

O-1 茨城県中部の下総層群から検出された BT72 テフラ

中里裕臣（農工研）・鈴木毅彦（首都大学東京）・水野清秀（産総研）・
大井信三（国土地理院）・横山芳春（早稲田大学）

Hiroomi NAKAZATO, Takehiko SUZUKI, Kiyohide MIZUNO, Shinzo OOI and Yoshiharu YOKOYAMA: BT72 tephra taken from the Shimosa Group in the middle part of Ibaraki Prefecture, Central Japan

1. はじめに

茨城県中部に広く分布する東茨城台地は MIS5e-5c に形成された海成段丘であり（鈴木、1989）、段丘構成層である見和層上部層は下総台地の下総層群木下層に対比されている。見和層上部層の基底は MIS5e の海進に伴うラビンメント面であり、侵食面を介して下位には見和層中部層、見和層下部層、笠神層及び石崎層が分布する（坂本ほか、1981 など）。見和層上部層より下位の地層からは広域対比に有効なテフラが確認されず、房総における下総層群の標準層序区分との対応が不明確であった。特に海進期の泥質相を示す地層として一括された見和層下部層は、MIS6 と推定される低海面期の河成礫層である見和層中部層に不整合で覆われる部分もあることから、中部層の有無にかかわらず、MIS5e の海進相に相当する場合と MIS6 の低海面期以前の海進相に相当する場合が想定される。

東茨城台地を流れる涸沼川沿いの友部町大古山周辺には“見和層下部層”の分布が知られており、坂本(1972)はこれを MIS5e の海進相と考えた。横山ほか(2004)は“見和層下部層”から Ata-Th を報告し、本地点における“見和層下部層”の下半部に MIS7 の堆積物が認められることを示した。本報告ではこの地点の 750m 下流の“見和層下部層”中に見いだされた淡紅色ガラス質細粒テフラ（大古山火山灰：OgA）が琵琶湖湖底コアの BT72 に対比できることを示し、その意義を考察する。

2. 涸沼川におけるテフラの記載

本地点周辺の“見和層下部層”は河成礫層を挟在し、OgA は礫層の下位の砂質シルト層（層厚 3m 以上）の露頭最下部付近にレンズ状に挟在する（図 1）。最大層厚は 15cm である。OgA より下位は粗粒化し、近傍のボーリング資料によると砂質シルト層の下位には層厚 3m 前後の砂礫層が分布する。OgA 上位の礫層より上の塊状シルト層は層厚 8m で涸沼段丘礫層に覆われる。この部分からは見和層上部層の貝谷軽石（横山ほか、2001）に対比できるテフラが認められ、MIS5e の海進相と考えられる（横山ほか、2002）。これらのユニットと上流の Ata-Th を挟在するユニットとの関係は直接確認できない。本テフラの火山ガラスの屈折率特性及び主成分組成を表 1、2 に示す。Ata-Th は房総の下総層群からは知られていないが、大磯丘陵における層位などから、Ata-Th を含むユニットは上泉層に対比される。上泉層以下の下総層群では本テフラに類似するガラス質テフラは知られていないが、中間型～平板型火山ガラスに富むことから、他地域のテフラカタログを検討した結果、琵琶湖湖底コアで記載された BT72 が対比候補と考えられた。

3. 各地の BT72 テフラ

BT72 は吉川・井内(1991)により琵琶湖高島沖ボーリングコアから記載されたガラス質テフラで、その層位は MIS10.3 と考えられている（吉川・加、2001）。吉川ほか(2000)は火山ガラスの ICP 分析により神戸市東灘ボーリングコアの K1-175 と鳴尾浜 IV（吉川ほか、1993）を BT72 と対比し、長橋ほか(2004)は火山ガラスの EDS 分析により BT72 と K1-175 の対比を支持した。BT72 の上位の BT70 は Kkt に対比されており（吉川・加、2001）、このセットは東灘ボーリングコアにも認められ（K1-175 と K1-171；吉川ほか、2000）、埼玉県深谷市のボーリングコアでも深度 140m 付近の 2 枚のガラス質テフラが、各種特性からそれぞれ BT72 と BT70 に対比される（水野ほか、2004）。深谷コアでは、両者の間及び下位に大町 APm テフラ群（鈴木・早川、1990）の特性を示す結晶質テフラが挟在し、Kkt 直下のものは A₄Pm に対比できる。さらに、A₄Pm は下総層群藪層の Yb1 に対比されて

いることから(鈴木、2003)、BT72は下総層群では藪層と下位の地蔵堂層との境界付近の層位を示すと考えられる。ハヶ岳東麓の杣添川流域では直下に APm タイプのテフラを伴うガラス質細粒テフラがあり、各種特性の比較から BT72 に対比される。群馬県中之条盆地の周辺では高橋・早川(1995)が Kkt の下位に APm タイプのテフラ 2 枚とガラス質テフラを記載し、日影 7 と呼んだ。このテフラも表 1, 2 から BT72 に対比できる。

4. 今後の課題

BT72 の年代は琵琶湖湖底堆積物の花粉層序と酸素同位体比層序との比較から MIS10 の低海面期とされており、茨城においても OgA は低海面期を示すと考えられる砂礫層の直上に位置し、低海面期～海進初期の層準を占める。今後、OgA の上下のテフラの確認や化石による古環境解析を行い、対比の検証と海水準変動への地域的な構造運動の影響を明らかにする必要がある。また、東茨城台地の東側に分布する石崎層は千葉県側からの岩相追跡では藪層に対比されており、東茨城台地の西側に分布する友部丘陵を構成する友部層も中部更新統と考えられている。これらの地層と涸沼川沿いの地層との関係についても検討を進める必要がある。

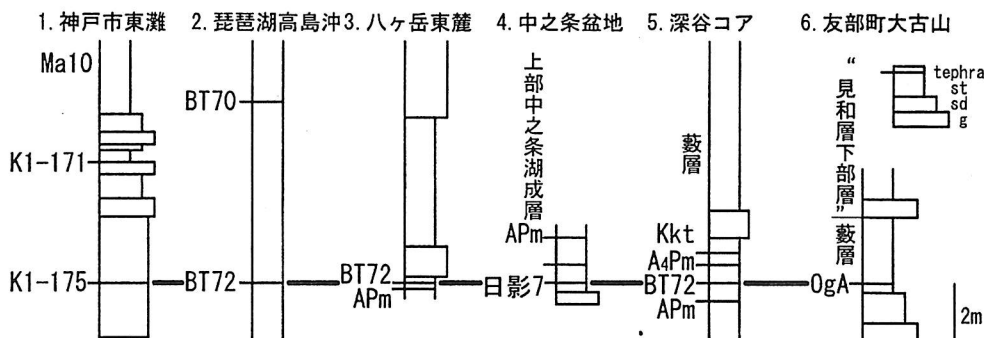


図 1 BT72 の対比と各地の柱状図

表 1 各地の BT72 の火山ガラスの屈折率特性

1 は吉川ほか(2000)、2 は吉川・井内(1991)、4 は高橋・早川(1995)による

Loc. name	1	2	3	4	5	6
	K1-175	BT72		日影7		OgA
range	1.502-1.505	1.498-1.504	1.502-1.505	1.503-1.504	1.501-1.504	1.502-1.505
mode	1.502-1.504	1.502-1.504	1.503		1.503	1.503-1.504

表 2 各地の BT72 の火山ガラスの化学組成

ICP 分析値のうち BT72 は吉川ほか(2000)、K1-175、深谷コアは水野ほか(2004)による

ICP	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Ba	La	Sc	Sr	V	Y
K1-175	0.28	12.19	1.59	0.05	0.22	1.84	3.47	2.82	0.05	483	22	5	115	12	31
BT72	0.26	11.75	1.74	0.05	0.23	2.16	3.52	2.55	0.08	417	19	5	115	13	28
ハヶ岳	0.28	12.69	1.64	0.04	0.18	2.00	3.38	2.74	0.04	480	22	4	130	14	30
深谷コア	0.30	10.34	1.34	0.05	0.18	1.35	3.66	2.93	0.05	416	17	4	90	13	28
EDX	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O		N				
OgA	77.26	0.24	12.68	1.33	0.02	0.37	1.36	3.79	2.94	100.00	20				
	0.29	0.06	0.07	0.06	0.03	0.06	0.05	0.16	0.07						
深谷コア	77.57	0.24	12.61	1.26	0.03	0.37	1.36	3.53	3.04	100.00	20				
	0.24	0.06	0.08	0.08	0.05	0.05	0.05	0.12	0.07						
日影7	77.46	0.23	12.58	1.27	0.02	0.31	1.41	3.64	3.08	100.00	20				
	0.32	0.06	0.14	0.12	0.03	0.06	0.07	0.12	0.11						

ICP 分析 (Na₂O, K₂O は蛍光分析法) は三菱マテリアル資源開発株式会社、EDX 分析は古澤地質調査事務所に依頼した。

参考文献：水野ほか(2004)：活断層・古地震研究報告、4、69-83；長橋ほか(2004)：第四紀研究、43、15-35；坂本(1972)：地調月報、23、511-517；坂本ほか(1981)：石岡図幅；鈴木(1989)：地理評、30、475-494；鈴木・早川(1990)：第四紀研究、29、105-120；鈴木(2003)：第四紀研究、42、157-163；高橋・早川(1995)：群馬大学教育学部紀要、43、71-86；横山ほか(2001)：堆積学研究、54、9-20；横山ほか(2002)：堆積学研究、55、17-28；横山ほか(2004)：日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨、300；吉川ほか(1993)：地質学雑誌、99、467-478；吉川・井内(1991)：地球科学、45、81-100；吉川ほか(2000)：第四紀研究、39、505-520；吉川・加(2001)：月刊地球、23、594-599

古地磁気方位・絶対古地磁気強度からみた 中期更新世前期の貝塩上宝テフラの噴出年代

植木 岳雪（産業技術総合研究所・地質情報研究部門）

Takeyuki UEKI: Eruption age of the early Middle Pleistocene Kaisho- Kamitakara Tephra, central Japan, based on paleomagnetic directions and absolute paleointensities

1. 目的

本研究の目的は、飛騨山脈南部を給源とする中期更新世前期の貝塩上宝テフラ（KMT）の噴出年代の精度を向上させることである。KMT は、岐阜県高山市上宝町の貝塩給源火道よりも西側では、溶結したあるいは非溶結の火砕流堆積物からなる（図 1）。また、給源より東側の関東地方南部から東北地方南部の地域では、降下軽石・火山灰として分布している。鈴木（2000）は、KMT の放射年代および海成層中の層位を整理し、KMT の噴出年代を 58～69 万年前とした。そして、酸素同位体ステージ 17 から 16 にかけて、関東地方では KMT に覆われている扇状地を広く発達させる地形形成環境があったとした。このような河成段丘の発達と氷期―間氷期サイクルの間の関係を検証するためには、KMT の噴出年代の精度を向上することが必要である。

2. KMT の古地磁気方位

本研究では、KMT の火砕流堆積物を 3 地点、火道充填堆積物を 1 地点で採取した（図 1）。全ての地点で、KMT の古地磁気方位は東偏した偏角を示す（図 2、表 1）。特に、火砕流堆積物の古地磁気方位は、永年変化の範囲を大きくはずれている。

3. KMT の絶対古地磁気強度

3 地点の KMT の火砕流堆積物から 3～4 試料を選び、テリエ法による絶対古地磁気強度測定を行った。その結果、地点 3 の 4 試料から 16～20 μT （平均 17.6 μT ）の絶対古地磁気強度が求められた（表 2）。これは現在の地球磁場強度のおよそ 3 分の 1 である。

4. KMT の噴出年代

古地磁気方位および絶対古地磁気強度から、KMT は地磁気エクスカージョンの時に噴出した可能性が高い。そのような地磁気エクスカージョンとして、580～605 ka の Calabrian Ridge 3 event あるいは 665～690 ka の Delta event があげられる。KMT の噴出年代が 2 つの地磁気エクスカージョンのどちらに対応するかを決定するためには、今後、より高精度の K-Ar 年代測定を本質結晶に対して適用することが望まれる。

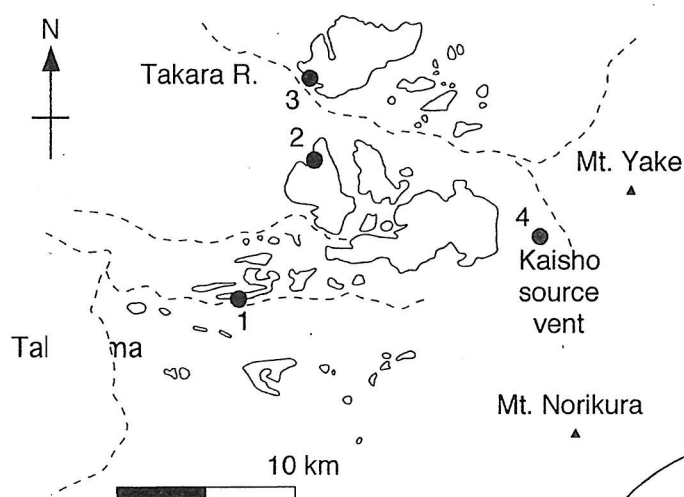


Fig. 1 Distribution of the Kaisho-Kamitakara Pyroclastic Flow deposits
Numbers indicate sampling sites for paleomagnetic measurements

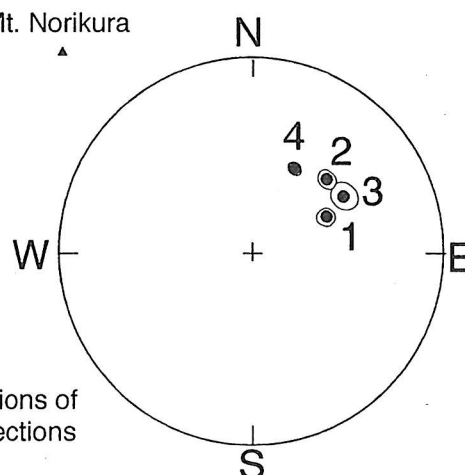


Fig. 2 Equal-area projections of paleomagnetic directions

Table 1 Summary of the paleomagnetic directions

Loc	Depositional mode	N	D	I	α_{95}	k	θ	ϕ
1	Pyroclastic flow	10	64.9	55.1	3.5	190.0	38.5	-152.6
2	Pyroclastic flow	17	45.9	45.4	3.8	87.6	50.2	-132.4
3	Pyroclastic flow	10	58.5	44.2	5.5	72.2	39.6	-138.2
4	Vent fill	8	26.3	50.1	2.5	486.5	67.5	-126.4

Table 2 Results of Thellier method experiments

TRM was imparted in a laboratory DC field $20 \mu\text{T}$

Sample	F (μT)	NRM (kAm^2)	T1-T2	N	R ²	q	f	Slope
03C	16.4	1.91e-2	520-590	5	0.995	9.29	0.73	-0.82 ± 0.05
03D	17.7	1.73e-2	470-590	6	0.994	12.04	0.84	-0.89 ± 0.05
03E	16.9	1.79e-2	470-590	6	0.845	9.65	0.81	-0.85 ± 0.06
03F	19.5	1.79e-2	470-560	4	0.977	5.70	0.57	-0.98 ± 0.06

O-3 斑晶鉱物の主成分化学組成を用いた火山噴出物の同定法の検討

大石雅之（東京都立大学大学院）・鈴木毅彦（首都大学東京）

Masayuki OISHI and Takehiko SUZUKI: Examination of identification method of volcanic products using chemistry of phenocrysts

第四紀学では、火山噴出物は時間指標として用いられることが多く、特に広域に分布する co-ignimbrite ash fall deposit が注目され、その同定には火山ガラスの主成分化学組成が利用される。一方、火山活動史の復元を火山の近傍において行う際には、小・中規模噴火の噴出物や固結した溶岩・溶結凝灰岩が同定の対象となり、それらは一般に co-ignimbrite ash fall deposit に比べて火山ガラスの保存が悪い。この場合、火山ガラスよりも風化に強くまた出現頻度の高い斜長石や輝石などの斑晶鉱物の屈折率や化学組成を用いて同定を行うことができれば、試料の制約を受けずにほとんどの火山噴出物について同定を行うことが可能となる。

本研究では、斑晶鉱物の特性を用いて、同一噴火イベントでもたらされた形態の異なる噴出物（軽石などのテフラと溶岩など）を対応づけることを最終目的として、それらについて記載岩石学的な特徴が一致するか否かを検証した。同一イベントによるテフラと溶岩に含まれる輝石や普通角閃石の屈折率が多くの場合一致することは、大石・鈴木（2005）によって明らかになったが、本発表では斑晶鉱物の主成分化学組成が一致するか否かについて検証する。

今回検討に用いる噴出物は、①浅間火山 1783 年噴火の浅間 A 降下軽石 (As-A) と鬼押し出し溶岩、②伊豆東部火山群（東伊豆単成火山群）3.1ka 噴火のカワゴ平降下軽石 (KgP)、カワゴ平火砕流、カワゴ平溶岩、③榛名 6 世紀噴火による榛名二ツ岳降下軽石 (Hr-FP) と二ツ岳溶岩である。これらに含まれる輝石と斜長石の主成分化学組成を、エネルギー分散型 X 線分析装置 (EDS) を用いて測定した。測定する際は、なるべく斑晶の晶出時期が同じものを測定するため大きさがほぼ同じ斑晶を用い、また自形斑晶を用いることに留意した。また累帯構造を有する可能性があるため各斑晶の中心部と外縁部の 2 ヶ所を測定した。輝石については Mg# を、また斜長石については An・Ab 両端成分の含有比をもとに、一噴火イベントの噴出物が類似した数値をとるかを検討した。

今回測定を行った噴出物に関しては、同一噴火イベントでもたらされた噴出物はその形態に関わらず概ね主成分化学組成の値が一致した。しかし同一噴火イベントによる噴出物でも、例えばマグマ溜まりに組成的な成層構造が存在した場合には、主成分化学組成が一致しない可能性はある。従って同時に噴火・生産された噴出物であることを最終的に立証するためには、fall ユニット、flow ユニットのなるべく多く分析するとともに、噴出物の火口近傍での層序などのデータを併せて総合的に対比が可能かを検討する必要がある。

表 1 伊豆東部火山群 3.1 ka 噴火の噴出物と浅間火山 A.D.1783 年噴火による噴出物に含まれる、斜方輝石の主成分化学組成の測定結果の例

Volcano	Amagi										Asama					
Sample name	KgP-upper pfa		KgP-middle pfa		KgP-lower pfa		KgP flow pfl		KgP lava		Onioshidashi lava		As-A lower pfa		As-A P21 pfa	
Type	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
oxides (wt. %)																
SiO ₂	53.57	53.53	54.46	54.02	53.42	53.06	53.38	53.37	53.51	1.96	52.11	51.76	53.86	54.14	53.57	53.45
TiO ₂	0.10	0.06	0.07	0.08	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.00	0.22	0.20	0.23	0.22	0.27	0.26
Al ₂ O ₃	0.95	0.91	1.21	1.00	0.99	0.90	1.01	0.96	0.90	0.04	1.28	1.22	1.46	1.47	1.35	1.25
FeO	17.64	17.62	17.19	17.60	18.06	18.04	17.69	17.41	18.15	0.56	19.10	18.96	18.37	18.09	18.24	18.07
MnO	2.16	2.03	1.80	2.03	2.05	2.00	2.08	1.95	2.03	0.06	1.10	1.08	1.29	1.26	1.24	1.24
MgO	24.73	24.79	25.50	25.00	24.82	24.57	24.79	24.80	24.82	1.35	23.33	23.12	24.33	24.93	24.33	24.55
CaO	0.58	0.64	0.81	0.65	0.61	0.63	0.67	0.73	0.58	0.02	1.55	1.51	1.53	1.49	1.58	1.60
Na ₂ O	0.77	0.78	0.75	0.72	0.65	0.65	0.74	0.75	0.67	0.05	0.63	0.59	0.85	0.87	0.87	0.85
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	100.50	100.36	101.79	101.10	100.70	99.95	100.45	100.07	100.76	100.53	99.36	98.45	101.91	102.47	101.45	101.28
cation (O=6)																
Si	1.962	1.963	1.960	1.964	1.956	1.958	1.957	1.961	1.959	1.963	1.945	1.948	1.949	1.945	1.948	1.946
Ti	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007
Al	0.042	0.040	0.052	0.043	0.042	0.038	0.043	0.041	0.038	0.040	0.056	0.053	0.061	0.061	0.059	0.054
Fe	0.540	0.540	0.518	0.535	0.553	0.557	0.543	0.535	0.556	0.549	0.596	0.597	0.556	0.544	0.554	0.550
Mn	0.067	0.063	0.055	0.063	0.064	0.063	0.065	0.061	0.063	0.060	0.035	0.034	0.039	0.038	0.038	0.038
Mg	1.350	1.355	1.369	1.355	1.355	1.352	1.355	1.358	1.354	1.350	1.298	1.297	1.312	1.335	1.319	1.333
Ca	0.023	0.025	0.031	0.025	0.024	0.025	0.026	0.029	0.023	0.026	0.062	0.061	0.059	0.057	0.062	0.062
Na	0.054	0.055	0.052	0.051	0.046	0.047	0.053	0.053	0.048	0.048	0.046	0.043	0.059	0.061	0.061	0.060
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.042	4.044	4.040	4.039	4.042	4.042	4.044	4.041	4.043	4.038	4.044	4.040	4.042	4.048	4.048	4.051
Mg#	71.42	71.49	72.56	71.68	71.01	70.82	71.41	71.74	70.91	71.08	69.52	68.49	70.25	71.06	70.40	70.78
O=	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
n=	20	20	7	7	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

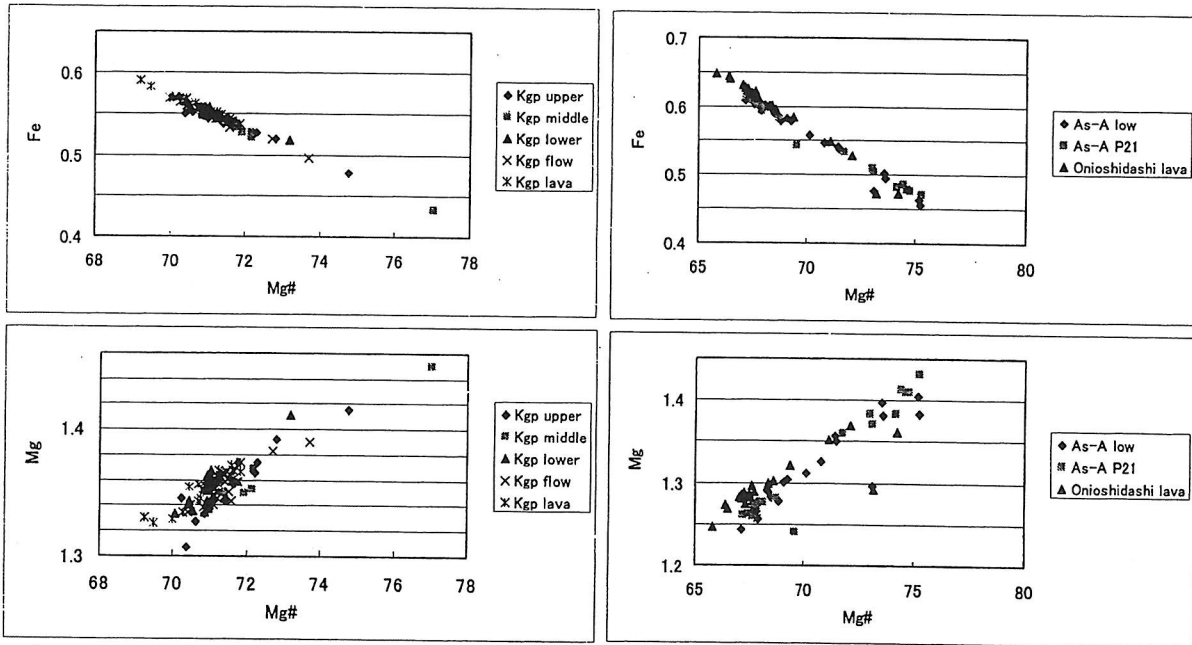


図 1 表 1 の結果を、横軸に Mg# (Mg/(Mg+Fe)), 縦軸に各成分をとり表わしたグラフ。

O-4 伊豆・東海地域および房総半島で発見された神津島天上山・新島宮塚山起源の流紋岩質テフラについて

杉原重夫(明治大学), 檀原 徹・山下 透 ((株) 京都フィッション・トラック)

Shigeo SUGIHARA, Tohru DANHARA, Toru YAMASHITA :

Study of rhyolitic tephra from Kozushima - Tenjosan and Niijima - Miyatukayama found in Izu - Tokai area and Boso Peninsula.

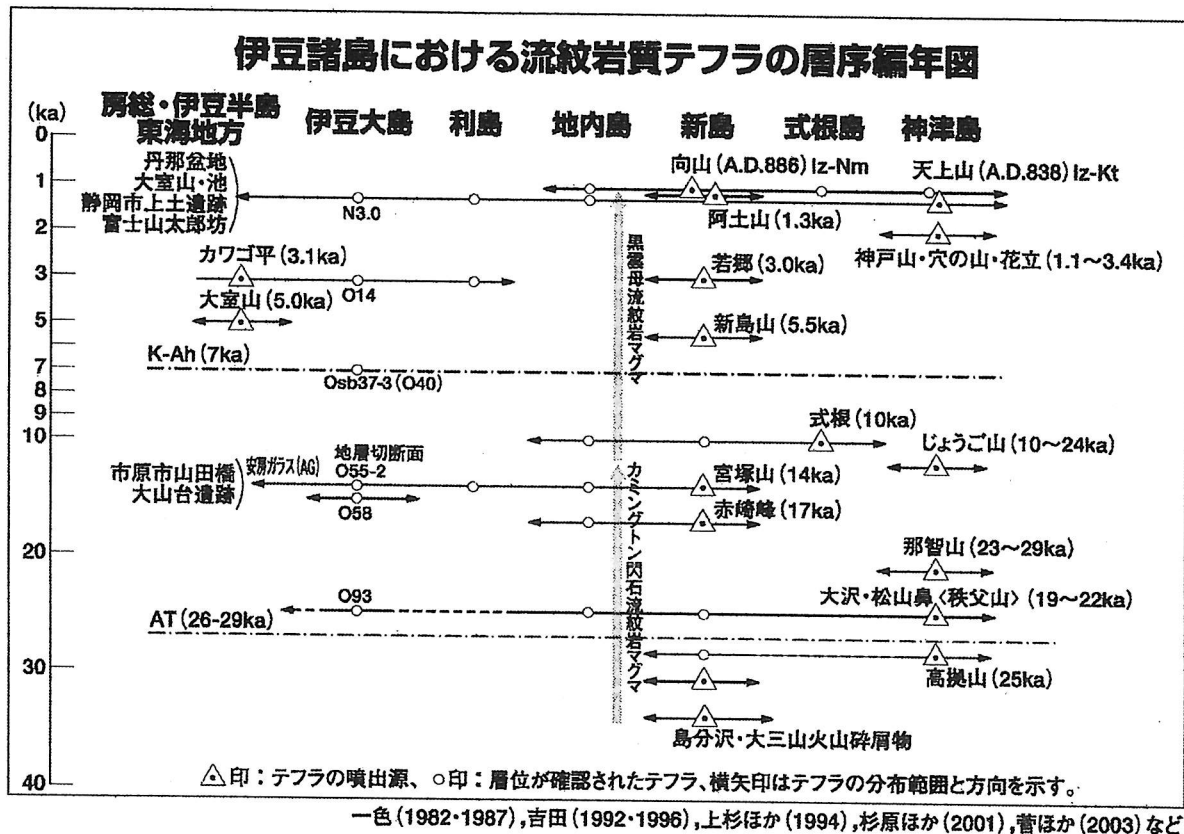
房総・伊豆半島および東海地方では、伊豆諸島を噴出源とする流紋岩質テフラが追跡され、考古遺物包含層の層位年代、地震断層の活動周期、富士火山の活動史などの研究に利用されている。しかし、これまで各地で発見された流紋岩質テフラは、肉眼での識別が難しいばかりでなく、その岩石学的諸性質が類似していることから、同定・対比の根拠が明確ではなかった。そこで、これまでの火山ガラスの屈折率や元素組成のデータを整理し、含有鉱物の組み合わせ、斜長石と火山ガラスの屈折率、火山ガラスの形態と発泡度について再検討したところ、テフラの識別が可能となったので、ここに報告する。

伊豆半島の東伊豆単成火山群地域の黒ボク土・沼沢地堆積物や丹那盆地の断層トレンチ断面、静岡市上土遺跡で発見された流紋岩質テフラは、微量元素分析の結果などから古文書に噴火記録のある神津島天上山火山の噴出物とされた(杉原, 1993; 杉原ほか, 2001)。最近、神津島天上山テフラ(A.D.838年)と新島向山テフラ(A.D.886年)の識別について、火山ガラスの形態分類を綿密に行うことにより、前者では珪長質ブロック状を含む不規則型(75.5%)が多孔質型より多く、後者では珪長質 pm 型を含む多孔質型が不規則型(5%)より多いことから、両者は明確に識別可能である事が明らかになった。天上山テフラの不規則型火山ガラスは伊豆大島で 35.4%、大室山で 33%である。この 2 枚のテフラは、黒雲母>不透明鉱物で重鉱物組成に違いはないが、石英と斜長石の含有比率、火山ガラスと斜長石の屈折率に有意な違いが認められた。天上山と向山の噴火では、いずれも火砕流の発生→火砕丘の形成→溶岩ドームの形成という噴火過程を経たが、天上山では噴火初期に coignimbrite ash を噴出し、これが伊豆半島から東海地方に達したと考えられる。

一方房総半島では立川ローム層の最上部に火山ガラスを含む層準があり、安房ガラス(AG: 杉原ほか, 1978)と呼ばれていた。また市原市山田橋大山田遺跡においては、浅い谷を埋める黒褐色~暗褐色ローム中に安房ガラスの火山ガラス純層(厚さ: 約 20 cm)が認められている。このテフラの重鉱物組成は、黒雲母>不透明鉱物>両輝石・普通角閃石、(カミングトン閃石)である。また火山ガラスの形態は、珪長質肉厚 pm 型を主とし、水冷破碎によるブロック状ガラスや黒曜石片を含む。多孔質型ガラスは全体で 75~80%を占める。このようなテフラは、伊豆大島では『地層切断面』の露頭で、O55-2(上杉ほか 1994, 厚さ: 約 13cm)に対比でき、いずれも新島宮塚山火山を噴出源とすることが明らかになった。宮塚山火山は火砕物(火砕流・降下軽石)の噴出→溶岩ドームの形成といった噴火過程を経て、このうち火砕流堆積物は、流紋岩溶岩の岩塊が混在する発泡のよい粗粒軽石からなるが、なかに

細粒火山灰を挟む層準(赤崎峰・富士見峠付近)があり、このようなテフラが coignimbrite ash として遠方まで到達したと考えられる。

式根島で溶岩流を覆う火砕流堆積物は、軽石質で黒曜石の岩塊を多量に含む。このテフラは、黒雲母≧不透明鉱物の特徴と層位関係から、新島宮塚山の噴出物の上位にくる軽石質テフラに対比できる。このテフラは広範囲に分布する可能性もあるが、伊豆半島ではこれまで報告されていない。以上のテフラ対比・編年の結果を次に掲載した。



一色(1982・1987), 吉田(1992・1996), 上杉ほか(1994), 杉原ほか(2001), 菅ほか(2003) など

0-5 島根県, 鮮新-更新統江津層群中の火山灰層の化学組成に基づく対比

立石 良¹, 沢田 順弘¹, 永井 淳也², 酒井 哲弥¹

(1: 島根大学総合理工学研究科, 2: 株式会社ジョー・コーポレーション)

R. Tateishi, Y. Sawada, J. Nagai, T. Sakai; Correlation of tuff beds based on the chemical composition in the Plio-Pleistocene Gotsu Formation, Shimane Prefecture

研究背景 島根県大田市から益田市にかけての地域には, 江津層群とよばれる鮮新-更新統が分布する. 江津層群の主部をなす都野津層は基盤の高まりに隔てられ, 点在して分布し, また, 層相も変化するため, 対比が困難である. 都野津層中には多数の火山灰層が確認されてきたが, それらは有効な鍵層とはされず, 層序はM1-M4とよばれる海成粘土層を鍵層として組み立てられてきた (Onishi, 1969など). しかし, 分布域が点在することや, 層相変化が激しいことから, このような対比には問題がある. 最近, 永井 (2005) は江津層群中の火山灰層18試料, および大江高山火山群の噴出物8試料, 計26試料のジルコンについてFT年代を測定し, 結晶形態もあわせて対比を試みた. そのうち8層準の火山灰層について, 異なった3つの年代ステージが存在することが明らかとなった. それぞれのステージの火山灰層は同一のものである可能性がある. 火山灰層を対比として使用するためには, それぞれの火山灰層の特徴を明らかにする必要がある. そこで, 前述のFT年代が報告された8箇所の火山灰試料の特徴について以下のような研究をおこなったので報告する.

対象とした火山灰層 下位から, 2.1Ma前後の年代の①出原, ②金城吉留2, 1.7Ma前後の③江津中央公園 (g火山灰層; 水野, 1996), ④福城寺, ⑤井田2, 1.1Ma前後の⑥島の星山, ⑦田窪1 (P4火砕流堆積物; 鹿野ほか, 2001), ⑧井田4.

研究方法 X線マイクロアナライザーによる火山ガラス, 角閃石, 黒雲母, その他構成鉱物の定量分析. ジルコンのHf/ZrのX線強度比分析. 分析条件: 火山ガラスは加速電圧15kV, 試料電流10nA, ビーム径10 μ m, 鉱物は試料電流20nA, ビーム径数 μ m. 測定時間はピーク位置で10秒間, バックグラウンドで5秒間.

結果 脱ガラス化していない火山ガラスは出原, 江津中央公園, 井田2, 金城吉留2の火山灰に含まれるが, 組成の大きな違いは認められない. 化学組成はトータルを100%にした時の値で, 以下の通りである. $\text{SiO}_2=77.0\sim79.9\text{wt}\%$, $\text{TiO}_2=0.07\sim0.31\text{wt}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=11.7\sim12.9\text{wt}\%$, $\Sigma\text{FeO}=0.62\sim1.08\text{wt}\%$, $\text{MgO}=0.15\sim0.32\text{wt}\%$, $\text{CaO}=0.71\sim1.02\text{wt}\%$, $\text{Na}_2\text{O}=2.00\sim3.75\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.51\sim4.50\text{wt}\%$. 火山起源の構成鉱物は斜長石, 石英, 角閃石, 黒雲母, ジルコン, 燐灰石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱である. これら以外に, 一部の火山灰層にはコランダム, 緑帘石, 緑色黒雲母など, 基盤の三郡変成岩類に由来するものも含まれ, 堆積物の供給源推定や基盤の構造区分の問題としては興味深い, 特にジルコン等の異質物混入の問題があり, 注意を要する.

時代別の火山灰中の角閃石のmg値-Si, Mgダイヤグラムを図1に示した. 角閃石とジルコンでは, 上記①, ②は, ほぼ同じ組成を示す. 1.7Ma前後の③, ④, ⑤では, ③⑤はほぼ同じ組成を示したが, ④は他の2地点と異なる領域にプロットされる. 1.1Ma前後の⑥, ⑦, ⑧では, ⑦⑧の各鉱物はほぼ同じ組成領域に収まる. しかし, ⑥のジルコンは他の2つと異なる領域にプロットされた.

考察 2.1Ma前後の2地点の火山灰層は, 鉱物の化学組成がほぼ同じであるため, 給源が同じ火山灰である可能性が高い. 1.7Ma前後の3地点の火山灰層は, ③⑤は同一

の火山灰と判断できるが、④の福城寺については化学組成が異なるため、別の給源と考えられる。2.1Ma, 1.7Maの2層準についてはジルコンの結晶形態（永井, 2005）による対比とも整合的である。1.1Ma前後の3地点の火山灰層では、⑦⑧は同一の火山灰として対比できるが、⑥の島の星山については化学組成が異なる。永井（2005）では1.1Ma前後の3地点の火山灰層を同一のP4火砕流堆積物としているが、島の星山火山灰層については他の2地点とは別の火山灰と見るべきであろう。

西南日本には大阪層群や古琵琶湖層群のような鮮新-更新統が分布しており、江津層群中の多数の火山灰の諸特徴を明らかにし、他地域のテフラと比較することによって、広域テフラとしての有効性を持つことが期待される。

文献：鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 逢秋, 2001, 温泉津および江津地域の地質, 鮮新統-更新統, 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 36-37, 13-19.

水野篤行, 1996, 島根県江津地域の都野津層の露頭, 島根大地球資源環境研報, no. 20, 75-78.

永井淳也, 2005, 山陰地域に分布する鮮新-更新統江津層群のフィッシュン・トラック (FT) 年代, 島根大地球資源環境修士論文, 1-95.

Onishi, I., 1969, Pollen flora of the Tsunozu Group in Shimane Prefecture, Japan. *Shimane Univ., Nat. Sci.*, no. 2, 42-62.

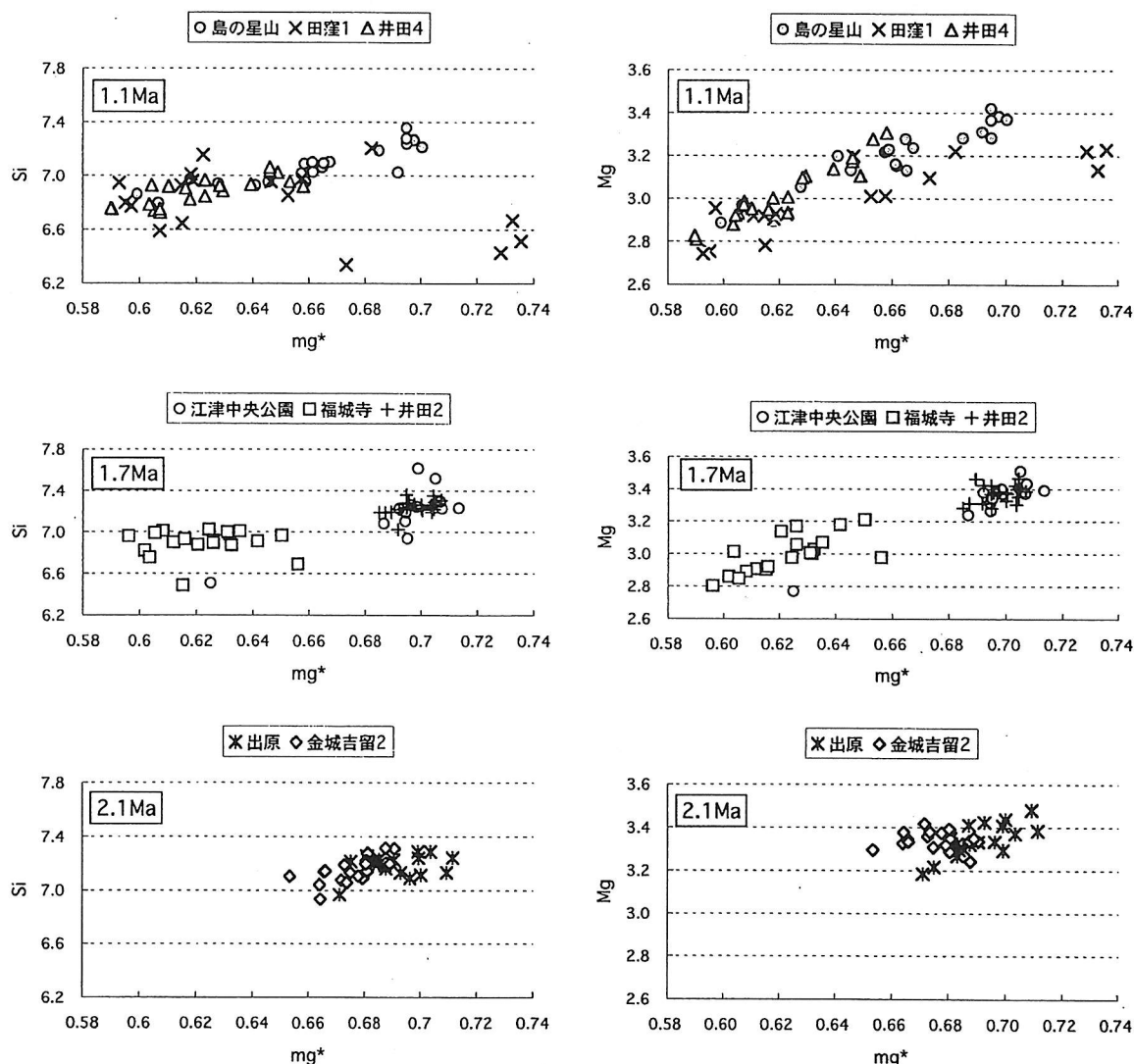


図 1. 角閃石の組成.

1. はじめに

浅間火山 (図 1) は、約 2.4 万年前に大規模山体崩壊を発生させた。著者らは、堆積地形や堆積物の内部構造の特徴に基づき、このイベントに伴う土砂移動を一連の岩屑なだれであったと結論付けた (吉田・須貝, 2005)。全堆積域において、堆積物中には脆い内部構造を保持した「岩屑なだれブロック」および「岩屑なだれマトリクス」がともに観察される。一方で、中之条盆地よりも下流では、堆積物中に円礫が多数見出され、岩屑なだれ接地部における河床礫の取り込みが推察された。これらは、岩屑なだれが、地表面との摩擦によって強いせん断応力が働く「層流境界層」とこれとは物理的に異なる状態にある「プラグ」部の 2 層からなるプラグフロー (Voight et al., 1983; 宝田, 1991; Takarada et al., 1999 など) として移動したことを示唆する。

本研究は、上記を地球化学的な観点から検証することを目的とする。中之条盆地から関東平野北西部に至る代表的な 3 露頭において (図 1)、岩屑なだれ堆積物およびその下位層であるイベント前の河床堆積物をそれぞれ系統的に採取し、それらの元素組成を調べた。

2. 試料と方法

岩屑なだれ堆積物とこれに覆われたイベント前の河床堆積物とを、Loc.1 では鉛直方向約 10cm 間隔、Locs.2, 3 では鉛直方向約 20 cm 間隔で連続的にサンプリングした。

採取試料の主要元素の分析には、東京大学大学院新領域創成科学研究科のエネルギー分散型蛍光 X 線分析装置 (島津製作所製 Rayny EDX-700HS) を用いた。定量値は、8~11 の標準試料から作成した検量線に基づく。

3. 結果と考察

岩屑なだれ堆積物の SiO_2 濃度は総じて低く、イベント前の河床堆積物の元素組成とは明瞭に異なる (図 3)。また、給源とされる黒斑山の岩石の組成 (Aramaki, 1963) と調和的である。基底部を除く岩屑なだれ堆積物の深度方向における元素組成変化および岩屑なだれブロックと岩屑なだれマトリクスとの差異は、ともに認めがたい。すなわち、岩屑なだれマトリクスは岩屑なだれブロックと同様に山体起源であり、基底部を除く岩屑なだれ堆積物の大部分は、主に給源火山体の岩石からなる「プラグ」部に相当すると解釈される。

一方、岩屑なだれ堆積物の基底部の試料に限り、イベント前の河床堆積物にきわめて近い元素組成を有す (図 3)。これは、岩屑なだれの流下時に、層厚 1m に満たない当該部分においてのみ強いせん断応力が働き、岩屑なだれ堆積物と河床堆積物とが顕著に混合する状態が生じたことを示している。すなわち、岩屑なだれ基底部は、「層流境界層」であると解釈される。

なお、吉田・須貝（2005）は、「プラグ」部において、安山岩の円礫を主とする河床堆積物などの取り込み岩片が多量に含まれることを見出している。しかし、「プラグ」部における取り込み岩片の量から推測されるそれらの岩屑なだれへの付加量は岩屑なだれ堆積物全量の10%程度にとどまるため、これらが岩屑なだれ堆積物の元素組成へ与える影響はごくわずかといえる。

以上から、堆積物の地球化学的特性からみても、浅間火山の大規模山体崩壊に伴う岩屑なだれはプラグフローとして、給源から離れた関東平野北西部まで達したと考えられる。

引用文献

Aramaki (1963) Journal of the Faculty of Science, Univ. of Tokyo, Section 2, 14, 229-443.

宝田 (1991) 火山, 36, 11-23.

Takarada et al. (1999) Bulletin of Volcanology, 60, 508-522.

Voight et al. (1983) Geotechnique, 33, 243-273.

吉田・須貝 (2005) 日本地理学会発表要旨集, 67, 216.

