次郎・西 和彦 (1972) 高知平野の地形と沖積層. 地質学論集, 7 : 137-143
- 桑代 勲 (1967) 新时期ロームのうち (A) 開聞火山噴出物について (その 2) —薩摩半島中南部の火山噴出物 (3) —. 知覧文化, 4 : 72-94
- 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—日本列島とその周辺—」. 東京大学出版会, 276pp
- Manville, V., White, J. D. L., Houghton, B. F. and Wilson, C. J. N. (1999) Paleohydrology and sedimentology of a post-1.8 ka breakout flood from intracaldera Lake Taupo, North Island, New Zealand. *GSA Bulletin*, 111, 1435-1447.
- 増田富士雄 (1998) 高密度で測定された ¹⁴C 年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, 107 : 713-727
- 増田富士雄 (2000) 堆積曲線から求める堆積年代と累重速度. 月刊地球, 22 : 191-197
- 松下まり子 (投稿中) 大隅半島における鬼界—アカホヤ噴火の植生への影響. 第四紀研究
- Miyabuchi, Y. (1999) Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 89, 139-158.
- 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 (1994) 桜島テフラ層序・分布と細粒火山灰層の層位一. 文部省科学研究費 (一般研究 C) 研究成果報告書「鹿児島島周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究」, 1-20
- 森脇 広・長岡信治・鈴木廣志 (1994) 鬼界アカホヤ噴火が南九州の自然に与えた打撃. 町田 洋・森脇 広編「火山噴火と環境・文明」, 思文閣, 151-178
- 長岡信治・前李英明・松島義章 (1991) 宮崎平野の完新世地形発達史. 第四紀研究 30 : 59-78
- 永迫俊郎・奥野 充・森脇 広・新井房夫・中村俊夫 (1999) 肝属平野の完新世中期以降のテフラと低地の形成. 第四紀研究, 38 : 163-173
- 永迫俊郎・森脇 広・松島義章・新井房夫・岩井雅夫・町田 洋・藤原 治 (投稿中) 肝属平野における完新世の海面変化. 第四紀研究
- Nagasako, T. (in preparation) Changes in fluvial system of the Kimotsuki River basin, Southern Kyushu Volcanic Field, Japan, during the last 29,000 years. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (Proceedings of 5th International Conference on Geomorphology)
- 成尾英仁・小林哲夫 (1980) 池田カルデラの火山活動史. 火山, 25 : 306
- Newhall, C. G. and Punongbayan, R. S., editors, (1996) *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle and London, 1126 pp.
- 奥野 充 (1996) 南九州の第四紀末テフラの加速器 ^{14}C 年代 (予報). 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VII : 89-109
- 奥野 充・成尾英仁・中村俊夫・小林哲夫 (1996) 南九州, 池田湖テフラ層に関連する試料の加速器 ^{14}C 年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, 12 : 49-55
- Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, H. and Kobayashi, T. (1997) AMS radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, southern Kyushu, Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B123, 470-474.
- 奥野 充 (2001) テフロクロノロジーと ^{14}C クロノロジー. 第四紀研究, 40 : 461-470
- 奥野 充 (投稿中) 南九州における AT 噴火以降のテフラの年代学的研究. 第四紀研究
- 阪口 豊 (1960) 肝属平野の泥炭層について. 資源科学研究所彙, 52/53 : 93-95
- 新東晃一 (1984) 鬼界カルデラ (アカホヤ火山灰) の爆発と縄文社会への影響. *Museum Kyushu*, 15 : 18-23
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., v.d. Plicht, J., and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- 杉山真二 (1999) 植物珪酸体分析からみた最終氷期以降の九州南部における照葉樹林発達史. 第四紀研究, 38 : 109-123
- 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」
- 竹本弘幸 (1998) 利根川水系片品川流域の地形発達史—赤城山の活動とその影響について—. 地理学評論, 71A : 783-804
- 竹下敬司 (1987) 広域火山活動に起因する土壌浸透能の変化とそれに伴う山地の地形変化過程. 地形, 8 : 227-248
- 宇井忠英 (1973) 幸屋火砕流—極めて薄く拡がり堆積した火砕流の発見—. 火山, 18 : 153-168
- Walker, G.P.L., McBroom, L.A., and Caress, M.E. (1984) Products of the Koya eruption from the Kikai caldera, Japan. 拡散型大規模火砕流の研究, 幸屋火砕流での火山地質学的調査研究. 日米科学協力事業共同研究成果報告書, 4-8

White, J. D. L., Houghton, B. F., Hodgson, K. A. and Wilson, C. J. N. (1997) Delayed sedimentary response to the A.D. 1886 eruption of Tarawera, New Zealand. *Geology*, 25, 459-462.

Yokoyama, S. (1999) Rapid formation of river terraces in non-welded ignimbrite along the Hishida River, Kyushu, Japan. *Geomorphology*, 30, 291-304.

横山勝三 (2000) 鹿児島県笠野原台地の地形と生成過程. *地形*, 21 : 277-290

Holocene landscape evolution of Osumi Peninsula, southwest Japan, and its relation to volcanic events

Toshiro NAGASAKO*¹, Mitsuru OKUNO*², Fusao ARAI*³, Mariko MATSUSHITA*⁴,
Yoshiaki MATSUSHIMA*⁵, Akiko MATSUBARA*⁶, Hiroshi MORIWAKI*⁷,
and Toshio NAKAMURA*⁸

*1 *Department of Geography, Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University.*

1-1 Minami-osawa, Hachioji, Tokyo, 192-0397, Japan. Email: nagasako@comp.metro-u.ac.jp

*2 *Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University.*

8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka, 814-0180, Japan.

*3 *Professor Emeritus, Gunma University. 4-23-6 Hiyoshi-machi, Maebashi, 371-0017, Japan.*

*4 *Research Institute for Higher Education, Kobe University.*

1-2-1 Tsurukabuto, Nada-ku, Kobe, 657-8501, Japan.

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

*6 *Faculty of Economics, Keio University. 4-1-1 Hiyoshi, Kohoku-ku, Yokohama, 223-8521, Japan.*

*7 *Physical Geography Section, Faculty of Law, Economics and Humanities, Kagoshima University.*

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

*8 *Tandetron AMS ¹⁴C Dating Laboratory, Center for Chronological Research, Nagoya University.*

Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-8602, Japan.

Key words: Tephrochronology, linking volcanism and sedimentation, landscape evolution, vegetation change, depositional environment, volcanic eruption, Kimotsuki River basin.

Abstract: This study discusses the Holocene landscape evolution of the Kimotsuki River basin, Osumi Peninsula, Southern Kyushu Volcanic Field, Japan, with reference to volcanic events. The type stratigraphy of alluvial deposits in lower reaches is constructed by synthetic analyses about the Kushira-Yoshimotobashi core. While most hillslopes were stabilized by 6.5 ¹⁴C ka and sediment supply from upstream areas was reduced, leading to the widespread deposition of peat layers in the late Holocene, the Holocene transgression resulted in coastal erosion along the cliffs of the non-welded A-Ito ignimbrite and so sediment production in coastal zones increased during 7-5 ¹⁴C ka. In addition, K-Ah and Ik-P tephras which fell in the mid-Holocene were re-transported to the lowland. These deposits contributed to infilling of the inner bay and lagoons. The past major volcanic eruptions affected land surface environments discontinuously and episodically, lasting for relatively short periods, although they played important roles in sediment supply. They are thus an abrupt and brief driving force for landscape evolution.