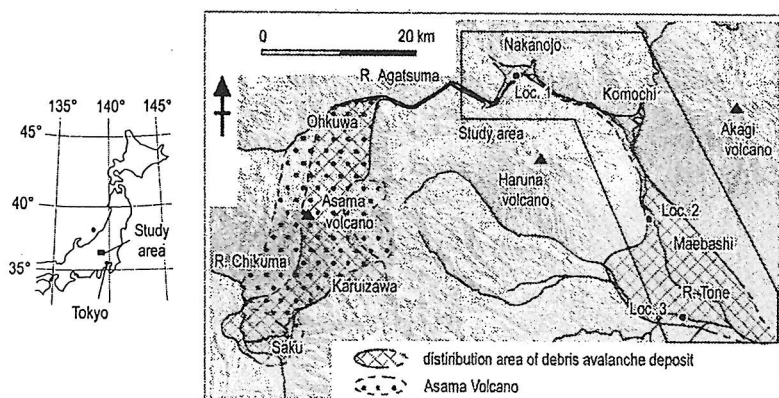


Fig. 1 Shaded relief map around the study area with estimated distribution of the debris avalanche deposit from the sector collapse event of Asama volcano (Yoshida and Sugai, 2005)

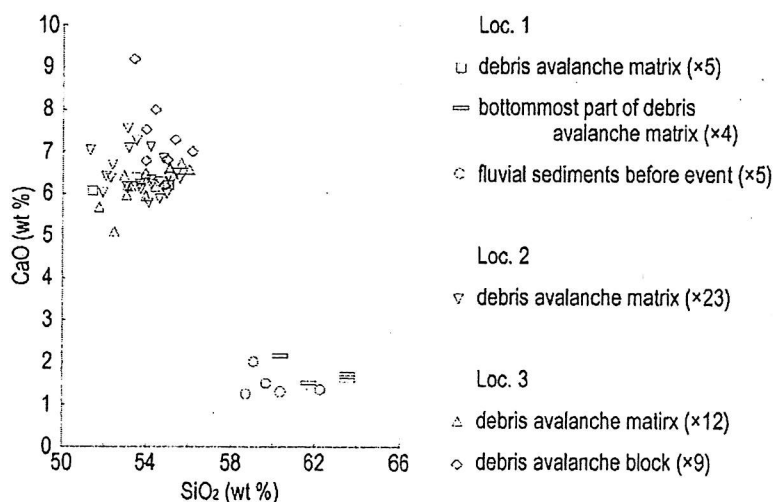


Fig. 3 Chemical composition of debris avalanche deposit and fluvial sediments before the collapse event in Asama volcano

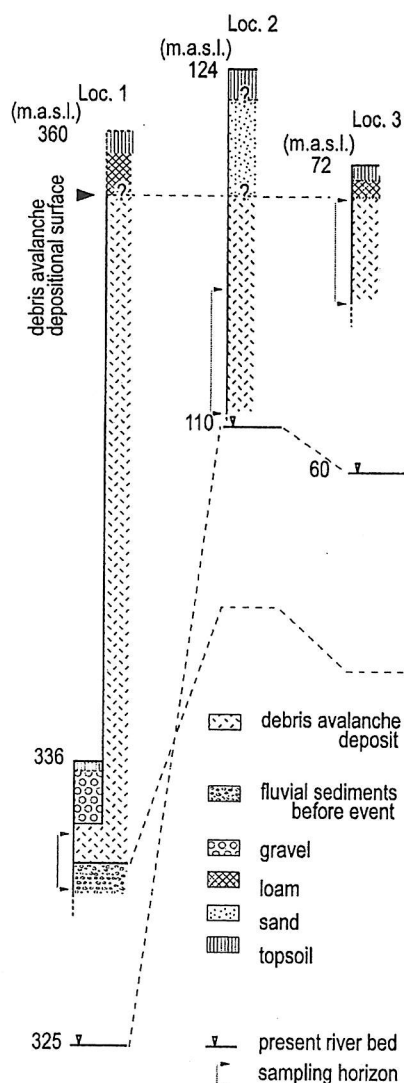


Fig. 2 Schematic columnar sections of exposures

陶野 郁雄 (山形大学) 岡本 英士 (山形大学・院) 加藤 智久 (山形大学・院)

Ikuro TOHNO, Hideaki OKAMOTO and Tomohisa KATO :

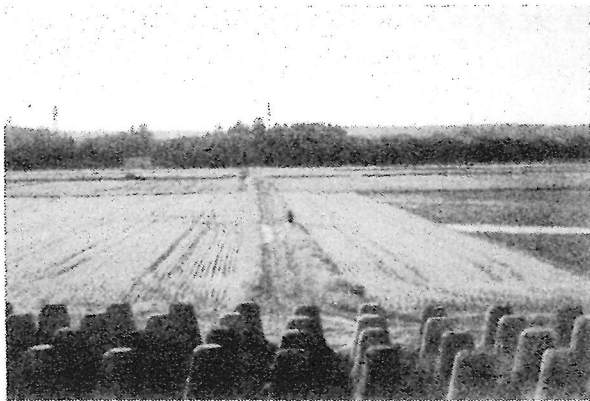
Liquefaction Phenomenon during the 2004 Chuetsu Niigata Prefecture Earthquake

2004 年 10 月 23 日午後 5 時 56 分頃マグニチュード 6.8 の強い地震が新潟県中越地方で発生した。筆者らは地震が発生したことを知り、直ちに調査の準備を行い現地に赴いた。空が少し明るくなった午前 4 時過ぎまで車中で仮眠し、5 時頃から現地調査を始めた。あとで分かったことであるが、この地震により川口町で震度 7 を記録した。これが、地震計で計測された最初の震度 7 となった。この地震で 40 名の方が亡くなられた。このうちの 17 名は地震による直接的な原因で亡くなられたが、それ以外の方は間接的な死因であった（大半はいわゆるエコノミークラス症候群）。1964 年新潟地震以降の液状化が生じた地震で直接的な死因を間接的な死因が上回った初めての地震である。また、この地震では無数の斜面が崩壊し、道路が寸断され、約 100 の集落が孤立した。特に、調査を開始してからもしばらくの間山古志村（以後も地震発生当時の地名で表す）の情報は一つも入ってこなかった。はじめは調査地において携帯電話が全く使えなかった。いつものように輻輳して電話がかからないものと思っていた。こちらから連絡できないので困ったが、逆にメディアからかかってこなかったので調査ははかどった。後で分かったことであるが、電話がかからなかったのは中継基地が壊れたためであった。幸い死傷者はいなかったが、新幹線が地震によって初めて脱線したことなどもこの地震災害の特徴の一つといえる。

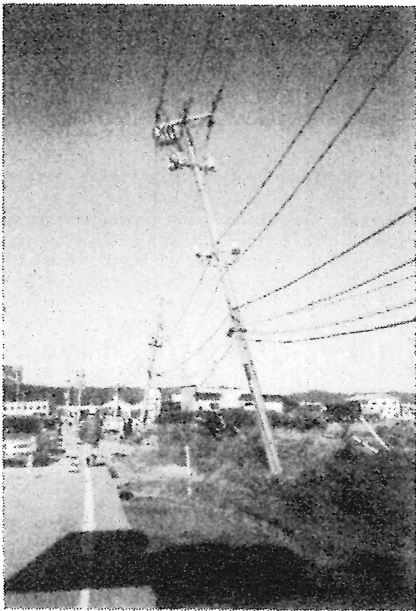
信濃川左岸の小千谷市と越路町にまたがる地域で北北東－南南西方向に直線的に数 100m 延びる最大約 20cm の段差を発見した（写真－1）。また、段差の規模は非常に小さいがこれに平行する直線的な段差や交差する段差も何本か見ることができた。震源断層に付随して生じた段差と思われるが、未だ詳細な調査は行っていない。

液状化によって生じた噴砂は、信濃川とその支流の沖積低地で生じており、北は寺泊町から南は六日町まで生じていた（図－1）。噴砂を確認したところは、寺泊町・中之島町・見附市・与板町・長岡市・越路町・小千谷市・川口町・堀之内町・小出町・大和町・六日町・十日町市・川西町であった。液状化の研究が始まった新潟地震以降に生じた液状化現象の殆どは海岸付近で生じていた。内陸部の河川流域で顕著な液状化現象が見られたのは今回が初めてである。現在、噴砂試料の粒度分析結果について解析中である。

信濃川左岸の与板橋の上流部では至る所で噴砂が見られ、マンホールの浮上、電柱の傾斜・沈下（写真－2）の他、道路・宅地・工場・水田・畑地などに被害が生じていた。長岡市では信濃川の両岸で液状化が生じており、中沢町では浄化槽が約 1m 浮上していた。新幹線が脱線し、停車した付近でも、新幹線の橋脚の脇や水田に亀裂を伴って多数の噴砂が見られた。また、小千谷市では多くの地区でマンホールが浮上しており、中には約 1.2m 浮上しているものも見られた（写真－3）。信濃川流域で最も上流で噴砂が見られたのは十日町市街地の対岸（川西町）であった。信濃川の支流である魚野川においても両岸で噴砂が断続的に見られた。川沿いの最も上流で噴砂が見られたのは大和町八色であったが、六日町においても町役場の庁舎などで埋め戻し土が液状化していた。



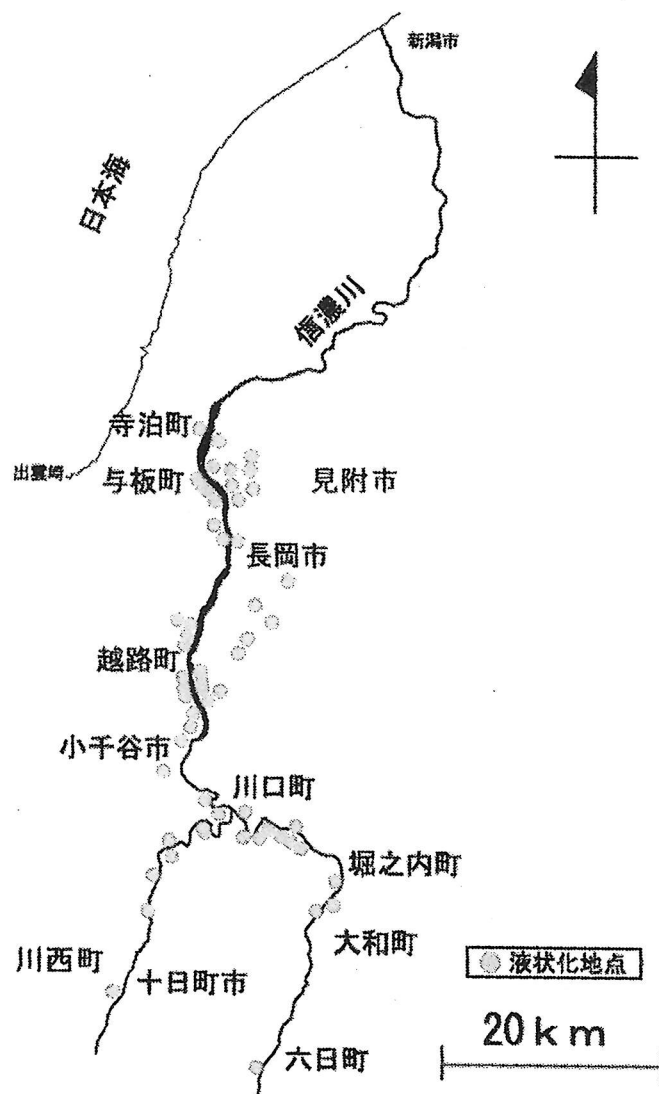
写真－１ 直線上に現れた約 20cm の段差



写真－２ 電柱の傾斜



写真－３ マンホールの浮上



図－１ 液状化分布図

O-8 中越地震にみられた斜面災害の特徴とその教訓

鴨井幸彦(株)興和

KAMOI Yukihiro : The characteristics of the slope disaster which appeared by Chuetsu earthquake and that lesson

1. はじめに

中越地震で発生した斜面災害の形態には、①尾根筋や段丘崖の肩で発生した表層崩壊(写真-1)、②地層の層理面に沿って流れた岩盤すべり(層すべり)(写真-2)、③既存の地すべりの再活動やその二次すべり、④盛土斜面の崩壊や変形の4つが見られた¹⁾。

以下、それらの背景となった地質・地形的条件について考察するとともに、中越地震によって改めて示された「地震を想定した斜面防災上の心得」について述べる。

2. 斜面変状のタイプ別特徴とその地形・地質的背景

①表層崩壊：中越地震では、尾根付近や段丘崖の肩で表層崩壊が多発した。斜面の肩は出っ張っていることから欠けやすく、また、尾根部は一般に風化層が厚いため、崩れやすかったものと考えられる。さらに、魚沼丘陵は隆起地帯に位置している上、比較的形成年代の新しい、いわゆる堆積軟岩から構成されているため、丘陵とは言いながらも谷が深く切れ込み、斜面が急である。この点も崩壊が多発した原因の一つと考えられる。しかし、このように表層崩壊が非常に多く発生したものの、比較的規模が小さかったり、山間地や沢部が中心であったりしたため、発生件数の割に影響は小さかった。

②岩盤すべり(層すべり)：ケスタ地形という地形用語は、中越地震でかなり普及した。中越地震で層すべりが多発したのは、中越地方独特の地質構造(活褶曲構造)と砂岩泥岩互層という顕著な層理面の発達に負うところが大きい。岩盤すべり(層すべり)の大規模な例としては富山県の胡桃地すべりなどがあるが、例外的で、大半は流れ目の斜面を切土したような場合に発生し、小規模なものが多い。ケスタ斜面は、一見大規模地すべり様の地形に見えても、実は崩積土が薄く、地すべりの危険度としてはむしろ低いことが多い。中越地震では、層厚数mから10数mといった中程度の規模のものが多く、実際に滑落したのは、斜面の末端が侵食や切土などによって開放されているところであり、すべりはつま先の切れ込み以上の規模にはなり得なく、押さえが効いている斜面では発生していない。

なお、ここで注目されるのは、ケスタ地形・同斜山稜が信濃川をはさんだ東西の丘陵に共通して認められるのに対し、中越地震で発生した層すべりのほとんどが、西傾斜の斜面に集中している点である。これは、震源の位置に関係していると考えられ、地震動が層理面に直交する方向から突き上げた場合に層すべりが発生しやすいことを示している。

③既存の地すべりの再活動やその二次すべり：一般に、地震による地すべりの発生例はあまり多くないとされているが、中越地震では多数の例が報告されている。しかし、これらのかなりの部分は、既存のすべり面の再滑動ではなく、単に地表面の変形や変状によるものである可能性が高い。しかし、19年ぶりの大雪の後では、地震により多数生じた亀裂が融雪型地すべりの引き金となって、地すべりが活動・拡大する可能性もあり、両者の識別は難しい。

なお、岩質の点でいえば、再すべり型は砂質岩分布域で顕著であったことが指摘されている²⁾。中越地方には、和南津(砂)層と呼ばれる鮮新世末期の細粒砂岩層が広く分布しているが、この十分に固結していない砂層の分布域で被害が目立ったことは、融雪タイプの地すべりとの違いである。

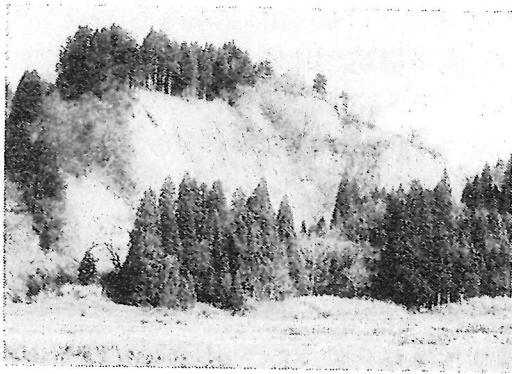


写真-1 表層崩壊の例(急斜面上にへばり付いて
ていた表土が剥がれ落ちた, 十日町市^{しんすい}新水)

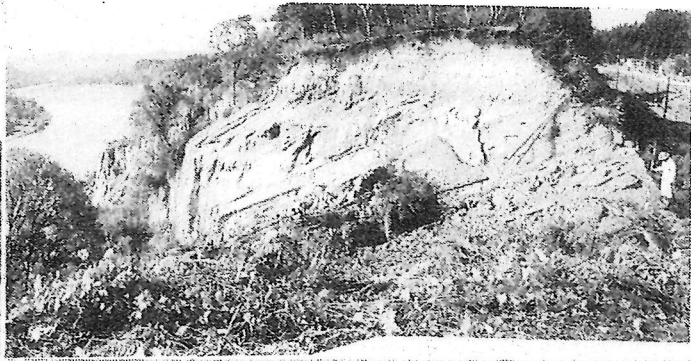


写真-2 層すべりの例(25° 傾斜した層理面に沿って尾根
ごとそっくり滑落し, 信濃川に落ちた, 川口町^{てんのう}天納)

④盛土斜面の崩壊や変形: 中越地震では表層崩壊がとにかく多かったが, その影響の大きさという点で見た場合, より重要なのは盛土の変状であった。平地での河川堤防や高速道路, 宅地地盤などの盛土被害も大きかったが, 中山間地を直撃したということで, 丘陵地の道路盛土の被害が目立った。地震時における人工地盤のもろさの露呈は, 中越地震を特徴づけるものであったともいえる。こうした盛土被害は, 近年道路改良が急速に進み, 立派な道路が次々に作られてきたことと決して無関係ではない。これまでは, 住民のニーズや利便性が最優先され, 地盤条件は二の次にされてきた嫌いがあった。しかし, いくら中越地震で被災が大きかったからといって, 盛土地盤を復旧も含めてすべて耐震設計に変えたり, 無条件に原形復旧に走るという話には乗れない。盛土の良いところは, 比較的安価で施工が容易な点にあり, そのため復旧も早い。要は地盤条件を考慮し, 最初から無理な計画を立てないことである。

3. おわりに

中越地震で生じた地盤災害でもっとも印象深かったのは, 人工地盤のもろさや人工改変が被害を大きくしている例が多く見られたことである。このことは逆に, 身近な地盤の問題に現代人がますます無頓着になってきていることを示している。最後に, 中越地震での経験をもとに, 防災・減災に向けて留意すべき点＝斜面防災の心得(地震編)についてまとめてみた。

1. 段丘のへりや段丘崖の下に家を建てるべからず。
2. ケスタ斜面の末端には気をつけよ。
3. (山間地では) 立派過ぎる道路は望むべからず。
4. 盛土斜面は地震に弱い。盛土は極力小規模に, 地形・地質条件に逆らわないように, と心得よ。
5. その土地の生い立ち(地盤形成史)を知らずして, 都市計画・防災計画立てるべからず。
6. 住民は足もとの地盤性状を知るべし。
7. 盛土造成地では, 覆土する前, 造成前の地形を確認すべし。
8. (公共機関は) 地盤情報を積極的に提供・公開すべし。
9. 学校や地域社会において, 防災教育を推し進めるべし。

引用文献: 1) 鴨井幸彦(2005):新潟県平野部の地盤特性—特に越後平野の生いたちと液状化被害分布の特徴—。基礎工, vol.33, no.3, pp.19-23. 2) 宮城豊彦・千葉則行(2005):2004年新潟県中越地震による斜面災害と土地条件。平成16年新潟県中越地震災害被害調査報告会講演集, pp.3-11, 日本地すべり学会・日本応用地質学会。

はじめに

山口県下の大規模な活断層としては、これまで岩国断層帯と菊川断層が知られている程度であったが、山口市内で新しい地層を切る断層露頭が確認され、また小郡町で明瞭な右横ずれ変位地形や低断層崖が示されるようになった(中田・今泉編, 活断層詳細デジタルマップ, 2002 など)。山口市周辺地域で空中写真等を基にリニアメントを判読した結果、徳地町の大原湖付近から山口市街地を通り、宇部市の東部にいたる全長最大 50km に及ぶ北東-南西走向の断層帯が存在すると推定された。この断層帯(大原湖断層帯と呼ぶ)は国が調査を推進している 98 の主要活断層には含まれていなかったが、その断層活動度等を明らかにすることは地震防災上重要であり、2002 年度から 3 年間にわたり産業技術総合研究所と山口大学を中心とするグループで分担して調査を進めてきた。断層活動に関する主な調査結果をここに報告し、残された課題についても述べる。

断層の分布

調査対象とした断層帯は、大原湖断層、仁保川断層、木戸山西方断層、下郷断層及び宇部東部断層から構成される(図 1)。このうち木戸山西方断層と下郷断層は変位地形が比較的明瞭であり、低位～中位段丘面を変位させる低断層崖がところどころにみられる。また後期更新世以降の地層を変位させる断層露頭が確認されている。両断層の間に位置する山口盆地にも活断層(山口盆地北西縁断層)が伏在している可能性がある。ボーリング資料の解析や反射法地震探査の結果、湯田温泉付近の地下に第四系が厚く分布する地溝状の地域が存在していることがわかり、その両側に北東-南西走向の 2 条の断層が存在している可能性が指摘された。これらの伏在断層の存在や連続性については、さらに詳しく検討する必要がある。宇部東部断層は変位地形がそれほど明瞭ではないが、後述するトレンチ調査の結果からは、比較的最近活動したことが推定され、また分布上も下郷断層と連続すると考えられる。一方、大原湖断層や仁保川断層は変位地形があまり明瞭ではなく、また前 4 断層とは連続しないと考えられる。仁保川断層では高位段丘堆積物と見られる礫層がわずかに変位している露頭が確認されている程度であり、変位速度は C 級以下である。

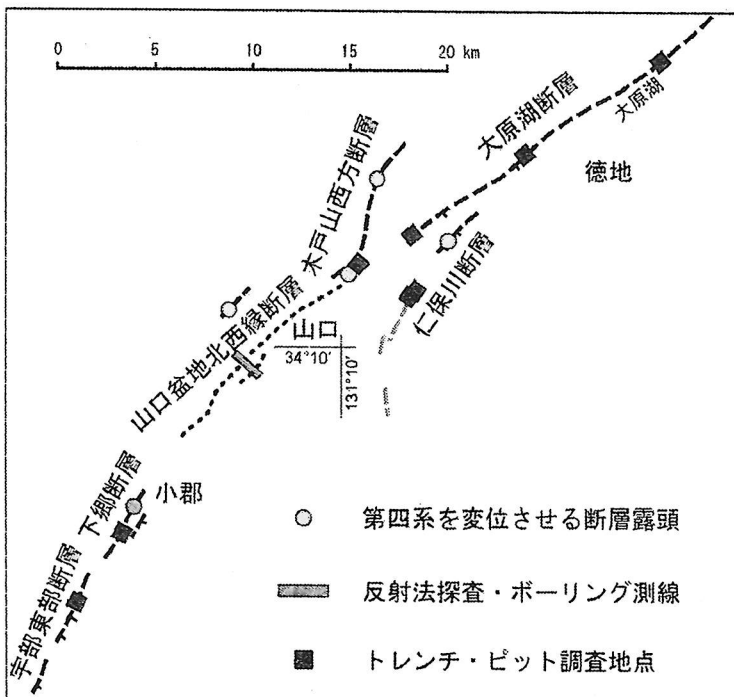
これらの断層の周囲にも、多数のリニアメントが分布している。それらの多くは北東-南西走向を示し、長さは 10km 未満のものが多く、そのうちのいくつかのリニアメントに沿っては中・高位段丘堆積物を変位させている断層露頭が確認され、破碎帯を伴っているが、変位地形は全体的に明瞭ではなく、変位速度は C 級以下と見られる。これらの断層それぞれが単独で活動しているのか、あるいは複数の組み合わせで活動を行っているのか、今後明らかにしていく必要がある。

断層の活動時期

断層のトレンチ・ピット調査を木戸山西方断層で 1 ケ所、下郷断層で 1 ケ所、宇部東部断層で 1 ケ所、大原湖断層で 3 ケ所、仁保川断層で 2 ケ所実施した。木戸山西方断層、宮野地区のトレンチでは、耕作土をのぞいて段丘堆積物の上位に重なる崖錐性砂層やローム層を断層が変位させており、これらの変位を受けている地層上部の年代は $6,310 \pm 40 \sim 2,270 \pm 40$ yBP(未暦年較正值)を示した。また下郷断層、嘉川稽古屋地区のトレンチでは、断層が礫層中に伸び、礫の直立ゾーンとして認識された。この変位を受けた礫層の年代は $6,250 \pm 50 \sim 4,320 \pm 50$ yBP、断層を覆う礫層の年代は $3,350 \pm 40 \sim 2,510 \pm 40$ yBP を示した。両断層が完新世に活動を行ったことは確実であり、また同時期に活動した可能性も完全には否定できない。1 つ前の活動時期はどちらのトレンチからも明らかにされておらず、活動間隔は不明のま

までである。宇部東部断層、佐山地区のトレンチでは、 $11,470 \pm 60 \sim 11,710 \pm 60$ yBP の年代値を示す腐植土が変形を受けて断層帯にブロック状に含まれており、断層は $250 \pm 40 \sim 210 \pm 30$ yBP の年代を示すシルト層以上の地層に覆われていた。また $22,260 \pm 100 \sim 19,870 \pm 110$ yBP の年代値を示すシルト-砂層に覆われる古い断層も認められた。宇部東部断層が完新世に活動を行ったことはほぼ確実と思われるが、下郷断層・木戸山西方断層の最新活動と同時期であるかどうかは活動セグメントの問題として重要であり、今後の課題である。またどのトレンチにおいても、1回の変位量を見積もることはできなかった。

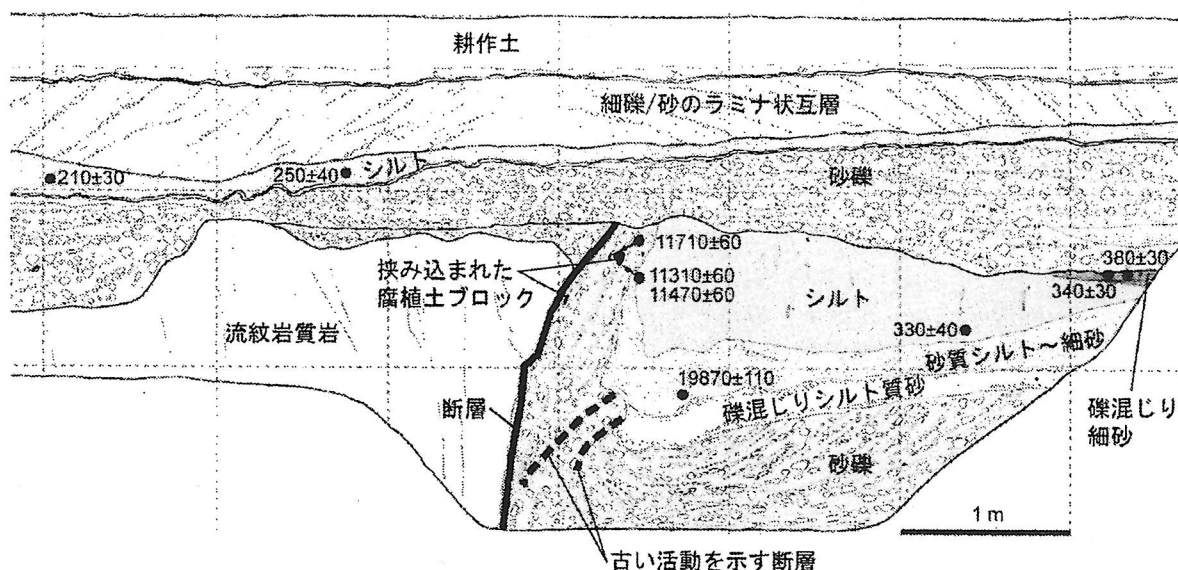
大原湖断層のトレンチ調査では、基盤岩中の断層破碎帯を確認できた地点はあったが、新しい地層を変位させている断層は見つかっていない。ただし、断層を覆う地層の年代が露頭を含めて最も古いものでもおよそ 3,200 yBP であり、より古い地層についてはデータがない。仁保川断層のトレンチ調査はどちらも低断層崖と予想した場所で行ったものであるが、断層は確認されず、少なくとも 46,000 yBP の年代を示す地層及びそれより新しい地層には変位はみられなかった。



←図1 山口市周辺の大原湖断層帯の分布と主な調査位置

↓図2 宇部東部断層佐山地区トレンチ北壁面のスケッチの一部

数字は暦年較正を行っていない年代測定値。断層変位を受けているシルト中には始良 Tn 火山灰起源の火山ガラスが大量に含まれており、この地層の年代よりは明らかに新しいと考えられる 330 ± 40 yBP という年代値を示す炭は後から入り込んだものと見られる。その上位の礫混じり細砂は断層活動後に堆積した可能性があるが直接的にはわからない。



須貝俊彦 (東大)・水野清秀 (産総研)・八戸昭一 (埼玉県環境科学国際センター)・石山達也・杉山雄一 (産総研)・中里裕臣 (農業工学研)・細矢卓志 (中央開発)・松島紘子・大上隆史・吉田英嗣・山口正秋・佐藤壮紀・三枝芳江・鳴橋龍太郎・本多啓太・大森博雄 (東大) Toshihiko SUGAI, Kiyohide MIZUNO, Shoichi HACHINOHE, Yuichi SUGIYAMA, Tatsuya ISHIYAMA, Hiroomi NAKAZATO, Takashi HOSOYA, Hiroko MATSUSHIMA, Takashi OGAMI, Hidetsugu YOSHIDA, Masaaki YAMAGUCHI, Takenori SATO, Yoshie SAEGUSA, Ryutaro NARUHASHI, Keita HONDA and Hiroo OHMORI : Paleoseismology of the Ayasegawa fault, Saitama Prefecture

はじめに

綾瀬川断層は、全長 80km に及ぶ「深谷断層系」南端の「分布形状セグメント」を構成する活断層である (図 1: 杉山ほか, 2004; 水野ほか, 2004)。しかし、同断層の活動履歴に関する情報は皆無である。2004 年に産業技術総合研究所・活断層研究センターは、埼玉県北本市～鴻巣市において同断層を横断する反射法地震探査とボーリング調査を実施し、(1) 大宮台地東部の地下には東に傾下する変形構造が存在すること、(2) この構造は少なくとも中期更新世まで成長してきたことを解明した (石山ほか, 2005)。変形フロントは台地東縁に位置することから、台地面形成後も変形が続いている可能性がある。そこで演者らは、2005 年 4 月にパーカッション式コアラーを用いて、上記の探査測線沿いに計 12 本の群列ボーリングを掘削した。コアを総合解析した結果、綾瀬川断層の後期更新世以降の活動時期を特定することができたので速報する。

綾瀬川断層の地下浅部構造

地形と層序：岩相観察と土色・帯磁率・粒度組成の計測・分析を基に、コアを層序区分・対比した (図 2)。両端の 3 本のコア (nos.1, 10, 11) を除くと、各コアは下方より粗砂～細礫層 (Unit1)、砂質シルト層 (Unit2)、シルト層 (Unit3)、泥炭～泥炭質シルト層 (Unit4)、シルト層 (Unit5)、黒土 (Unit6) に区分される。Unit2 の最上部付近には白色軽石が挟在し、TP (60–65ka; 町田・新井 2003、以下同様) に対比される可能性がある。nos.3～7 の Unit3 は「緑色シルト塊や砂を混在する異常堆積物」を含む下部 (Unit3a) と上部 (Unit3b) に細分される。GS-KM-B の標高 11.5m 付近には液状化跡があり、Unit2 以深からの噴砂が認められる。Unit4 の下部と最上部には、燈色細粒軽石層 (KMP と仮称) と AT (26–29ka) が、Unit5 の最下部と最上部付近には As-BP (20–25ka) と As-YP (15–16.5ka) が各々挟在する。以上の地下層序を踏まえると、図 2 の範囲の地形面は、no.10 以西が大宮面 (形成期は MIS5c 頃) に、no.9 以東は赤羽面 (MIS5a) に対比しうる。すなわち、nos.10, 11 コアの砂礫層 (Unit0) は大宮層に、Unit1 は赤羽段丘堆積物 (中澤・遠藤, 2002) に対比され、両者は異なる時代の堆積物と判断される。なお no.7/6 境界以東の地形は、緩勾配ゆえ沖積面にみえるが、沖積層はほとんど存在しない点に注意を要する。**変形構造：**no.9～no.6 間では、東落ちの撓曲変形の累積構造が認められる。変形フロント (撓曲崖の基部) は no.6 付近と判断される。no.6 以東は概ね水平であり、no.1～no.4 間では Unit4 と Unit5 がやや逆 (西) 傾斜している。Unit3a/b・Unit3/4・Unit4/5 の各境界面と、KMP・AT・As-BP・As-YP の各テフラ層は、互いにほぼ平行している。

断層活動履歴

断層イベント層準：nos.3～7 の異常堆積物 (Unit3a) は、東側では撓曲崖 (Unit1/2 や Unit2/3a 境界で示される) を埋積して層厚を増し、西 (断層上盤) 側では GS-KM-B の液状化層へ連なることから、断層イベント堆積物とみなしうる。断層イベント層準は Unit3a 中である。Unit3a/b 境界から As-YP までは断層活動を認定しえないが、これらの地層が no.6 付近を基部とする撓曲変形を受けていることは確実である。従って、最新のイベント層準は As-YP 降下後の Unit6 中に認定される。また、前述の Unit3a 中のイベントは、最新イベントのひとつ前のものといえる。**イベント発生時期と断層変位量：**TP 降下後 KMP 降下前と、As-YP 降下後現在までの間に、断層活動が生じたと判断される。前者は 5 万年前位まで溯るかもしれない。断層活動間隔は 4±1.5 万年程度と推定される。

断層変位量の算出は、変形がブロードなため困難である。しかし、no.1 と no.9 の間では、2度のイベント層準がシルト質堆積物中に存在することから、イベント直前の地表面は概ね水平であったとみなしうる。この前提の下で、上述の両地点間において上下変位量を求めると、KMP から As-YP が $2.5 \pm 0.3\text{m}$ 、Unit1 から Unit2 が $4 \pm 0.5\text{m}$ となる。したがって、1回の断層上下変位量は 2m 前後、平均上下変位速度は約 0.05m/ky と推定される。

ところで、本調査地より約 3km 南東に位置し、綾瀬川断層を横断する圏央道の建設ボーリング資料を解析した勝俣他 (2005) は、木下層(MIS5e)に対比される「貝殻片を含む浅海～干潟の堆積物」の分布上限高度が、大宮台地の中央部と東端部の間で 11m 異なることを指摘するとともに、木下層堆積後の平均上下変位速度を $<0.1\text{m/ky}$ と推定した。本研究は勝俣他の推定結果とも調和的である。

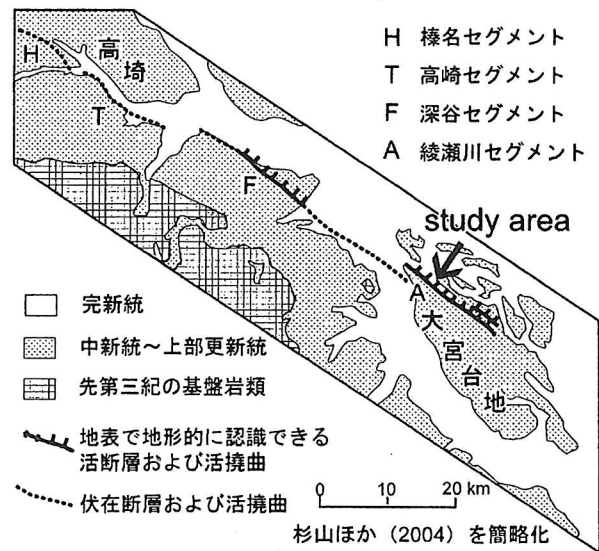


図1 深谷断層系統綾瀬川断層と調査地域

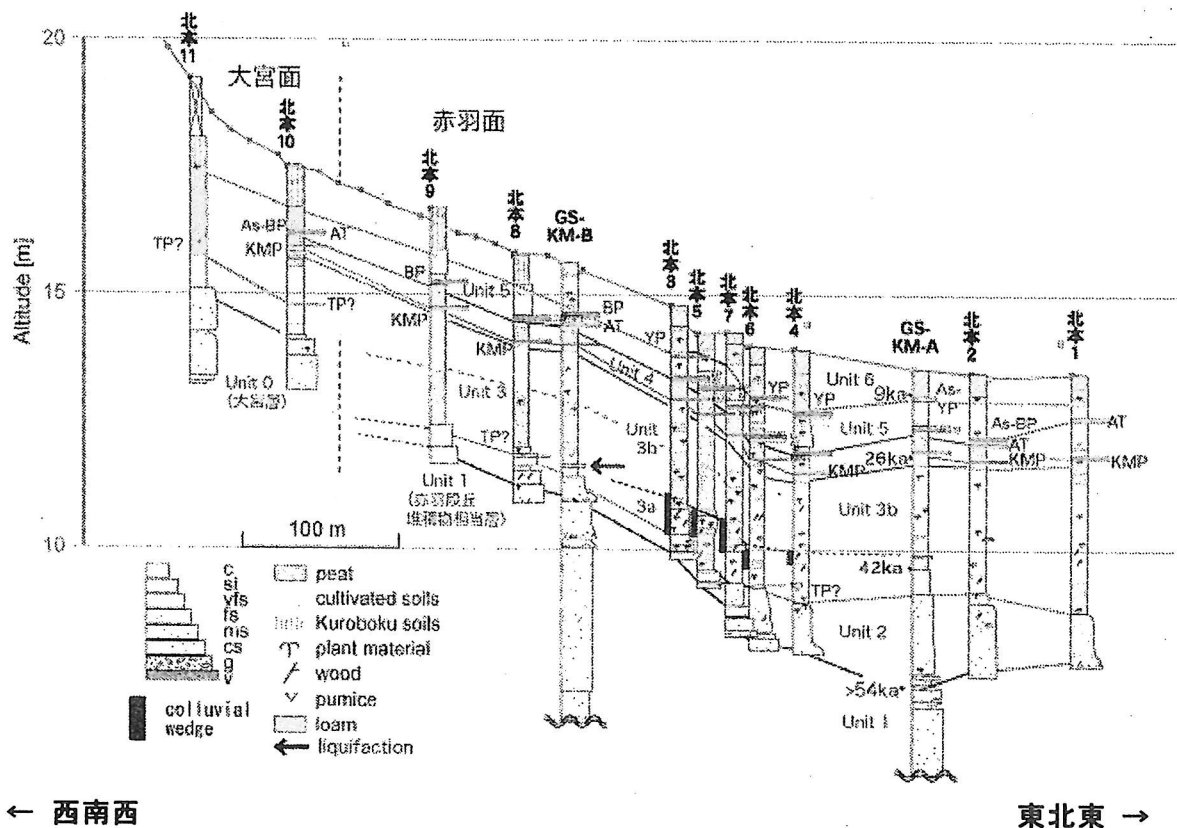


図2 綾瀬川断層北本地区における東西地形・地質断面図

文献：石山達也 他 (2005) 地球惑星科学合同大会要旨。勝俣直哉 他 (2005) 地理学会予講集, 67。
 杉山雄一 他 (2004) 月刊地球号外 46, 225-231。中澤努・遠藤秀典 (2002) 5 万分の 1 地質図幅, 大宮。
 水野清秀 他 (2004) 活断層古地震報告 4, 69-83。

Oikawa, Teruki : Activity of the western marginal fault zone of Nagano Basin at a recent geological age.

新潟—神戸歪集中帯 (Sagiya et al., 2000) は、糸魚川—静岡構造線などの大規模な地質境界と斜交するため現在形成されつつある地質構造線であると考えられている。この歪集中帯は、およそ 2 - 3Ma 以降に活動を開始したと考えられているが、地層の変形から求められた歪速度よりも測地学的な歪速度のほうが一桁以上大きいことから、その歪速度が最近加速しつつある可能性が指摘されている (岡村, 2002)。しかし、その歪速度の変遷は明らかでない。今回、長野盆地西方の富士ノ塔山山頂に分布する巨礫の起源を特定したところ、歪み集中帯に位置する長野盆地西縁断層帯の活動が最近 20 万年間で活発化したことが明らかになった。

長野盆地西方の標高 1000m 前後の山地は、その盆地の西縁にある西傾斜の逆断層、長野盆地西縁断層帯の活動によって形成された山地である (図 1)。その山地に位置する富士ノ塔山山頂付近には、長径 2m ほどの安山岩質の巨礫が数多く存在することが、本間 (1931) 以降より知られている。これらの巨礫は北方の飯縄山周辺から泥流として運ばれたと考えられている (仁科, 1972) が、それらの起源については中期更新世の飯縄火山の火山岩 (仁科, 1972) や飯縄火山の活動以前の古飯縄火山岩類 (富澤, 1994) など研究者毎に異なっている。

今回、礫の全岩化学組成を含めた記載岩石学的特徴を明らかにした。その結果、巨礫はすべて斑晶に富み、長径 3mm 以上の単斜輝石斑晶が目立つ斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩であった。また巨礫の K-Ar 年代測定を行った所、 $0.19 \pm 0.02\text{Ma}$ の年代が得られた。なお、年代測定は過剰アルゴンの影響を取り除くため斑晶を分離した石基について行っている。これらの結果に基づくと、巨礫の起源は飯縄火山麓に広く分布する飯縄火砕流堆積物ないし飯縄山溶岩 (長森ほか, 2003) に求められる。

現在、巨礫の分布する富士ノ塔山山頂とそれらが運ばれてきた飯縄火山山麓はおよそ標高 1000m の背面を形成しており、それらの間には裾花川が深さ 450m にも及ぶ峡谷をつくり流れている (図 1)。裾花川はその背面や長野盆地西縁断層帯の断層崖を横切り長野盆地にそそぐ先行谷である。今回の巨礫の対比に基づくと、裾花川のつくる峡谷地形が顕著になったのは 0.2Ma 以降と考えられる。つまり、裾花川の河床を基準とすると、長くとも 20 万年間という短い期間に断層をはさんで盆地と山地に 450m もの比高が形成され、裾花川が下刻することで深い峡谷を形成したと考えられる。

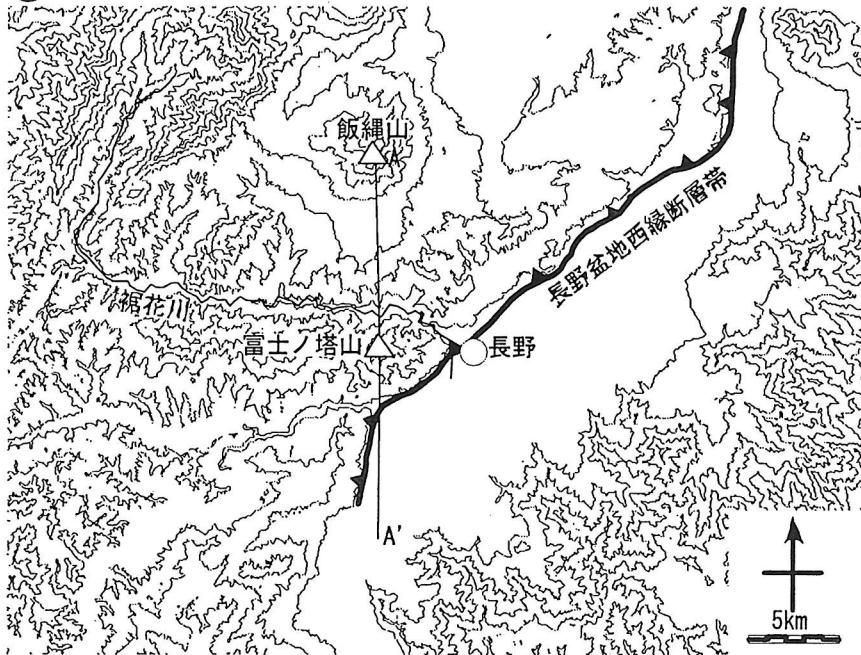
豊野層団研 (1977) や赤羽 (1982) などは、地層の分布や層序に基づいて、長野盆地地形の顕在化は豊野層堆積後と考えた。豊野層は、飯縄火山起源の牟礼岩屑なだれ堆積物の直上に位置し、その下部に Apm 火山灰 (0.4—0.3Ma) を挟在する (長森ほか, 2003)。牟礼岩屑なだれ堆積物は飯縄火砕流堆積物や飯縄山溶岩の下位に位置する。よってこれらの考えも、

前述の約 20 万年以降に盆地と西側山地の間に比高がついたという結論と矛盾しない。

この裾花川の下刻量を隆起量と考え隆起速度を計算すると、断層西側の山地は盆地に対して 2mm/y. の割合で隆起していることになる。求められた隆起量は長野盆地西縁断層帯の垂直変位速度（たとえば、池田ほか，2002）と調和的である。そのため、約 20 万年前以降、長野盆地西縁断層帯は現在の活動度と同程度の変位速度を持っていたと考えられる。つまり、それ以前の長野盆地西縁断層帯は存在しなかったか山地に顕著な比高差がつかないほどの軽微な変位速度を持つものであったと考えられる。すなわち、長野盆地西縁断層帯が現在と同じ活動度になったのは 20 万年前以降で、それ以前は現在と比べて断層活動が不活発であったということになる。

長野盆地には、およそ 1000m 以上の厚い砂礫層が存在し、盆地の形成も鮮新世末以降から始まったと考えられている（たとえば赤羽，1982）。しかし、富士ノ塔山の巨礫の存在から、長野盆地西縁断層帯が活発化し盆地と山地に顕著な比高がついたのは最近 20 万年間であるとされる。つまり、長野盆地周辺では、地殻の変形は鮮新世末から始まっているが、地殻短縮率がごく最近の地質時代に増し断層活動が活発化した可能性が高い。

①



〔文献〕

赤羽 (1982) 地団研専報, n. 24, 169-79. 池田ほか (2002) 「第四紀逆断層アトラス」, 254p. 仁科 (1972) 地質学論集 7 号, 305-16. 岡村 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 111-21. 大竹ほか (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東大出版会. Sagiya et al. (2000) PAGEOPH, 157, 2303-22. 富澤 (1994) 「むしくら」 虫倉山系総合調査研究会編, 685-690. 豊野層団研 (1977) 地質学論集 14 号, 79-92. 長森ほか (2003) 5 万分の 1 地質図幅 戸隠地域の地質, 産総研. 本間 (1931) 信濃中部地質誌, 古今書院.

②

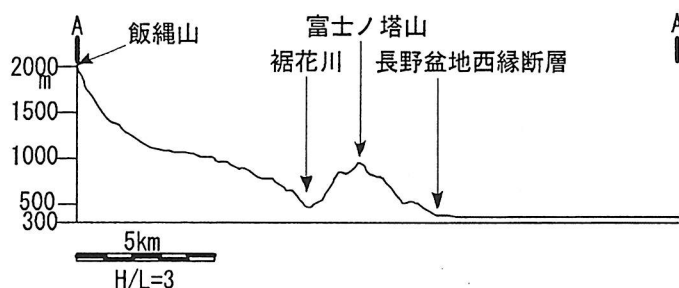


図1 ①富士ノ塔山の位置図（コンター200m間隔）。
②飯縄山から富士ノ塔山の地形断面図。

O-12 北海道南西部，長万部沿岸に分布する完新世海成段丘の隆起と黒松内低地断層帯の活動

吾妻 崇（産総研・活断層研究センター）

Takashi Azuma : Relationship between uplift of Holocene marine terraces in Oshamanbe area and faulting event of the Kuromatsunai lowland fault zone in southwestern Hokkaido

1. はじめに

北海道南西部，噴火湾のほぼ北縁に位置する長万部の沿岸には，3 段の更新世後期の海成段丘（M1～M3 面）と 2 段の完新世の海成段丘（L1，L2 面）が分布する．更新世段丘の形成年代とその変形（内陸方向への傾動）についてはかねてから報告されている（奥村，1983 など）．また，傾動した段丘の分布様式ならびに長万部川両岸における M3 面の高度の違いから河口付近に西傾斜の逆断層の存在が推定され，段丘の傾動はこの断層の上盤における変形として解釈されている（小疇ほか編，2003）．一方，完新世段丘については，噴火湾沿岸ではその分布がほとんどみられないこともあり，分布高度，段丘構成層の厚さ，及び離水時期に関して全く知られていない．本報告では，長万部沿岸に分布する完新世海成段丘に関する基礎的なデータを報告するとともに，その隆起と黒松内低地断層帯の活動との関連について考察する．

2. 完新世海成段丘の地形及び段丘構成層

長万部沿岸に分布する完新世海成段丘を分布高度に基づき 2 段に区分し，高位から LI 面，LII 面とした．

LI 面は標高 10～15 m に分布し，古砂丘と思われる高まりを伴う．LI 面上では 6 地点（Br.1～6）でボーリング調査を行い，堆積物を採取した．ボーリング調査結果によると，高まりの部分では風成砂が最大で約 4 m 堆積しており，海成層の上限高度は標高 4 m 前後である．Br.4 で確認された砂礫層の層厚は約 3 m で，その下位にはラミネーションが発達した細砂～中砂が続く．砂礫層と細砂～中砂との境界が完新世堆積物の基底かどうかは確認できていない．LI 面の内縁付近の Br.1 では，6,200-5,990 cal.yrBP（標高 4.1 m）及び 5,270-4,880 cal.yr BP（標高 5.0 m 付近）の ^{14}C 年代の示す木片を含む層厚約 2.5 m の後背湿地堆積物が確認されており，LI 面の離水年代は後氷期海進最盛期直後であると考えられる．

LII 面は標高 5 m 前後に分布し，外縁は現在の海岸地形へと連続する．この段丘面上の 3 地点（Br.7～9）でボーリング調査を行い，段丘堆積物の層相及び層厚を確認した．砂礫及び砂の互層からなる段丘堆積物の基底は，Br.7 で標高 -1.4 m，Br.8 で -2.5 m，Br.9 で -4.5 m と，海側に向かって徐々に高度が下がる．Br.9 の砂礫層最下部から採取した貝片からは 7,560-7,430 cal.yr.BP の ^{14}C 年代が得られ，この砂礫層は LI 面構成層と一連の堆積物であると考えられる．砂礫層を覆う腐植層の年代は 2,770-2,620 yr.BP よりも新しい年代を示しており，LII 面の離水時期は後氷期海進最盛期以降～約 2,600 年前以前の間に限定される．

3. 段丘の隆起と黒松内低地断層帯の活動との関係

長万部沿岸に分布する更新世段丘の傾動は，長万部川河口付近に推定される西傾斜の逆断層の活動によると考えられているが，完新世海成段丘の隆起もこの推定断層の活動による変動で説明できるのではないだろうか．さらに，この推定断層の正確な位置や地下形状等は不明であるが，地形の変形様式から西傾斜の逆断層であると推定されることから，地下深部では黒松内低地断層帯の活断層に収斂する可能性が考えられる．

黒松内低地断層帯の活動時期については，断層帯中部の蔵岱断層で行ったトレンチ調査によって，約 5,000～6,000 年前に最新の断層活動があったことが確認されている（吾妻ほか，2004）．また，断層帯南部の長万部断層で行われたトレンチ調査では，完新世における断層活動は確認されていないが，約 5,000～7,300 年前の間に噴砂の跡がみつかった（吾妻ほか，2003）．噴砂の発生時期が蔵岱断層で確認された最新活動時期と重なっていることから，長万部周辺で生じたと考えられる強い揺れは，黒松内低地断層帯の活動によって生じたと推定される．

今回の調査で明らかにした後氷期海進最盛期以降における完新世海成段丘の隆起時期は，やや年代幅は広いが上述した黒松内低地断層帯の最新活動時期と重なっている．この隆起をもたらした地殻変動の原因の一候補として，長万部沿岸の段丘の傾動に関係していると推定されている逆断層が考えられる．さらに，この推定断層が黒松内低地断層帯の活断層から派生した断層であるという仮説が事実であれば，長万部沿岸における完新世海成段丘の隆起と黒松内低地断層帯の活動とを関連付けて検討することが可能になるであろう．

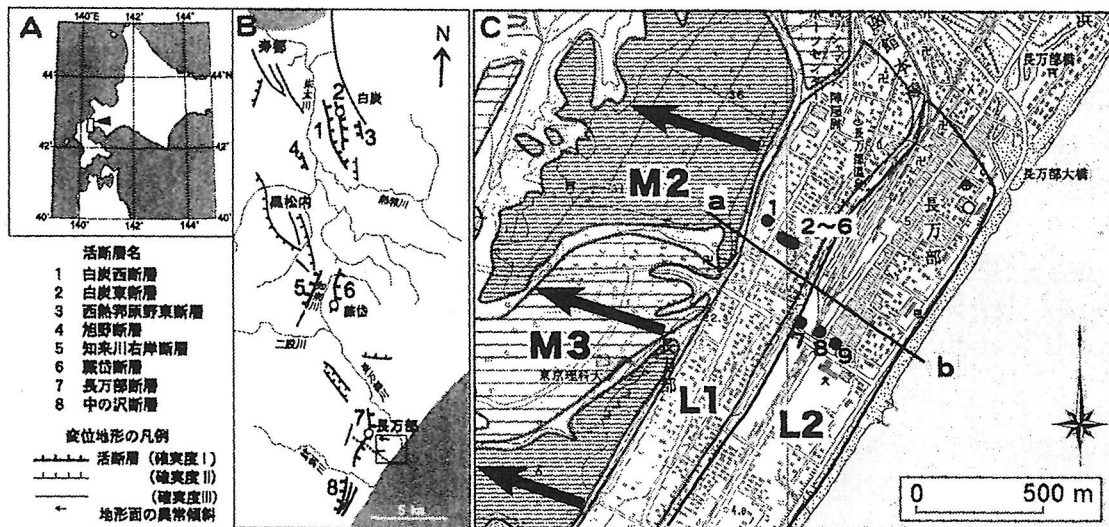


図1 (A) 調査対象地域の位置. (B) 長万部に近接する黒松内低地断層帯を構成する活断層の分布. 活断層の名称及び確実度は活断層研究会編 (1991) に従った. 白丸はトレンチ調査実施地点を示す. (C) 長万部沿岸における段丘地形の分布. 黒丸はボーリング掘削地点を, a-b は図2の地形断面の位置を示す.

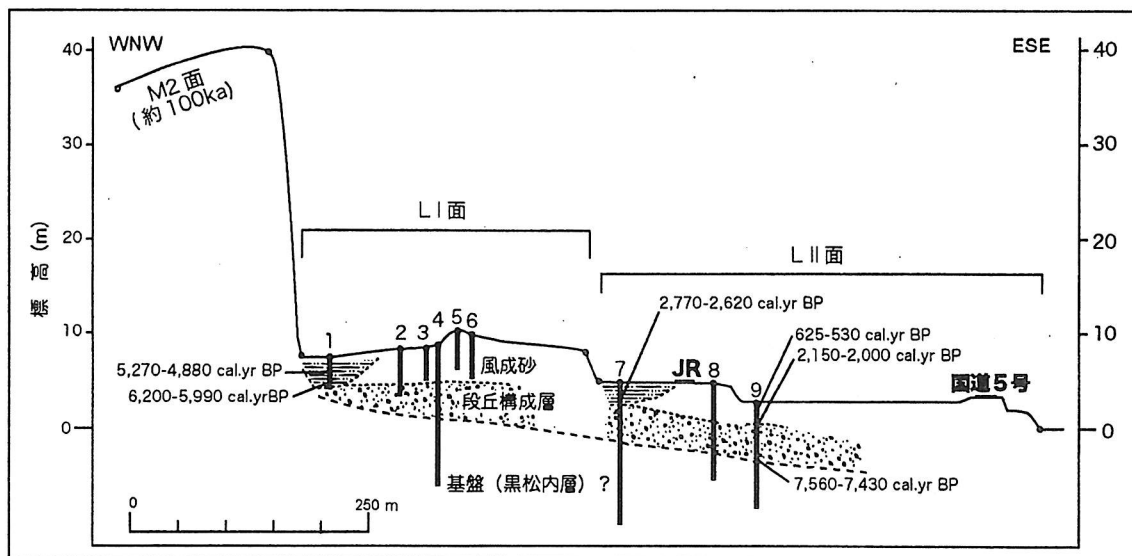


図2 長万部沿岸に分布する完新世海成段丘の地形地質断面. 地形断面は, 森林計画図 (縮尺 1:5,000) の等高線及び各ボーリング掘削地点で測量した標高データに基づいている. 地層の年代は AMS で測定した値に OxCal v.3.9 を用いて暦年較正を施し, 年代幅を 1σ で示している.

<引用文献>

- 奥村 (1983) 黒松内低地帯の活構造と地形発達. 日本地理学会予稿集, 23, 30-31.
- 小崎ほか編 (2003) 日本の地形 2 北海道. 東京大学出版会, 359p.
- 吾妻ほか (2003) 黒松内低地断層帯における断層活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 3, 1-22.
- 吾妻ほか (2004) 黒松内低地断層帯の最新活動時期と地下地質構造. 活断層・古地震研究報告, 4, 45-64.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層・分布図と資料. 東京大学出版会, 448p.

旧汀線の年代からみた千島海溝沿いにおける 隆起イベントの再来間隔

穴倉正展・澤井祐紀・鎌滝孝信・佐竹健治・岡村行信（産総研・活断層研究センター）・
那須浩郎（国際日本文化研究センター）・松本 弾（京都大学大学院）

Masanobu Shishikura, Yuki Sawai, Takanobu Kamataki, Kenji Satake, Yukinobu Okamura, Hiroo Nasu, Dan Matsumoto: Recurrence interval of uplift events along the Kuril Trench, deduced from emergent ages of paleo-shorelines

はじめに

千島海溝に面する北海道東部沿岸は、検潮記録に基づけば年間約 10mm の速度で沈降している。一方、海成段丘の証拠からは過去 12 万年間で約 20~30m 隆起しており、矛盾を生じている。海溝沿いに数 10~100 年毎でくり返し発生している地震（図 1）では、沿岸の隆起を伴わないことから、まれに起こる「巨大地震」が沿岸を隆起させているという考えが提案されてきた（池田，1996 など）。最近、この地域で 17 世紀頃に隆起イベントが生じていたことが指摘され（Atwater *et al.*, 2004）、プレート運動型の巨大地震に伴う余効変動で隆起したことが明らかになっている（Sawai *et al.*, 2004）。この隆起イベントは浅海の離水を伴い、海岸地形として痕跡を残している。特に霧多布湿原には、17 世紀のイベントだけでなく、過去にも同様のイベントを生じていたことを示唆する複数列の浜堤が発達している。したがってこれらの離水過程と年代を調査することにより、過去の隆起イベントの発生年代の解明と、千島海溝沿いにおける巨大地震の再来間隔の推定が可能と考えられる。本研究では、霧多布湿原北部において、浜堤列を横切る約 2.2km の測線を設定し、トータルステーションによる断面測量（約 250 地点）とピートコアラー、ハンドオーガーによる掘削調査（約 100 地点）を行った（図 1）。

霧多布湿原の浜堤列

空中写真判読に基づけば、浜堤列とその間の堤間湿地が、海岸線に平行に約 10 列認識できる。各浜堤の前面が過去の汀線の痕跡であり、これらを内陸側から PS1~10 とする。地形断面によれば、浜堤はいずれも標高 3m 以下で、比高 0.5~1m 程度の微高地として確認でき、各浜堤間は沼や河川の流れる低湿地となっている（図 2）。表層堆積物は、細礫混じりの中砂からなる海浜堆積物の上に、層厚 50~200cm の泥炭または泥炭質粘土が覆い、その中に層厚 0.5~10cm の砂層が最大約 15 枚挟まっている。この砂層は、七山ほか（2000）がすでに報告している津波堆積物である。海浜堆積物の高度分布は微地形と対応し、浜堤で高く、堤間湿地で低くなっている（図 2）。

最も海側の PS10 では、現在の浜堤とのかの堤間湿地において、Ta-a（AD1739）、Ko-c2（AD1694）、Ta-b（AD1667）のテフラが海浜砂の直上を覆っていることが確認された。これは Ta-b の降下直前に PS10 が離水し、少なくとも現在の浜堤が形成される位置まで汀線が移動したことを示す。この離水現象は前述の 17 世紀の隆起イベントを示す。PS1~9 周辺の地形や地下構造も PS10 と似た特徴をもつことから、同様の隆起イベントで離水したと考えられる。各堤間湿地の泥炭層基底から抽出した種子や昆虫化石の ^{14}C 年代とテフラの層位に基づけば、各旧汀線の離水年代、すなわち隆起イベントの年代は、PS2: 5470-5300 cal yBP, PS5: 3720-3570 cal yBP, PS7: Ta-c2 (2500 cal yBP 前後) 降下前, PS8: Ta-c2 降下後, B-Tm (1000cal yBP 前後) 降下前, PS9: B-Tm 降下後 Ta-b 降下前と推定される。これらは、各堤間湿地で確認される津波堆積物の枚数などと併せ、七山ほか（2000）の報告した津

波イベントと概ね対比が可能である。旧汀線の離水過程と津波堆積物の枚数との関係を見ると、古い堤間湿地ほど津波堆積物が多く保存され、津波イベントのたびに汀線が移動したことがわかる。また、湿地奥の PS2 や PS3 付近のコアでは、下位の津波堆積物ほど層厚が厚く、上位へ徐々に薄くなる傾向が見られた。これは汀線の移動により、堆積物の運搬距離が徐々に長くなっていったことを示唆する。

隆起イベントの再来間隔

得られた汀線の離水年代から平均再来間隔を計算すると、PS2~5 間で 500 年、PS5~7 間で 525 年、PS7~10 間で 765 年と見積もられる。PS2~7 間の再来間隔は、津波堆積物から推定された巨大津波の発生間隔（約 500 年；Nanayama *et al.*, 2003）と一致しており、隆起を伴うプレート運動型の巨大地震が過去にもくり返し生じていたことがわかる。一方、PS7~10 間の再来間隔は PS2~7 間より長く、特に PS8 と PS9 の間（1000~2000 cal yBP）で最も長い。津波堆積物からみて、この頃にもイベントがあったと考えられるが、侵食によって地形が失われ、見かけ上再来間隔が長くなっている可能性がある。この時期はいわゆる弥生の小海退とその後の海進期に一致している。なお、1 回当たりの隆起量は、Sawai *et al.* (2004) で 1~2m と見積もっているが、最も古い PS1 でも高度は標高 2~3m 程度しかなく、隆起の累積はごくわずかで、ほとんどは地震間の沈降で解消されていると考えられる。

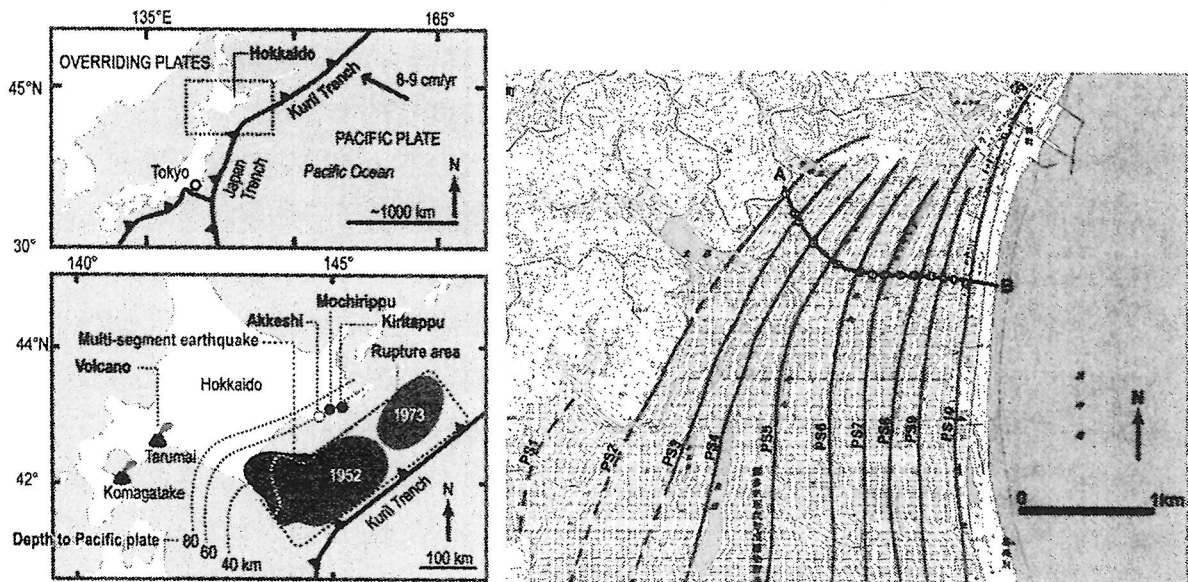


図 1 調査地域のテクトニックセッティングと霧多布湿原北部の旧汀線の分布

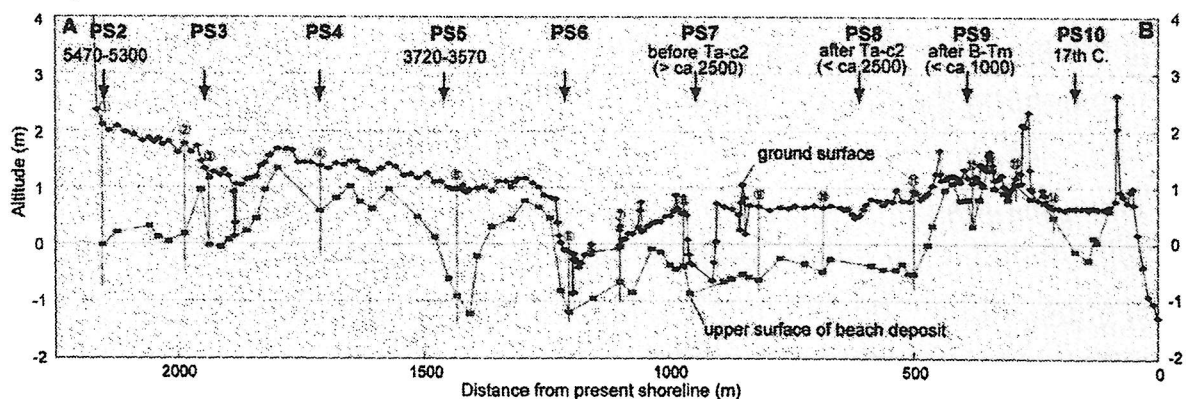


図 2 霧多布湿原北部における地形断面と海浜堆積物の高度分布

○-14 津波イベントによる底質環境の変化に応答した貝類化石群：
房総半島南部に分布する完新統沼層の例

鎌滝孝信・藤原 治（産業技術総合研究所活断層研究センター）

Takanobu KAMATAKI and Osamu FUJIWARA; Molluscan assemblages formed by
change of bottom sediment caused by the tsunami events: an example from the Holocene
Numa Formation, Boso Peninsula, central Japan

房総半島南部は相模トラフに面しており，そこで繰り返し生じてきた海溝型巨大地震によって隆起速度が大きな地域である．この地域は速い隆起速度のため，完新世の海成層が陸上に露出しており，約 8000～5000 年前の内湾底の様子を露頭を追跡することによって詳細に観察できる．したがって，AMS を用いた ^{14}C 年代測定法によって 100 年誤差で堆積年代を知ることができる時代の地層で，貝化石群の時空的分布やイベント堆積物の詳細な分布様式を議論する絶好のフィールドといえる．

千葉県館山市に露出する完新統沼層には，海棲軟体動物化石が豊富に産出し，古くから古生物学的な研究が行われてきた．沼層は主に泥質の堆積物からなり，何枚もの粗粒な砂質堆積物を繰り返し挟む．泥質堆積物はウラカガミ (*Dosinella penicillata*) などを自生産状で含む水深 10 m 程度の内湾に堆積した地層と考えられ，そこに挟まれる砂質堆積物は，基底部はシャープな侵食面を示し，他生の貝化石や礫を含む．この粗粒堆積物の成因は，南関東に分布する完新世の海岸段丘の離水時期との比較（藤原ほか，1997，1999）やその内部構造の特徴（藤原ほか，2003）から，相模トラフ周辺で発生した海溝型地震に伴う津波がその一つに挙げられている．本講演では，津波堆積物とその上下の地層にみられる化石群を紹介し，その形成過程を論じる．

ここで観察される貝類化石層は大きく 4 つのタイプに分類することができる．すなわち，1) 平常時内湾泥底化石群，2) イベント時掃き寄せ型化石群，3) 急速埋没応答型化石群，そして 4) 粗粒底質対応型化石群である．以下にそれらの特徴を記す．

1) 平常時内湾泥底化石群：津波イベント間に形成

この化石群は生物攪拌作用を受けた砂質シルト中に観察され，ウラカガミ，イヨスダレ (*Paphia undulata*)，マツヤマワスレ (*Callista chinensis*)，トリガイ (*Fulvia mutica*)，オオモモノハナガイ (*Macoma praetexta*)，ウミタケ (*Barnea dilatata*) などを自生もしくは同相的な産状で含む．これらの貝化石群から推定される古水深は 10 m 程度である．この化石群は津波イベントと津波イベントの間，すなわち静穏時の定常的な

常的な環境で形成された。

2) イベント時掃き寄せ型化石群：津波イベント時に形成

この化石群が観察される砂質堆積物は全体として上方細粒化し、上部は漸移的に平常時の堆積物へと変化する。この堆積物は、1回の堆積イベントで形成されたと考えられ、大量の礫、他生の貝化石をレンズ状に含む。この粗粒堆積物はいわゆる“津波堆積物”である。ここに含まれる化石はウラカガミやトリガイに加え、上下にみられる平常時の堆積物中に含まれる化石とは生息環境の異なる（岩礁など）ものが含まれ、湾周辺から運搬されてきたものが混在している。この化石群は、湾の周辺から津波によって運搬された異地性の化石群である。

3) 急速埋没イベント応答型化石群：津波イベント時～直後に形成

この化石群はイベント堆積物の基底部から約10cm下位に観察され、正常な生息姿勢とは上下逆転した姿勢を示すマツヤマワスレやイヨスダレからなる原地性の化石群である。これらの種は堆積物中に浅く潜って生活し、水管を水中に出して植物プランクトンを摂食する懸濁物濾過食者である。堆積物に浅く潜る二枚貝の場合、多くの種は堆積物に急速に埋められると、通常の子息姿勢とは上下逆転した姿勢をとって上に向かって脱出しようとするものが多い（Kranz, 1974）。一般的に、懸濁物濾過食者は摂食する際に活発に移動して餌を探す必要がないため、運動能力に乏しい。したがって逆転姿勢をとった産状は、津波による急激な堆積作用からの脱出を試みたが失敗し、窒息死した個体と推定される。この化石群の組成は1) とほぼ同様だが、産状から津波の堆積作用という急速埋没によって形成された化石群、すなわちセンサス化石群として1) とは区別される。

4) 粗粒底質対応型化石群：津波イベント後に一時的に形成

この化石群は津波堆積物の直上に観察され、マガキ（*Classostrea gigas*）を中心とした原地性の化石群である。ここでマガキは、津波堆積物の粗粒物質に固着した自生産状で小さなコロニーを形成しており、一世代のみがみられる。津波堆積物の形成によって、泥質の底質が粗粒物質によって覆われ、一時的に粗粒物質に固着する生物の棲み場所が提供された。それによってこの化石群が形成されたが、通常的环境に戻ることにによって速い堆積速度のために埋没してしまい、この化石群は生息できなくなり、1) の化石群へと変化してゆく。

これら、1) から4) の順を経てまた1) へと戻る化石群の変化は、津波イベントによる底質の攪乱や改変に伴う生物の棲み場所の変化を反映している。

文献：藤原ほか、1997、第四紀研究、36、73-86；藤原ほか、1999、第四紀研究、38、41-58；藤原ほか、2003、第四紀研究、42、67-81；Kranz, 1974, *Jour.Geol.*, 82, 237-265.

O-15 静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波（？）イベント堆積物
藤原 治（産総研 活断層研究センター）・平川一臣（北大・院・地球環境）・金子浩之（伊東市教育委員会生涯学習課）・杉山宏生（伊東市教育委員会生涯学習課）・高田圭太（復建調査設計㈱）

O. Fujiwara, K. Hirakawa, H. Kaneko, H. Sugiyama and K. Takada: Tsunami (?) Event Deposits Discovered from the Usami Ruins in Northern Ito City, Shizuoka Prefecture.

はじめに： 宇佐美遺跡は相模湾に面した伊豆半島北部に位置する縄文時代中期中葉から中世までの遺物・遺構からなる。この遺跡は現在の海岸から 150 m 前後離れた浜堤の背面（標高 8.3 m 前後）と後背地に沿って北北東－南南西方向に分布しており、昭和 62 年以降、伊東市教育委員会によって継続的に発掘調査が行われてきた。今回、同遺跡の南端部付近で行われた発掘ピットから、古津波で形成された可能性がある 3 枚のイベント堆積物を見出したので、その特徴などを報告する。

遺跡ピットの概要： 発掘ピットは長方形で長軸（北北東－南南西）が約 16 m、短軸が約 7 m、深さは最大約 2.2 m（床面の標高約 6.2 m）である。発掘ピットの下部には縄文時代の生活面が 2 層（標高 6.3 m 前後と 6.7 m 前後）認められる。この生活面を覆って、主に腐植質のシルト層または砂質シルト層が堆積している。この地層は上位へ向かって次第に暗色で有機質になっており、安定した堆積が続いていたことを示している。最上部の約 40 cm はコンクリート片などを含む覆土である。

イベント堆積物の特徴： このピット壁面には、3 層準にイベント性の堆積物が確認された。最下位のイベント堆積物 1 は、2 つの生活面の中間の層準（標高 6.5 m 前後）に挟まれる逆級化－級化構造の発達した層厚 1.5 cm 程度の中－細粒砂層である。この砂層はピットの南西部のみで認められた。中位のイベント堆積物 2 は、標高 7.2 m 前後に挟まれる粘土礫を多量に含む粘土質砂層（層厚 10-15 cm）で、下位層を削り込んで覆う。径数 cm の円礫を含み、上方細粒化して上位のシルト層に漸移する。最上位のイベント堆積物 3 は標高 7.9 m 前後に認められる粘土礫や円礫を含むシルト層で、下位層を削り込んで覆い荷重痕と考えられるフレーム構造を伴う。層厚は 5-10 cm 前後で、上位の植物質シルト層に漸移する。イベント堆積物 2 と 3 は層厚を変化させながらピット全体で連続して認められる。これらのイベント堆積物は、通常はシルト層が静かに堆積する浜堤の背面周辺に、高密度で碎屑物粒子を含む流れが急激に流入したことを示している。

遺跡とイベント堆積物の年代： 縄文時代の生活面やイベント堆積物の年代は、AMS によ

る 7 試料の炭片の ^{14}C 年代測定の結果、次のように推定された。下側の生活面：4870-4830 cal BP 以降、イベント堆積物 1：4760-4650 cal BP 頃、上側の生活面：4630-4520 頃、イベント堆積物 2：4500 cal BP よりやや後、イベント堆積物 3：15 世紀中頃～後半。イベント堆積物 3 の年代は、この層とその周辺から古瀬戸の陶磁器片（15 世紀後半を示す）が含まれることとも一致している。

イベントの起源：宇佐美遺跡への突発的な高密度流の流入イベントとしては、河川の氾濫、高潮、津波が想定される。イベントの特定には堆積物に含まれる化石の分析や歴史記録との照合などを待つ必要があるが、遺跡が通常は洪水などを被らず安定した環境が続く海浜の高まりに立地していたことを考慮すると、これらが津波であることも十分に考えられる。特に、イベント堆積物 3 は東海沖で発生した明応地震（1498 年）による津波堆積物の可能性が高い。明応地震による津波は非常に大きく、紀伊半島から房総半島にかけての海岸を襲ったが、伊東市を含む伊豆半島東岸での状況については良く分かっていない（静岡県、1996；渡辺、1998）。伊東市周辺は、相模トラフや南海トラフ周辺で発生する海溝型地震に伴う津波が来襲する位置にあり、繰り返し津波災害を受けてきた。しかし、18 世紀以前については津波の波高や遡上範囲などに関する情報が非常に限られている。今回のデータがこうした津波像の解明に貢献することが期待される。イベント堆積物 1 および 2 については、相模湾周辺で知られている津波堆積物（藤原ほか、1999；藤原・鎌滝、2003）や地震隆起を示す変動地形（宍倉、2003）との対応関係について、今後検討する予定である。

本研究は、独立行政法人原子力安全基盤機構からの受託研究（平成 16 年度原子力安全基盤調査研究：津波堆積物によるプレート間地震のポテンシャル評価に関する研究：代表；平川一臣）の成果の一部である。

引用文献：

- 藤原 治・鎌滝孝信（2003）第 20 回歴史地震研究発表会講演要旨集，26。
藤原 治ほか（1999）第四紀研究，38，489-501。
宍倉正展（2003）地震研究所彙報，78，245-254。
静岡県（1996）静岡県史 別編 2 自然災害誌，808pp。
渡辺偉夫（1998）日本被害津波総覧（第 2 版），東大出版会，238pp。

O-16 広島県神石町帝釈大風呂洞窟遺跡の後期更新世～完新世の 哺乳類化石群集

河村善也（愛知教育大学）

Yoshinari KAWAMURA: Late Pleistocene to Holocene mammalian fossil assemblage from Taishaku-Oburo Cave Site, Jinseki, Hiroshima Prefecture, western Japan.

広島県北東部の石灰岩台地、帝釈台とその周辺に分布する多数の洞窟・岩陰遺跡は、一括して帝釈峡遺跡群と呼ばれている。この遺跡群の発掘調査は広島大学考古学研究室が中心となって 40 年以上にわたって継続して行われているが、演者がこの遺跡群から出土する膨大な量の脊椎動物遺体（化石）の研究を始めてもう 30 年近くになる。その間に遺体の研究を行ったのは 6 遺跡であるが、今回はそのような遺跡のうち、最近研究を行っている帝釈大風呂洞窟遺跡の哺乳類化石群集について、これまでにわかっていることを紹介したい。

この遺跡は、帝釈峡遺跡群で最大級の規模を持ち、後期更新世～完新世の膨大な量の哺乳類遺体を産出した帝釈観音堂洞窟遺跡の上方斜面に開口する小規模な洞窟の入口とその前のテラスに立地している。観音堂洞窟遺跡に比べて遺物包含層はかなり薄い、その第 1 層と第 2 層からは中世・古代の遺物が、第 3 層からは縄文時代後期と前期の土器が、第 4 層からは縄文時代前期の土器が、第 5 層の上部からは縄文時代早期・草創期の土器が出土し、第 5 層下部と第 6 層は、後者から産出したシカ類の歯の ^{14}C 年代にもとづいて後期更新世のものと考えられている。

これらの各層からは表 1 に示した多くの種類の哺乳類が産出しているが、化石群集の大部分はどの層でも齧歯目が占める。この遺跡の群集に見られる特徴とそれから推定されることをまとめると次のようになる。（1）完新世の層準（2～5 層上部）の群集は、現在の本州西部に分布する現生種やそれに近い種類で構成され、絶滅種や現在の日本に分布しない種類を含まず、現在高山棲となっている種も含んでいない。（2）またその中には森林棲の種が多く、樹上棲の種も伴っている。（3）このことから完新世にこの地域は森林に覆われていたと考えられる。（4）ただし、中世・古代の層準（2 層）では草原的環境を好むハタネズミ属が他の完新世の層準より多いことやカヤネズミが出現することから草原的環境の拡大が考えられ、この時期に人為的な森林破壊が起こった可能性も考えられる。（5）またその層準では住家性のネズミ（クマネズミ属）も出現している。（6）後期更新世の層準の群集には、やはり現在の本州西部に分布する現生種

やそれに近いものが多いが、絶滅種（ニホンモグラジネズミとニホンムカシハタネズミ）や現在の日本にはまったく分布しない寒冷地の種類（レミング類），さらに高山棲の種（シントウトガリネズミ）がわずかに含まれている（表 1 にはシントウトガリネズミは入っていない）。（7）このことから，後期更新世のこの地域はやはり森林に覆われていたが，完新世よりも寒冷であったことが推定される。（8）後期更新世末から完新世初めにかけて，絶滅種や現在の日本に分布しない種類はこの地域で絶滅し，高山棲の種は高山へと分布域を縮小したと考えられる。

表1 帝釈大風呂洞窟遺跡の完新世と後期更新世の層準から産出した哺乳類の種類と標本数（上・下顎骨と頬歯の個数の合計）。？は同定の不確実なものの数を，+は上・下顎骨や頬歯以外の産出を表す。また※は絶滅種を，○は現在の日本には分布しない現生の種類を表す。

種 類 (和 名 ・ 学 名)		第2層	第3層	第4層	第5層・ 第6層
食虫目	Order Insectivora				
1. ニホンジネズミ	<i>Crocidura dsinezumi</i>	3	43	-	3
2. カワネズミ	<i>Chimarrogale playcephala</i>	-	1	-	1
※ 3. ニホンモグラジネズミ	<i>Anourosorex japonicus</i>	-	-	-	3
4. ヒミズ	<i>Urotrichus talpoides</i>	6	19+1?	-	4
5. ミズラモグラ	<i>Euroscaptor mizura</i>	-	1+1?	1?	-
6. モグラ属（種未定）	<i>Mogera</i> sp.	4+1?	9+1?	-	3
翼手目	Order Chiroptera				
7. コキクガシラコウモリ	<i>Rhinolophus cornutus</i>	2	1	-	1
8. キクガシラコウモリ	<i>Rhinolophus ferrumequinum</i>	6	14+1?	+	4
9. テングコウモリ	<i>Murina leucogaster</i>	-	5	1	3
10. コテングコウモリ	<i>Murina aurata</i>	-	6	-	-
11. ヒナコウモリ科（属・種未定）	Vespertilionidae, gen. et sp. indet.	3	2	-	1?
霊長目	Order Primates				
12. ニホンザル	<i>Macaca fuscata</i>	-	-	-	1
兎目	Order Lagomorpha				
13. ノウサギ属（種未定）	<i>Lepus</i> sp.	+	2	-	-
齧歯目	Order Rodentia				
14. ムササビ	<i>Petaurista leucogenys</i>	1?	-	1	+
15. ニホンモモンガ	<i>Pteromys momonga</i>	3	4	2	1
16. スミスネズミに近似の種類	<i>Phaulomys</i> cf. <i>smithii</i>	300+8?	850+5?	102+2?	107
17. ハタネズミ	<i>Microtus montebelli</i>	65+1?	102	13	15
※ 18. ニホンムカシハタネズミ	<i>Microtus epiratticepoides</i>	-	-	-	1
19. ハタネズミ属（種未定）	<i>Microtus</i> sp. indet.	176+8?	227+4?	36+2?	33
○ 20. レミング類	<i>Lemmus</i> or <i>Myopus</i> sp.	-	-	-	1
21. ハタネズミ科（属・種不明）	Arvicolidae, gen. et sp. indet.	-	2	1	2
22. カヤネズミ	<i>Micromys minutus</i>	3	-	-	-
23. アカネズミ	<i>Apodemus speciosus</i>	224+2?	956+4?	77	57+1?
24. ヒメネズミ	<i>Apodemus argenteus</i>	62	364+4?	20	34
25. クマネズミ属	<i>Rattus</i> sp.	3	-	-	-
26. ネズミ科（属・種不明）	Muridae, gen. et sp. indet.	-	12	-	2
27. ヤマネ	<i>Glirulus japonicus</i>	15	102+2?	2	5
食肉目	Order Carnivora				
28. キツネ	<i>Vulpes vulpes</i>	-	+	-	-
29. タヌキ	<i>Nyctereutes procyonoides</i>	1	2	-	1
30. テン	<i>Martes melampus</i>	+	-	-	-
31. イタチ	<i>Mustela sibirica</i>	-	-	-	2
32. イタチ属	<i>Mustela</i> sp.	+	-	-	-
偶蹄目	Order Artiodactyla				
33. イノシシに近似の種類	<i>Sus</i> cf. <i>scrofa</i>	1	1	-	2
34. 反芻亜目（科・属・種不明）	Ruminantia, fam., gen. et sp. indet.	-	-	1	3

O-17

インドネシア東ジャワ更新世考古遺跡のESR及びウラン系列法による年代測定

Setastien Hameau; 豊田新 (岡山理科大学理) Francois Semah; Anne Marie Semah; Christophe Falgueres (Département de Préhistoire du Muséum national d'Histoire naturelle) Sebastien HAMEAU; Shin TOYODA; Francois SEMAH; Anne Marie SEMAH; Chrstophe FALGUERES: ESR and U-series dating method application in two Pleistocene archaeological sites in East Java, Indonesia

Song Terus and Goa Tabuhan caves are two prehistoric archaeological sites in Gunung Sewu area, meaning Thousands Hills (Java, Indonesia) (Figure 1). This area close to the Indian Ocean is generally classified as cone karst area. This geological formation consists of massive Miocene coral reef limestones marked by volcanic and clastic rocks. This area is famous for the great number of caves encountered. Many of them contain archaeological and palaeontological remains. This is also the area of the Baksoka River near the city of Pacitan, where the Pacitanian pebble industry was described.

This area yields a Middle Pleistocene to Holocene sedimentary record covering an outstanding period for Southeast Asian chronology: that of the late *Homo erectus* and of their replacement by *Homo sapiens*.

Song Terus and Goa Tabuhan caves both yield important collection of fossils bones and lithic industry. The archaeological and sedimentary fillings of the 2 caves have been studied through the digging of pits (Figure 2) and also with a surface excavation area. The application of ESR and U-series dating methods on enamel teeth of herbivorous mammals and on some speleothems helps to provide us with a geochronological framework of the sedimentary filling.

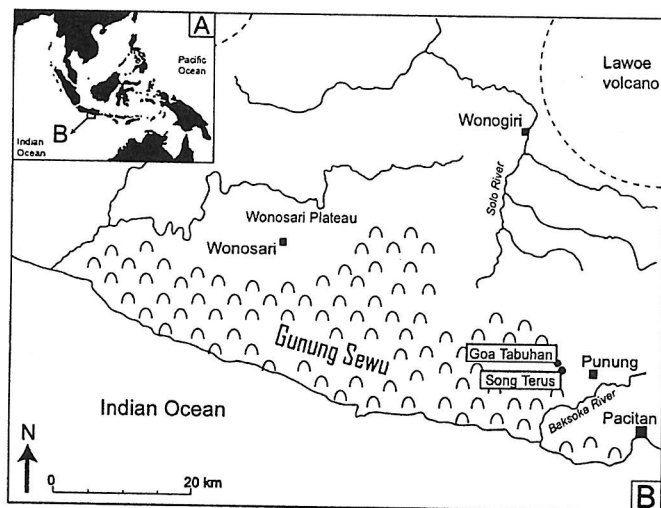


Figure 1: Location of Song Terus and Goa Tabuhan caves in eastern Java, Indonesia.

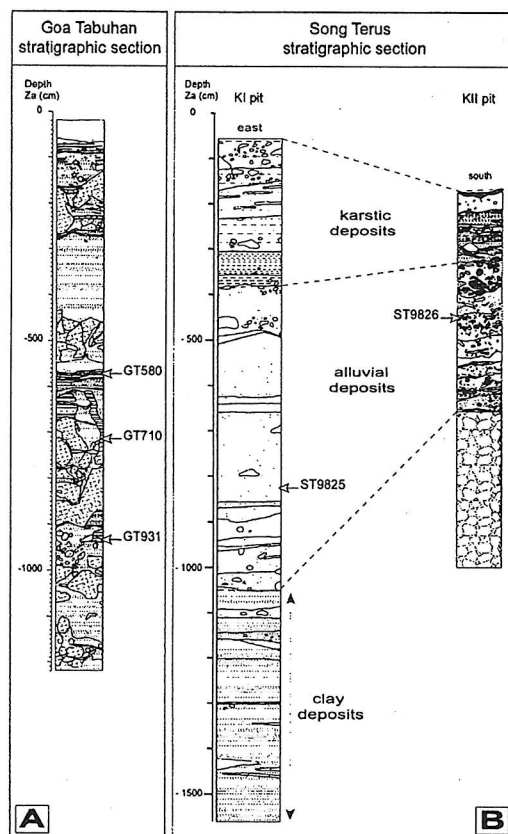


Figure 2: Stratigraphic section of Goa Tabuhan (A) and Song Terus (B) sedimentary filling.

ESR and U-series dating show these caves belong to a karstic system which is in function at least since the second part of the Middle Pleistocene. A specific flake industry has been discovered in alluvial levels in the Song Terus cave's filling. Results obtained by coupled ESR/U-series method indicate a U-uptake closed system in tooth tissues and allows us to give an age range between 200 and 300 ka for these archaeological levels named Terus.

The upper part of the filling in those caves is strongly marked by the presence of volcanic ashes. Results show that prehistoric human groups occupied the area since at least the second part of the Middle Pleistocene, and that actual cave occupation took place as early as c. 60,000 BP. However, the singular sedimentary nature of the upper part of the filling, strongly marked by volcanic ashes layers and heterogeneity of the deposits, constrained us to accurately modelize the exact position of the dated samples and their sedimentary environment, for palaeodosimetry purposes.

These ages cover the controversial period in Indonesia between the end of *Homo erectus* and the first *Homo sapiens* and highlight the interest of the Gunung Sewu karst in South-East-Asian prehistorical research.

藤岡換太郎 (JAMSTEC/IFREE)・今井康貴・徳長航 (GODI), 古田俊夫・牧哲司・
畠山清 (JAMSTEC), 細谷慎一 (NME)

Two different seamounts at the northwestern Pacific Ocean -The reason why two different seamounts exist at the same place-

Kantaro Fujioka (JAMSTEC/IFREE), Yasutaka Imai and Wataru Tokunaga (GODI), Toshio Furuta, Tetsuji Maki, Kiyoshi Hatakeyana (JAMSTEC.), and Shin'ichi Hosoya (NME)

2004 年に海洋研究開発機構の調査船「みらい」の動作確認航海で北西太平洋の海山群を調査をした。調査範囲は北緯 33°35'N から 34°30'N、東経 143°30'E から 144°35'E であり地形調査は SeaBeam 2112 を用いて行い同時に重力と三成分磁力測定も行った（これらの内容はポスターで発表予定）。調査範囲には2つの巨大なギョー（平頂海山）と4つの海山、およびトランスフォーム断層1つが含まれている。これら一連の海山は以前に Vogt & Smoot (1984) によって "Geisha Guyots" と呼ばれた海山である。日本水路誌では Takuyou-Daini、Seiko、Jensen Seamount、全体を「北西太平洋海山列」と命名されていた。海山群は地磁気の縞状異常の M-16 付近に位置し年代はおよそ白亜紀とジュラ紀の境界近くである。2つのギョーは約 23 マイル離れており、その延びの方向は 285°である。ギョーは6本と4本のリフトを持つ。最長は 10 マイル伸びている。ギョーは周辺の水深 5700m からそびえており頂上部の平坦面の深さは 1600m とそろっている。ここから珊瑚や有孔虫の化石が発見されている。このことから2つのギョーは同じような地史を経てきたと考えられる。

一方、4つの海山には平坦面はなく頂上は最も浅いもので 2000m である。海山の東側と南側には地形的な低まりがあってハワイ島周辺の Moat に相当する。その外側はわずかに水深が浅くなり Arch に相当すると考えられる。ところがギョーにはそのような地形的な凹凸は存在しない。このことはギョーの崩壊堆積物によって埋積されたものと考えられる。ギョーでは崩壊したデブリが周辺に散らばっており、斜面には多くの谷が発達している。西側の海山とギョーは断層によって切られている。これは Nakanishi (1992) で発見された断裂帯のうち鹿島断裂帯に相当するようである。ここではほぼ 345°方向を向いている。海山はギョーとは異なった地史を経て来たものと考えられる。

ギヨーと海山の体積を円錐台と円錐近似によって計算してみるとギヨーは 2000-4000 km³ であるのに対して海山は一番大きい物で 900 km³ で 1 桁異なる。海山周辺で得られた 4 本のピストンコアには少なくとも 3 枚の玄武岩質火山灰 (SiO₂ 54-57% ; Alkali 3.2-8%) が含まれていた。化学組成が玄武岩質であること、平均粒径が 500 micron と極めて粗い事から給源は本州弧や伊豆・小笠原弧とは考えにくく極めて近い可能性が考えられる。ギヨーは地形的に波食を受けた後の火山活動があったことを示さないので海山が起源であろう。

以上の観察事実とギヨーから採集された試料の解析結果 (Shiki et al., 1974; 根本他, 1990) からこれらのギヨーと海山群とは全く異なった成長史をたどってきたと思われる。ギヨーはジュラ紀・白亜紀境界の頃には火山島として活動していたがやがて活動停止して平坦面が形成された。その後白亜紀後期の海面上昇によっておぼれ、その後急速に冷却沈降したと考えられる。これに対して海山は同時に成長したがマグマの供給量が少なくて海面に顔を出さなかったか、もっと新しい時期に成長してきたのかどちらかである。海山は現在の場所で形成された可能性があつて沈み込むプレートの Bending によるマグマの形成を考える必要がある。近くのトランスフォーム断層は海山のあたりで止まっているので断層の活動は M16 形成の頃であつたと考えられる。

参考文献

- Nakanishi, M., 1992, Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean, *Geophys. J. Int.*, 109, 701-719
- Nemoto, K., et al., 1990, Geomorphology and geology of the Takuyou Daini and Daisan Seamount, *Bull. Marine Sciences. Tokai Univ.*, 30, 105-129.
- Shiki, T et al., 1974, Some geological results of the bottom sampling from the sea off Kwanto district western margin of the northern Pacific, *Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto., Ser. Geol. & Min.*, 15, 95-102.
- Vogt, P. R., and Smoot, N. C., 1984, The Geisha Guyots: Multibeam Bathymetry and morphometric interpretation, *J. Geophys. Res.*, 89, 11085-11107.

Toshiaki KAWASAKI, Hitoshi FUKUSAWA, Yoshinori YASUDA: The paleoenvironmental changes and decline of the megalithic civilization. —based on analyses of sediments in crater lake, Easter Island—

イースター島は南太平洋においてニュージーランド、ハワイ諸島とともにポリネシア文化圏のトライアングルを構成し、その東端に位置する孤立した火山島である。モアイ像に代表される巨石文明は 5c 頃にこの島に移入してきたポリネシア人によって確立された。およそ 8c 以降からはモアイ像が盛んに建造されるようになる。しかしその後、人口増加とそれに伴う森林資源の破壊を経て、土壌浸食の加速化と農耕地の荒廃が引き起こされ、主食となる農作物の収穫量が減少する。こうして引き起こされた食糧危機とマウンダー極小期の寒冷化も重なり、17c 頃に巨石文明は崩壊を迎えた。森林破壊などの人為的環境変遷は、イースター島に点在する火口湖の堆積物から解読することができる。三つの火口湖（ラノ・ララク、ラノ・アロイ、ラノ・カウ）の堆積物は過去 3 万年間の連続的な変動を記録し、その花粉分析からは、ポリネシア系の人々による開拓以前、島がチリアンワインパームの深い森林に覆われていて、人間による森林の破壊が主に 1200～800 yrBP の間に起こったことが示された (Flenley et al., 1991)。

2005 年春の現地調査において、Terevaka 火山の周辺火口の一つであるラノ・ララク火口湖より堆積物コアが採取された。ラノ・ララク周辺は多数のモアイ像が建造され、また石切り場としても利用されてきた場所である。よってラノ・ララク火口湖の堆積物は、その周辺における人間活動を高い時間分解能で記録していると思われる。現在までのところ、岩相の観察および分光測色の結果からは (Fig.2 参照)、ラノ・ララクにおける AD1000 年頃の森林の消滅（年縞堆積物から塊状堆積物への遷移）、AD1200 年頃の湿原化、その後の碎屑粒子の頻繁な流入が示唆されている。碎屑粒子流入は、農耕地拡大、モアイ製作など、人間活動の活発化の結果であると解釈できる。イースター島という閉ざされた環境の中で森林資源を枯渇させ文明が衰退していく過程は、そのまま現在の地球と現代文明にも当てはめることができる。本研究の目的は、イースター島における環境変動とその文明への影響を環境考古学的見地から解明し、それを地球環境と文明の縮図としてモデル化する「イースター島モデル」の確立に寄与することである。

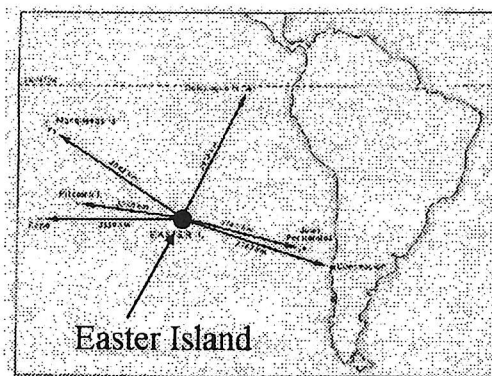
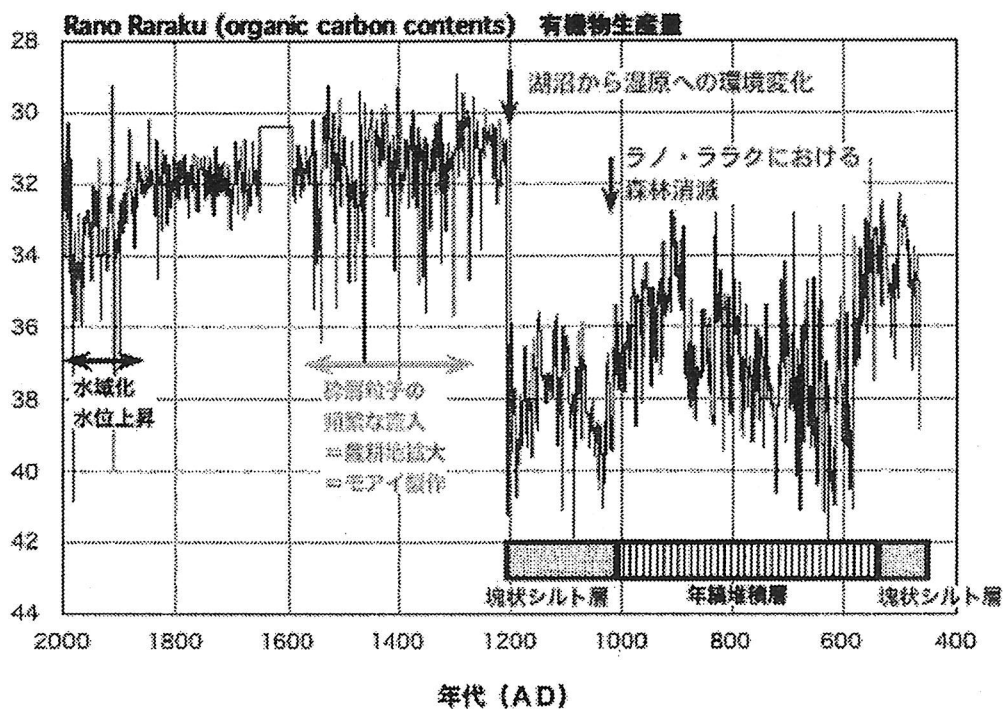


Fig.1 イースター島の位置：南緯 27° 08'，西経 109° 26'（Flenley et al., 1991 に加筆）

(1)

*
L



(2)

*
a

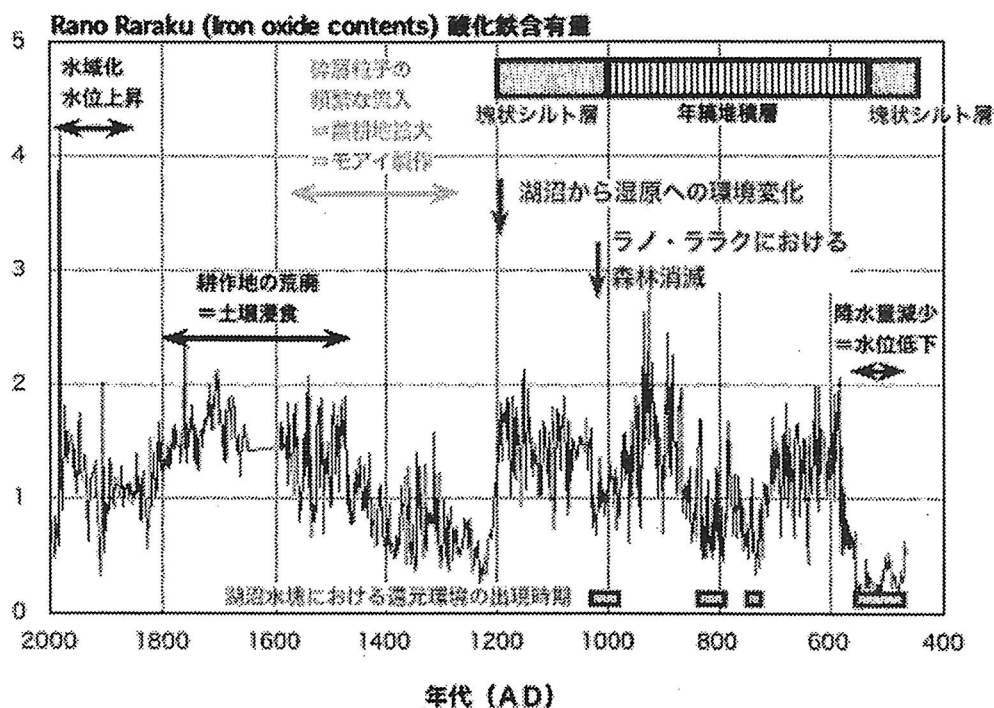


Fig.2 分光測色の結果と考察される環境変遷. (1)L*値 (2)a*値

O-20 トカラ海峡周辺の古環境の変化に関連した第四紀の内湾生
貝形虫（甲殻類）の移動と消滅

入月俊明（島根大）・石田 桂（信州大）・
河野重範（島根大）・高田裕行（島根大）

Toshiaki IRIZUKI, Katsura ISHIDA, Shigenori, KAWANO and Hiroyuki TAKATA ;
Migration and extinction of Quaternary embayment Ostracoda (Crustacea) with
relation to the paleoenvironments around the Tokara Strait

はじめに 貝形虫は淡水から深海まであらゆる水域に生息する微小な甲殻類の1分類群である。浅い内湾に生息し浮遊性の生活期間が無く、分散能力が低い種は、深い海峡などがあるとそれが障壁となり、種分化や絶滅がおこりやすいと考えられる。これまで筆頭講演者は第四紀の内湾性貝形虫種の変遷を研究し、いくつかの種の分散や消滅が、海峡の開閉あるいは氷期における日本列島沿岸域の水温に左右されているとの仮説を立てた¹⁾。その中で、亜熱帯性貝形虫の場合はトカラ海峡周辺での第四紀における古地理の変化が強く関連している可能性を示唆した。しかしながら、これまでトカラ海峡周辺海域における現世貝形虫の研究が全く無く、確実度が低かった。そこで、本研究の目的は1. トカラ海峡を挟んだ北と南の内湾において現在の貝形虫群集の違いを明確にすること。2. 日本産更新世内湾性貝形虫群集に関して、2002年以降報告されている資料や未公表資料などを新たに考慮にいれ、第四紀を通じてトカラ海峡の存在が貝形虫の移動と消滅にどのように影響してきたのかを検討することである。

位置 トカラ海峡は鹿児島県奄美大島と種子島・屋久島の間に位置し、現在水深1000mを超す海峡である。ここは飛翔能力の無い陸上動物の移動の障壁となっており、渡瀬線とも呼ばれ、北と南でここを境として現在、動物群が異なっている。そこで、南に位置する内湾として、鹿児島県奄美大島北部の笠利湾、北に位置する内湾として、鹿児島県薩摩川内市上甕島の浦内湾を調査海域として選定した。笠利湾は面積が14.7km²、最大水深65mの閉鎖的内湾で3つの支湾からなる。それぞれの支湾で湾奥から湾の形状に沿って側線を設け、平均約500mごとに合計35地点から表層堆積物を採取した。浦内湾はY字型をした狭長な湾で、奥行きが約4.5kmで、湾口部は約1.2kmであるが、湾奥部は400m前後の幅しかない。水深は湾口で最も深く約45mで、湾中央部では20-25m前後である。約250m間隔で、合計30地点において表層堆積物を採取した。

笠利湾の現世貝形虫群集 笠利湾には3つの支湾があるが、いずれの支湾でも最奥部で、*Neomonoceratina delicata*が卓越し、次に*Loxoconcha uranouchiensis*が優占する群集が認められる。さらに、日本全国の内湾奥に生息する*Spinileberis quadriaculeata*も少数認められる。他には*Bishopina* sp., *Gambiella* sp.,

Morkhovenia inconspicua のような沖縄や東南アジアでも普通に見られる種が付随する。湾奥から湾口部へ向かうにつれて、*Neonesidea* 属や *Triebelina* 属、*Loxoconcha lilljenborgii*, *Loxoconcha tumulosa*, *Loxocorniculum* 属、*Keijilla demissa* など沖縄や南シナ海で普遍的に生息する種が増加し、多様性も極めて高くなる。

浦内湾の現世貝形虫群集 湾最奥部から湾奥部では、*Loxoconcha uranouchiensis* が優占し *Loxoconcha tosaensis* や *Trachyleberis scabrocuneata*, *Cytheromorpha acupunctata*, *S. quadriaculeata* が産する。湾中央部は *Pistocythereis bradyi*, *L. tosaensis*, *Nipponocythere bicarinata* の多産で特徴づけられる。いずれも日本全国の湾中央部のやや深い（水深 15 m 以深）泥底で、溶存酸素量が比較的高い場所に普遍的に見られる種である。湾口部では、*Loxoconcha japonica*, *L. tosaensis*, *Neonesidea oligodentata*, *Loxoconcha optima* などの外洋水の影響が強い沿岸の砂底あるいは海藻上に生息する種が特徴的に産出する。

考察 両湾の群集を比較するとトカラ海峡より北では湾奥部の泥から砂泥底に *N. delicata* が生息していないことが最も大きな特徴である。また、沖縄等に認められる種々の熱帯性貝形虫類も生息せず、従来指摘されているように²⁾、葉上生の *L. japonica* グループのうち、*L. lilljenborgii*, *L. tumulosa*, などが産出しないことも特徴の一つである。このように今回の研究で現在、熱帯一亜熱帯性浅海から内湾性貝形虫にとっては、トカラ海峡が分布の障壁になっていることが明らかになった。これまでの化石に関する研究結果を総合すると、このうち、少なくとも *N. delicata* はトカラ海峡以北の九州から本州にかけて、MIS11～MIS5 まで生息しており、特に、MIS 9, 7, 5 では多くの閉鎖的内湾で *N. delicata* が第一位種となっている³⁾。それでは何故この時期トカラ海峡がこの種にとって障壁にならなかったのか？ それは、MIS11 以前（前期更新世？、MIS12？）に九州へ渡った集団が氷期（MIS10, 8, 6）でも、九州から本州沿岸域で生息できた。すなわち、これらの氷期には黒潮が現在と同じように沖縄トラフへ流入し、北上するような古地理になっていたという仮説¹⁾により基本的には説明できると考えている。その後、最終氷期には台湾と琉球列島との間に陸橋が形成され、黒潮が沖縄トラフへ流入できなかったという見解⁴⁾に従うと、九州から本州周辺が親潮影響下となり、*N. delicata* を始めとする暖流系種は生息できず、トカラ海峡以北で消滅した。その後、後氷期になり、黒潮が現在と同じような流入経路を通るようになって、奄美大島より北へは深いトカラ海峡が移動の障壁になり、九州へ渡ることができないと推定される。

引用文献 1) 入月ほか (2002) 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨 p.145.
2) Tanaka and Ikeya (2003) *Paleont. Res.*, 6, 265-284. 3) 入月・瀬戸 (2004) 地質雑誌, 110, 309-324. 4) Ujiie and Ujiie, 1999, *Mar. Micropaleont.*, 37, 23-40.

O-21 中部琉球喜界島に発達する更新世最上位段丘（百ノ台段丘）の形成史

稲垣美幸・大村明雄（金沢大学）

Miyuki INAGAKI and Akio OMURA; A study on the age of the highest Pleistocene terrace, Hyakunodai Terrace, in Kikai Island, central Ryukyus, Japan

中部琉球に位置する喜界島には、数段の更新世サンゴ礁段丘が発達する。そして、島の中央部に位置する高度 150 m 以上の平坦地形を百ノ台段丘と呼んだ中川 (1969) は、その百ノ台一帯に分布するサンゴを多量に含む石灰岩を百ノ台層とした。これまで、この百ノ台層を構成するサンゴ石灰岩を試料とした放射年代測定が数多く行われ、百ノ台段丘は、上位から海洋酸素同位体ステージ (MIS) 5e, 5c, 5a の各サブステージに形成されたと結論づけられた (例えば, Konishi *et al.*, 1974 など)。

しかし、既報の年代値は、信頼性や誤差の問題が解決されておらず、また、島の隆起速度についても、基準となる MIS 5e の明確な海面指示者が報告されていないことから、その値には疑問が残る。そこで、演者らは、百ノ台周辺の再調査によって、新たに年代測定用化石サンゴを採集し、高精度の α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定を行った。それらの結果と以前報告された試料の再測定結果に基づき、百ノ台段丘の形成時代について再考した。

再測定試料 2 個を含む 11 個の試料から得た $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値を、表 1 に示す。そのうち 3 試料が $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法の測定限界を越え、中期更新世相当の値を示した。また、残り 8 試料からは、 $154.8 \pm 6.4 \sim 97.7 \pm 3.0$ ky (2σ) の年代値が得られたが、それら年代値は、誤差を考慮に入れると、有意の差をもつ 3 つの年代域に分けられ、それぞれが、古い方から MIS 6, MIS 5e, そして MIS 5c に相当する。

MIS 5c を示した 3 試料のうち、MI-17 および MI-22 (表 1) は、石灰藻などにより層状に固定された bindstone から成る同一露頭から採集したものであり、原地性と判断した。また、この bindstone を構成するサンゴ化石には、生息水深が 0 ~ 5 m の上部礁斜面を特徴付ける被覆状の形態を示す *Acropora palifera* (Sagawa *et al.*, 2001) が含まれる。これらの事実から、MIS 5c 当時の海面が現在の高度 200 m 付近にあったことが推察できる。また、高度 180 m 付近からも MIS 5c 相当の年代値を示す造礁サンゴ化石を採集したが、その種は、上記の産出高度差と矛盾しない。

MIS 5e 相当の年代を示したサンゴ化石は、MIS 5c 試料と産状は異なり、framestone や bindstone から採集されたものではなく、年代測定に用いたサンゴ化石も、必ずしも古海面指示者として有用な種ではないため、産出地点の古水深を推定

することは難しい。

MIS 6 相当の年代を示した試料は、framestone の一部を構成していたものであり、原地性と判断して問題はないものの、MIS 5e 同様、サンゴ化石から当時の海面高度を推定することは困難である。現在のところ、原地性試料が 1 試料しか得られていないことから、この時代の堆積物については、今後も、年代値の精度やサンゴの群集組成を含め検討を要する。

これまで、喜界島の最高位に発達する百ノ台段丘は、中部更新統が直接地表に露出することから、上部更新統は、非常に薄くこの面を覆っているにすぎないという指摘はあったが、基本的には、最終間氷期最盛期、すなわち MIS 5e 時の堆積物で構成され则认为られてきた (大村, 1988)。しかし、段丘を構成する石灰岩に関する岩相調査および年代測定精度の向上を図った結果、この百ノ台段丘には、中部更新統と MIS 6, MIS 5e, MIS 5c の 3 ステージの堆積物が混在することが明らかとなった。また、MIS 5c を示すサンゴ化石の産状から、百ノ台段丘は、MIS 5c 時には、海面直下にあった可能性が極めて高い。また、中部更新統や MIS 6 の堆積物が地表に露出することや、MIS 5e の堆積物の分布が広範囲にわたって確認されないのは、MIS 5c 当時の海進による侵食作用の影響の可能性がある。

表 1. 百ノ台段丘から得られたサンゴ化石のウランおよびトリウム同位体組成と

Sample No.	Genus	Height (m)	^{238}U (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (active ratio)	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (active ratio)	$[\text{U}]_0$ (active ratio)	Date* (ky)
MI-17	<i>Acropora</i>	190	4.208 ± 0.032	1.106 ± 0.007	0.6011 ± 0.0058	1.140 ± 0.009	97.7 ± 3.0
MI-50	<i>Goniastrea</i>	180	3.038 ± 0.019	1.113 ± 0.007	0.6215 ± 0.0054	1.152 ± 0.009	103.0 ± 3.0
MI-22	<i>Porites</i>	190	2.900 ± 0.020	1.107 ± 0.007	0.6266 ± 0.0055	1.144 ± 0.009	104.5 ± 3.0
MI-46		203	3.000 ± 0.018	1.108 ± 0.006	0.6397 ± 0.0057	1.147 ± 0.008	108.2 ± 3.2
MI-20	<i>Porites</i>	200	2.769 ± 0.018	1.111 ± 0.006	0.6859 ± 0.0061	1.157 ± 0.009	122.1 ± 3.8
MI-44		200	2.968 ± 0.019	1.099 ± 0.007	0.7076 ± 0.0062	1.143 ± 0.010	129.7 ± 4.4
MI-26	<i>Plesiastrea</i>	200	2.415 ± 0.179	1.092 ± 0.019	0.7427 ± 0.0074	1.138 ± 0.011	142.7 ± 5.8
MI-27	<i>Acanthastrea</i>	203	2.838 ± 0.021	1.099 ± 0.008	0.7729 ± 0.0073	1.155 ± 0.012	154.8 ± 5.8
MI-15	<i>Goniastrea</i>	203	2.276 ± 0.023	1.017 ± 0.010	1.0266 ± 0.0137	-	>450
MI-18	<i>Acropora</i>	170	2.622 ± 0.017	1.042 ± 0.006	1.040 ± 0.009	-	>450
MI-23	<i>Pavona</i>	203	2.942 ± 0.021	1.020 ± 0.006	1.048 ± 0.011	-	>450

* 2σの統計誤差。

MI-50 および MI-20 は再測定試料。太字で示した年代値は、大村ほか (1995) の 5 段階信頼性検証基準を満たす。

栃木県喜連川丘陵における過去70万年間の細粒石英の供給率と粒径変化

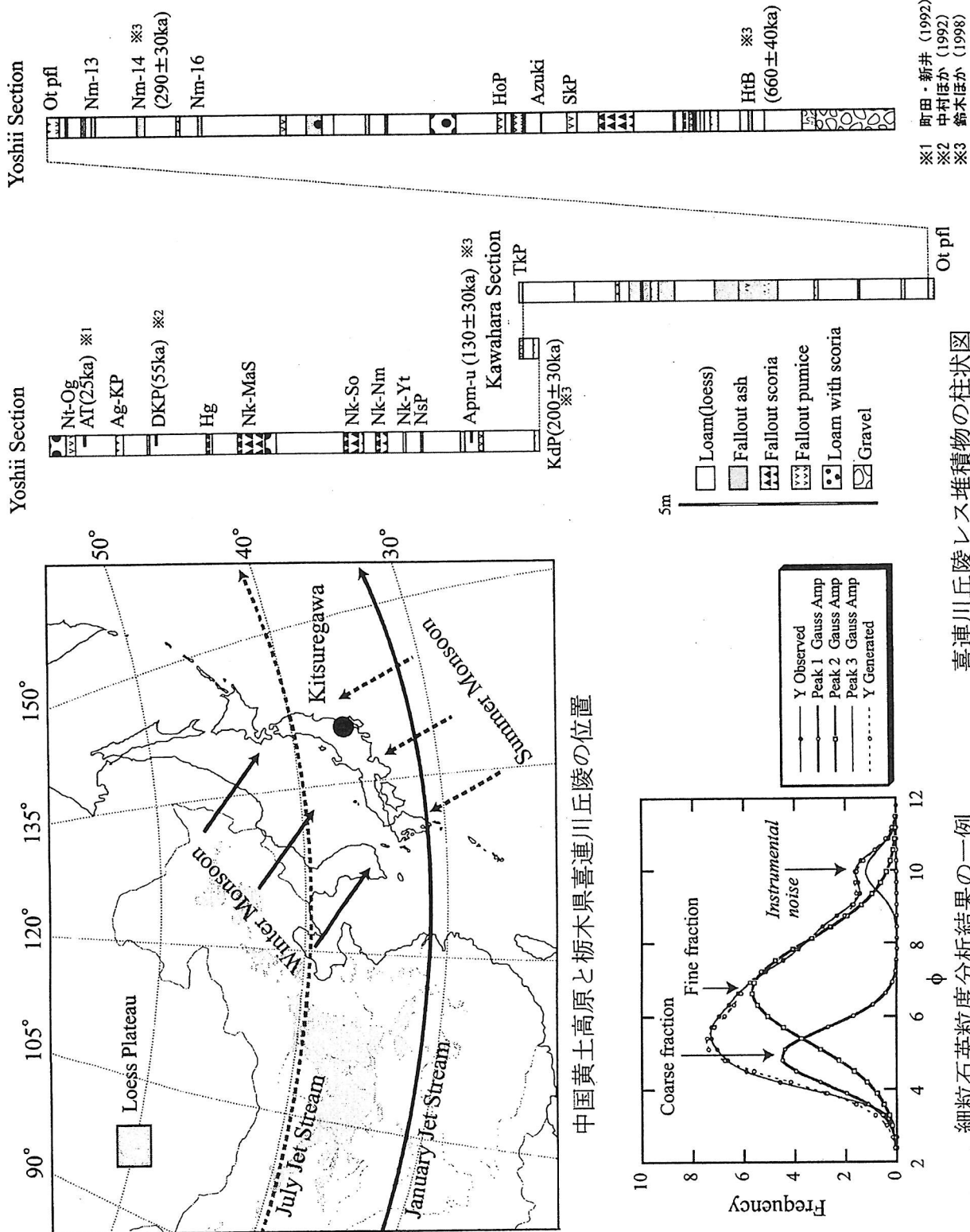
木村純一, 楠本英祐, 美澄陽子, 紺谷秋江(島根大学), 鈴木毅彦(首都大学東京)

Jun-Ichi KIMURA, Eiyu KUSUMOTO, Yoko MISUMI, Akie KONTANI, and Takehiko SUZUKI: Secular Variations of Fine Quartz Accumulation Rate and Quartz Grain Size for the Past 700 ky at Kitsuregawa-Hills, Tochigi Prefecture, Japan

栃木県喜連川丘陵には、前期更新世の扇状地堆積物である境林礫層を覆って、積算層厚35m以上の連続堆積したレス堆積物が分布する。このレス堆積物には中期更新世前期から後期更新世末期にかけての複数のテフラが挟在し、その放射年代も明らかにされている(鈴木ほか, 1998: 第四紀研究)。日本のレス堆積物や日本周辺海域に於ける風成塵堆積物に含まれる細粒石英の研究によって、この細粒石英は中国大陸起源の広域風成塵に由来し、その供給量は氷期-間氷期サイクルに対応して変化する事が明らかにされている(例えば、溝田ほか, 1992; Xiao et al, 1992, 1993, 1997; 井上, 1998; 吉永, 1995, 1996, 1998; 成瀬ほか, 1998, 1996; 雁沢ほか, 1998; 永島ほか, 2004: 第四紀研究)。

広域風成塵起源の細粒石英は古気候変動の指標として有益であるばかりでなく、古大気循環系の変遷を知るための重要な指標ともなっている。近年の研究では細粒石英の粒度組成が検討されるようになり、給源地域に近い中国黄土高原(Qin et al, 2005: JGR)や北西太平洋海底コア(岡本ほか, 2002: 第四紀研究)から粒度分布のバイモーダルリティが報告され、その成因について議論がなされている。中国東南部におけるバイモーダル粒度分布は $8\mu\text{m}$ および $30\mu\text{m}$ 周辺にピークがあり、中央粒径 $30\mu\text{m}$ のポピュレーションが顕著である。これに対して、北西太平洋では $3\mu\text{m}$ と $10\mu\text{m}$ 付近にポピュレーションのピークが認められ、そのうちの $3\mu\text{m}$ ポピュレーションが風成塵起源であると報告されている。

細粒石英粒度分布の広域変化に関する研究は古気象学的に重要である。講演者らは、中国大陸と北西太平洋の中間地点に位置する喜連川丘陵の過去70万年間にわたるレス堆積物に含まれる細粒石英($<64\mu\text{m}$)の供給率と、その粒度分布測定を行った。石英の単離には、酸分解-アルカリ共融-ケイフッ化水素酸処理法を用いた。単離した石英の単位時間あたり単位面積あたりの供給率は $Aqz=0.06\pm0.03$ ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{y}$; 偏差は1SD)であり、変動曲線は気候変動に対応している。粒度組成のバイモーダル分布は喜連川丘陵でも顕著で、粒径がガウス分布すると仮定して求めた細粒ポピュレーションの中央径は $7.4\pm1.7\mu\text{m}$ 、粗粒ポピュレーションが $30\pm4.7\mu\text{m}$ であった。ガウス分布の面積比をもとに算出した細粒ポピュレーションの供給率は $Aqz(f)=0.04\pm0.02$ 、粗粒ポピュレーションが $Aqz(c)=0.02\pm0.01$ で、 $7.4\mu\text{m}$ 細粒ポピュレーションが卓越する事がわかった。 $Aqz(f)$ と $Aqz(c)$ の間の相関は見られず、 $Aqz(f)$ と古気候変動の対応は良い。これらのことから、喜連川地域における広域風成塵起源の細粒石英は、 $7.4\mu\text{m}$ に中央粒径をもつポピュレーションであると判断される。したがって、中国-喜連川-北西太平洋にわたる広域風成塵石英の中央粒径は $30\mu\text{m}-7.4\mu\text{m}-3\mu\text{m}$ と給源から離れるに従って減少する事が明らかになった。この結果は、村山・木村(1984)の数値シミュレーション結果と調和的で、給源からの距離 $D(\text{km})$ との指数関数 $Md\phi=80\times\exp(-4.5\times10^{-4}D)$ で近似される。



※1 町田・新井 (1992)
 ※2 中村ほか (1992)
 ※3 鈴木ほか (1998)

喜連川丘陵レス堆積物の柱状図

細粒石英粒度分析結果の一例

中国黄土高原と栃木県喜連川丘陵の位置

熊谷市, 荒川大橋付近の堤外地内段丘地形とその堆積物

菊地隆男(立正大地球環境科学部), 石田 武・早乙女尊宣(立正大 ORC)

Takao KIKUCHI, Takeshia ISHIDA and Takanobu SOTOME : Landform and deposits of terrace in the riverside land of the Ara River near the Arakawa Ohashi Bridge, Kumagaya City

(1)はじめに

扇状地性の砂礫層や蛇行原に運ばれた砂層等が低地域に広く堆積する自然河川とは異なり, ダムや堤防により流量や流路が人為的に制御されている近代の河川では, 洪水時の堆積物は破堤時を除き堤外地に堆積する. 荒川中流, 荒川大橋付近の堤外地には, 堤防建設以降の洪水堆積物からなる段丘が残されており, 観察する機会を得たので報告する. 同様の堆積物がさらに広域に発見される可能性があり, また近代の洪水の記録も残されていることから, 今後洪水時の水位や流量記録と洪水堆積物を関連させて検討することも期待される.

(2)荒川大橋付近の堤外地の地形

荒川流域の堤外地には畑や野球場に利用されている多くの平坦地が存在するが, 中流域では現河床(量水標ゼロ目盛り)とは 5m 以上の比高をもつ段丘を形成しているため, 警戒水位(3.5m)程度の洪水では冠水することは殆どない. 荒川大橋付近の右岸側堤外地にある「村岡荒川緑地」と呼ばれる幅約 350m 程の平坦地もその一つだが, 河川敷近くの地形を詳しく見ると, 樹齢 10 年以上のニセアカシアやエノキなどの高木を含む林地をなしているが, 上記平坦地より 2~3m ほど低位に幅 50~100m の少なくとも 2 段の地形面を認めることができる. これらの低位面の表層にはプラスチック容器片や空き缶などが散在し, 比較的高水位に達する洪水時には一部が冠水したことを示す. 記述の都合上, 2つの地形面のうち高位の面を低位 I 面, 低位の面を低位 II 面と仮称する.

低位 I 面および II 面の分布は, 荒川大橋を挟んで長さ約 750m, 幅は最大約 100m にわたり, 大橋付近がもっとも広い. 荒川の現河床(砂礫からなる流路跡)と低位 II 面間の崖高は, 荒川大橋付近では約 3m であるが, 大橋から 500~600m 下流では 0.5m 以下となる.

(3)堤外地内段丘の洪水堆積物

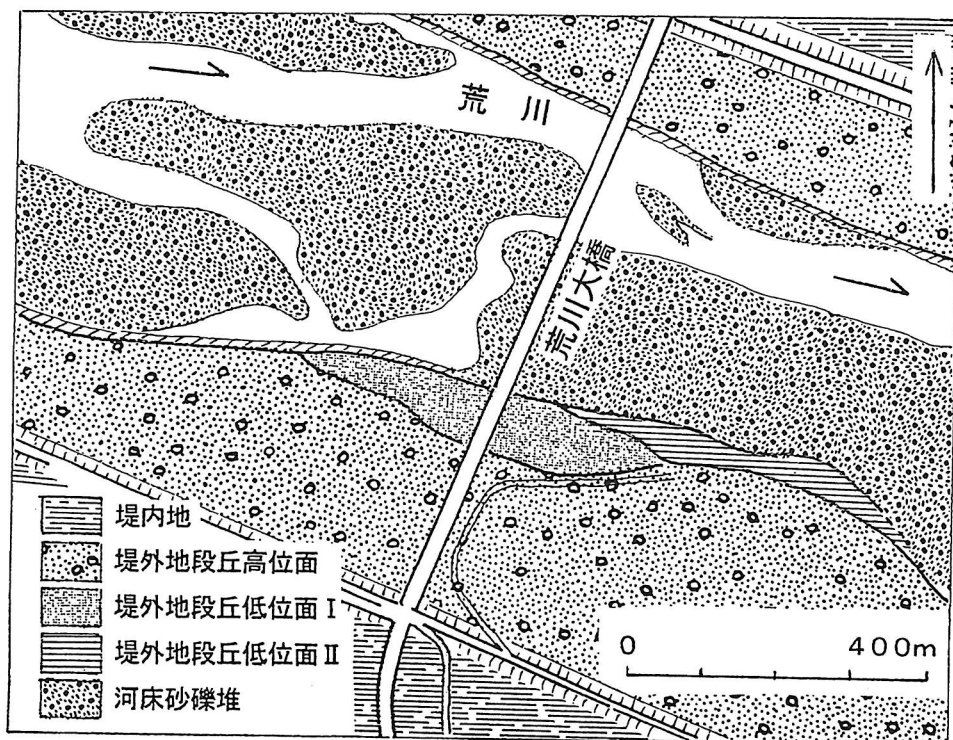
大橋の上流では低位面の崖線はコンクリート堤防で覆われるが, 下流では崖線に沿う高さ 1.5~3 m の露頭が続く, 低位面を構成する堆積物が観察される. 堆積物は大礫を含む中礫を主とする砂礫層からなり, 低位 I 面においては最上部の 20cm 程度, また低位 II 面では最上部 70cm 以上は, 淘汰のよい微粒砂により覆われる. これらの微粒砂層や砂礫層の層相, 堆積物のシーケンスなどから, 6 層以上の洪水時の堆積物と思われる岩相を区分することができる. 堆積物は洪水堆積物に一般的な逆級化構造を示す部分もあるが, 正級化を示す部分も多い.

最上部の微粒砂層は少なくとも2層あり、いずれも淘汰はよく、塊状もしくは逆級化の平行葉理構造を示す。中には空缶、空瓶、ビニール片などが含まれるが、下位の砂礫層の中からも、彩色絵柄のある磁器片、緑色透明のガラス瓶破片、鉄釘や蛇籠の一部と思われる鉄線の破片などの人工の遺物が少なからず発見され、これらの砂礫層も比較的近い過去に発生した数回の洪水の堆積物によって形成されたものであることを示す。

(3) 荒川の洪水記録と堆積物の形成時代

熊谷市付近の荒川では、有史以来大災害をもたらした洪水の記録は少なくなく、熊谷市史ほかの資料によれば 1186 年, 1629 年, 1742 年, 1791 年, 1824 年, 1859 年, 明治以降も 1890 年, 1910 年, 1938 年, 1947 年(カスリン台風), 1949 年(アイオン台風), 流量の観測開始以降も, 1965 年, 1999 年, 2001 年, 2002 年と、警戒水位に近い、あるいはこれを超える洪水が頻発している。

明らかなプラスチックやビニール片を含む上部の微粒砂層は、プラスチック製品の消費量増加や堤外地などに不法に投棄された廃棄物が増えてきた、最近の 20～30 年以降に堆積した可能性がある。この砂層は低位Ⅱ面で厚いことから、この面は古くとも 1965 年洪水以降に形成されたものと思われる。一方、地元の聞き取り調査では、荒川大橋下の堤外地にある低位Ⅰ面の段丘付近は元来河川敷であったが、1938 年 9 月の洪水で砂礫や流木が大量に押し寄せ、埋積したという情報がある。現在のところ微粒砂層の下位の砂礫層は4層準ほどに区分できるが、この砂礫層からは明確なビニール片などの近年の遺物は発見されておらず、低位Ⅰ面の主体は 1947 年のカスリン台風時か、1938 年の洪水により形成された可能性が高い。詳細については検討中である。



熊谷市、荒川大橋
付近の地形分類図

Kanako TERADA, Takehiko SUZUKI : Development of middle Pleistocene sediments filling Kofu Basin, Central Japan

はじめに

甲府盆地は南部フォッサマグナ西縁に位置する構造盆地で、第四系が最大 2000 m 以上堆積している（山梨県総務部 2004）。中期更新世に流下・堆積した黒富士火砕流堆積物と韭崎岩屑流堆積物（八ヶ岳起源）の 2 枚の火砕鍵層を挟む以外は一貫して河成礫層が堆積していたと考えられる（海野 1991）。甲府盆地の埋積過程を知ることは糸魚川—静岡構造線の西縁に位置する構造盆地の発達史を考える上でも重要であり、また、甲府盆地西方の赤石山脈の隆起が周辺地域に与えた影響を推定する一助となると考えられる。

甲府盆地の地下地質の調査研究は 2001 年と 2002 年に地震波探査が行われたものの（山梨県総務部 2004）、甲府盆地の地下地質をボーリングデータから解析した例は海野（1991）以外ほとんどない。そこで本研究では国土交通省土地・水資源局国土調査課の全国地下水資料台帳や各市町村が所有している温泉掘削時のボーリングデータを用い、中期更新世以後の甲府盆地の埋積過程を再検討した。

韭崎岩屑流堆積物と上部礫層の分布と層厚

甲府盆地地下に埋没する韭崎岩屑流堆積物は甲府盆地中央部～西部（笛吹市春日居町—笛吹市御坂町以西）に広く分布しており、盆地北部では東方向ほど、南部では東南東方向ほど層厚を減じる。層厚は盆地北西部の甲斐市竜王新町や盆地南西部の増穂町長澤で 100 m を超え、八ヶ岳から当時の河川流路に沿って厚く堆積した可能性が考えられる。

韭崎岩屑流堆積物を整合に覆う河成礫層である上部礫層は、甲府盆地全域に堆積している。上部礫層の堆積の中心は釜無川の西岸、盆地南西部の南アルプス市南部～鵜沢町にかけてと考えられる（図 1, 2）。これは現在の河川流路とも調和的である。また、最大層厚は増穂町長澤の 230 m で従来考えられていたよりも厚いことがわかった。

中期更新世以後の甲府盆地の埋積速度

韭崎岩屑流堆積物の年代はおよそ 0.25 Ma と考えられている（八ヶ岳団研グループ 1988）。よって、韭崎岩屑流堆積物堆積後の甲府盆地の埋積速度は最大 0.9 m/1000 年となる。盆地南西部の埋積速度が東部のそれよりも大きいのは、西部は糸魚川—静岡構造線と接して、盆地が相対的に沈降している一方で東部には断層がないことや赤石山脈から多量の礫の供給があるためと考えられる。

文献

海野芳聖 1991. 山梨県甲府盆地の埋積過程—地下地質から見た更新世以後の特徴—. 地団研専報 38 : 19-25.

山梨県総務部消防防災課 2004. 『甲府盆地地下構造調査』山梨県.

八ヶ岳団研グループ 1988. 八ヶ岳山麓の中部更新統. 地団研専報 34 : 53-89.

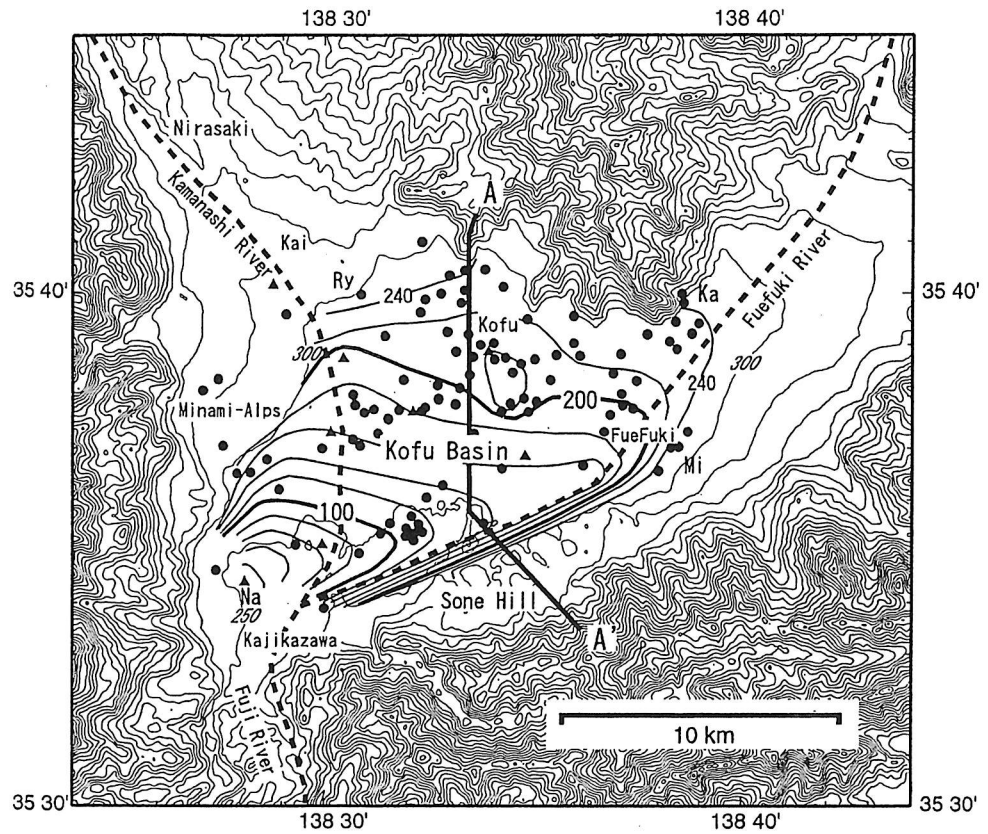


図1 上部礫層の基底高度等高線図

凡例 ●：全国地下水資料台帳, ▲：温泉ボーリング
 Na:増穂町長澤, Ry:甲斐市竜王新町, Ka:笛吹市春日井
 Mi:笛吹市御坂
 ---:河川
 基底高度等高線は20 mごと
 斜体は現在の標高(m)を示す

凡例

- 上部礫層
- 韭崎岩屑流堆積物
- 中部礫層
- 黒富士火砕流堆積物
- 下部礫層
- 基盤

温泉ボーリングの掘削地点

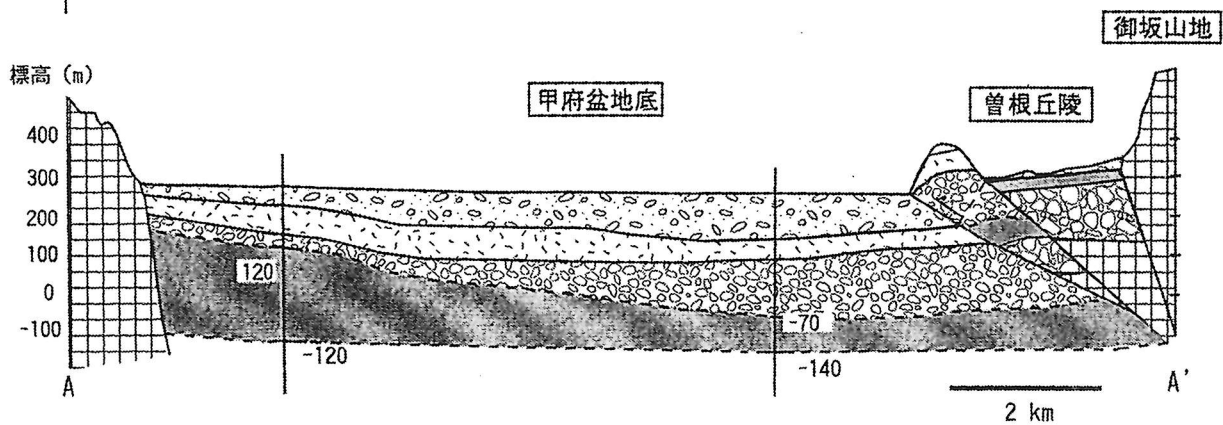


図2 甲府盆地南北断面図

断面線は図1参照
 曾根丘陵の断層は模式的に示す。
 曾根丘陵の断層の地下深度は正確ではない。

岐阜県瑞浪市大湫^{おおくて}における盆地堆積物調査（予報）

柳田 誠（阪神コンサルタンツ）・佐々木俊法（東大・院）・須貝俊彦（東大）
 ・藤原 治（産総研）・守屋俊文（サイクル機構）・宮城豊彦（東北学院大）
 ・守田益宗（岡山理科大）・古澤 明（古澤地質）・福沢仁之（首都大）

Makoto YANAGIDA, Toshihiko SUGAI, Toshinori SASAKI, Osamu FUJIWARA, Toshifumi MORIYA, Toyohiko MIYAGI, Yoshimune MORITA, Akira FURUSAWA, Hitoshi FUKUSAWA; Investigation of basin sediment at the Okute, Mizunami city, Gifu (Preliminary Report)

1. はじめに

内陸部の小盆地における堆積物を解析して気候変動や土砂生産の歴史を議論することは、これまでも行われてきた。例えば宮城ほか(1995)は山形県の川樋盆地においてボーリングを掘削し、火山灰分析、花粉分析、地質断面の解析をおこない、最終間氷期以降における土砂供給様式や古水文環境、植生変化を明らかにした。その結果、氷期には寒冷、乾燥、降雨極小で斜面堆積物が蓄積され、後氷期は湿潤、多雨で貯留された物質が流出したことがわかっている。しかし、東海地方においてはこのような研究はなかった。

Nogami et. al. (2002)は岐阜県の土岐川流域において、将来 12 万年間の地形発達シミュレーションをおこない、現在さらに改良を重ねている。この地形発達シミュレーションにおいて、氷期や間氷期の斜面変動、斜面からの土砂生産量をどのように見積もるか、が課題のひとつとなってきた。そこで、土岐川流域内でも川樋盆地のような小盆地を探し、ボーリング調査、各種分析調査を行い、斜面変動や土砂生産量を復元する調査が企画された。

2. 大湫盆地の選定

空中写真判読により土岐川右岸の山頂付近に位置する小盆地を選定した。土岐川流域およびその周辺の山地には土岐面と呼ばれる山頂部の小起伏面が広く分布しており、更新世前期の土岐砂礫層と呼ばれる礫層から構成される（森山・丹羽, 1985）。須貝（1995）によれば縁辺部に分布する土岐面では一部で土岐砂礫層は認められず侵食面となっている。調査地である瑞浪市大湫は土岐川右岸の標高 500 m 前後の土岐面内に位置する閉塞した小盆地で、平面形は南北約 1km、東西 300m の紡錘状である（Fig. 1）。現在は南へ排水されているが、盆地底は標高 501~504m でほぼ平坦であり、小さな流域の土砂をほとんど捕捉し続けていると考えられる。大湫盆地は北へも谷地形が連続しており過去には北へ流出していた可能性が高いと考えられる。さらに、東と西にも谷中分水界があり、大湫盆地は侵食小起伏面である土岐面の中に生じた小盆地と考えられる。地質図によると大湫盆地の南西側には花崗岩、北東側は濃飛流紋岩が分布する（小井土・山田, 2004）。

3. ボーリング調査

この大湫盆地において 8 本のオールコアボーリング（総延長は 179.3m）を掘削した（Fig. 2）。それぞれ OK-1 から OK-9 とし、OK-5 は欠番である。最も深いボーリングは OK-2 の 32m であり最下部は風化した基盤岩に達した。コア観察により柱状図を作成し断面図を試作したのが Fig. 3 である。盆地の基底地形は 10m 程度の起伏をもつことが推定される。堆積物は主に黒色～暗色の腐植層と灰色の粘土・シルト層の互層からなり、盆地縁に近い OK-6、OK-7 では腐植層と砂礫層の互層に変化する。

OK-1 コアの深度 18.40-18.60m では黒雲母、角閃石、石英で特徴づけられる火山灰が確認され、屈折率は角閃石 1.681-1.690、斜方輝石 1.721-1.730 で、鉱物組成、岩相、屈折率から MIS8 と MIS9 の境界付近に位置する Ng-1 火山灰（水野・吉川, 1991）に対比できる。同様に深度 6.55-6.60m に K-Tz、深度 2.70-2.75m に AT、深度 1.00-1.05m に K-Ah が確認された。火山灰の年代と深度からみて、大湫盆地の堆積物は MIS9 以降に 0.07-0.08mm/y の速度で連続的に堆積している。

4. まとめ

以上から、大湫盆地には更新世中期以降に厚さ 25-30m の堆積物が連続して堆積していることが確認された。現在、花粉分析、粒度分析、火山灰分析、密度測定、帯磁率測定、色測定などの各分析が進行中であり、今後、土砂供給量変化、気候変動、周辺の植生変化などの環境変動史が明らかにされることが期待される。

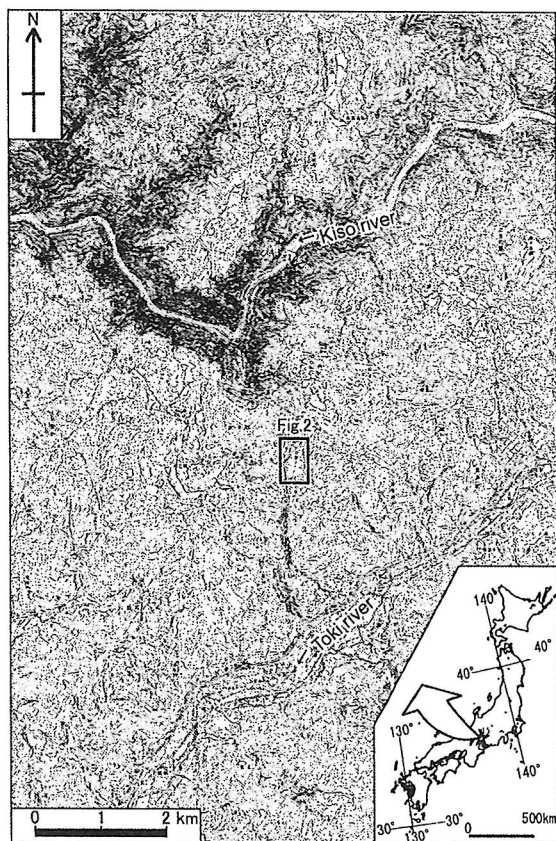


Fig.1 Locality of this study

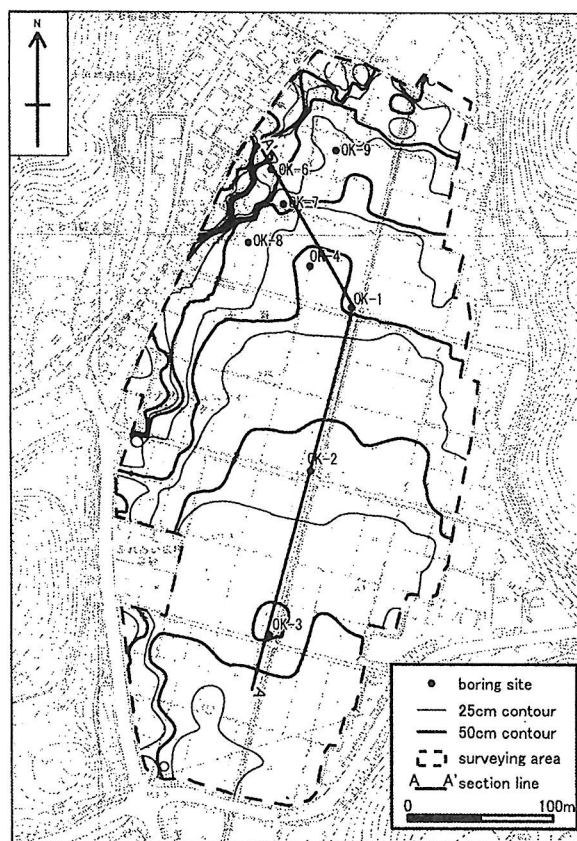


Fig.2 Boring site

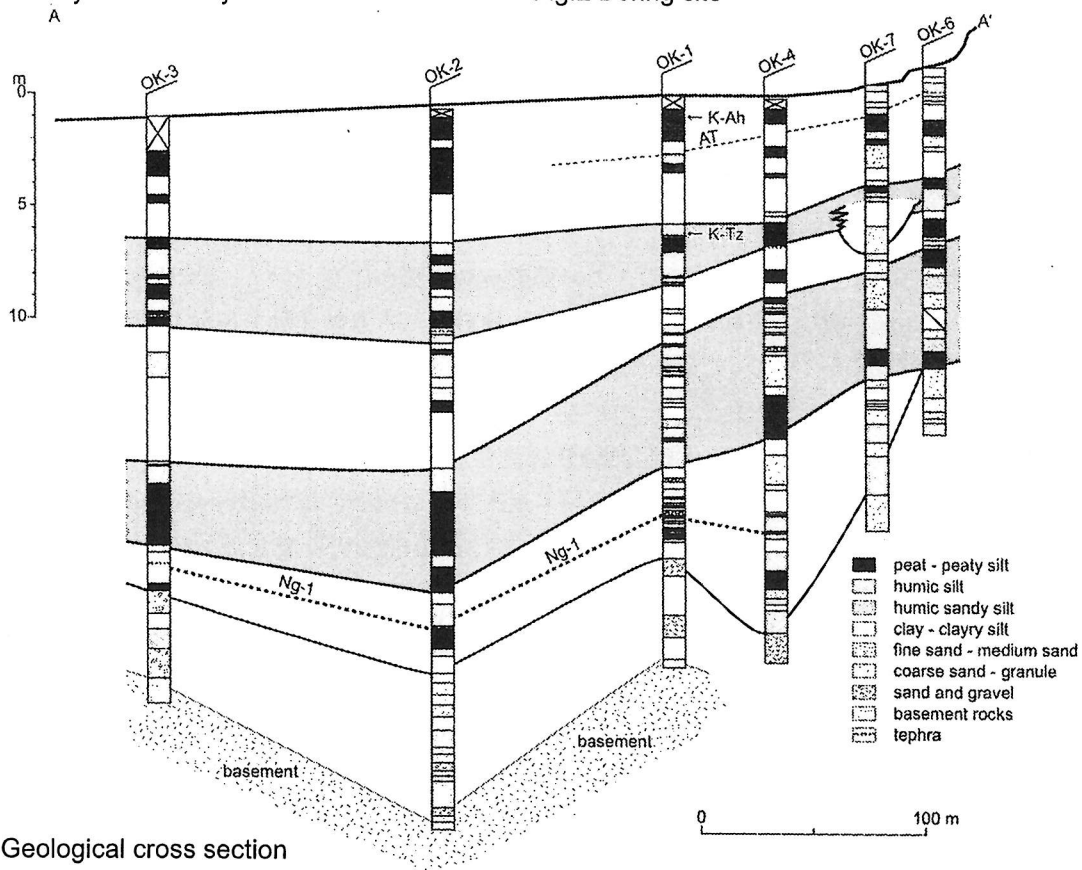


Fig.3 Geological cross section

O-26

長野市高野層全層ボーリングコアの層相と TOC 含有率変動

田原敬治・角田尚子・野末泰宏・公文富士夫(信州大学)・長橋良隆(福島大学)

Takaharu TAWARA, Naoko KAKUTA, Yasuhiro NOZUE, Fujio KUMON, and Yoshitaka NAGAHASHI ;
Lithology and variation of TOC content of All Drilling core from the Takano Formation, Nagano city, Central Japan.

○ はじめに

高野層は長野市信更町高野に分布する湖成層である(木村 1987)。高野層全層ボーリングコアは、かつての古高野湖の湖心部付近であったと考えられる旧信田小学校高野分校跡において、2004 年 6 月 10 日～16 日にかけて掘削された。採取されたコアは全長 53.88m (回収率 99%) で、全体に均質の粘土質シルトからなり、多数のテフラが挟在されていた(図 1)。これらのテフラの同定は長橋良隆博士(福島大学)らによって進行中であり、結果の一部は長橋ほか(2005)(本要旨集)等で報告される。

○ 高野層の層相

コア試料は、地表～深度 231cm まで赤褐色に風化していたが、それ以深は保存状態のよい堆積物であった。深度 231cm～1357.5cm (Tt-E の上面) は、主に塊状で黒灰色の粘土質シルトで構成されていた。この部分には 22 枚のテフラ層が存在しており、木村(1987)の高野層上部層に相当する。深度 1374cm (Tt-E 下面)～2447.5cm (Tt-D 上面) は、主にラミナの発達する黒灰色の粘土質シルトで構成されていた。この部分には 26 枚のテフラ層が挟まれており、藍鉄鉱が各所に散在するとともに深度 1400cm～1500cm と深度 1700cm～1800cm に特に多く見られた。なお、この部分は高野層中部層に相当する。深度 2513cm～5388cm は主に塊状のシルトから構成され、藍鉄鉱が広く散在して見られた。また、テフラは 41 層認められた。この部分は高野層下部層に相当する。本コアにおいては、高野層上部層/中部層・中部層/下部層境界には、木村(1987)が指摘するような不整合は確認されなかった。このことから、古高野湖湖心部では堆積の中断は起こらず、連続的に堆積が進行していたと考えられる。

○ TOC 含有率変動に基づく古気候変動

テフラの層厚を除いて補正した深度とテフラの年代(町田・新井 2003; 長橋ほか 2004)を直線で近似し、深度-年代関係を構成した(図 2)。この深度-年代関係に基づいて、TOC 含有率を深度上での変動から年代変動へ変換し、前の氷期から～最終氷期前半の古気候変動を復元した(図 1)。本コアの TOC 含有率変動はグリーンランド氷床の酸素同位体比変動と酷似しており、気温を何らかのシステムを通して反映していると考えられる。

今回復元された古気候変動には、SPECMAPに見られる MIS 3～6 に対応する長期的な寒暖変動に対応した変動が見られた。また、グリーンランド氷床コアに記録された Dansgaard-Oeschger サイクルに対応する数百～数千年周期の寒暖変動が確認でき、IS 9～25 の亜間氷期を認定することができた。このような高精度かつ長期間の気候復元は日本で最初のものである。一方、IS 21 付近の気候変動は徐々に温暖化し終盤に急激に寒冷化するパターンを示し、典型的な D-O サイクルとは逆になっていることが認められた。また、IS 20～24 の間には従来は正確に認識されていなかった温暖期が認められた。

本研究より、最終間氷期以降で最も温暖だった MIS 5e と見られる温暖期(140ka～114ka)の気候変動を復元することができた。本研究では、MIS 5e では序盤(136ka 頃)と終盤(120ka 頃)が温暖の極大になり、中盤(128ka 頃)が冷涼となる変動があったことが新に認識された。また、MIS 5e を通して短い周期(1 千～2 千年前後)での寒暖変動が繰り返していたことも認められた。

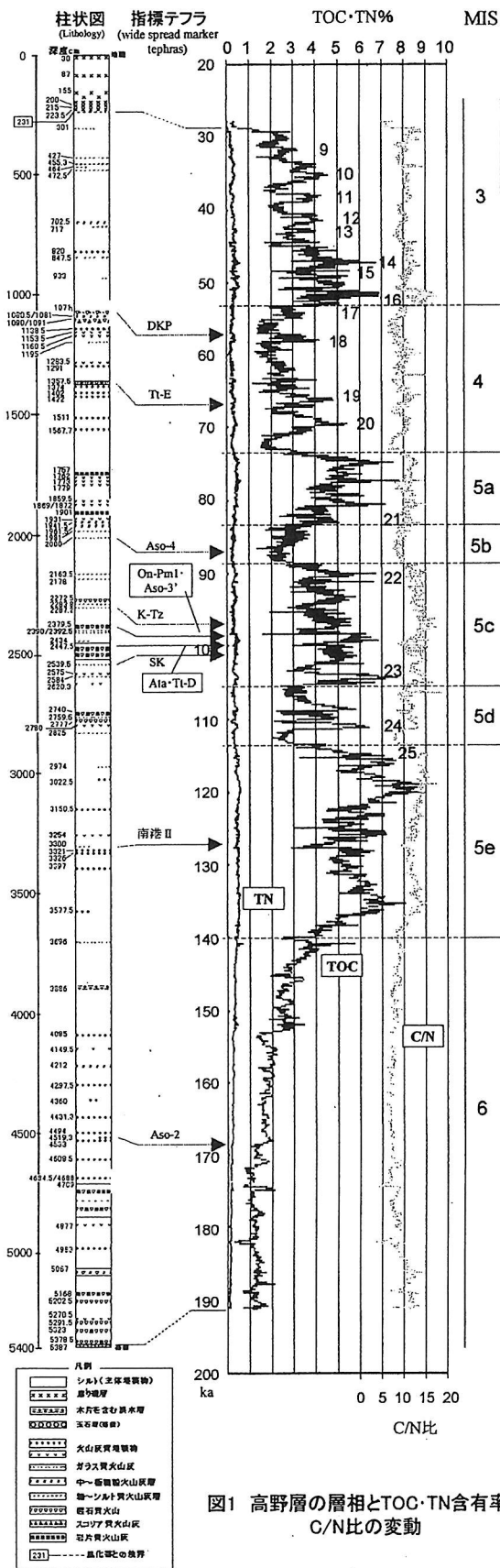


図1 高野層の層相とTOC・TN含有率とC/N比の変動

○ 研究の異議と今後の展望

・日本における前の氷期～最終氷期前半にかけての長期間の気候変動を、高時間分解能で連続的に復元することができた。これは中緯度地方では最初の発見である。同様の測定を積み重ねることで、数10万年前までの気候変動を詳細に復元することが可能になると考えられる。

・今回は広域指標テフラを年代の枠組みに利用したが、逆に見ればDKP～SKの広域指標テフラの層準が古気候変動上でどの層準にあるのか高精度で決定されたことになる。今後、日本周辺の山岳～海洋域の様々な場における古環境変動をテフラを介して、気候変動と対応させることが可能になり、地形発達史や人類史、環境変遷史などと気候変動との関係が精密に議論できる条件を整えることが可能になると期待される。

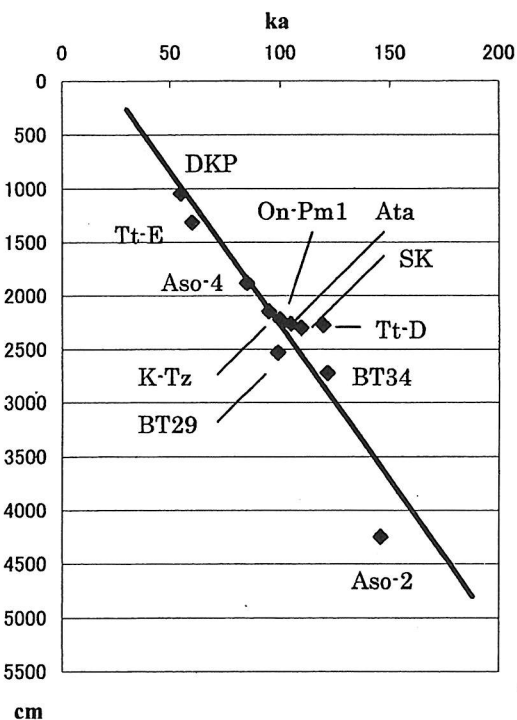


図2 テフラの年代を基にした深度-年代関係

テフラの年代：町田・新井（2003），長橋ほか（2004）より

O-27 長野市高野層の炭化水素成分から推定される古環境変遷

野末泰宏・田原敬治・公文富士夫・福島和夫（信州大学）

Yasuhiro NOZUE, Takaharu TAWARA, Fujio KUMON and Kazuo FUKUSHIMA;
Paleoenvironment change inferred from hydrocarbon fraction of Takano Formation,
Nagano City

はじめに

将来的な環境変動を予測するためには、現在の地球環境を理解するとともに、過去の地球環境の変遷を明らかにすることが必要である。古環境を推定するのに堆積物中の有機化合物を指標として用いる方法がある。堆積物中に含まれる脂質成分は、水中起源と陸上起源のものに分けられ、起源の違いによって、飽和炭化水素組成に違いを生じることが知られている。したがって、堆積物中の炭化水素組成の違いにより、水中と陸上から供給される有機物の寄与の変化を示すことができる。さらに陸上高等植物の樹脂を起源とする脂質成分は、植物の分類群により異なることが知られている。ある期間の環境を平均的に反映し、形成されると考えられる陸上植物起源の脂質成分に注目することによって、古植生を復元できると期待される。本研究では、古環境が記録されている媒体として高野層を選択し、分子指標による古環境の復元を試みた。

方法

高野層は長野県長野市信更町高野に分布する 3～15 万年前に堆積した湖成層である。高野層の全層ボーリングコアは、2004 年 6 月 10～16 日に掘削した。全長 53.88m の全層ボーリングコアは、縦に半裁した後に 1cm 間隔で切断した。1cm 間隔で切断した試料は、含水率・元素分析、花粉分析及び脂質成分分析用に分割した。脂質成分分析用の試料は凍結保存した後、凍結乾燥させて粉末試料とした。概ね 50cm 間隔で、脂質成分分析を以下の方法に沿って行った。

粉末試料をジクロロメタン：メタノール（6：4）を用いて超音波抽出をした。抽出物をアンプルに入れ、水酸化カリウムを用いて、ケン化（100℃、2 時間）した。アルカリ溶液からヘキサン：ジエチルエーテル（9：1）を用いた溶媒抽出により中性成分を得た。中性成分をシリカゲルクロマトグラフィに通し、ヘキサンによって溶離される分画を脂肪族炭化水素分画とした。脂肪族炭化水素分画を GC 及び GC-MS により分析し、定性・定量を行った。

結果と考察

脂肪族炭化水素分画には、炭素数 17～31 までの直鎖の飽和炭化水素が含まれていた。これら直鎖の飽和炭化水素の総量を全炭化水素量とした。全炭化水素量を全有機炭素

含有量で規格化し、その鉛直分布を図 1(a)に示した。規格化することで全有機炭素含有量の変化に伴う炭化水素の変化を緩和することができる。規格化した全炭化水素量は、コア深度 600~900cm、1900~2100cm で極大、深度 900~1200cm で極小を示した。

植物プランクトン起源とされている短鎖の飽和炭化水素 (C_{17} 、 C_{19} 、 C_{21}) を SHC とした。大型の水生植物が主に含んでいる中鎖の飽和炭化水素 (C_{23} 、 C_{25}) を MHC とした。陸上高等植物に多く含まれている長鎖の飽和炭化水素 (C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31}) を LHC とした。このようにして分けられた飽和炭化水素の組成を図 1 (b) に示した。コア深度 200~800cm、1600~2000cm、2300~2500cm では、LHC の割合が大きくなっており、陸上高等植物起源の有機物の寄与が大きかったことが示唆される。深度 800~1600cm では、MHC の割合が大きくなっており、大型の水生植物を起源とする有機物の寄与が大きくなっていったことを示している。埋積により湖が浅くなることで、大型の水生植物が繁茂しやすくなったことが推定された。

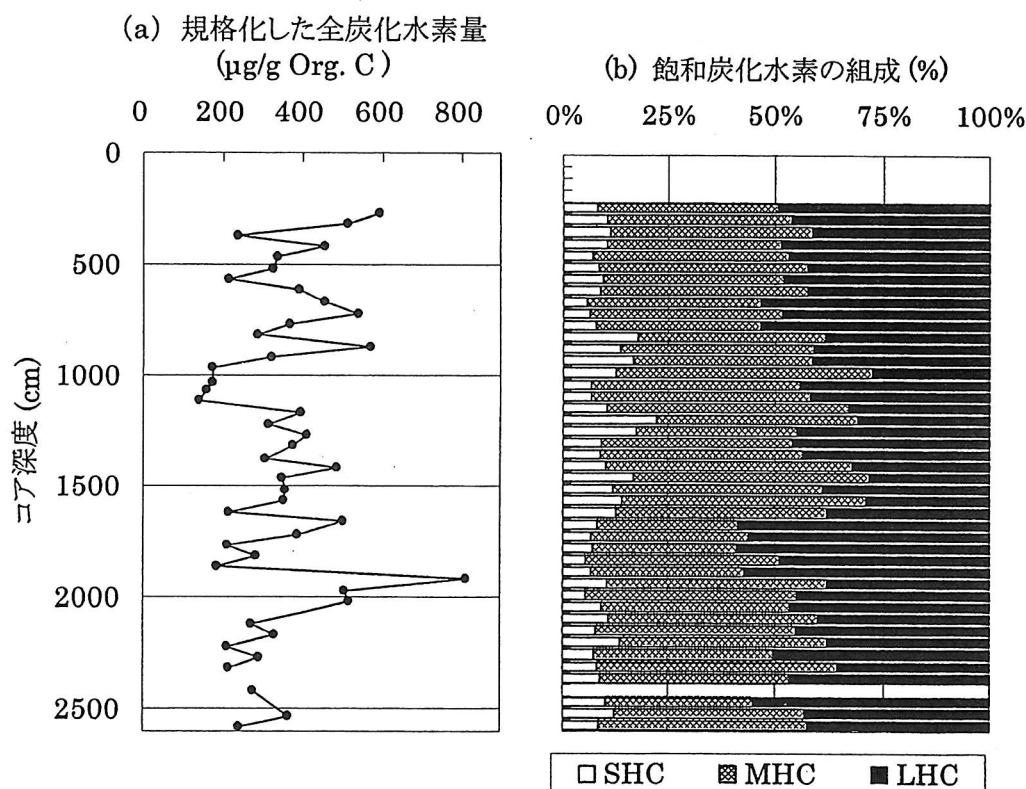


図1 直鎖の飽和炭化水素成分の鉛直変化。(a) 炭素数17~31までの直鎖飽和炭化水素の総量を全有機炭素含有量で規格化した。(b) 直鎖の飽和炭化水素をSHC(C_{17} 、 C_{19} 、 C_{21})、MHC(C_{23} 、 C_{25})、及びLHC(C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31})に分け、それらの組成を示した。

O-28 有機炭素含有量は日本の第四紀後期の気候変動を詳細に解明できるか

公文富士夫 (信州大学理学部物質循環学科)

Fujio KUMON: Strategy to reconstruct a high-resolution climate history of the late Quaternary in Japan using total organic carbon content in lake sediments

有機炭素 (TOC) 含有量は、過去の気候を表す指標の一つとして実用的には有効であることがいくつもの研究で示されているが、気候が TOC 量に影響する因果関係は十分に解明されているとはいえない。しかし、木崎湖における 21 年間の湖沼観測資料と堆積物中の TOC 量をつきあわせた検討から、冬の暖かさが湖水中の冬季の生物生産性を高め、それが年間の生物生産量を引き上げて、湖底堆積物にもたらされる有機物量を増加させるというメカニズムで TOC が冬の気温を反映しているという可能性が提起されている。また、長野県の涌池や諏訪湖における検討でも、堆積物中の TOC 量は、冬の平均気温や、最低気温、冬日の日数と言った冬の気温を示す指標と相関を持っていることが示されている。それ故、TOC 量は冬季の気温を反映した指標として有効であると考えられる。

実際、野尻湖の湖底堆積物について約 50 年程度の精度で過去 6 万年間にわたって TOC 含有量の変動を解明したところ、MIS 1~4 の大局的な気候変動のみならず、Dansgaard-Oeschger サイクルと同じような数百から数千年の周期的変動が見つかり、IS 1~18 の亜間氷期を認定することも可能であった。まったく同じ試料について行った花粉の結果も、TOC 量の大きい層準は落葉広葉樹が多くなる相対的温暖期に当たっていることを示しており、TOC の変動が気候と深い関係を持っていることが傍証している。

より古い時代の気候変動を解明するためには、野尻湖堆積物の下位に相当する湖沼堆積物が必要であった。それを長野市信更町高野に見いだし、そこに分布する高野層を対象として、オールコア・ボーリングによる試料採取をおこなった。高野層はおもに粘土質シルトからなり、大山倉吉テフラ(DKP)、立山 E テフラ (Tt-E)、阿蘇 4 テフラ (Aso-4)、立山 D テフラ (Tt-D)、阿蘇 2 テフラ (Aso-2) などの広域指標テフラを挟む。この高野層で 1cm ごとに試料を分取して (約 20 年の時間精度) 分析した TOC 含有量は、グリーンランド氷床の酸素同位対比の変動が示す寒暖変動とたいへんよく似た変動を示す。指標テフラの年代を目安にして、これらの TOC 変動を SPECMAP やグリーンランド氷床の酸素同位対比の変動と対比すると、MIS 3 の後半から MIS 6 の大局的な変動とともに、D-O サイクルに対応する IS 11~25 の亜間氷期を認定することができる。また、MIS 5e や MIS 6 の中における短~中周期の変動も見いだされており、それらに対する意味づけも今後の課題となっている。

今後さらに古い時代の湖沼堆積物を探すことができれば、より過去に遡った高精度の古気候復元が可能である。日本列島には多数の指標テフラがあるので、離れた地域にあっても湖沼堆積物の厳密な対比が可能である。また、陸上であれば個々の湖に相当する堆積物の掘削には 2, 3 百万円程度の費用しかかからないので、費用対効果の大きい研究が行え

る。経費はかかるが、琵琶湖の湖底掘削を再度行えば、確実に約 40 数万年前までの連続的な試料を得ることができるという見通しもある。このような資料の積み重ねによって、日本列島の地域性を反映した高精度の古気候の復元を行うことが、重要だと考える。これは大変な手間と時間のかかる研究であり、1 人や 2 人でできることではないのであろうが、第四紀の研究者が幅広く協力しあえば可能な目標だと思う。グリーンランド氷床の研究でも、多年にわたり、多数の研究者が数千個という同位体測定をおこなって、国際的にもよく知られ、高く評価されている成果を出している。最近でも従来の掘削点 (GRIP, GISP2) よりも 325 km ほど北で新たな氷床コア (NGRIP) を掘削して、12.3 万年前までの気候変動の詳細な再検討を行った (North Greenland Ice Core Project members, 2004)。それらのことを考えれば、日本列島の地域性を明確にするために我々に要請される課題ではないだろうか。

TOC を利用することの利点は、比較的容易に分析ができることであり、結果としてサンプリング密度の高い (時間分解能の高い) 資料を提供できることである。日本の (大学) 研究者が利用できる時間と予算が比較的限られている現状ではこの側面は貴重である。小さいサンプリング間隔と高い時間分解能は、よりよい古気候復元のもっとも重要な条件のひとつである (Bradley, 1999, p.6)。

とはいえ、TOC 量を気候復元に利用する上での弱点もある。その一つが、前にも述べたように成因的な因果関係が確立していないことである。また、火山灰の降下や洪水などの急速な堆積による希釈もある。しかし、このような希釈を起こす堆積物は、見かけ密度の増加やソフテックス写真の難透過層として認識できるので、TOC が急激に低下する層準のチェックを行うことができる。また、偶然的に葉や茎などの植物片が挟まれることがある。その場合には TOC の急増とともに C/N の増加としても表れるので、認定が可能である。なお、湖水中のプランクトンを起源とする有機物では C/N 比は 6 ~ 15 程度とされている。これらのイベント的なデータは、気候変動を復元する上では除外しなければならないが、認定しやすいので比較的容易に除外できる。一方、水理環境の変化などによって粗粒な碎屑物が増加し、結果として TOC 濃度が徐々に変化することがある。このような場合には堆積物の層相の変化や粒度の変化に注目して、その影響を評価し、補正しなければならない。堆積速度の変化に注目することも一つの対処方法である。埋没の進んだ堆積物では続成作用によって TOC 量が系統的に減少する可能性もある。年代的に古い湖沼堆積物を扱っていないこともあるが、現在の所では、続成作用が深刻な影響をあたえている事例は知らない。

佐々木俊法(東京大学・院)・須貝俊彦(東京大学)・柳田 誠(阪神コンサルタンツ)

Toshinori SASAKI, Toshihiko SUGAI, Makoto YANAGIDA; Paleoenvironment changes since middle

Pleistocene in the inland small basin sediments

[概要]

大湫盆地は瑞浪市街の北東約 8km に位置する東西約 300m, 南北約 1km の閉塞された小盆地で, 盆地南側の小河川は南流して土岐川に注ぎ, 北側の小河川は北流して木曾川に注ぐことから, 盆地内に谷中分水界が存在する。盆地の集水域は狭く, その面積は約 0.45km^2 である。大湫盆地は地質境界に位置し, 南西に土岐花崗岩, 北東に濃飛流紋岩が分布する。盆地は土岐面と呼ばれる小起伏面内に位置し, 大湫盆地の標高は盆地底で約 500m である。

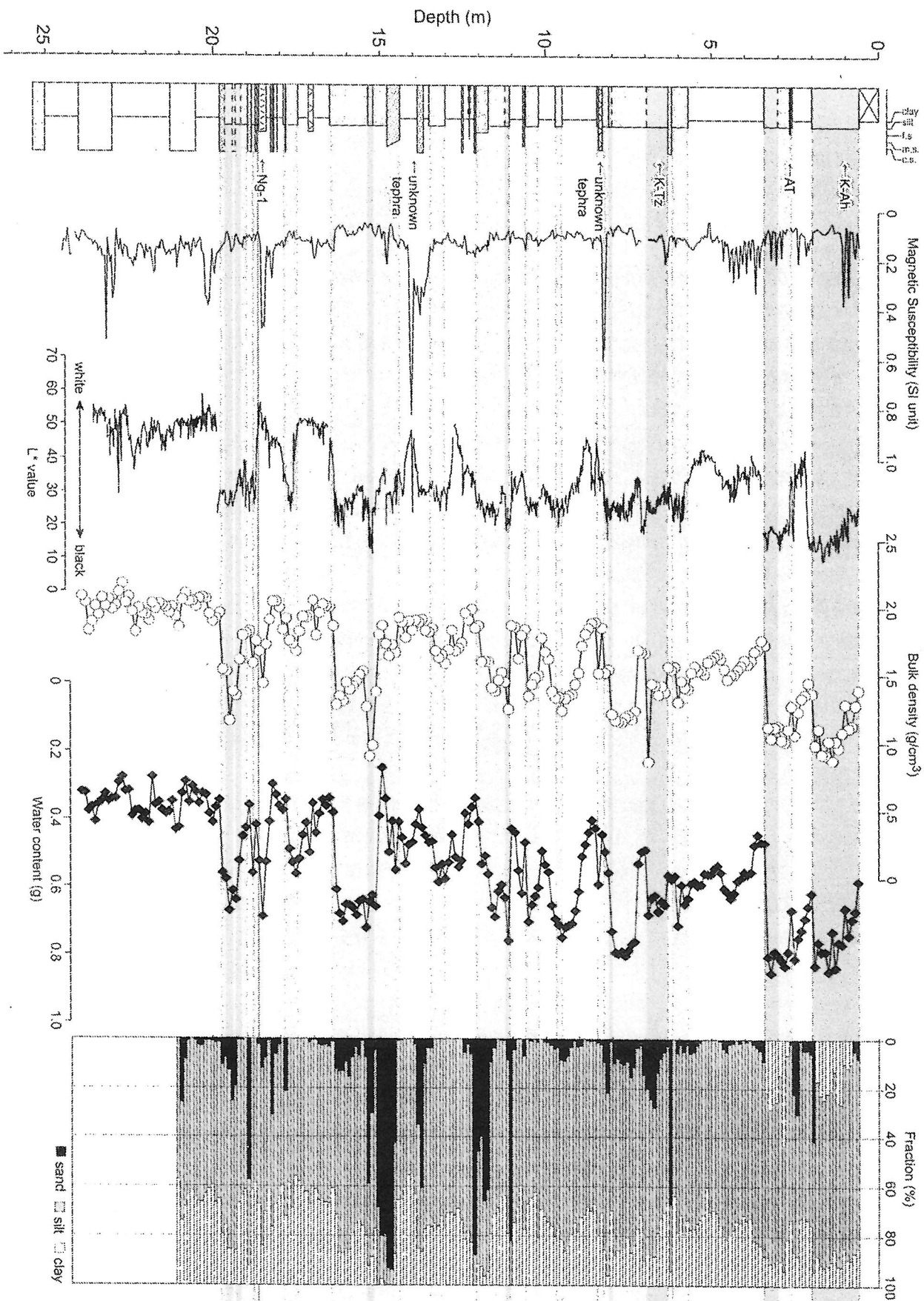
本研究はこの内陸小盆地の堆積物から古環境の変動を明らかにすることを目的に, 盆地北縁部から中央部にかけてボーリングを 8 孔掘削し, オールコアで試料を採取した。今回の発表では, 特に盆地中央部で掘削した OK-1 孔から得られた試料を用いて分析・測定をおこなった結果について述べる。このコアでは帯磁率, 色測定, 密度, 含水率, 粒度分析, 火山灰分析, 花粉分析をおこなった。

[結果および考察]

OK-1 孔は全長約 25.5m が得られ, 約 20m 以深では流紋岩の風化岩および流紋岩起源のわずかに円磨された粗い長石の粒子を多く含む堆積物が観察された。約 20m 以浅では青白灰色などの淡い色を呈する湖沼性堆積物と暗褐色～黒色を呈する泥炭などの腐植物に富む堆積物とが大きくみて 1～5m 単位で互層している。そして, 個々の地層中には数十 cm 程度で黒色層と白色層との繰り返しが認められる。さらに腐植量の差などによる数 cm 単位での互層が認められる部分もある。また, 下位の地層ほど粗砂～細礫の薄層が挟在している。これらの層相の変化は過去の古地理を反映していると考えられ, 特に約 20m 以浅の互層では明瞭な不整合もみられず, 周辺の環境変化に対応した連続的な古環境を記録している可能性が高い。

火山灰分析の結果(分析: 古澤明), 広域テフラとして喜界アカホヤ(K-Ah: 7.3ka), 始良丹沢(AT: 25-28ka), 喜界葛原(K-Tz: 95ka), Ng-1(MIS8/MIS9 境界: 約 270ka)が検出された。これらのテフラの年代と深度との関係を見ると, 直線的な関係となり, これらの堆積物は Ng-1 の降下年代から約 30 万年前以降, ほぼ一定の 0.07mm/y 速度で堆積したといえる。概略の花粉分析結果(分析: 守田益宗)から AT 以深において, 3 回の温暖期, 2 回の寒冷期が明瞭に認められ, テフラの降下年代と併せると, それらは温暖期が MIS5, MIS7, MIS9 に, 寒冷期が MIS6, MIS8 に対応する。

本調査地は集水域が極めて小さい小盆地で, 大規模な河川の流入などは考えられないため, OK-1 孔で認められた湖沼性堆積物と泥炭土の互層は, 周辺の植生環境の差によるものと考えられる。つまり, 泥炭土層準では植物遺体の堆積量が分解量を上回っていたことを示し, 湖沼性堆積物層準では腐植物質がほとんど認められず, 植物遺体の堆積量がきわめて少なかったといえる。泥炭土の分解状況を示す含水率に着目すると, その変動は規則的に急激な増加と緩やかな減少の組み合わせによるノコギリの歯状で推移していることが読み取れる。温暖期ほど植物の生産量が高いと考えられるため, 本調査地では中期更新世以降, 緩慢な寒冷化の後, 急激な温暖化が起こるという周期的な変動を示している可能性が示唆された。



O-30 浅層ボーリングにもとづく濃尾平野沖積最上部層の堆積相と分布様式

山口正秋・須貝俊彦・鳴橋龍太郎・吉田英嗣・堤 聡衣・柏野花名・大上隆史・松島紘子・福田浩之・本多啓太・大森博雄（東京大）・藤原 治・鎌滝孝信（産総研）・布施圭介（大和地質研究所）

Masaaki YAMAGUCHI, Toshihiko SUGAI, Ryutaro NARUHASHI, Hidetsugu YOSHIDA, Takashi OGAMI, Hiroko MATSUSHIMA, Hiroyuki FUKUDA, Keita HONDA, Hiroo OHMORI, Satoe TSUTSUMI, Hanana KASHIWANO, Osamu FUJIWARA, Takanobu KAMATAKI, and Keisuke FUSE; Facies and distributions of the uppermost Holocene sediment in the Nobi Plain, Central Japan, based on all-core sediment analysis

1. はじめに：濃尾平野は自然堤防や後背湿地、旧流路といった微地形の発達が顕著で（図1）、表層堆積物の粒度組成が微地形の違いを反映しているとされる（森山，1977）。しかし、こうした微地形そのものの形成過程については不明な点が多い。この点を明らかにするためには、デルタ堆積物を覆う沖積最上部層（沖積陸成層）の累重様式や層相、分布様式と微地形との関係を詳細に検討する必要がある。本研究では多数の浅層ボーリングコアを採取し、それらの解析によって沖積最上部層の分布様式と内部構造を明らかにし、その堆積過程を解明することを目的としている。本発表では濃尾平野における沖積最上部層の詳細な分布様式とその内部構造について速報する。

2. 方法：本研究で採取した試料は、浅層ボーリング31地点（計168m）と検土杖43地点である（図1）。浅層ボーリング試料は、応用地質社製の打撃式シート型サンプラーを用いて採取した、直径3cm、掘削深3～8mのオールコア試料である。得られたコア試料は、半割後、岩相の記載を行うとともに、色（L*,a*,b*）、粒度、電気伝導度、AMS¹⁴C年代（6本のコアから計9試料）の各測定を行った。

3. 結果と考察：自然堤防帯を横断する測線上の17本の群列浅層コアの柱状図（図2）と、その堆積相にもとづく地形地質断面の解釈図を示す（図3）。沖積最上部層の基底は淘汰の良い中粒砂～粗粒砂で、それを覆う泥層との境界は明瞭である。この境界は横断面方向の連続性が良く、西にむかって緩やかに傾下する。下位の砂層はデルタフロントの堆積物である上部砂層（山口ほか，2003）に対比され、それを覆う泥層はデルタプレインの堆積物と解釈される。堆積当時は、両者とも概ね水平に堆積し、その後、平野西側を画する養老断層系の活動にともなって傾動したものと推定される。

沖積最上部層の内部構造については、微地形との対応関係をもとに考察する。現在の微地形と堆積物との関係は、比較的明瞭である。流路跡（地点16, 12, 24, 25, 27）で観察される沖積最上部層には、淘汰の良い粗粒砂～中粒砂と、それを覆う腐植質のシルトが認められ、これらはチャンネルとそれを覆う放棄チャンネルの埋積物と解釈される。同様に自然堤防（地点7, 8, 9, 10, 11, 13, 14）では、細砂または砂泥互層、淘汰の悪いシルト質層が観察され、しばしばラミナや、シーム状に挟まれる植物片が認められる。さらに後背湿地（地点17, 15, 21, 21, 23）では、腐植質のシルトが観察される。こうした堆積物の特徴と現在の微地形との関係から、沖積最上部層を自然堤防、チャンネル、放棄チャンネル埋積物、後背湿地の各堆積物に細分できる（図3）。

デルタフロント堆積物とチャンネル堆積物はいずれも淘汰の良い粗粒砂～中粒砂で、よく似た層相を示すが、横断面方向の連続性を調べることで両者を区別することができる。チャンネル堆積物を覆う放棄チャンネル埋積物は、地点9では比較的新しい¹⁴C年代を示すほか、地点24では新しい時代のガラス片を含む。これらのことは下位の砂層が、新しい時代に形成されたチャンネル堆積物であることを裏付ける。チャンネルはいずれも古い地層を切り込みつつも、不規則にその位置を変え、側方に自然堤防をつくりながら上方に累重している。これらは典型的なチャンネル・レビーシステムの特徴であり、デルタフロント通過後約3000年間の濃尾平野の活発な堆積作用を物語っている。

引用文献：森山昭雄（1977）地理学評論，50，71-87。

山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・鎌滝孝信・大森博雄・杉山雄一（2005）第四紀研究，42，335-346。

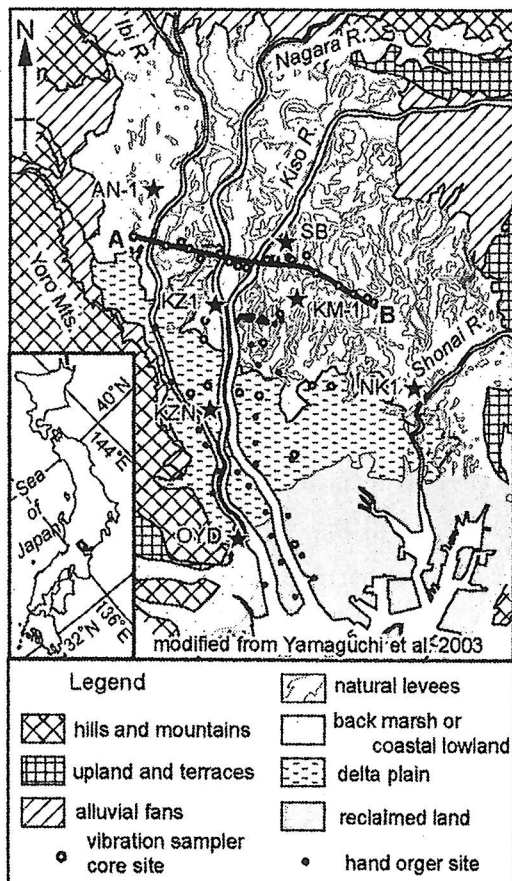


図1 打撃式サンプラーコアおよび検土杖の試料採取地点と図3の断面位置

Fig.1 Location of vibration cores, hand orger samples, and cross section in fig.3

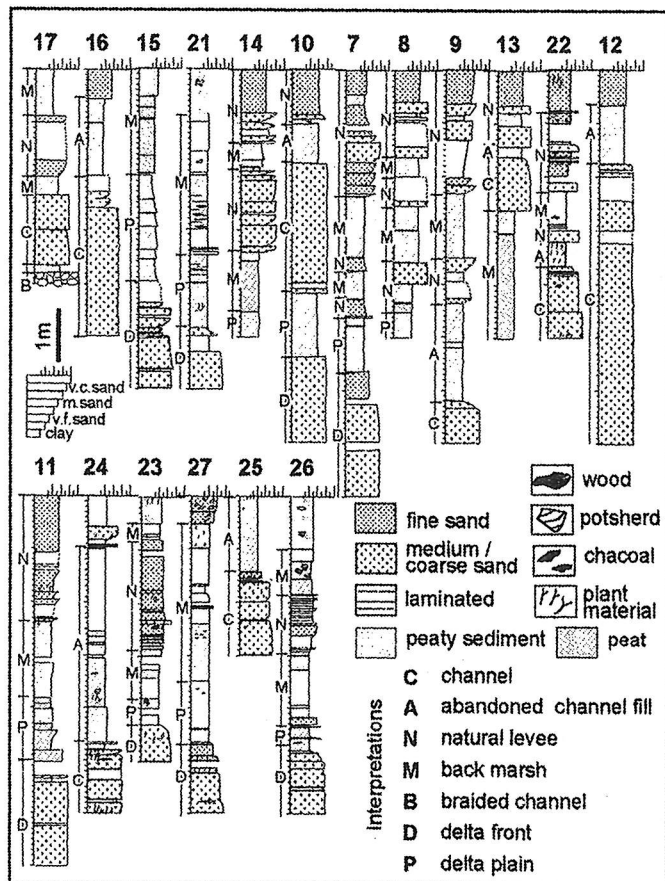


図2 自然堤防帯の断面(図1のA-B)における打撃式サンプラーコアの柱状図

Fig.2 Core logs for vibration cores, obtained on the cross section A-B in fig.1

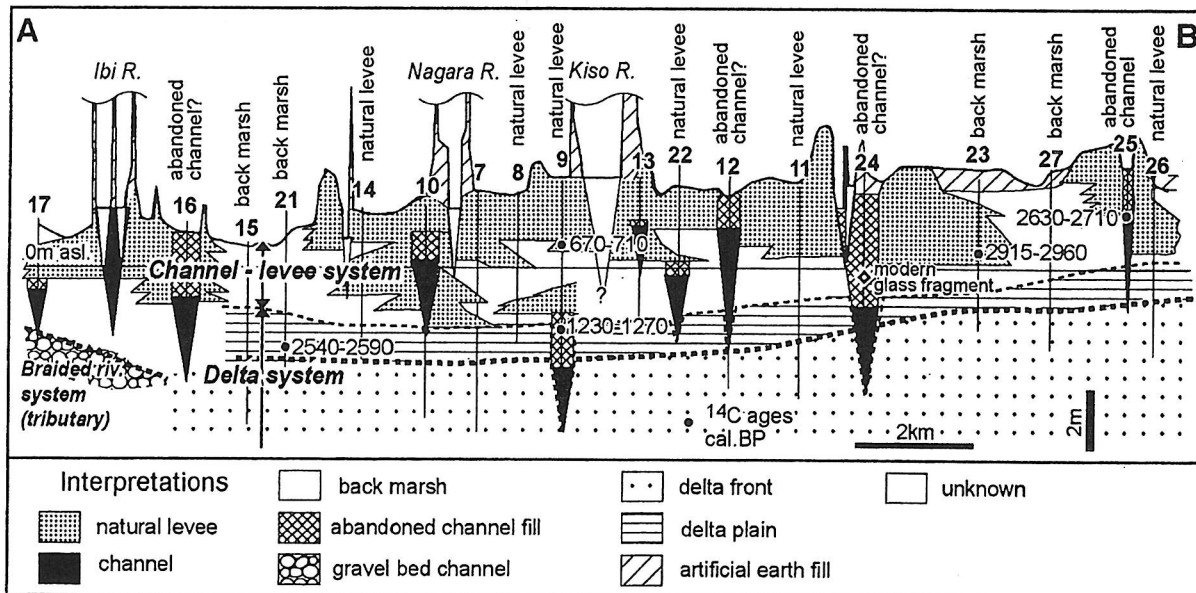


図3 打撃式ボーリングコアの解釈にもとづく地形地質断面図

Fig.3 Geological cross section, interpreted from vibration cores

O-31 河内平野中央部における完新世貝形虫群集の変遷と堆積環境

西田 慎一・安原盛明・吉川周作(大阪市立大学)

Shinichi Nishida, Moriaki Yasuhara and Shusaku Yoshikawa : Changes in Holocene ostracode faunas and depositional environments in the Higashi-osaka Area, southwestern Japan

はじめに

貝形虫は様々な環境要因に敏感に反応するため、第四紀の古環境解析によく用いられている。特に、内湾生貝形虫は水深及び関連する要因の違いによって規制され細かく棲み分けを行っていることが知られており、近年、海水準変動の復元に用いられるようになってきた。

大阪湾は、瀬戸内海の東端に位置し、淡路島によって湾口をふさがれた閉鎖的な内湾で、ほぼ楕円形状をなし、長軸北東約 60 km、短軸北西約 32 km、面積約 1450 km²である。また、大阪平野は、西方を大阪湾に面するが、それ以外の三方を山地、丘陵地に囲まれた低地である。大阪平野の中央部には上町台地が南北に連なり、その東側が河内平野、西側が狭義の大阪平野と分けられている。河内平野の地下には、難波累層と呼ばれる現在の平野をつくった沖積層が厚く堆積している。難波累層は、下部砂泥互層、中部海成粘土層、上部砂層からなっている。この中部海成粘土層は、一般的に Ma13 と呼ばれている。近年、大阪湾及びその周辺地域では、完新世貝形虫群集についての研究がさかんに行われている。たとえば、神戸沖で行われた Irizuki *et al.* (2001)、狭義の大阪平野中央部で行われた Masuda *et al.* (2002) や神戸沖、大阪平野東部及び上町台地北端で行われた Yasuhara *et al.* (2004) などである。しかし、河内平野が河内湾であった時代の海成完新統の貝形虫群集についての研究は未だほとんど行われていない。

そこで、本研究では、河内平野における完新世貝形虫群集の時系列変化を明らかにし、水域環境の変遷を推定することを試みた。

試料及び分析方法

河内平野のほぼ中央部(東大阪市)で 2003 年に採取したボーリングコア(HB-1)を約 10 cm 厚で切り出し、分析試料とした。各試料を煮沸、63 µm の篩で水洗し、その残差を乾燥後に、125 µm の篩で篩別し、125 µm 以上のものを分析試料とした。試料中の貝形虫個体が多すぎる場合は約 200 個体になるように便宜分割器で分割し、実体顕微鏡下で拾い出し、カウント及び種同定を行った。

結果及び考察

東大阪ボーリングコア中の完新世堆積物 26 層準の分析を行った結果、少なくとも 16 属 20 種の貝形虫が産出した。このコアにおける貝形虫群集は、主に、*Spinileberis quadriaculeata*, *Bicornucythere bisanensis*, *Bicornucythere* sp., *Loxoconcha tosaensis*, *Cytheromorpha acupunctata*, *Loxoconcha viva*, *Schizocythere kishinouyei* などから構成される。また、産出した全ての種は現在も大阪湾に生息している種である。

産出した貝形虫群集組成に基づき 4 つの群集を識別した。下位より示すと、群集 MS-a (約 7400~7700 年前) が *S. quadriaculeata*, *Bicornucythere* sp. の優占、ML (約 6500~7400 年前) が *S. quadriaculeata*, *L. tosaensis* の優占、MB (約 3000~6400 年前) が *B. bisanensis* の優占、MS-b (約 2200~3000 年前) が *S. quadriaculeata*, *Bicornucythere* sp. の優占で特徴付けられる。各群集の貝形虫群集の特徴と ^{14}C 年代に基づく年代軸から、河内平野中央部における完新世の水域環境の変遷を推察した。河内平野中央部では貝形虫は約 9000 年前に産出しはじめ、約 6000 年前に個体数のピークを迎え、約 2000 年前に産出しなくなった。また、産出したほとんどの種が、水深 10m 以浅の比較的浅い場所に生息する種であるため、河内湾の水深も 10m 以浅であったと考えられる。しかし、約 6000 年前は、産出した種の中では比較的深い地域に生息する *L. viva* や *B. bisanensis* が多く産出していることから海水準のピークであり、水深も 10m よりもやや深かったと考えられる。この結果は、増田ほか (2000) が復元した河内湾が約 8000 年前に成立し、海面の最も高かった時期が約 5500 年前であり、約 2000 年前に埋め立てられたという大阪湾の海況変動と調和的であるといえる。また、約 8000 年前には、備讃瀬戸海峡が開通したことにより、現在のような瀬戸内海が成立し、潮流などの影響によって、*B. bisanensis* が侵入しはじめており、その後優占種となる。瀬戸内海の成立に伴う *B. bisanensis* の急増イベントは、大阪湾で広く認められており (Yasuhara et al., 2004)、河内湾でも確認できたため、瀬戸内海の成立による影響が大阪湾だけでなく河内湾にもあったと考えられる。

O-32 東大阪ボーリングコア中の構成粒子と完新世の環境変遷史

田中 裕一郎・辻本 彰・吉川 周作（大阪市立大学）

Yuichiro TANAKA, Akira TSUJIMOTO, Shusaku YOSHIKAWA;
Holocene paleo-environmental change and sand grain assemblages
in a sedimentcore from Higashi Osaka, southwest Japan.

本コア掘削地点は、大阪東部、上町台地の東部に位置する。大阪平野においては、岩相層序学のおよび古生物学的手法を用いた堆積環境の推定がさかんに行われてきたが、地層を構成する碎屑物の組成変化を詳細に明らかにして、堆積環境の推定を行った例はほとんどない。そこで本研究では、東大阪で掘削されたボーリングコア試料の含水率、含泥率および砂粒子の構成種を分析し、過去約 1 万年間の海進・海退に伴う構成物の変化を報告する。

コア試料は、深度 1~26m までの全長 25m はほぼ連続的に採取された。難波累層の海成粘土層 (Ma13) を中心に、上下の陸成堆積物も含めて砂粒子の構成種を分析した。125 μ m~2mm 未満と 2mm 以上の碎屑物を、陸源物質（火山ガラス・有色鉱物・無色鉱物・岩片・植物片・炭）、海生生物起源物質（貝殻片・有孔虫・貝形虫・海綿類・ペレット・その他の生物起源）に分類した。有色鉱物については、雲母類が多くみられたため別に分類した。

岩相は、深度 26.00~25.00m では、中粒砂~中礫を含む粘土~シルトからなり、黒色層や植物片を含む。深度 25.00~23.00m では、シルト~粗粒砂の上方粗粒化を示し、シルト~極細粒砂層には黒色の植物片が見られる。また、細粒砂層にはリップルが発達する。深度 23.00~21.00m では、極粗粒砂~細粒砂の上方細粒化を示し、全体的に淘汰は悪く、中粒砂層に中~細礫を含む。深度 21.00~20.12m では、細礫~シルト質粘土の著しい上方細粒化を示し、中~細粒砂層に粘土の偽礫を含む。深度 20.12~18.30m では、全体的に細礫~シルトの上方細粒化を示す。また細粒砂層は、有機質シルトを挟む。深度 18.30~16.32m では、細粒砂~粘土まで漸移的に上方細粒化し、全体的に植物片を含む。そして上部には、始良 Tn 火山灰層が挟在する。その上面には不整合面が存在する。深度 16.32~14.84m では細粒な粘土からなり、レンズ状の細粒砂が卓越する。深度 14.84~14.65m には鬼界—アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが挟在する。深度 14.84~11.31m までは、淘汰の良い粘土層が続き、1cm 以下の貝殻片を全体的に多く含む。深度 11.31~9.10m では、引き続き粘土層であるが、貝殻片が極めて少な

いのが特徴である。深度 9.10~7.43m でも引き続き粘土層であるが、下位の層準に比べやや有機質になり、5mm 以下の木片を含む。また弱い平行葉理が見られる。深度 7.43~5.18m では、岩相を激しく変化させながらシルト~粗粒砂の上方粗粒化を示す。シルト~極細粒砂層には有機質シルトや植物片を含み、細~中粒砂層には薄いラミナが見られるものが多い。深度 5.18~5.00m は、コア採取時に欠損した。深度 5.00~2.75m では、細粒砂~粘土の弱い上方細粒化を示し、粘土~シルト層にはやや植物片がみられる。深度 2.75~1.00m では、やや上方細粒化を示すが一般に中粒砂からなる。一部に粘土をレンズ状に含む。

砂粒子分析の結果は、125 μm ~2mm 未満と 2mm 以上の構成物共に、陸源物質と海生生物起源物質の間に顕著な差が見られる。125 μm ~2mm 未満の構成物については図に示すように、深度 15m 以深と、深度 8.5m 以浅では陸源物質が卓越し、深度 15m 付近~8.5m 付近までは貝殻および貝殻片を中心とする海生生物起源物質が卓越する。また、貝殻片や有孔虫、貝形虫などの海生生物が卓越する層準においても、植物片や岩片のような陸源物質も多産するのが特徴的といえる。それに比べ、2mm 以上の碎屑物では、海生生物起源物質が見られる層準では植物片や岩片がほとんど見られない。

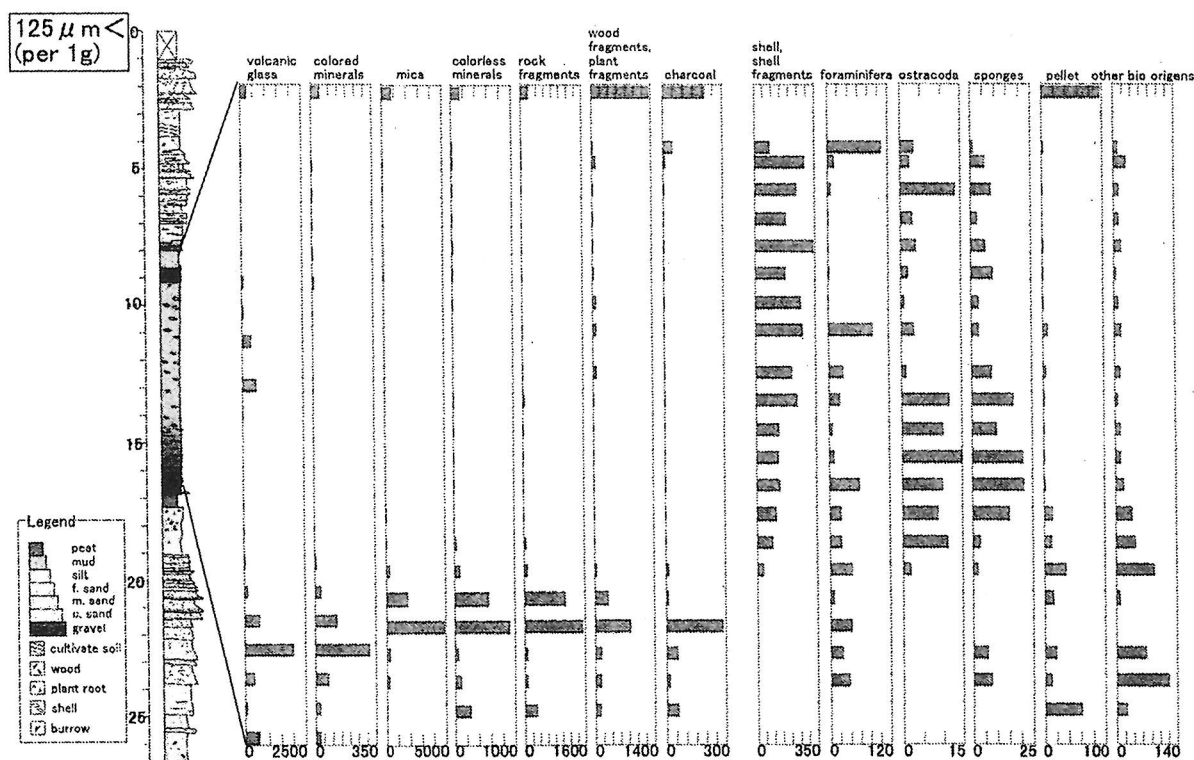


Figure. sand grain assemblages in a sediment core

O-33 大阪湾における過去約 150 年間の底質環境変遷と底生生物の変化

辻本 彰 (大阪市大), 三瓶良和 (島根大), 安原盛明 (大阪市大),
山崎秀夫 (近畿大), 野村律夫 (島根大), 吉川周作 (大阪市大)

Akira TSUJIMOTO, Yoshikazu SAMPEI, Moriaki YASUHARA, Hideo YAMAZAKI, Ritsuo NOMURA, and Shusaku YOSHIKAWA; Bottom environmental changes and responses of benthos during the last 150 years in Osaka Bay, Japan

<はじめに>

浅海域は人間との結びつきが強い海域であり, 沿岸地域の都市化や工業化に伴う家庭・工業排水の流入量の増加や埋立地の増加によって, 沿岸環境は大きく改変され, 海域の生態系も影響を受けてきた. これらの変化は海底の堆積物によく記録されており, 堆積物を解析することで人間活動が自然界へ与えた影響を時系列的に評価することが可能である. そこで本研究では, 日本の内湾の中で最も汚染が進んだ湾の一つである大阪湾を研究対象地域とし, 表層コア試料 (湾奥部より OS3, OS4, OS5) を用いて全有機炭素 (TOC)・全窒素 (TN)・全硫黄 (TS) 濃度分析を行い, 過去約 150 年間の底質環境を復元した. また, 有孔虫・貝形虫の群集解析を行い, 過去約 150 年間の底生生物の動態を明らかにした.

<方法>

表層コア試料は 2 cm の厚さにスライスし, 各分析用試料とした. TOC・TN・TS 濃度分析用試料は乾燥器で 70°C で乾燥し, めのう乳鉢でシルトサイズまで粉碎した後, 銀箔に約 10 mg 秤量した. その後 1 M の塩酸を加えて炭酸塩炭素を除去した. 次に 110°C に設定したホットプレート上で約 1 時間かけて塩酸を蒸発させ, これを錫箔に封入し, FISON-EA1108 型 CHNS 元素分析計を用いて濃度を測定した. 有孔虫・貝形虫群集解析用試料は 63 μm の篩上で水洗し, 残渣を乾燥後試料中の有孔虫・貝形虫が約 200 個体になるまで適宜分割器で分割した. 試料中に含まれる有孔虫 (105 μm <)・貝形虫 (125 μm <) を実体顕微鏡下で摘出し, 種の同定を行った.

<大阪湾の底質環境変遷>

1900 年代以前は OS3, 4, 5 コアの TOC 濃度は 0.6% 前後, TN 濃度は 0.1% 前後でほぼ一定の低い値をとるが, 湾中央部に近づくほど TS 濃度が低濃度側へシフトし, C/S 比が高い傾向がある (OS3: 約 1, OS4: 約 2, OS5: 2-4). これは, 湾中央部に近いほど, より酸化的な環境であったことを示している. このことは潮流の影響を示唆する. 1900 年代に入ると, いずれの地点でも TOC・

TN濃度は徐々に増加する。湾奥部に最も近いOS3コアではその増加率が高く、最表層の濃度も最も高い。これらの変化は大阪湾全体の一次生産性の増加を示していると考えられ、湾奥部でその影響が大きく、赤潮などの増加を示唆している。詳しく見ると、1920年代からTOC濃度、TN濃度、TS濃度の増加が明瞭になる。この時期は大阪湾隣接都市（主として大阪市）からの家庭・工業排水の増加の時期と一致する。1950年代には特に湾奥部に近いOS3コアでTOC濃度、TN濃度増加がさらに急になる。これは隣接都市の戦後における急激な都市化や沿岸地域の工業化に伴った栄養塩類の流入量の急激な増加を反映しているものと考えられる。また、C/N比の増加もわずかながら伴っており、河川からの陸源有機物の流入増加が影響している可能性もある。1960年代になると、それまで増加傾向を示していたC/N比が減少傾向を示すようになり、いずれのコアでもTOC濃度の増加率が小さくなる。TOC濃度とTN濃度のクロスプロット図からTOC濃度の増加に対するTN濃度の増加の割合（傾き）が増加していることを併せて考えれば、陸源有機物の流入は減少したものの、赤潮などの発生は継続していたと考えられる。1970年ごろからTS濃度は減少傾向を示すようになるが、これは1970年代以降に栄養塩類の排出規制がなされ、底層水の還元的状態が改善されつつあることを示すものと考えられる。

以上のように、OS3、4、5コアに共通する傾向からは、大阪湾全域において「1960-1970年代に赤潮などの発生頻度が増加し、1970年代以降には底層水の還元的環境がやや緩和されてきた」ことが読み取れ、さらに各コア間での異なる変化からは大阪湾内の地域的な相違として、「湾奥部では富栄養化が特に顕著になってきた」ことが指摘できる。栄養塩類は湾奥部の淀川から供給されたものと考えられる。

以上のような底質環境の変化に伴って、有孔虫群集の組成は大きく変化していることが明らかとなった。全てのコアにおいて1920年代以降多様性が減少し始め、1960-1970年代に多様性が極小となる。また、石灰質殻有孔虫の個体数が1920年代以降減少する一方で、膠着質殻有孔虫の個体数が増加する。湾奥部のコアほどこれらの変化の程度が大きく、急激な変化が生じている。一方、貝形虫は1960-1970年代に湾奥部で個体数を減少させた。

以上の結果から、近年の富栄養化等の急激な環境変化は、有孔虫・貝形虫群集の多様性・個体数を制限し、特定種のみを繁殖させたものと考えられる。

広島湾における過去約 100 年間の底生有孔虫群集の
変化と人為的影響

山本 巨 (大阪市立大)・辻本 彰 (大阪市立大)・山崎秀夫
(近畿大)・安原盛明 (大阪市立大)・吉川周作 (大阪市立大)

YAMAMOTO Ooshi, TSUJIMOTO Akira, YAMAZAKI Hideo,
YASUHARA Moriaki, and YOSHIKAWA Shusaku ; Changes of
foraminiferal assemblages and anthropogenic impacts during last 100 years, in
core sediments from Hiroshima Bay, the Seto Inland Sea, western Japan.

底生有孔虫は世界中の海域から汽水域にかけて広く分布し、その分布は水温や塩分濃度、水深、底質、有機物量、溶存酸素量などのさまざまな環境要因によって規制されている。また、炭酸カルシウムを主成分とする硬質の殻を持つため、堆積物中に保存されやすく、連続的に産出することから地質時代の環境変遷を復元する上で有用な指標となっている。近年では、このような底生有孔虫の特徴を利用した、人為的な環境改変の歴史的変化についての研究がおこなわれている。

沿岸域は家庭・工業廃水の流入など、人間活動の影響を受けやすい海域であり、近代化によって沿岸域の環境は大きく改変されてきた。沿岸域の都市化や工業化に伴って、重金属や栄養塩類が海域に大量に負荷され、生態系に大きな影響をもたらした。このような生態系への人為的影響を時系列的に明らかにすることは将来の沿岸環境を予測するうえでも重要である。しかし、世界的にも汚染の進んだ国である日本において、このような視点での研究例は、大阪湾での辻本ほか(2004)など非常に少ない。そこで本研究では広島湾における表層コア中の底生有孔虫群集の時系列変化を明らかにし、有孔虫がどのように人間活動の影響を受けてきたのかを明らかにすることを目的とした。

試料は広島湾で採取された長さ 74cm の表層コアを用いた。表層コア試料は深度 0~50cm は 2cm, 50~74cm では 3cm 間隔でスライスし、分析試料とした。分析試料は 75 μ m の篩上で水洗し、残渣を乾燥器で乾燥させた。乾燥試料は 106 μ m の篩でふるい、試料中に含まれる有孔虫個体が約 200 個体になるまで分割器を用いて分割した。分割試料中の有孔虫は実体顕微鏡下ですべて摘出し、種の同定をおこなった。それをもとに種の相対産出頻度、単位重量あたりの個体数、多様度を求めた。

過去約 100 年間で広島湾の底生有孔虫群集には明瞭な変化がみられ

た．1900～1930年代の底生有孔虫群集の組成と個体数は多少の変化はあるものの，およそ一定であった．しかし，1940年代ごろになると群集組成に変化がみられ，*Elphidium* spp.などの石灰質殻有孔虫の個体数が減少した．同時に群集の多様性の低下と，群集の総個体数の減少もみられた．このような石灰質殻有孔虫の傾向とは逆に，*Eggerella advena* や *Trochammina hadai*, *Trochammina pacifica* などの膠着質殻有孔虫には個体数・産出比の増加がみられた．1970年代ごろには膠着質殻有孔虫の占める割合はさらに増加し，その個体数にも大幅な増加がみられる．また，この時期には *Ammonia beccari* の個体数も増加しており，有孔虫の総個体数はこの時期に最大となっている．1990年代ごろになると有孔虫の総個体数は減少し，膠着質殻有孔虫は減少している．逆に，石質殻有孔虫の占める割合には増加傾向がみられる．

このような底生有孔虫群集組成の変遷は広島湾への人間活動の影響を反映していると考えられる．第二次世界大戦時に広島湾沿岸では産業化が進められ，産業排水が海域に流入することによって広島湾の水質は悪化した．それに伴って，富栄養化の影響のある水域で個体数を増加させることが知られている *Eggerella advena* や *Trochammina hadai* などが大幅に増加した．その後，1960～1970年代の高度経済成長期になると，工業・都市排水の影響から特定種が淘汰を受け，群集の多様性は減少した．一方，有機物濃度が高く，溶存酸素量が低い環境下で生存可能な *Eggerella advena* や *Trochammina hadai* は工業・都市排水によって空白となったニッチに進出し，その個体数を大幅に増加させた．1970年代以降，海域への廃水規制がおこなわれ，水質は若干改善したとされている．この時期の底生有孔虫は石灰質殻有孔虫の個体数の増加や，膠着質殻有孔虫の個体数の減少を示しており，汚染のピーク時と比較すると群集構造に変化が認められる．しかし，工業化による汚染を受ける以前の群集と比較すると個体数や種構成も異なっている．この結果は，内湾域のような閉鎖性海域において，人為的影響を受けた生態系を，それ以前の状態へと回復させることの難しさを示している．

底生有孔虫の Mg/Ca 比を用いた豊後水道における過去 100 年間の底層水温変動記録—数十年スケールの黒潮変動の復元に向けて—

加 三千宣 (愛媛大)・速見祐一 (佐賀大)・兼田淳史 (愛媛大)・山下亜純 (愛媛県水産試験所)・井内美郎 (愛媛大)・武岡英隆 (愛媛大)・川幡穂高 (産業技術総合研究所)

Michinobu KUWAE, Yuichi HAYAMI, Atsushi, KANEDA, Azumi, YAMASHITA, Yoshio, INOUCHI, Hidetaka, TAKEOKA, Hodaka, KAWAHATA; A benthic foraminiferal Mg/Ca record during the last 100 years for reconstruction of the interannual- to decadal-scale Kuroshio change.

日本の沿岸環境・水産資源量の変動メカニズムや長期予測、さらにグローバルな大気海洋システムの解明にとって、数年から数十年スケールの黒潮変動特性を知ることは非常に重要である。これまで、黒潮の長期変動記録については過去数十年の観測データに基づいた記録は存在するが、それ以前の記録については明らかでなかった。また、数十年スケールの黒潮変動については、十分な解明には至っていない。本研究では、黒潮変動と密接にリンクする豊後水道における過去 100 年の水温変動記録から数年から数十年スケールの黒潮変動の復元記録について報告する。

豊後水道は、初夏から夏にかけて黒潮に由来する底層の低温水の進入によって低温化することが知られている。この低温水の進入の強さは、decadal-scale の黒潮の流路変動に密接にリンクしていることが最近の海洋物理学的研究によって明らかにされている。すなわち、黒潮の流軸が沿岸流路を取る時あるいは流量が大きい時に、大陸斜面にそって湧昇が起こり、豊後水道の底層に沿って低温水が進入する。逆に、離岸傾向あるいは流量が小さい時に湧昇及び低温水の進入が弱まる。また、湧昇水塊が黒潮域の水深 100m 以深の水塊に起源をもつことから、豊後水道底層水温は黒潮域における水温変動に敏感に応答すると考えられる。このように黒潮と沿岸底層水温の密接なリンクが観測記録以前にまでさかのぼって存在するならば、豊後水道の堆積物から底層水温の復元によって黒潮変動の間接的な記録が得られると期待される。

我々は、豊後水道の東に位置する宇和海底波湾のコアを用いて、過去 100 年の底生有孔虫の Mg/Ca 比を測定し、過去の底層水温の復元を試みた。2003 年 11 月から 2004 年 10 月にかけて、月別の底泥サンプリングを行い、底生有孔虫 *Nonion japonicum* の Mg/Ca 比と水温との関係、およびそのバイオマス変動について調査してきた。その結果、500–600 μm サイズの底生有孔虫は 4–9 月に多く、その Mg/Ca 比はこの海域の初夏から夏にかけての底層水温を反映していることが示唆された。この季節は、低温水の流入する時期とほぼ一致する。コアの Mg/Ca 比はこのサイズの殻を用いた。

復元された宇和海における過去 100 年間の夏場の底層水温は、数年から数十年の顕著な変動が認められ、この変動パターンは、実測水温ともほぼ同じ傾向を示し、数年スケールでの水温復元記録の妥当性が示された。復元水温記録では、これまで知られていなかった太平洋沿岸域での昇温トレンドが認められ、100 年で約 1.3°C の上昇が認められた。この昇温トレンドを除去した水温偏差の変動記録についてスペクトル解析を行うと、約 50 年と 5 年の周期性が得られた。50 年の

周期性は、カリフォルニア海流の記録として考えられているサンタバーバラ海盆の有孔虫の酸素同位体比記録や、PDO (Pacific Decadal Oscillation)、NPI (North Pacific Index) といった decadal-scale の成分を持つ北太平洋スケールの気候変動の周期性にもその存在が知られている。したがって、カリフォルニア海流で指摘されたように、黒潮変動も北太平洋スケールの気候変動とのリンクが示唆された。十年移動平均で示された底層水温記録と PDO index の変動パターンはほぼ同じパターンを示しているが、底層水温変動は PDO より 6-8 年先行しているという特徴があることがわかった。もし、これが事実であれば、PDO のフォーシングに黒潮域の流軸あるいは水温変動を支配する貯熱量が深く関わっていることになる。北太平洋の貯熱量アノマリーが亜熱帯循環を時計回りに移動するという Latif and Barnett, 1994 のモデルでは、黒潮域の貯熱量アノマリーが PDO の変動の中心である北太平洋中央部まで達するのに 5-7.5 年かかるようである。実際、このタイムスケールは、黒潮域の潮位変動がハワイの潮位変動に対して 5 年先行するという報告 (Senjyu et al., 1999) と矛盾しない。この結果は、PDO の変動予測に黒潮域の貯熱量アノマリーが重要な役割を果たす可能性があることを示唆している。Latif and Barnett, 1994 のモデルにおける貯熱量アノマリーの空間スケールは、日本南岸や三陸沖から黒潮続流域の東端に及ぶ。今後、本研究で用いたアプローチによって広域で同じような黒潮域の水温変動が認められれば、黒潮貯熱量変動と十年スケールの気候変動との関係について明確な証拠を提示できる可能性がある。

メコン川の塩水遡上 - 渇水期、2005 年 5 月の観測 -

徳岡隆夫・吹田 歩（徳岡汽水環境研究所）・立石雅昭・本多 結（新潟大学）・西村清和（産業技術総合研究所）・松田滋夫（クローバテック）Van Lap Nguyen and Thi Kim Oanh Ta（ベトナム国立科学技術研地理学副研究所）Takao TOKUOKA, Ayumi FUKITA（Tokuoka Lab. for Studies of Brackish Water Environments）, Masaaki TATEISHI, Yu HONDA（Fac. Science, Niigata Univ.）, Kiyokazu NISHIMURA（Geological Survey of Japan, AIST）, Shigeo MATSUDA（Clovertech Inc.）, Van Lap Nguyen, Thi Kim Oanh Ta（Sub-Institute of Geography, Vietnam Academy of Science and Technology）: Salt water intrusion in the Mekong River Estuary, Vietnam - Observation at low flow season, May 2005

メコン河口の塩水遡上についてはこれまでに産総研・新潟大・ベトナム国立科学技術研地理学副研究所による「メコンデルタの形成過程に関する共同研究」の一環として立石らにより 2000 年 12 月と 2002 年 1 月の平水期および 2001 年 5 月の渇水期に塩水楔音響プロファイリングシステム（航走式、SC3 型）を主とした観測が行われ、これまで日本のいくつかの河川でなされた音響を利用した観測方法がメコン川のような大河においても有効であることが明らかになった。これによって、長期の観測を行えば、温暖化による海面上昇や上流域で水利用が進むことによる塩水遡上の進行についての影響評価にも貢献できると考えられる。今回の調査は平成 16 年度科学研究費補助金「沖積デルタにおける海面上昇影響評価」（代表者 立石雅昭）の一環として行ったものである。これまでの調査ではメコン川の支流 Co Chien 川で行われ、平水期には干潮時には塩水は河口から約 8km のマウンドを越えないが、満潮にむけては 14km のマウンドを越えること、しかし 28km のマウンドは越えないこと、いっぽう、渇水期には塩水は 14km のマウンドより上流にいつでも存在し、28km のマウンドを容易に越え、これより上流にまで遡上することなどがわかった。また、2002 年 1 月の調査では河口（観測の便宜上、独自に設定）から 2km 海側に定点を決め、停船して 3 時間にわたり、音響反射と塩分・水温との関係について検討し、前者は塩分の鉛直変化が大きいところとほぼ一致することを明らかにした。ただし、メコン川での塩水遡上は一般的には強混合であり、憩時などに部分的に塩分成層が発達するものと考えられた。これまでの観測では種々の制約から観測機器などが不十分であったことから、それらの点を改善して調査を行った。調査はこれまでと同じく Co Chien 川で、大潮時を含む 2005 年 5 月 7~12 日に行った。航走しての観測は SC3 とともに曳航型の水質計である TPM クロロテッ

ク（水温、塩分、クロロフィル a、濁度、深度を連続測定、アレック電子製）を用いて行い、また、下流側（8km 地点）および上流側（26km 地点）に観測定点を設けてそれぞれの地点の河床に深度計（コンパクト TD,アレック電子製）、流向流速計（コンパクト EM,アレック電子製）、水質計（コンパクト CT,アレック電子製）および塩水楔音響動態観測システム（オフライン式、CL4 型、クロバテック製）を設置して約 4 日間の連続観測とそれぞれの地点で船上から SC3 および多項目水質計（コンパクト CTD、深度、水温、伝導度、クロロフィル a、濁度を測定、アレック電子製）を使って鉛直方向の水質変化を 1 時間ごとに 24 時間の観測を行った。下流側定点は常時塩水が存在する場所としてこれまでの河口-2km 地点を設定する予定であったが、狙っていた魚網用の杭が撤去されていたことから河口から 8km 地点とした。上流側定点は渇水期や満潮時には塩水が溯上する地点として河口から 26km 地点とした。

今回の調査ではすべての機器が正常に作動し、よい観測データが得られた。両地点での 24 時間連続観測で得られた塩分の鉛直変化をみると、よく混合していて上流側では 1~6PSU、下流側では 7~17PSU で変化し、時間帯によっては成層が出現する。SC3 による音響記録でもその時間帯には成層が認められ、よく調和した結果が得られている。曳航しての SC3 および TPM クロロテックによる観測では全体として強混合していて、塩分は上流に向けてほぼ規則的に減少していく状態が良く捉えられた。また、塩水は 28km マウンドを越えて 33km 地点のプールにまで至っていた。ただし、SC3 による観測では 2000 年 12 月の平水期の観測で得られた塩水くさび型の音響反射面も得られていて、部分的には緩混合の状態が出現することがわかった。

P-1 下北半島田名部平野における海成段丘構成物の形成と相対的海面変化

桑原拓一郎（産総研，深部地質環境研究センター）

Takuichiro KUWABARA: Stratigraphy of Pleistocene deposits forming marine terraces in the Tanabu Plain, Shimokita Peninsula, northern end of Honshu, Japan, in relation to relative sea-level changes

（はじめに）

青森県東部下北半島の北部にある田名部平野の更新世地史については，海成段丘と海成更新統という2つの視点から論じる必要がある．下北半島のある東北日本は，日本海溝における太平洋プレートの沈み込みに対応する典型的な島弧であり，火山フロントの東側に沿って明瞭な地溝状凹地である中央沈降帯が南北方向に発達する．田名部平野はこの中央沈降帯の北端部をなして，発達のよい海成段丘と厚い海成更新統がともに分布する（たとえば桑野，1958）．テフクロクロノロジーの観点から岩崎（1987）は，これら海成更新統を段丘構成物の集合体と考えている．しかし岩崎（1987）以降，このような考え方に基づく段丘地形と更新統の研究は，田名部平野では見られない．また岩崎（1987）が利用したテフラ層序については改訂が進んでおり（桑原・山崎，2000，2001），新たに構築されたテフラ層序に基づいた段丘区分と層序区分の再検討も，田名部平野の更新世地史を改めて編むために必要となっている．

そこで本研究では田名部平野において，①地形図読図や空中写真判読に加えてテフクロクロノロジーに基づいて海成段丘と構成物の区分を行い，②海成更新統に対して，段丘地形と対応した層序区分を試みた．そして③田名部平野における海成段丘構成物の累積と，沿岸域の更新世地史を構築する上で重要な相対的な海面変化との関係について検討した．

（結果）

1. 田名部 D～A テフラ（恐山起源），洞爺テフラ（北海道洞爺カルデラ起源），および大畑川テフラ（給源不明）との層位関係に基づいて，田名部平野において高位なものから順に，高位面，蒲野沢面，東栄面，樺山面，斗南ヶ丘面，美付川面，および目名川面と呼ぶ7つの海成段丘を認定した．
2. 蒲野沢面，東栄面，樺山面，および斗南ヶ丘面の構成物は，それぞれ蒲野沢層，東栄層，樺山層，および斗南ヶ丘層よりなる．これら各段丘構成物は，いずれも基底の侵食谷を埋積する内湾性の砂礫もしくは砂泥層と，それらを被覆して段丘をなす海浜平野性の砂礫層より構成

され、それぞれ海進→海退という海面変化を示す。

3. 美付川面をなす美付川層は薄い海浜平野性の砂礫層からなるが、海進を示唆する厚い内湾性の谷埋堆積物の存在は確認できなかった。また、高位面と目名川面の構成物に関する情報は得ることはできなかった。
4. 斗南ヶ丘面は酸素同位体ステージ 5e の高海面期に形成された海成段丘と考えられるので、蒲野沢層、東栄層、および樺山層で示される相対的な高海面期は中期更新世に対比できる。

	Marine-terrace deposits		Depositional environments	Relative sea-level changes	
Younger ↑	Mitukegawa formation		Strand plain	Regression?	← Toya
	Tonamigaoka formation (stage 5e)	upper	Strand plain	Regression	
		lower	Estuary	Transgression	
	Kabayama formation	upper	Strand plain	Regression	← Tanabu-A, B, C
		lower	Estuary	Transgression	
↓ Older	Toei formation	upper	Strand plain	Regression	
		lower	Estuary	Transgression	
	Gamanosawa formation	upper	Strand plain	Regression	
		lower	Estuary	Transgression	

図1 田名部平野における海成段丘構成物と相対的海面変化

(今後の展開)

現在、絶対年代に関する情報が不足している。広域テフラの検出、テフラと海成堆積物の年代測定、恐山起源テフラの海洋底コア中からの検出が必要である。また谷埋堆積物の花粉分析も、当時の古環境を詳細に把握する上で必要である。これら情報の蓄積を待って、今後、古環境やグローバルな古海面高度の変遷、および田名部平野の隆起運動などとの関係について、考察していきたい。

(引用文献)

岩崎孝明 (1987) 下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序. 駒沢地理, 23, 109-123.

桑原拓一郎・山崎晴雄 (2000) 下北半島・田名部低地帯における海成段丘の形成と田名部累層の堆積過程および地殻変動. 月刊地球, 22, 711-716.

桑原拓一郎・山崎晴雄 (2001) テフラから見た最近 45 万年間の恐山火山の噴火活動史. 火山, 46, 37-52.

桑野幸夫 (1958) 下北半島北東部の地質. 資源科学研究所彙報, 46-47 (合併号), 28-37.

鳥取県倉吉市桜における火山灰層間に埋没する

古土壌の母材—風成塵の意義—

成瀬敏郎（兵庫教育大）・北川靖夫（福井県立大）・岡田昭明（鳥取大）・
豊田 新（岡山理大）・矢田浩太郎（兵教大院）・赤嶺和江（兵教大院）

Toshiro NARUSE, Yasuo KITAGAWA, Shomei OKADA, Shin TOYODA and
Kotaro YATA, Kazue AKAMINE: Implications for eolian dust on parent
materials of paleosols deposited between tephras at Sakura in Kurayosi city,
Tottori Prefecture.

大山東麓に位置する鳥取県倉吉市桜露頭（標高 180m）には，大山や三瓶山などを噴出源とする 18 枚のテフラが観察される（岡田，1998）。露頭の最下部には溝口凝灰角礫岩，330ka の cpm が堆積し，その上を覆う 17 枚のテフラ層間には茶褐色～赤褐色を呈する古土壌が 10 層ほど挟まれる。本報告は，テフラの間に埋没する古土壌の主母材に寄与する風成塵の役割とその古気候学的意義を明らかにすることにある。風成塵はアジア大陸の乾燥地域を給源とするもので，日本海沿岸各地に分布する土壌・古土壌の主母材として重要であることが指摘されている（井上・成瀬，1990）。

結果

① テフラに挟まれる古土壌の母材である細粒物質の堆積時期は氷期に，古土壌の生成時期は間氷期や MIS 3 に対比される（図 1）。②古土壌母材の粒度組成をみると， $20\mu\text{m}$ 以上， $5\sim 8\mu\text{m}$ ， $2\mu\text{m}$ 以下にモードをもつ 3 正規分布集団に分離できる。このうち $20\mu\text{m}$ 以上の粗粒物質はテフラ起源であり， $5\sim 8\mu\text{m}$ 物質はその 66～75% が風成塵からなる。 $2\mu\text{m}$ 以下の物質は約 70% がテフラ起源のカオリンと非晶質物質で構成されているほか，MIS 2～4 の場合は風成塵が多くを占める。このほかシルト・粘土画分（ $20\mu\text{m}$ 以下）には風成塵起源とみられる微細石英が約 30% 含まれている。③微細石英（ $20\mu\text{m}$ 以下）の ESR 酸素空孔量（およそその石英年代を示す）は，テフラの場合は噴出年代が若く 0 に近い。これに対して古土壌中の微細石英は 4.3～16.6 であり，このうち空孔量が 10.0 以上の微細石英は，その給源が先カンブリア紀岩地域，4.3-9.3 の石英はタクラマカンやゴビなどの内陸沙漠か，あるいは現地性石英が多く混入している可能性を示す。④酸素空孔量は間氷期で低く（4.3～6.2），MIS 3 で 5.9～9.3，氷期で高い数値（8.2～16.6）を示し，時期によって風成塵の給源と風系が異なっていたことを示す。氷期には北方アジア大陸の先カンブリア紀

岩地域から北西季節風によって運ばれ、間氷期には現在の黄砂飛来ルートと同じく内陸沙漠から亜熱帯ジェット気流によって運ばれたとみられ、MIS 3は両者の中間的な性格を有する。⑤古土壌層のうち、風化程度を示すと考えられる粘土鉱物による XRD ピークの強度比 1.4nm/1.0nm をみると、氷期に対比される層準は 0.2~0.5 と低く、間氷期に対比される層準は 1.6~2.4 である。色調は古土壌層で赤みが強く、とくに 5e に対比される hmp2 と Nwf との

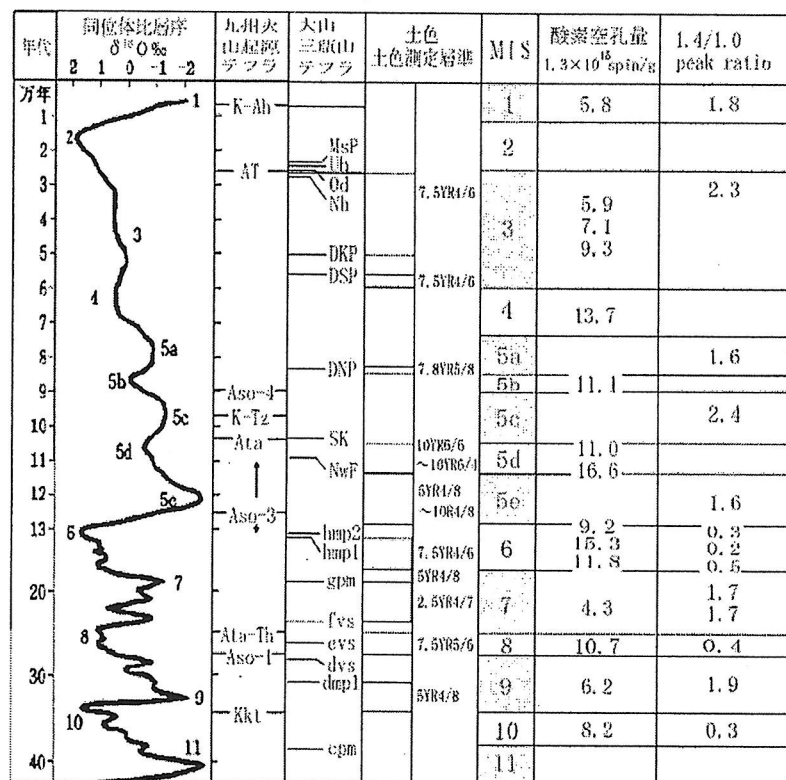


図1 倉吉市桜のレス・古土壌の酸素空孔量

まとめ

①桜では、約 33 万年前からテフラの降灰後に荒蕪地化した地表から舞い上がった細粒テフラ物質が再堆積し、これに氷期の寒冷気候下でアジア大陸起源の風成塵が混入し、古土壌の主母材になった。混入割合が最大 80% 近くにもなることから、古土壌母材はテフリックレスと呼ぶにふさわしい。②風成塵は氷期にはアジア大陸の北方地域から、間氷期には現在の黄砂と同じルートで運ばれた。③間氷期には風化作用が進み、褐色～赤褐色の古土壌が生成され、とくに MIS 5e に赤色化が進行した。

岡田昭明 (1998) 強磁性鉱物の熱磁化特性によるテフラの同定. 鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), 47.

井上克弘・成瀬敏郎 (1990) 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, 29.

間の古土壌が 5YR4/8~10R4/8 で最も赤い。これらは温暖な間氷期に土壌化作用が進んだことを示す。⑥cpm 堆積後の MIS 10 から風成塵の堆積が始まり、MIS 9 に 1.4nm/1.0nm ピーク比に示されるように風化が進行して古土壌が生成した。fvs 堆積後の MIS 7 に赤褐色土壌が、gpm~hpm1 の MIS 6 に風成塵が堆積した。hpm2 後の MIS 5e には最も厚い赤色土が形成され、MIS 5c と 5a にも古土壌が生成した。

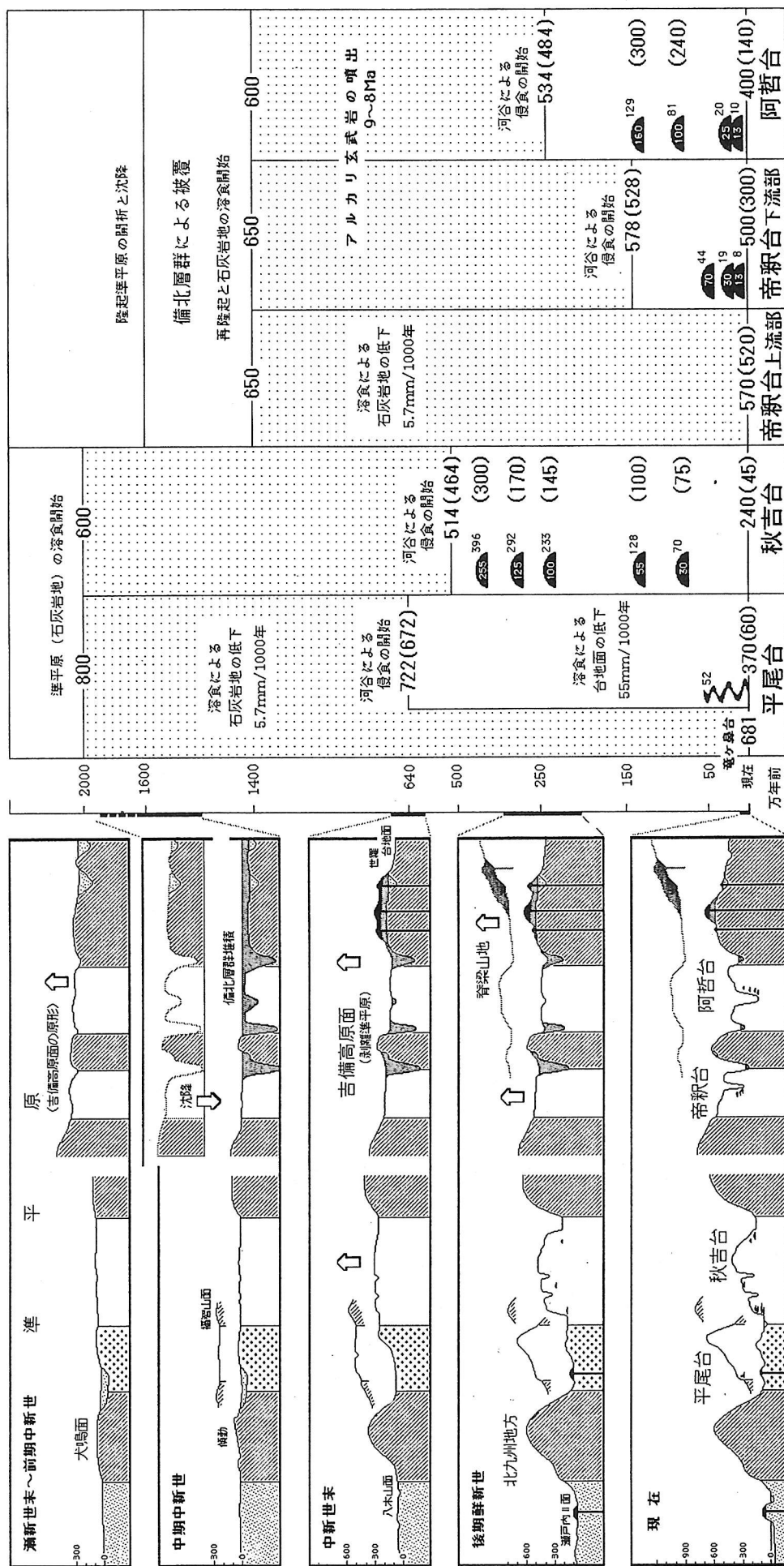
P-3 石灰岩地の侵食速度からみた中国～北九州地方の
カルスト発達史仮説

藤井厚志（北九州市立いのちのたび博物館）

FUJII Atsushi : A hypothesis of karst chronology based on limestone erosion rates in Chugoku and Kitakyushu districts, Southwest Japan

石灰岩地の侵食速度という視点から、中国～北九州地方におけるカルスト台地の地形編年を試みた。

1. 本地方のカルスト台地は古第三紀末～中新世初期の"吉備高原面"の原形を原面としている。
2. 秋吉台や平尾台では前期中新世（20Ma）の準平原（犬鳴面：上記"吉備高原面"の原形に対比される）形成以後、石灰岩地の溶食過程に入った。
3. 帝釈台や阿哲台では、備北層群の海退（14Ma）以後、剥離準平原としての"吉備高原面"の形成とともに石灰岩地の溶食過程に入った。
4. これらの地域は、後に河川による激しい侵食が始まるまでは、若干の隆起はあったかも知れないが準平原状態を維持した。帝釈台上流部での地形学的侵食量から石灰岩地の溶食速度は $5.7\text{mm}/1,000\text{y}$ であったと推定される。
5. 河川による侵食開始後、台地化した状態での溶食速度として、秋芳洞地下川水中の石灰分溶存量と集水面積から $55\text{mm}/1,000\text{y}$ が推定される。
6. 上記4. 5.のふたつの侵食速度をもとに、平尾台では中新世末に、秋吉台では鮮新世初期に、阿哲台では後期鮮新世に、帝釈台では前期更新世にそれぞれ河川による侵食が激しく始まり、台地化が開始したと推定される。
7. 秋吉台では、 $55\text{mm}/1,000\text{y}$ の溶食速度をもつ地域が台地周辺部から内側部（ $18\text{mm}/1,000\text{y}$ の溶食速度を仮定）へ向かって拡大する過程で地形面が並行的に低下し、高度を違える複数の平坦面が生じたと考えられる。
8. 洞窟発達の時代は、洞窟水準の比高と上記6.から導かれる河川の侵食速度より、秋吉台の高位石灰洞期が前期鮮新世、中位石灰洞期が後期鮮新世、低位石灰洞期が前期更新世～中期更新世（およびそれ以降）と推測される。
9. 阿哲台の洞窟発達は前期更新世以降、帝釈台と平尾台はいずれも中期更新世以降と考えられる。
10. 北九州～山口地方では瀬戸内II面は前期鮮新世にはすでに完成しており、恐らくこの地形面の内陸部への切り込みの結果が秋吉台における高位石灰洞期から中位石灰洞期にかけての厚東川の下刻と推定される。推測の意を強くすれば、世羅台地面の内陸部への切り込みが台地化の始まり、その完了年代が高位石灰洞期であって、本面の形成期（恐らく中新世後期）以降、瀬戸内面の形成期にかけて本地方の隆起が激しかったのではないかと憶測する。



中国～北九州地方におけるカルスト発達の編年
Chronology of the karst developments in Chugoku and Kitakyushu districts, Southwest Japan

海底地形データの管理とその利用 -北西太平洋の海山を例として-

細谷慎一 (NME), 藤岡換太郎 (JAMSTEC/IFREE), 今井康貴・徳長航 (GODI), 古田俊夫・牧哲司・畠山清・曾野和彦 (JAMSTEC)

The management of the bathymetric data and the utility – Example of seamounts at the north western Pacific Ocean-

Shin'ichi Hosoya (NME), Kantaro Fujioka (JAMSTEC/IFREE), Yasutaka Imai and Wataru Tokunaga (GODI), Toshio Furuta, Tetsuji Maki, Kiyoshi Hatakeyana and Kazuhiko Sono (JAMSTEC)

独立行政法人海洋研究開発機構（以下、JAMSTEC）では、「観測データの公開方針」に基づき、観測作業、データ補正、データベース登録、公開を含むデータ管理体制を整備してきた。観測データの中でも海底地形は、海を知るための基本的なデータである。海底地形データについて、管理とその利用について紹介する。

JAMSTEC は、2005 年 4 月現在 7 隻の調査船を保有しており、そのうちの 6 隻にマルチナロービーム音響測深機を搭載している。マルチナロービーム音響測深機の一つである SeaBeam2112（米国 SeaBeam 社）は、各方向に鋭いビーム（12KHz の音波）を形成することにより、どの方向の海底から反射して返ってきたのかを計測し、一回の送信で幅広い測深を可能としている。JAMSTEC では、これまでに膨大な量の海底地形データを取得してきたが、それでも世界の海底地形の数%に満たないであろう。もし、調査船で世界中の海底地形データを取得するとすれば、200 隻以上の船がまるまる 1 年間調査しつづけ、それには 10 億ドル以上の経費が必要との試算もある。

現在、JAMSTEC の海底地形データは、データベースに格納され、研究資料の他、航海計画、広報などに利用されている。今後も増え続けるデータを管理する業務は重要である。データベースの強化、専門家の協力を得て、広く一般に公開できる体制を整えたい。

2004 年に JAMSTEC の海洋地球研究船「みらい」の動作確認航海で北西太平洋の海山の調査を実施した。海底地形データ利用の一例として、その成果を報告する。調査した範囲は北緯 33°35'N から 34°30'N、東経 143°30'E から 144°35'E の範囲であり地形調査は SeaBeam 2112 を用いて行い同時に、重力と三成分磁力測定も行った。

取得したデータは、JAMSTEC 内で保管・管理される。データ管理業務の一環として、研究に必要なデータの要求を受け、海底地形の鯨瞰図や平面図を作成した。海底地形図から2つのギヨーと4つの海山、およびトランスフォーム断層1つが含まれていることがわかった。調査海域周辺の水深は約 5700m で、2つのギヨーは、頂上面の水深が共に約 1600m であるのに対して、4つの海山は、浅いものでも水深約 2000m であった。さらに鯨瞰図から、ギヨーの周辺に斜面崩壊によって派生したと見られるデブリからなる地形を確認することができた。重力と三成分磁力測定からは、東側のギヨー（Hotta Guyot）が、2つの海底火山が成長し空中で浸食され珊瑚礁にかこまれて一つのギヨーになったことを示唆するデータが得られた。この発達過程は、現在の八丈島に似ている。また、海山とギヨーの体積を試算するために、断面図を作成した。その結果、2つのギヨーの体積は 2000-4000 km³ であるのに対して海山はで 80-900 km³ で 1-2 桁異なることがわかった。このように、地形情報は、海洋底の発達過程を理解する手段の一つであり、その利用価値は高い。

参考文献

- 土屋利雄、岩瀬良一、斎藤秀亮 「独立行政法人海洋研究開発機構（JAMSTEC）における観測データの管理と公開」 情報管理 Vol.48 No.3 (2005.6)
- 小田巻 実、井本泰司、打田明雄、小川正泰 「水路技術に関する展望」 水路部研究報告 第 38 号 (2002.3.31)
- Sandwell,D.T.,Gille,S.T.,and W.H.F.Smith,eds.,「Bathymetry from Space 」 June,2003

長野県北部・高野層ボーリングコアのテフラ層序

長橋良隆・佐藤孝子（福島大学）・竹下欣宏（栃木県立博物館）・
田原敬治・公文富士夫（信州大学）

Nagahashi Y., Sato T., Takeshita Y., Tawara T., and Kumon F. : Tephrostratigraphy of a continuous core drilled from the Takano Formation, Nagano prefecture, central Japan.

1. はじめに

長野市の南西に位置する高野は、標高780~800mの尾根に囲まれた山間の小盆地である。ここに分布する上部更新統の高野層はシルト層を主体とする湖成堆積物からなる（木村，1987）。高野層ボーリングコアは、盆地中央部において地表から深度54mまで掘削された（公文ほか，2004）。このボーリングコアはほぼ均質なシルト層からなり、数多くのテフラ層を挟在する。テフラ層の分析と解析は未了ではあるが、主要なテフラ層の同定と対比について報告し年代モデルを提示する。

2. 分析方法と結果

半割したコアの観察から、肉眼でテフラ層と同定されるものは、岩相記載を行い試料を採取した。また、肉眼ではテフラ層と判別しがたい砂層についても試料を採取した。高野層の露頭では、木村（1987）により記載されたテフラ層が観察でき、これらのうちの主要なものについて試料を採取した。これまでのところ、主なテフラ層について、鉱物組み合わせと火山ガラスの形状・化学組成および普通角閃石の化学組成について分析を行った。この結果を基に、高野層の露頭でみられるテフラ層との対比および広域テフラ層との対比について検討した（第1図）。

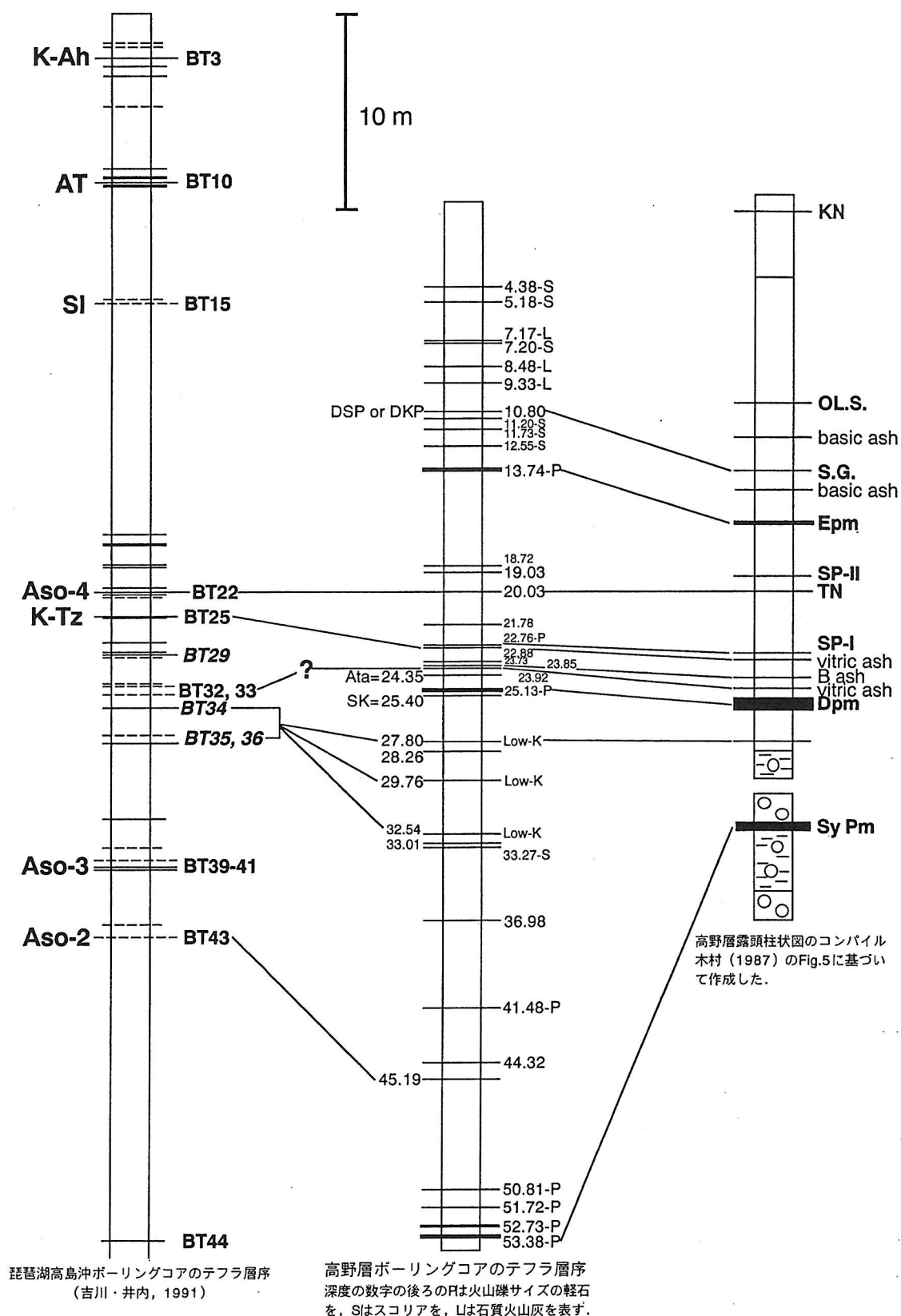
深度13.74m（層厚16cm）・25.13m（層厚13cm+）・深度53.38m（層厚15cm）のテフラ層は、火山礫サイズの軽石からなる。これらの軽石層は上位から順に、木村（1987）のEpm・Dpm・SyPmにそれぞれ対比される。深度10.80m（層厚8cm）のテフラ層は、下部3cmの結晶火山灰と上部5cmのガラス質火山灰からなり、木村（1987）のSGに対比される。深度23.85m（層厚3cm）のテフラ層は、青灰色の極細粒砂サイズ～細粒砂サイズの火山灰からなり黒雲母を含むことから、木村（1987）のB ash（青ハイ）に対比される。

扁平型もしくは扁平型と中間型の火山ガラスを主とするガラス質火山灰層は、深度20.03m（層厚2.5cm+）・22.88m（層厚0.8cm）・23.92m（層厚2.5cm）・24.35m（層厚0.8cm）・45.19m（層厚0.5cm）に確認される。これらのうち、深度20.03m・22.88m・23.92mのテフラ層は、木村（1987）のTN（トゲヌカ）・上位のvitric ash・下位のvitric ashにそれぞれ対比される。また、深度24.35mのテフラ層はAtaに、深度45.19mのテフラ層はBT43（Aso-2）に対比される。さらに、深度25.40m（層厚0.5cm）のテフラ層は、多孔質型火山ガラスからなるガラス質火山灰でSKに対比される。深度27.80m（層厚3cm）・深度29.76m・深度32.54m（厚さ1cmのダンゴ状）のテフラ層は、火山ガラスのSiO₂量が70wt%程度でK₂O量が1.3wt%程度の特徴的な組成をもつ。

以上述べたテフラ対比から考えると、MIS6からMIS5にかけての堆積速度は、琵琶湖高島沖ボーリングコアよりも早く、より高時間分解能の古環境解析が行える。

3. 広域テフラ層との対比に関する新知見と課題

広域テフラ層との層序関係についての新知見は、下位のvitric ash（鈴木，2003による「Aso-3」）の下位（深度24.35m）にAtaが検出されたこと（これは九州における【Aso-3】とAtaの層序関係とは異なる）と、Dpmの下位（深度25.40m）にSKが検出されたことである。下位のvitric ash = 「Aso-3」の火山ガラス組成は、琵琶湖高島沖コアのBT32・33と近似しており、層位的にも矛盾はない。ただし、高野層ボーリングコアでは、大阪地域のKoyo-I～BT39（長橋ほか，2004のAso-3）が今のところ検出されていない。阿蘇3火砕流の層位の検証とともに、火砕流と同時に形成された広域テフラである【Aso-3】の岩石学的特徴を再度検討することが必要であろう。



第1図 琵琶湖高島沖ボーリングコアと高野層ボーリングコアとのテフラ対比
琵琶湖高島沖ボーリングコアにおける広域テフラ層との対比は、長橋ほか (2004) による。

P-6 花粉分析による沖縄本島の鮮新世末期から更新世前期の植生変遷

藤木利之・小澤智生（名古屋大学大学院）

Toshiyuki FUJIKI and Tomoo OZAWA: Vegetation change in main island of Okinawa, southern Japan from late Pliocene to early Pleistocene

1. はじめに

これまで花粉分析による沖縄本島の鮮新世末期から更新世前期の植生変遷は黒田・小澤（1996）、黒田ほか（2002）などで報告され、約 200 万年～約 80 万年前に現在の台湾に匹敵する 1500m クラス以上の山が存在していたと推定されている。しかし、これまでの分析はどれも一地点の分析サンプル数が少なく、詳細な植生変遷は明らかになっていない。そこで今回は沖縄本島の鮮新世末期から更新世前期の年代をカバーする地層の 5 地点の露頭（図 1）から細かく分析試料を採取し、花粉分析を行ったので報告する。

2. 試料と分析方法

今回、花粉分析を行ったのは沖縄本島の前期更新統国頭礫岩層の楚南（約 100 万年～約 80 万年前）、屋部（約 120 万年前）、および鮮新統～前期更新統羽地層の親川（？万年前）、赤木又（約 170 万年～150 万年前）、呉我（約 190 万年前）の 5 地点の露頭堆積物である。分析試料は各露頭から約 10cm 間隔で採取した。

分析方法は KOH 処理、HCl 処理、塩化亜鉛比重分離処理、アセトリシス処理で化石花粉を抽出し、残渣はエタノールシリーズ（30、60、80、99.5%）で脱水後、キシレンに置換し、オイキットにて永久プレパラート化した。

3. 結果と考察

全層でフウ属やサルスベリ属などの南方系植物花粉とマツ属単維管束亜属（ゴヨウマツ型）やスギ属などの針葉樹花粉、ニレ属一ケヤキ属などの落葉広葉樹花粉が一緒に検出され、日本本島の間氷期に類似した花粉組成を示している（図 2）。

鮮新世末期には現在の沖縄本島には自生していないモミ属、ツガ属、シマモミ属、マツ属単維管束亜属といった針葉樹が多く繁茂していたが、これらのうちモミ属、ツガ属、シマモミ属は鮮新世が終わる約 178 万年前までにはほ

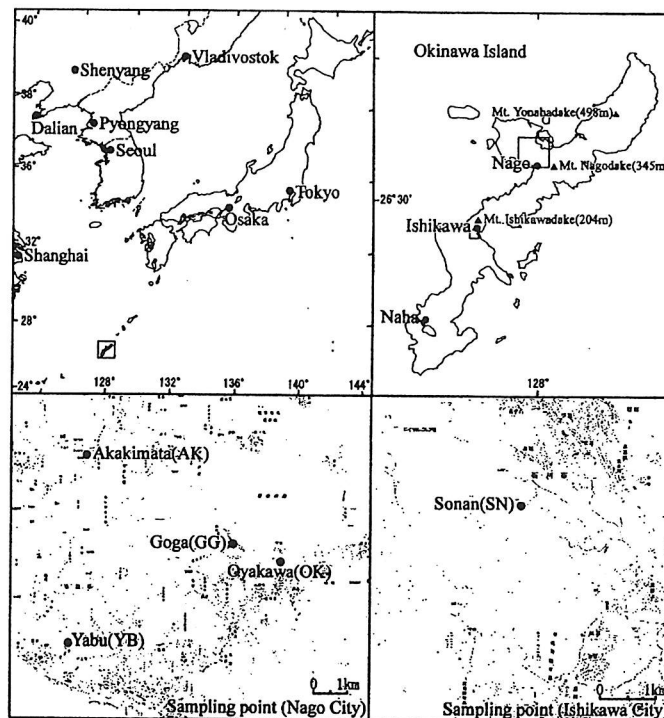


図 1：分析試料採取地点

ば消滅したようである。また現在の沖縄本島には自生していないスギ属は約 150 万年～約 130 万年前に急増している。常緑広葉樹は約 120 万年前から増加し始め、現在のようなイタジイを主体とする照葉樹林は約 100 万年～約 80 万年前に成立し始めたとみられる。本分析により、約 200 万年～約 80 万年前に沖縄には高い山が存在していた可能性をさらに強くした。

今後はさらに分析地点数を増やし、さらに琉球列島の植生変遷を解明していきたい。また、更新世前期以降の堆積物を採取し、マツ属単維管束亜属やスギ属がいつ頃沖縄本島から消滅したか明らかにできればと考えている。

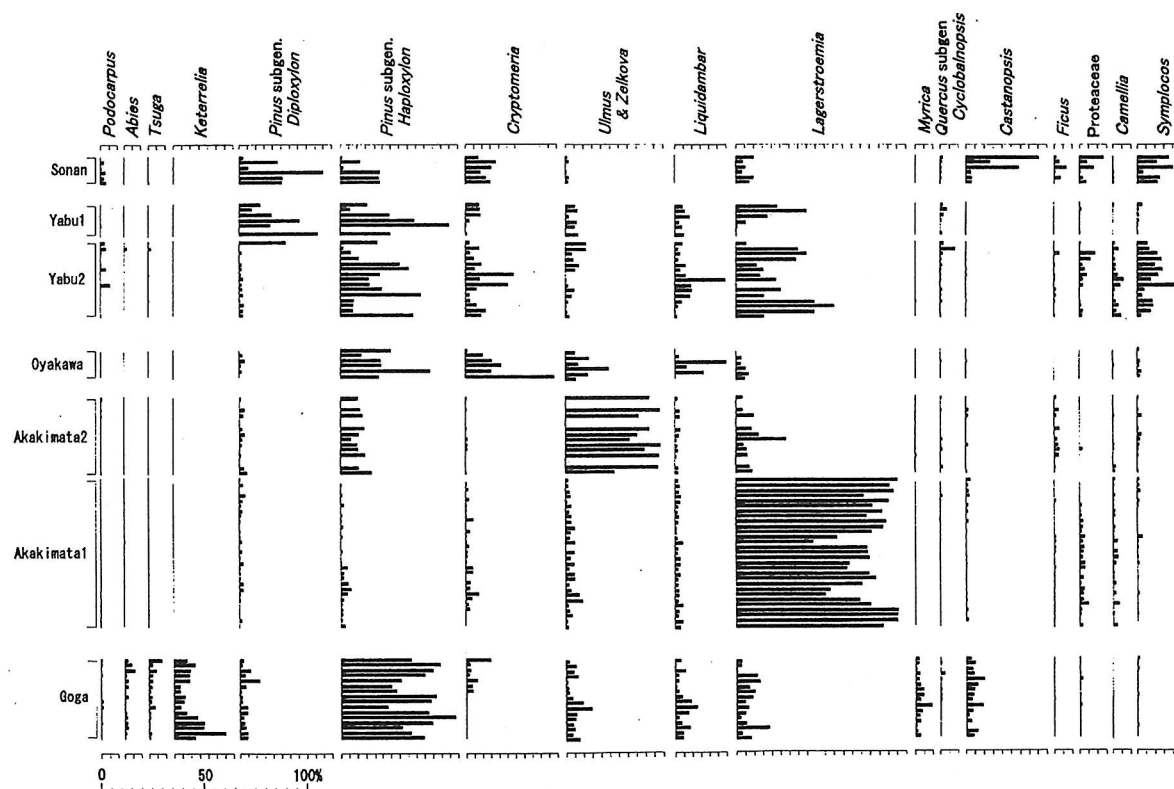


図 2：沖縄本島の鮮新世末期から更新世前期の花粉変遷図

井上直人（京大）・黄 昭姫・林田 明・若林邦彦・松藤和人
（同志社大）・Kidong BAE（Hanyang Univ.）

Naoto INOUE, Sohee HWANG, Akira HAYASHIDA, Kunihiro WAKABAYASHI, Kazuto MATSUFUJI
and Kidong BAE; Resistivity Survey around Chongokni (Jeongokni) Paleolithic Site, Korea－Ⅱ－

韓国北部，軍事境界線から南に約 15km，ソウルの北方約 50km に位置する全谷里遺跡は 1978 年に米国兵士により発見され，東アジアで最初にアシュール型ハンドアックスが出土した韓国の代表的な旧石器時代遺跡である．全谷里遺跡周辺の層序は下位から先カンブリア紀の片麻岩，第四系のシルト・礫からなる白蟻里層群，その上位の玄武岩（全谷玄武岩），さらにその上位の水成・風成堆積物からなる．遺跡の年代に関しては，石器型式からの年代類推や遺跡の基盤をなす玄武岩の K-Ar 年代測定，堆積物の TL 年代測定，火山灰分析など考古学的，地質学的に様々な観点から検討されている（たとえば松藤・他，2005 など）．

遺跡周辺の玄武岩や下位の堆積層の K-Ar・FT 年代測定が行われた結果，遺跡の基盤を構成する玄武岩の噴出年代は約 50 万年と推定された（Danbara et al., 2002）．一方，遺跡の北部に位置する玄武岩の K-Ar 年代測定の結果は約 50 万年と 17 万年前の 2 つの年代が得られ（図 1 の A 地点付近），噴出年代の異なる玄武岩が確認された（Danbara et al., 2002）．これらの玄武岩の分布を明らかにすることは，全谷里遺跡の年代を考察する上でも必要不可欠である．そこで 2003 年 9 月に遺跡周辺で比抵抗探査を行った．この時の探査の目的は遺跡調査のピット等で実際に玄武岩の深度が確認されている地点で比抵抗探査を行い，比抵抗調査の有効性を検証するためであった．探査結果とピット情報との比較の結果，数 m の精度で玄武岩深度が推定できることが明らかになった．そこで 2005 年の 3 月に異なる噴出年代の玄武岩が確認された遺跡北部を中心に探査を行った（図 1 参照）．

電極配置はウェンナー法を用いた．既存の調査結果より本調査地域の玄武岩深度は深くても 20m 程度であることから，最大電極間隔 50m，最大測線長 150m とした．また南部の遺跡周辺の比抵抗構造と比較するため，北から南へと南北の比抵抗断面が得られるようにサイトを選択した．各サイトで得られた見かけ比抵抗に対して水平成層構造に基づいた 1 次元の逆解析から比抵抗構造を求めた．解析の結果，全谷里遺跡北部では遺跡周辺と異なる比抵抗構造を示す地点が数カ所確認された（図 1 参照）．発表では全谷里遺跡北部の比抵抗構造の特徴を述べ，玄武岩分布について検討する．

引用文献

Danbara T., Bae K., Okada T., Matsufuji K. and Hwang S. (2002) What is the real age of

Chongonkni Paleolithic site? *Paleolithic Archaeology in Northeast Asia*.
Yeoncheon County and Institute of Cultural Properties Hanyang University,
Korea. P. 77-116.

松藤和人, 裴基同, 檀原徹, 成瀬敏郎, 林田明, 俞剛民, 井上直人, 黄昭姫 (2005) 韓国全谷里における年代研究の新展開—日韓共同研究 2001-2004 の成果と課題—. *旧石器考古学* 66, 1-16.

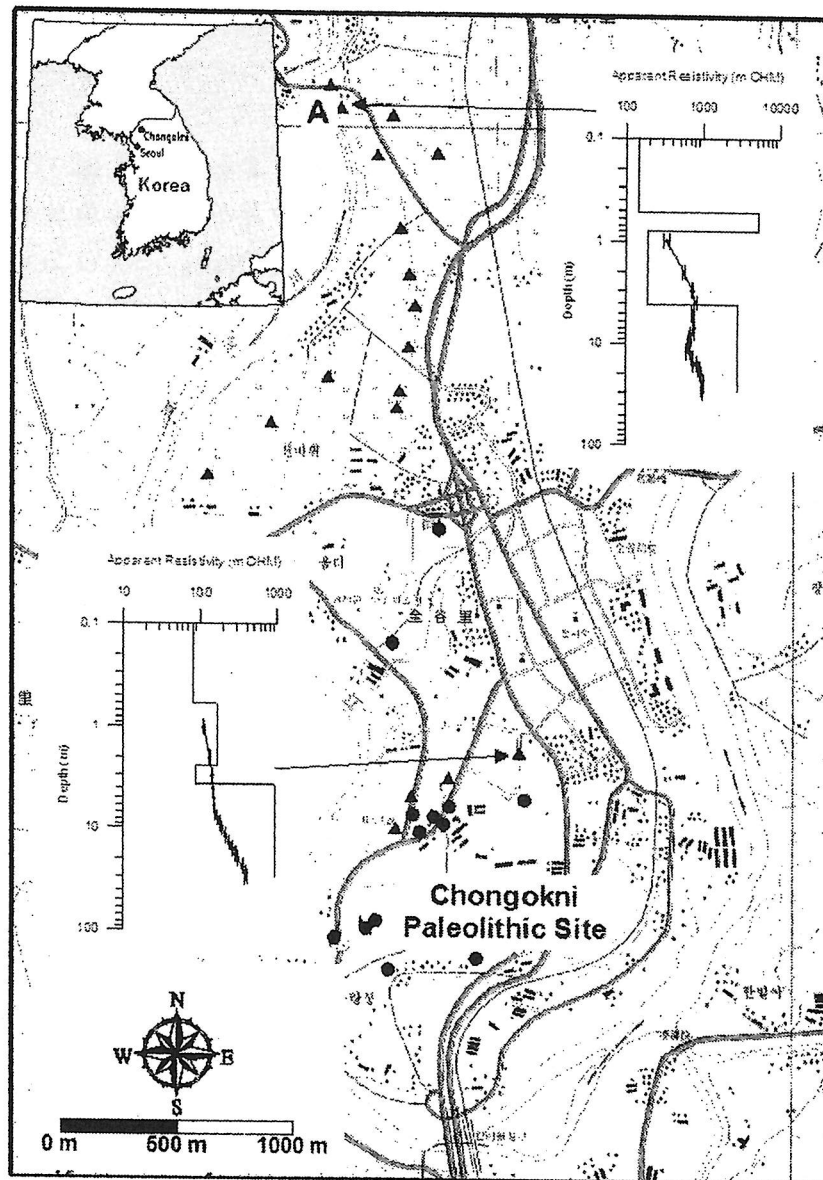


図1 比抵抗探索サイト

▲は 2005 年, ●は 2003 年に探索を行ったサイト. 図中 A は異なる噴出年代の玄武岩が確認された地点. 図中のグラフは見かけ比抵抗曲線および比抵抗構造. 縦軸は深度 (m). 横軸は見かけ比抵抗 ($m \cdot OHM$). ●は計測された見かけ比抵抗曲線. 実線は比抵抗構造. 縦軸・横軸ともに対数スケールであることに注意.

P-8 北海道東部釧路市春採湖コア中に認められる，過去 9500 年間に生じた急激な珪藻遺骸群集の変化と巨大地震津波との関係

添田雄二（北海道開拓記念館）・七山 太・古川竜太（産業技術総合研究所）・重野聖之（明治コンサルタント(株)）

Yuji SOEDA, Futoshi NANAYAMA, Ryuta FURUKAWA, Kiyoyuki SHIGENO ; Drastic changes of the diatom assemblages identified past 9500 years in the Lake Harutori-ko, Kushiro, pacific coast of eastern Hokkaido.

1. はじめに

北海道東部太平洋沿岸域は，地震津波の多発地帯であり，七山・重野（1998）による報告以来，過去数千年間に堆積した泥炭層および湖沼堆積物中の津波堆積物に関する研究が活発に行われてきている（例えば，Nanayama et al., 2003）。

釧路市の市街地に位置する春採湖は，北海道東部太平洋沿岸に点在する海跡湖群の一つである。七山ほか（2001）では，春採湖から採取された湖底コア（以下に，春採湖コア）の各種分析（粒度分析，帯磁率測定，各重量測定， $L^*a^*b^*$ 表色系測定，AMS ^{14}C 年代値測定，火山ガラスの主成分化学組成分析）の結果，約 2000 年前より以前から湖の汽水環境と内湾環境が繰り返されていたことが示唆された。さらに，約 15.1m からなるコアは，約 9500 年前～現在までの沖積層からなり，そのうちの珪藻質泥層中には，主に海成起源の碎屑粒子から構成される 22 層の津波堆積物（htd1~22）の存在が確認されている（Nanayama et al., 2004；添田ほか，2005）。今回は，当該春採湖コアを用いて，過去 9500 年間の環境変遷を復元する目的で珪藻遺骸分析を実施した。

2. 研究手法

珪藻遺骸分析は，津波堆積物の粗粒部を除いた全層準を対象に実施した。このうち，コアの基底部分と最上部を除いた部分は，明色ラミナと暗色ラミナが mm オーダーで交互に繰り返される珪藻質泥層からなる。本層の代表的な層準の明色ラミナと暗色ラミナについて別々にスミアスライドを作成したところ，コア上位の明色ラミナでは，*Melosira* sp.，または *Diatoma* sp.といった 1~2 種のみが卓越するのに対し，暗色ラミナではこれらを含む様々な種が含まれていることが判明した。このため，ラミナが発達する泥層部分では，暗色ラミナのみを以下の分析対象とした。検鏡用プレパラートは，乾燥重量約 0.10~0.01g を取り出して作成し，生物顕微鏡の倍率を 1000 倍にして，それぞれ 200 殻について計数を行った。

3. 分析結果

珪藻遺骸分析の結果，コア基底部層準（基底から htd22 直下）では，海水生～汽水生種，淡水～汽水生種および淡水生種が混在して観察された．このうち，海水生～汽水生種では，底生生活を好む *Achnanthes delicatula*, *Cocconeis scutellum* などが主に観察された．

コア中部層準（htd21 直上から htd9 直下）では，海水生～汽水生種が約 40～85% と優占し，主に外洋～内湾において浮遊生活をする *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira nordenskioeldii* などが同定された．ただし，htd20 と htd19 の間および htd18 の直上では，一時的に淡水～汽水生種および淡水生種が優占した．

コア上部層準（htd9 直上から湖底面）では，海水生～汽水生種が急激に減少して淡水～汽水生種および淡水生種が優占し，特に淡水～汽水生種が約 60～90% に達することが分かった．さらに，各 htd の直上層準のみにおいて，*T. nordenskioeldii*, *T. sp* などの海水生～汽水生種が約 45～85% と優占する特徴が見られた．

4. まとめ

春採湖コアの珪藻遺骸分析の結果，特に古環境と地震津波との関係に関連して，以下の 5 点が明確となった．

(1) 釧路市春採湖地域では，9500 年頃に海進が達し，htd22 イベント（約 8500 年前）までの間，エスチュアリーもしくは干潟環境であったが，それ以降は内湾環境に急激に変化して，珪藻質泥層が堆積するようになった．この環境変化には，巨大地震津波による地形改変の影響があったことが示唆される．

(2) それ以降の急激な海面上昇によって，htd10 イベント（約 3500 年前）までの期間は主に内湾環境が卓越した．しかし，この安定した海面上昇期間でも，htd20（約 8000 年前）と htd18 イベント（約 7000 年前）時には，一時的に湖水環境になったことが明らかとなった．これも巨大地震津波による地形改変の影響が示唆される．

(3) htd9 イベント（約 3000 年前）以降に，現在の閉塞された春採湖の湖水環境が成立したことが判明した．これは巨大地震津波による河口閉塞，もしくは海面停滞による沿岸砂州の発達が原因と考えられる．

(4) htd9 イベント以降におきた津波によって，一時的に湖の塩分濃度が繰り返し上昇したことが判明した．

(5) さらに，htd2 イベント（17 世紀）以降は，春採湖において大きな環境変化は認められないことは，この地の地震津波防災を考慮する上で大変重要であろう．

主な引用文献 七山・重野，1998，月刊地球号外，no. 15，177-182；七山ほか，2001，活断層・古地震研究報告，no. 1，233-249；Nanayama et al., 2003, *Nature*, 424, 660-663；Nanayama et al., 2004, *EOS. Trans. AGU*, 85(47), Fall Meeting Suppl., abstract；添田ほか，2005，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，L039-P007．

P-9 長野市南縁部、涌池堆積物の TOC 含有量と最近約 100 年間の気象要素との相関

角田尚子 (信州大学大学院工学系研究科)・公文富士夫・富田紀子 (信州大学理学部)

Naoko Kakuta, Fujio Kumon, Noriko Tomita; Relationship between the climate of recent 100 years and TOC content of the sediment from Waku-ike in Nagano City, Japan

1. はじめに

涌池は長野市信更町に位置する富栄養の池である。湖面積は 0.023km^2 で、標高は 565m 、最大水深は 10.8m である。1847 年 5 月 8 日の善光寺地震によって、岩倉山(虚空蔵山)が崩壊した。この時できた岩倉山西部のくぼ地に水がたまり、涌池が形成された。現在の涌池では人為的に水量調節が行われているが、表層水の利用だけであり湖内の堆積環境を大きく攪乱させる要因は少ないと考えられている。

涌池と田原ほか(2005)で研究されている高野層は標高や地形に共通性が見られる。そのため、涌池を現世におけるモデルとすることで、高野層における最終間氷期から最終氷期にいたる気候変動をよりリアルに解析することができるのではないかと考えた。

2. 分析方法と結果

2002 年 4 月に涌池の東部において 92.5cm の試料を採取した。湿重量と乾燥重量を基に、見かけ密度を算出した(図 1)。堆積物の深度 80cm 以深は角礫を含む地すべり堆積物であった。見かけ密度の変動から見ると、池の堆積環境が安定したのは、深度 66cm 以浅だと考えられる。深度 66cm を地震から 5 年後の 1852 年 5 月と仮定すると、平均堆積速度は 0.44cm/year となる。また、2004 年 11 月に涌池の中央部において再度柱状試料採取を行い、記載と含水率の測定を行った。前者については 1cm 毎に、後者については 0.5cm 毎に、全有機炭素含有量(TOC)と全窒素含有量(TN)を元素分析装置 EA1112 で分析した(図 2)。

3. 考察

TOC は深度によって変化しており、平均堆積速度に基づいて深度を年代に置き換え、経年的な変化を求めた。そして 1889 年から 2002 年までの TOC 含有量を長野気象台における各種の気象データと比較した。

その結果、2002 年採取の柱状試料における TOC 含有量は、年間の最低気温とは $R^2=0.25$ ($n=112$, $p<0.01$)で、よい相関があることがわかった。このことから TOC 含有量は冬の寒さに関係があると考えられる。1961 年以降では年間の最低気温は冬日の日数とは $R^2=0.16$ ($n=40$, $p<0.05$)、冬日の日数と TOC 含有量とは $R^2=0.19$ ($n=35$,

$p<0.01$)と相関がある。このことから、TOC 含有量は寒い冬の長さに影響を受けていると考えられる。また、2004 年採取の柱状試料においても、TOC 含有量は冬の日数と $R^2=0.23(n=39, p<0.05)$ で相関があり、2002 年の試料と同様の結論が得られた。

TOC 含有量が冬の長さに影響を受ける原因として、湖水の循環期間の長さが考えられる。冬の気温が高いということは寒い冬の期間が短くなるということであり、結果として春と秋の期間が長くなる。春と秋に起きる湖水の全循環は、湖底付近に滞留していた深層水がリンや窒素などの栄養塩と共に表層部へ回帰し、生物生産性が高くなる。冬の気温が高くなることで生物生産性が高い期間が長くなり、結果として年間の生物生産量が増え、湖底へ堆積する有機物量も増え、堆積物中の TOC 含有量が増加したものと考えられる。

4. まとめ

涌池における 2002 年と 2004 年に採取した柱状試料において、堆積物中の TOC 含有量は 112 年間と 114 年間の冬の長さと相関があることが確かめられた。また実際高野層の TOC 変動では、グリーンランド氷床の酸素同位体比の変動と良く一致した寒暖変動を見ることができた。そのことから、TOC 含有量は気温の指標として用いることができると結論付けられた。

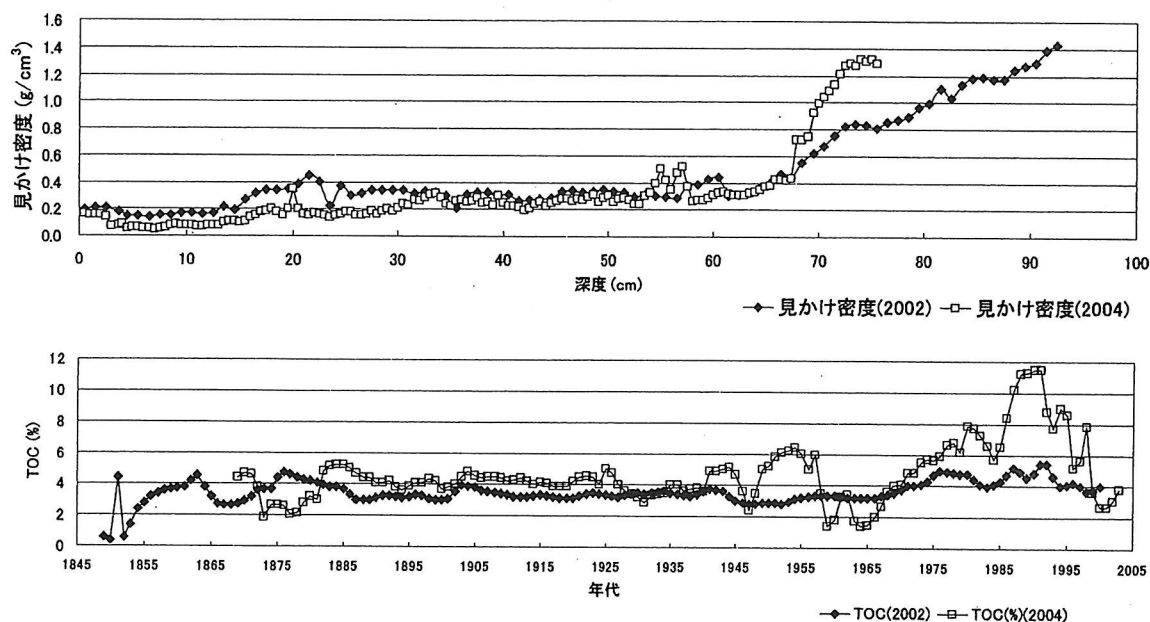


図 1 涌池堆積物の見かけ密度の変化(上図)

図 2 涌池堆積物の元素分析結果(下図)

東海沖から採取されたピストンコア中からの三瓶浮布軽石の発見とその意義

池原 研 (産総研・地質情報), 棚橋 学・森田澄人 (産総研・地圏), 檀原 徹・山下 透 (京都フィッシュン・トラック)

Ken Ikehara, Manabu Tanahashi, Sumito Morita, Toru Danhara and Toru Yamashita:
Discovery of Sanbe-Ukinuno Pumice (SUK) in piston cores collected from off Tokai
area and its significance

海底堆積物を用いたどのような研究においても、どのような物質から構成されているかとそれがいつの時代のものであるかがもっとも基本的なデータとなる。このうち後者については、様々な方法で堆積物のある層準の年代を決めることが基本的な作業となる。後期第四紀の海洋沖合域の堆積物においては、特に生態学的情報が分かっている単種の浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定がよいとされ、これを用いた年代測定の努力がなされてきている。そして、このような年代測定値を暦年に変換することで、海域でみられた現象と陸域の現象との比較・対比が可能となる。浮遊性有孔虫は海水から無機的に炭酸塩の殻を形成する。そしてその殻の ^{14}C 濃度は海水中に溶存する全炭酸のそれと等しいと仮定されている。一方、海水中の ^{14}C 濃度は大気中のそれよりも 50% 程度低いことが知られており、その濃度差に見合う分の年代値の補正（海洋のレザバー補正）が必要となる。一般にはこの補正值は 400 年程度とされているが、沿岸域で淡水の影響を受けるような地域や深層水循環により古い水が供給されるような場合には、この補正值が時空間的に変化してしまうため、得られた暦年値が正しいかどうかの評価が困難になる。すなわち、より正確な暦年値を得るためには海洋レザバーの時空間変動を可能な限り詳細に明らかにする必要がある。しかし、日本周辺海域において海洋レザバー補正值の時間変動を詳しく求めた例はない。レザバー補正值の推定においては、放射性炭素年代値と別に求められた同じ試料の放射年代値（例えばウラン系列年代値）から求められることが多いが、陸上で噴出年代を決められた火山灰を上述の浮遊性有孔虫の放射性炭素年代値から決定することでも得られる可能性がある。ここでは、東海沖から採取されたピストンコアから三瓶浮布軽石 (SUK) の発見と SUK の上下で測定された浮遊性有孔虫の年代について報告するとともに、上記の観点からこの発見ならびに年代の意義を述べる。

ピストンコア試料は、メタンハイドレート開発研究コンソーシアム (MH21) の環境影響評価グループが実施した「望星丸」による平成 16 年度海洋環境調査航海に参加して採取されたもので、地化学調査手法の適用の研究の一環として行われた。そして、各コアの堆積年代と堆積速度の推定のために、火山灰分

析と浮遊性有孔虫の放射性炭素年代測定を実施した。SUK は、遠州灘～第二天竜海丘周辺で採取された3本のコア(PC07, 08, 11)に確認された。厚さはそれぞれ、8.5 (ただし生物擾乱を受けている)、4.5, 1cm である。PC07 ではこの火山灰の上位に K-Ah が、PC08 ではこの火山灰の下位 (コアボトム) に AT が挟在している。これらの火山灰の火山ガラスは、珪長質のパミス型であり、その屈折率は 1.499-1.508 にある。重鉱物は緑色普通角閃石、不透明鉱物、黒雲母が主体で、褐色普通角閃石とカミングトン閃石を含む。PC07 については、緑色普通角閃石とカミングトン閃石の屈折率はそれぞれ、1.669-1.679, 1.660-1.665 である。このような岩石記載学的特徴は、加藤ほか (1996) により神戸市元町から記載された SUk 及び三瓶火山の三瓶浮布火砕流堆積物 (U1) のそれと一致する。また、推定される年代も K-Ah～AT 間のほぼ中間程度と考えられるので、加藤ほかの元町の泥炭層の年代 (15.6 14C kyBP) や U1 中の炭化木片の年代値 (14.8-16.4 14C kyBP) と矛盾しない。したがって、今回遠州灘～第二天竜海丘周辺で発見された火山灰は三瓶浮布軽石 (SUK) に同定されることが考えられ、SUK は近畿地方をこえて、東海沖太平洋にまで達していたことが明らかとなった。この海域における他の調査航海により得られたコア試料中には既知の火山灰に未同定のものがいくつかあるので、さらに検討することで、SUK がさらに広い範囲から発見できる可能性はある。いずれにせよ、今回の SUk の発見は、遠州灘周辺海域における堆積作用や古環境変遷の研究において、後氷期の明確な指示者を得たと言う点で、重要であると言える。

この新しく同定された火山灰である SUk の堆積年代を決定するために、PC07 の SUk を挟んだ上下の層準と PC08 の SUk の直下の層準において、浮遊性有孔虫による放射性炭素年代測定を実施した。その結果、PC07 では、火山灰の上位で 16430 ± 60 、下位で 18150 ± 60 、PC08 の下位で 17970 ± 60 yBP の放射性炭素年代値を得た。この年代値は、上記の Suk や U1 の年代に比べて、有意に古い。これらは海洋レザバー補正前の年代値であるので、陸上の年代よりも古くて当然であるが、通常のリザバー補正值を見越してもやや古い可能性がある。ただし、海域で得られた年代の妥当性の検証 (PC11 については年代測定の準備中) や陸上の年代値がどこまで信頼できるかなどの問題もあるので、今後さらにデータを増やしつつ検討していく予定である。

引用文献：加藤茂弘・檀原 徹・山下 透・竹村恵二・岡田篤正 (1996) 第四紀研究, 35, 383-389.

P-11 南海トラフ沿岸域における津波堆積物研究の現状と重要性

小松原純子・藤原 治・鎌滝孝信 (産業技術総合研究所)

Junko KOMATSUBARA, Osamu FUJIWARA and Takanobu KAMATAKI ; Recent studies of
Tsunami deposits along the Nankai Trough

南海トラフで起きる地震には、大きく分けると駿河湾から東海沖を震源とする東海地震と紀伊半島から四国沖を震源とする南海地震の2種類がある。こうした海溝型地震は大規模な津波を伴うため、南海トラフ沿岸域に甚大な被害をもたらしてきた。古文書の記録によれば、このような巨大地震は少なくとも江戸時代以降は100年~150年の間隔で起きていたらしい(宇佐美1987;寒川1999)が、室町時代以前となると地震の記録そのものが残っていないことも多い。これを補うため、遺跡の液状化痕などから過去の地震を読み取る「地震考古学」(寒川1992)が近年活発に行われている。さらに古い時代にさかのぼってこうした長い再来周期を持つ巨大地震の履歴を解明し、防災研究につなげて行くには、地下の堆積物を調べることが不可欠である。海溝型地震の場合、地震に伴って津波が発生するため、その津波のもたらした堆積物を手がかりに地震の規模や発生間隔を推定することが始まっている。

南海トラフ沿岸域でも過去の津波堆積物の調査が行われているが、地震とそれに伴う津波の再来間隔やその規模を明らかにするためには課題が多い。本発表では南海トラフ沿岸域において完新世以降の津波堆積物を扱ったこれまでの研究の現状についてまとめた。

南海トラフ沿岸域で報告されている完新世以降の津波堆積物(およびその可能性が高い堆積物)には、高知県の糺ヶ池、三重県相模町の湿地帯、和歌山県の友ヶ島、三重県沿岸域各地、浜名湖やその周辺の遺跡に残されたものなどがある。九州南東部も南海トラフで起きた地震による津波被害を受けており(渡辺1985)、条件が揃えば津波堆積物が残っているはずであるが、現時点での報告は見あたらない。

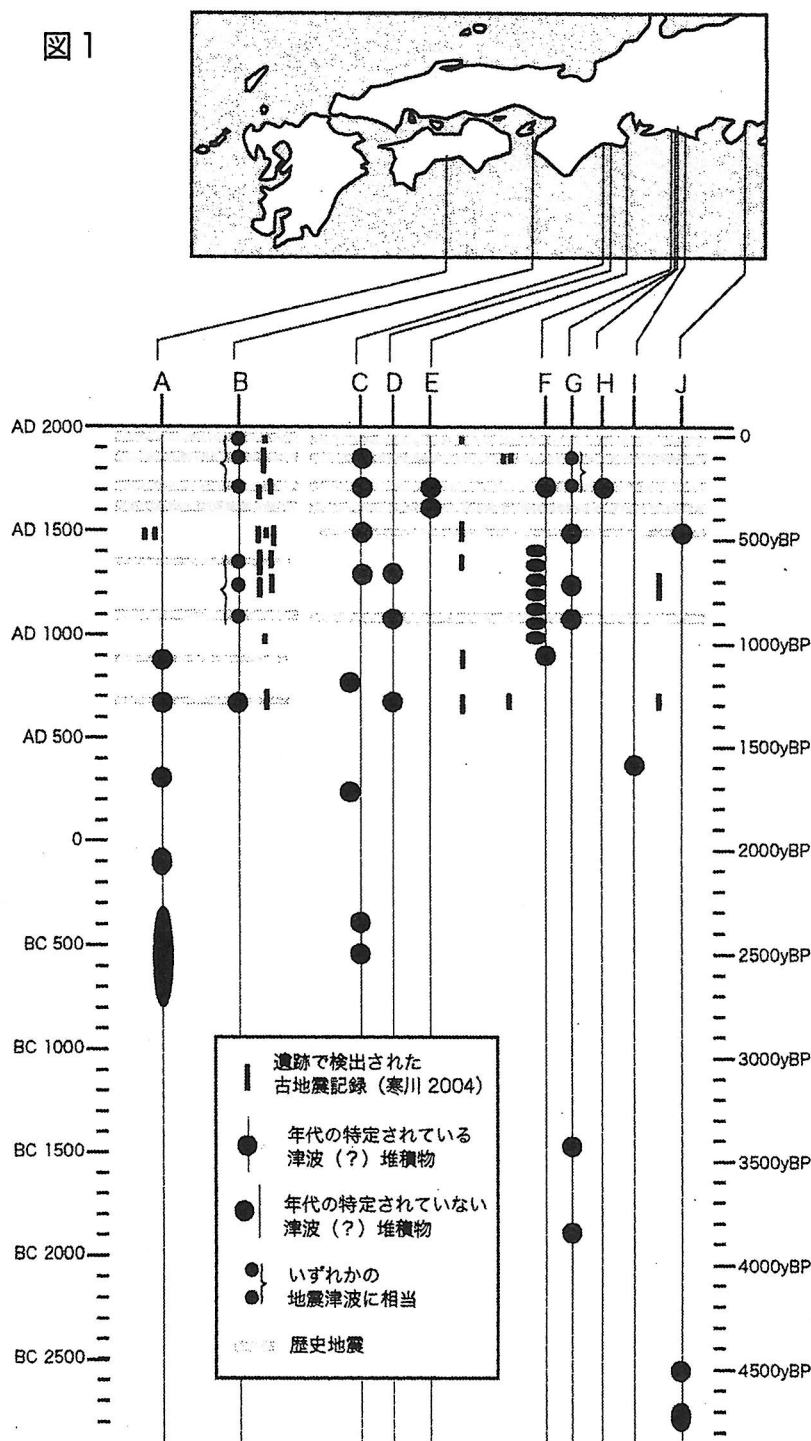
それぞれの調査地で報告されている津波堆積物の分布を図1に示す。論文に記されている¹⁴C年代値が未校正の場合はCalib5.01(Intcal04)を使って暦年補正を行った。津波堆積物による古地震の復元は歴史地震との対応関係を立証する点ではある程度の成果を上げているが、先史時代の地震・津波については、まだまだデータの蓄積が不十分である。特に3000年以上前のものは2箇所で確認されているにすぎない。また、被害を受けているはずの九州や、被害が甚大であったはずの駿河湾沿岸でのデータは非常に少ない。歴史地震とは対応がつかないイベント性堆積物も確認されており、台風や高潮によるものかもしれない。津波堆積物の識別については重要な研究テーマである。

今後津波堆積物から古地震記録を解明していくためには、他のイベント堆積物との識別(七山ほか2004;藤原2004)、年代試料の選び方(藤原ほか2003)、年代測定に関する問題(池原2000)などについて十分考慮した上で、池やラグーンなど津波堆積物の保存されやすい場所を選び、精確な堆積年代を多くの層準で測定し、空間的にも年代的にもより広い範囲で津波堆積物の分布を調査する必要がある。

文献

- | | |
|--|--|
| 藤原, 2004, 地質学論集, 58, 35-44 | 193-212 |
| 廣瀬ほか, 2002, 月刊地球, 24(10), 692-697 | 岡橋ほか, 2001, 第四紀研究, 40(3), 193-202 |
| 藤原ほか, 2003, 第四紀研究, 42(1), 27-40 | 岡橋ほか, 2002, 月刊地球, 24(10), 698-702 |
| 藤原ほか, 2005, 日本第四紀学会 2005 年大会講演要旨, (印刷中) | 岡村ほか, 1997, 月刊地球, 19(8), 469-473 |
| 池原, 2000, 地質調査所月報, 51(2-3), 89-102 | 岡村ほか, 2000, 月刊地球号外, No.28, 162-168 |
| 熊谷, 1999, 地学雑誌, 108(4), 424-432 | 岡村ほか, 2003, 月刊海洋, 35(5), 312-314 |
| 三田村ほか, 2001, 第11回環境地質学シンポジウム論文集, 321-326 | 寒川, 1992, 「地震考古学」, 中央公論社, 251pp |
| 七山ほか, 2002, 月刊海洋号外, No.28, 123-131 | 寒川, 1999, 月刊地球号外, No.24, 56-63 |
| 七山ほか, 2004, 地質学論集, 58, 19-33 | 寒川, 2004, 地質学論集, 58, 11-18 |
| 西仲ほか, 1996, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VII, | 高田ほか, 2002a, 月刊地球, 24(10)736-742 |
| | 高田ほか, 2002b, 活断層・古地震研究報告, No.2, 235-243, 産業技術総合研究所 |

図 1



- A: 高知県須崎市糺ヶ池 (岡村ほか 1997、2000、2003; 佃ほか 1999)
- B: 和歌山県友ヶ島深蛇池 (七山ほか 2002)
- C: 三重県紀伊長島町諏訪池 (都司ほか 2002)
- D: 三重県尾鷲市須賀利浦大池 (都司ほか 2002)
- E: 三重県鳥羽市相差町 (三田村ほか 2001; 岡橋ほか 2001, 2002; 廣瀬ほか 2002)
- F: 静岡県湖西市 (熊谷 1999; 西仲ほか 1996; 高田ほか 2002a、2002b)
- G: 静岡県浜名湖 (都司ほか 1998; 岡村ほか 2000; 西仲ほか 1996)
- H: 静岡県新居町 (熊谷 1999)
- I: 静岡県大須賀町 (内田 2002)
- J: 静岡県伊東市 (藤原ほか 2005)

都司ほか, 1998, 歴史地震, 14, 101-113

都司ほか, 2002, 月刊地球, 24(10), 743-747

佃ほか, 1999, 月刊地球号外, No.24, 64-69

宇佐美, 1987, 「新編日本被害地震総覧」東京大学出版会, 434pp.

内田, 2002, 日本地理学会発表要旨集, 61, 135-135, 日本地理学会

渡辺, 1985, 「日本被害津波総覧 [第2版]」, 東京大学出版会, 238pp

P-12 古琵琶湖層群の上仰木Ⅱ火山灰層と上総層群の Ks10 火山灰層の対比

里口保文（琵琶湖博物館）

Yasufumi SATOGUCHI: Correlation of the Kamiogi II volcanic ash bed in the Kobiwako Group with the Ks10 volcanic ash bed in the Kazusa Group, Japan.

○はじめに

これまでに多くの火山灰層が各地域で記載され、広域対比による多くの広域火山灰が認定が行われてきた（町田・新井，1992；早川，1995；里口ほか，1999；など）。そのうち，中期更新世以前のものについては，各地域で層序，岩相，記載岩石学的性質などが記載されているものの，その多くは未だ広域対比がなされていない。長期間の日本の爆発的火山噴火活動史が検討されるためには，これら未対比の火山灰層についての広域性や噴出源などを明らかにすることは重要であろう。未対比火山灰の中には，特徴的な岩相や性質を持つものではなく，よくあるタイプのものであるために，対比の検討が難しいものも含まれる。このようにそれ自身のみでは対比が難しい火山灰については，特徴的ですのでに広域対比が行われている火山灰を基準として，層序学的に対比を検討していくことが有効である。

本研究は，すでに対比されている古琵琶湖層群の上仰木Ⅰ火山灰層と上総層群の Ks11 火山灰層のそれぞれの上位にある火山灰層の対比を検討した結果を報告する。

○対比

古琵琶湖層群上部に挟在する上仰木Ⅰ火山灰層と上総層群上部の Ks11 火山灰層は，町田ほか（1980）によって対比された。ただし，町田ほか（1980）では上仰木Ⅰ火山灰を上仰木火山灰と記載しているが，上仰木火山灰層は林（1974）によって下位より上仰木Ⅰ，Ⅱ火山灰層の2つに再定義された。これらのうち記載岩石学的性質を記載した Yoshikawa(1984)によると，町田ほか（1980）で対比した上仰木火山灰層は林（1974）の上仰木Ⅰ火山灰層である。本研究による分析では，両火山灰とも火山ガラスの形状は扁平型が多く，その屈折率は 1.503-1.507 である。重鉱物は斜方輝石が多く，角閃石，黒雲母などを含む。また，EPMA による主要成分組成もよく一致している（図1）ことから，これらの対比には問題がない。

これらの上位には，古琵琶湖層群では上仰木Ⅱ火山灰層，上総層群では Ks10 火山灰層がある。上仰木Ⅱ火山灰層は，上仰木Ⅰ火山灰層の約 1m 上位にあり，白色の極細粒砂サイズのガラス質火山灰で，火山ガラスを主体とし，火山ガラスの形状は中間型～扁平型が多く，その屈折率は 1.498-1.502（モード 1.498-1.500）である。重鉱物は角閃石，斜方輝石が多く，他に単斜輝石を含む。Ks10 火山灰層は Ks11 火山灰層の約 3.5m 上位にあり，火山ガラスを主体とし，火山ガラスの形状は扁平型～中間型で，その屈折率は 1.498-1.502（モード 1.498-1.500）である。重鉱物は角閃石が多く，他に斜方輝石，単斜輝石を含む。両火山灰層はすでに広域対比されている上仰木Ⅰ-Ks11 火山灰層のやや上位にあり，その記載岩石学的性質もよく一致している。また，EPMA による火山ガラスの主要化学成分も下位の上仰木Ⅰ-Ks11

火山灰とは異なった領域で一致する（図 1）。このことから、上仰木 II 火山灰層と Ks10 火山灰層は対比できる。

○年代と噴出地域

Ks11 火山灰の年代については、いくつかの異なった意見があるが、日本海の ODP ボーリングコアの酸素同位体曲線と対比した珪藻個体数変動曲線との対応から白井（2001）は本火山灰の年代を 520ka としている。Ks10 火山灰の年代については、Ks11 火山灰層と挟在する層準が近接していることから、ほぼ同時期と考えられるが、房総半島におけるこの層準付近の平均堆積速度と Ks11、Ks10 火山灰層間の層厚から考えると、両火山灰はおおよそ 2 千年の年代差があることになる。

Ks11 火山灰は、吉川ほか（1991）によって南九州の小林火砕流堆積物に対比されている。Ks10 火山灰は、主成分組成などから屋久島などに分布する小瀬田火砕流 Ksd の対比の可能性が指摘されている（町田・新井，2003）。本研究による対比により、層厚が上仰木 II 火山灰層の方が厚いことは、噴出地域を南九州とする事と矛盾しない。これらの噴火規模については詳細には検討出来ないが、どちらも噴出地域が南九州付近であり、降灰して堆積した層厚が関西地域と関東地域でほぼ同様であることから、どちらも同程度に大規模な噴火によるものである。このことは、おおよそ 2 千年間隔で南九州を起源とする大規模な火山噴火が 2 度起こったことを示しており、南九州の火山活動史を考える上でも重要であると考えられる。

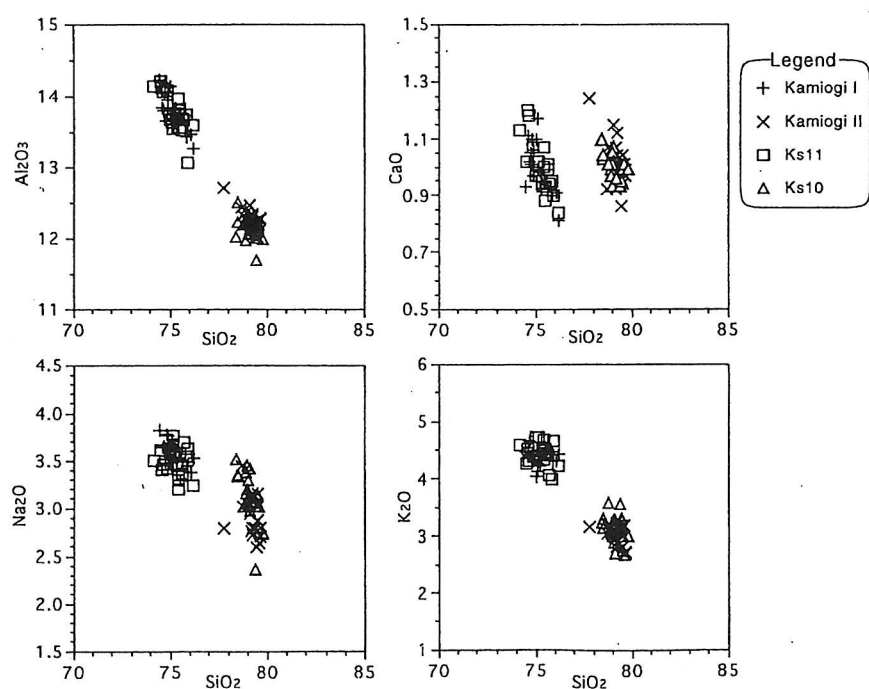


図 1 火山ガラスのハーカー図

P-13 過去 40 万年間の琵琶湖における *Stephanodiscus* 属の形態変化と種分化のプロセス、環境変化との関係性の検討

加藤めぐみ (学振・科博)・谷村好洋 (科博)・森 忍 (元名古屋大)

Megumi KATO, Yoshihiro TANIMURA and Shinobu MORI; Morphological changes and speciation of *Stephanodiscus* species since 400 ka in Lake Biwa, Japan

(はじめに)

1971 年、琵琶湖湖底から 200m におよぶ連続的な粘土層が採取された。これまでに、この堆積物コアは、数々の分析手法で解析され、中・後期更新世の連続的な環境変動の記録として注目されてきた。また、日本周辺の火山灰層序にもとづいた編年が確立されるとともに、琵琶湖堆積物から検出された変動と汎世界的な気候変動との関係性が議論されるようになってきている (Meyers et al. 1994, Kuwae et al. 2002 など)。

一方、日本最古の湖である琵琶湖では、その長い歴史のなかで固有の生物群が進化してきたことが知られている。現在、湖に生育する魚類や貝類などの固有種は現在の“琵琶湖”の誕生 (約 40 万年前) に前後して出現してきたと考えられているが、大型動物化石はかぎられた層準から産出するために、種分化の起こった時代やプロセス、環境変化との関係性について、厳密に議論することはできていない。これに対して、珪藻化石のような微化石は、琵琶湖湖底の粘土層から連続的に多産する。この利点を生かして、連続的に種分化の実態やそれと環境変化との関係を明らかにすることが期待される。これまで、琵琶湖湖底堆積物の珪藻化石研究では、Mori (1974, 1975) が 200m コアのおおまかな珪藻群集の変化を報告した。それに続いて、加ほか (1997)・Kuwae et al. (2002) は珪藻の殻数が氷期・間氷期サイクルに同調して増減を繰り返すことを指摘した。しかしながら、琵琶湖の珪藻種については、現生種の厳密な分類が行なわれつつある段階にあり (辻・伯耆 2001, Kato et al. 2003)、珪藻化石の厳密な分類は、いまだ行なわれていない。本発表では、琵琶湖 200m コアの珪藻化石群集として常に優占する *Stephanodiscus* 属の種構成を明らかにして、それぞれの種の形態が層序学的に変化してきたことを報告する。そして、その変化のタイミングと琵琶湖の環境変化、汎世界的な気候変動との関係性を議論する。

(試料と研究方法)

琵琶湖 200 m コア (コア長 197.2 m, 約 40 万年前以降の連続堆積物) から深度 40~60cm ごとに採取された層厚 5 cm のサブサンプルを用いて、Kato et al. (2003) の方法にもとづいて、光学顕微鏡観察用スライドおよび走査型電子顕微鏡観察用の試料を作成した。スライド上に任意の側線を設定して、そこに出現する珪藻化石を分類して計数した。その結果から、堆積物の乾燥重量あたりの殻数を算出した。また、*Stephanodiscus* 属の形態的特徴を定量化するために、各スライド 50 殻を任意に選んで、直径、条線束の数、殻縁刺の数と長さを測定した。

(結果・議論)

琵琶湖 200 m コアのほぼ全層準において、*Stephanodiscus* 属が連続的に産出した。その優占種と優占するモルフォタイプにもとづいて、下位より 1~6 の 6 つのゾーンが認定された。最下位のゾーン 1 (>300, 400?~250 ka) では 3 種あるいは 4 種 (厳密な分類は検討中) が共存していた。ゾーン 2 (250~240 ka) では、*Stephanodiscus* 属がほとんど産出せず、底生珪藻のさまざまな種が低密度に観察されるのみであった。ゾーン 3~6 (240 ka~現在) では、それぞれ 1 種 (モルフォタイプ) だけが優占した。ゾーン 3 に優占する種は *S. vestibulis* に同定されて、130 ka (ゾーン 6) 以降の層準に現在の優占種 *S. suzukii* が出現した。両ゾーンのあいだのゾーン 4, 5 には、*S. vestibules* と *S. suzukii* の中間形が優占していた。それぞれのゾーン境界では、優占する *Stephanodiscus* 属の形態の連続的な変化が観察されて、この連続的な変化は、条線束の数/直径比 (条線束密度) の変化をもって、もっともよ

く表現される (図1を参照)。

ゾーン3の *S. vestibilis* 出現以降の連続的な形態変化について考察すると、1万年間程度という短い時間に著しい形態変異がおきて、数万年間の形態の安定期が訪れるという変化パターンが繰り返し認められる。その一方で、最上位のゾーン6では、13万年前から現在まで、*S. suzukii* が大きな形態変化のないままに10万年間以上継続して出現し続けている。優占種が交代する、あるいは、形態が著しく変化するゾーン境界には、大規模噴火によってもたらされた厚い火山灰層が認められることもある (Ata-Th 火山灰, Aso-3 火山灰)。また、氷期・間氷期の移行期が、ゾーン境界とほぼ一致する層準も認められる。しかしながら、すべての火山灰層、すべての氷期・間氷期の移行期に、ゾーン境界が存在するわけではない。現段階では、琵琶湖の形成にともなう湖盆と集水域内の地殻変動、火山噴火が陸上生態系に与えた影響など局地的な環境の変化と、氷期・間氷期サイクルにともなう地球規模の気候変動などが、琵琶湖における珪藻の形態変化と種分化の原因となったと示唆することしかできない。今後、琵琶湖の形成史と局地的な環境変化を再構築して、珪藻の形態変化との関係を詳細に考察することが課題として残される。また、地球規模での気候変動と珪藻の形態変化や進化の関係について議論を深めるためには、琵琶湖と同様な時間スケールの連続堆積物を用いた研究との比較検討が必要であらう。

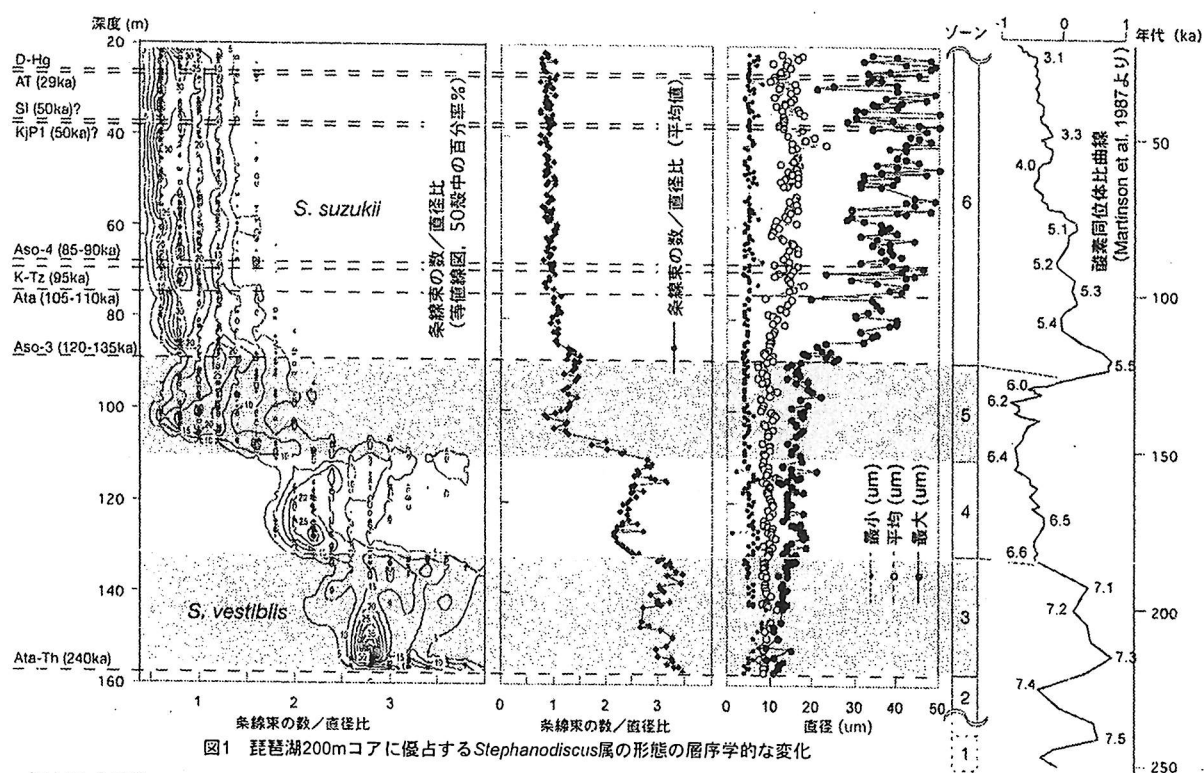


図1 琵琶湖200mコアに優占するStephanodiscus属の形態の層序学的な変化

(引用文献)

- Kato, M., Tanimura, Y., Fukusawa, H. and Yasuda, Y. (2003) *Phycologia*, **42**, 292-300.
 加 三千宣・吉川周作・井内美朗 (1997) 第四紀研究, **36**, 113-122.
 Kuwae, M., Yoshikawa, S. and Inouchi, Y. (2002) *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **183**, 261-274.
 Takemura, K. and Horie, S. (1993) *Quaternary Research*, **39**, 154-162.
 Mori, S. (1974) In Horie, S. ed. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene* 2, 247-254.
 Mori, S. (1975) In Horie, S. ed. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene* 3, 368-392.
 辻 彰洋・伯耆明子 (2001) 琵琶湖研究モノグラフ「琵琶湖の中心目珪藻」 pp. 89.

最新の ^{14}C 年代—暦年代校正データセット (INTCAL04) について

中村俊夫 (名古屋大) ・高精度 ^{14}C 年代測定研究委員会

Toshio NAKAMURA, Research Council for High Precision ^{14}C dating: The newest data sets, INTCAL04, for calibration of ^{14}C ages to calendar dates

1. はじめに

放射性炭素 (^{14}C) 年代測定法は、約 55 年の歴史を持ち、今や地質学・考古学・文化財科学などの研究に深く浸透している。昨今では測定された ^{14}C 年代そのものではなく、 ^{14}C 年代を暦年代 (年輪年代) に校正して用いることが一般的になってきている。

^{14}C 年代を暦年代へ校正するために、これまでに使用されてきた “ ^{14}C 年代—暦年代校正データ (INTCAL98; Stuiver et al, 1998)” は、主として米国西海岸や西洋のアイランドやドイツ産の樹木を用いて作成されたものである。現生の巨木から古い建材、さらに埋没樹木などを年輪年代測定法で過去へつないで、年輪の形成年を確定しこれらの年輪の ^{14}C 年代を高精度で測定して作成された。地球温暖化ガスである二酸化炭素の動態の研究に関連して、環境中の炭素循環はよく調べられており、 ^{14}C 濃度は、南北両半球間で年代値に換算して約 23 年の差があるものの、両半球内では、大気が良く混合し ^{14}C 濃度はほぼ一定であるとされる。従って、欧米の北半球内の樹木試料を用いて作成された INTCAL98 は、アジア地域でも使用できるとされ、実際、 ^{14}C 年代を暦年代に校正する際に利用されてきた。最近になって、Radiocarbon 誌に、最新版の校正データセット (INTCAL04) 及びこの最新データを元にして ^{14}C 年代を暦年代へ校正するプログラム (CALIB 5.0.1) が発表された。このプログラムはインターネットの “Radiocarbon” のホームページ (<http://www.radiocarbon.org/>) から download することができる。ここでは、最新版の校正データセット (INTCAL04) の特徴を紹介する。

2. INTCAL04 の特徴

^{14}C 年代の暦年校正は 1986 年のデータセットに遡る (表 1)。その後、1993 年、1998 年となり、最新版が 2005 年に発表された (2004 年に発表を公表していたため、INTCAL04 と称されている)。1998 年から提供されている INTCAL98 データセットはほぼ 10 年輪をひとまとめにして測定されたデータを用いている。最新版の INTCAL04 データセットでは、0 cal BP (AD1950 に対応) ~ 12500 cal BP (BC10,550 に対応) の区間で 5 年まとめ、12500 cal BP ~ 15000 cal BP の区間で 10 年輪まとめ、15000 cal BP ~ 26000 cal BP の区間で 20 年輪まとめとなっている。全部で 3300 個の ^{14}C 年代データから構成されている。しかしながら、0 cal BP - 12500 cal BP の間で、この 6 年間に ^{14}C 測定データが 2 倍になったわけではない。 ^{14}C 年代データが新たに加えられた年代区間もあれば、統計的なスムージングが行われた区間もある。従って、今後、年輪年代が明白な樹木年輪試料等を用いて妥当性をチェックする必要がある。図 1 に、西暦 600-900 年の間の違いを比較して示す。

表 1 4 種類の Calibration Issue の特徴

Item	1986 Calibration ¹⁾	Calibration 1993 ²⁾	INTCAL98 ³⁾	INTCAL04 ⁴⁾
Issued year	1986	1993	1998	2005
Age range	0-8000 cal BP	0-18,360 cal BP	0-24,000 cal BP	0-26,000 cal BP
chronology	Tree ring chronology	Tree ring chronology (0-11,400 cal BP), U/Th age chronology	Tree ring chronology (0-11,850 cal BP), U/Th age chronology, Sea-sediment varve chronology	Tree ring chronology (0-11,850 cal BP), U/Th age chronology, Sea-sediment varve chronology
Computer program	CALIB 1.0 CALIB 2.1(1987)	ETH1.5b, CALIB 3.0	CALIB 4, Cal 25, OxCal v3.5(19/Jul/2000)	CALIB 5.0, BCal, CalPal, WinCal25, OxCal v3.10
Marine age	Not available	Surface ocean water	Surface ocean water	Surface ocean water
Southern hemisphere	Not available	Not available	Data sets for southern hemisphere	Data sets for southern hemisphere

1) Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1986) A computer program for radiocarbon age calibration. In Stuiver, M. and Kra, R.S., eds., Proceedings of the 12th International Radiocarbon Conference. *Radiocarbon*, 28(2B):1022-1030.

2) Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.

3) 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): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, No.1, 1041-1083.

4) P.J.Reimer, et al. (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, No.3, 1029-1058.

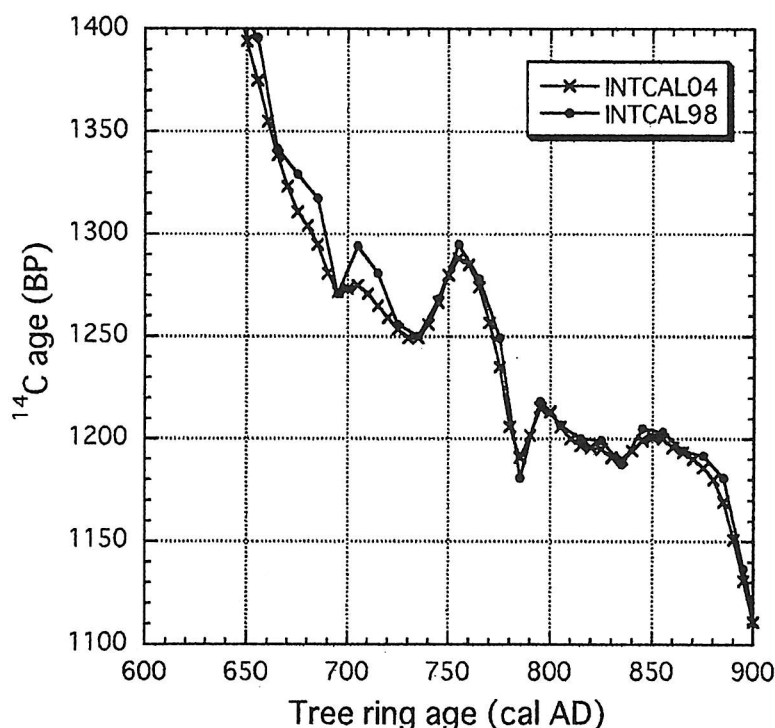


図 1 INTCAL04 と INTCAL98 の比較 (西暦 600 年~900 年)

黒田圭介（山形大学・院），磯 望（西南学院大学），後藤健介（西南学院大学・学振特別研究院）
 Keisuke KURODA, Nozomi ISO, Kensuke GOTO; Changes of the Landscape Around
 the Reservoirs in Dazaifu City, Fukuoka Prefecture, Japan

I. はじめに

ため池は古来より農業灌漑用に使用され、現在も改修を重ねながら築造当時の場所にその姿を維持しているものが少なくない。このようなため池の周辺は、築造されてから現在までの人間の営みを反映して刻々と変化している。したがって、変化し続けているため池周辺の景観を過去にさかのぼって読み解けば、そこに暮らす人間の営みの歴史を知りうることができると考えられる。そこで本研究では、福岡県太宰府市(図 1)に分布するため池の周辺景観を、1973 年、1981 年、1990 年、2003 年撮影の 1/20000 空中写真と画像処理ソフト(Adobe 社 Photoshop)に組み込まれたピクセルの概念を用いて定量的に分類し、30 年間の景観の経年変化を明らかにした。研究対象地域である福岡県太宰府市(図 1)は、太宰府天満宮や太宰府政庁跡などの史跡が多く観光都市と知られる一方、福岡市のベッドタウンとしての役割を担っている衛星都市でもある。太宰府市は 1960 年代から大規模な宅地開発が進んだが、1970 年代をピークにその後は小規模なものにとどまっている(図1)。

II. 画像処理ソフトを用いたため池景観区分方法(図2)

1) スキャナーを用いてコンピューターに航空写真を取り込み、それを Photoshop で開く。2) 鉛筆ツール(5 ピクセルに固定)でため池を正確に縁取る。3) ため池の縁取りしたものを自動選択ツールで選択し、ブラシツールで景観ごとに色分けをする(図 2-③)。4) 色分け後、色別に自動選択ツールで選択し、ヒストグラム中の「全ピクセル数」にてピクセル数を確認する。5) 全体に占める各景観の割合を百分率で表し、ため池の景観分類を行う。図2-②のように堤防を伴い、高い地点にあるため池は、堤防に隣接する景観をため池周辺の景観とする。

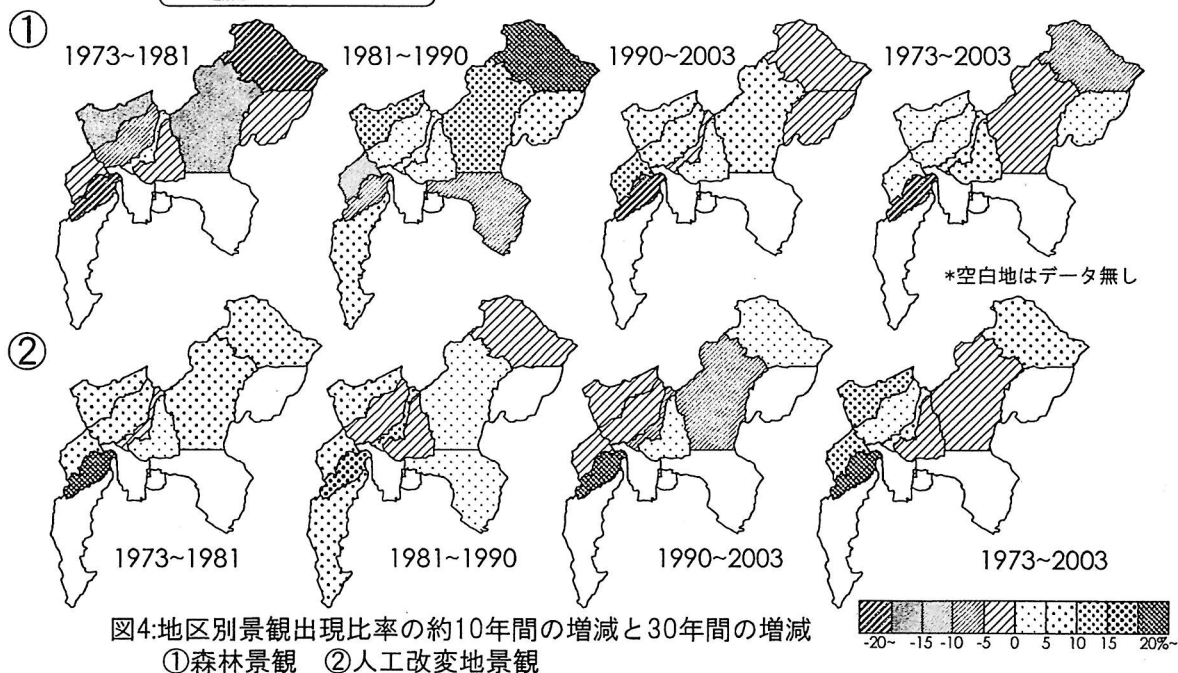
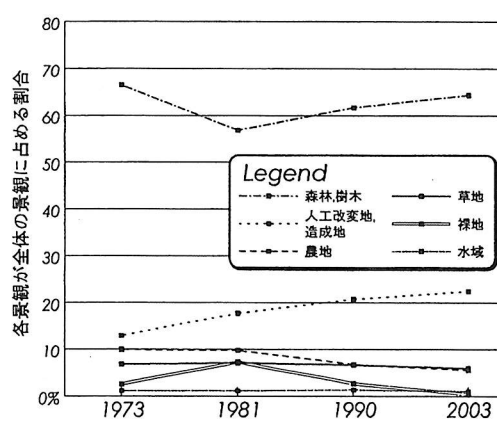
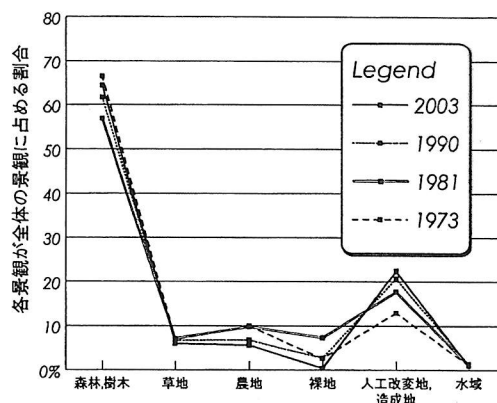
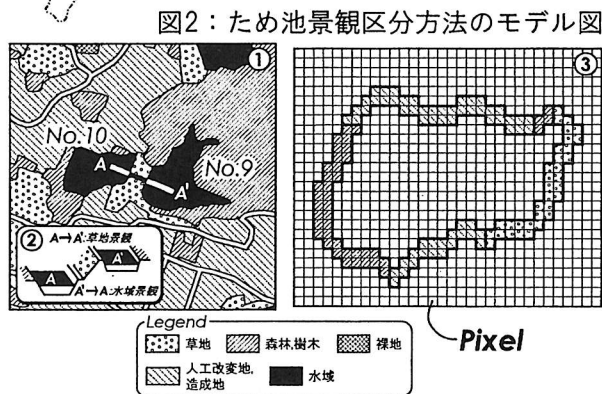
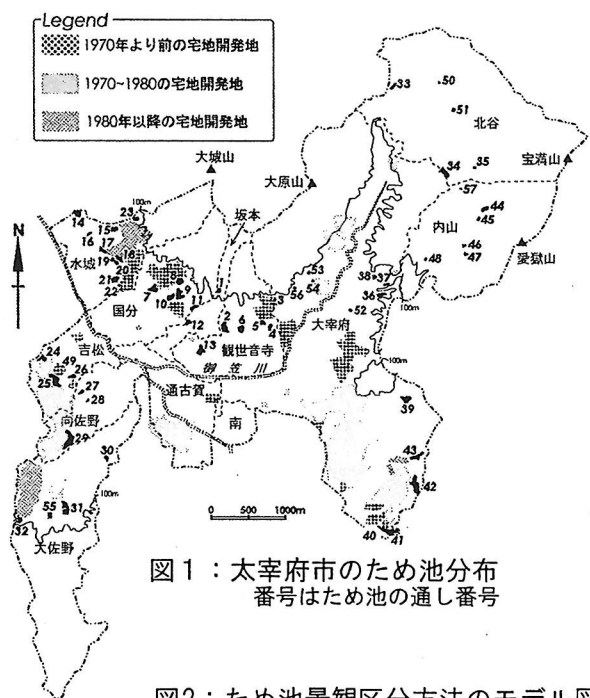
III. 結果と考察

1. 太宰府市全体の 30 年間の景観出現比率の変遷(図 3-1, 2): 森林・樹木景観(以下森林景観)は 1981 年ですぐに減少するが、その後は徐々に回復に転じ、2003 年では 1973 年とほぼ同じ水準にまで回復する。一方、人工改変地・造成地景観(以下人工景観)は、1973 年から 2003 年にかけて約 2 倍に増加する。準自然的な景観である農地景観は常に微減傾向である。このことは、水田が 1960 年から減少している(小林, 2002)ことと調和的である。以上から、宅地開発の盛んであった 1960~1970 年代は森林や農地が宅地へと造成されて人工景観が多くなったが、宅地開発が収束に向かうと人為的な緑化により自然景観が回復したことがうかがえる。実際に太宰府市では、1994 年に「緑化の保全に関する条例」が制定され、2004 年には「緑化推進運動功労者内閣総理大臣表彰」にも選出されている。ため池周辺景観から見て太宰府市は、ベッドタウン開発で都市化が進む一方で、緑化推進への取り組みが盛んであるという性格を持つ都市であるといえる。

2. 太宰府市の地区ごとの景観出現比率の経年変化(図 4-①, ②): 森林景観の出現比率を地区ごとに見てみると(図 4-①)、1973-1981 年では全体的に減少傾向にあるが、1981-1990 年では吉松、向佐野、太宰府の南部の地区での減少率が高い。これは、大規模な宅地開発の影響が大きいと考えられる(図 1)。その他の地区は回復傾向にある。1990-2003 年では、向佐野地区で減少率が高いが、他の地域では概ね森林は回復傾向にある。30 年間では、向佐野地区で大きく森林景観が減少しているが、他の地区では増加傾向にあり、これは意識的な緑化運動の結果であると考えられる。次に人工景観を見ると(図 4-②)、1973-1981 年では全体的に増加傾向にあり、宅地開発の影響を大きく受けていることがうかがい知れる。1981-1990 年では、全体的に増加傾向にあるものの、1973-1981 年における増加率よりも幾分落ち着きを見せている。1990-2003 年では、向佐野地区を除いて微増~減少傾向となり、宅地開発が収束に向かっていることをうかがわせる。30 年間では史跡保存のため開発が制限されている観世音寺地区と坂本地区で人工景観が減少しているものの、他の地区では増加傾向にある。

以上より、太宰府市に分布するため池景観の 30 年間の変遷は、太宰府市の環境変化に応じて変化しており、このことはため池が環境変化の変遷を知る上での指標の一つになりうることを示唆する。

参考文献: 小林茂(2002): 「第4編太宰府市の土地利用」磯 望, 下山正一, 小林 茂編『太宰府市史』環境資料編, 太宰府市, pp.291-468.



苦鉄質鉱物の化学組成に基づく高野層ボーリングコア中の テフラの識別と対比

竹下欣宏（栃木県立博物館）・長橋良隆（福島大学）・田原敬治・公文富士夫（信州大学）

Takeshita Y., Nagahashi Y., Tahara T., Kumon F.; Identification and correlation of the tephras in the drilled core from the Takano Formation, central Japan, based on chemical compositions of mafic minerals.

1. はじめに

高野層は、長野県北部の犀川丘陵上に分布する上部更新統で、主に湖成堆積物からなり、多数のテフラが挟在する（木村，1987）。本層を対象として最終間氷期の古気候変遷を高精度で復元することを目的に、基盤まで達するボーリングコアが掘削された（公文ほか，2004）。このボーリングコア中の一部のテフラに含まれる苦鉄質鉱物（角閃石，斜方輝石）の化学組成を EDS で分析したところ、テフラごとに苦鉄質鉱物の化学組成が異なることが明らかになった。さらに、それらの組成を指標に用いて、コア中のテフラと大町ローム層中に挟まれる立山火山起源と考えられているテフラとの対比を検討した。その結果、コア中の深度 13.74m（層厚 16cm），25.13m（層厚 13cm+），53.38m（層厚 15cm）のテフラは、上位から中谷（1972）の Epm, Dpm, Csc にそれぞれ対比できることが明らかになったので報告する。

2. 高野層ボーリングコア中のテフラの記載岩石学的性質

対象としたテフラは、深度 10.80m（層厚 8cm），13.74m（層厚 16cm），25.13m（層厚 13cm+），53.38m（層厚 15cm）の 4 層である。深度 10.80m のテフラは細粒な軽石質テフラであるが、その他のテフラはいずれも火山礫サイズの軽石からなる。以下に各テフラの記載岩石学的性質からみた個々のテフラの特徴について述べる。角閃石および斜方輝石の化学組成を第 1, 2 図に示す。

深度 10.80m のテフラは粗粒な下部（5cm）と細粒な上部（3cm）からなる。上部，下部ともに苦鉄質鉱物組み合わせ、角閃石の組成は類似する。本テフラの苦鉄質鉱物組み合わせは Hbl > Opx である。本テフラに含まれる角閃石の組成はボーリングコア中の他のテフラに比べ Mg に富み、Fe, Ca, K に乏しい。斜方輝石の組成は、他のテフラに比べ Ca に乏しい。

深度 13.74m のテフラの苦鉄質鉱物組み合わせは Hbl $\geq$ Opx $\gg$ Cpx で、ごくわずかに Bio を含む。角閃石の組成は、深度 25.13m のテフラに含まれるものに類似し、その他のテフラに含まれるものに比べ Si に富み、Ti, Al, Na に乏しい。斜方輝石の組成は深度 53.38m のテフラに比べやや Ca に乏しく、Mg の組成範囲が広い。

深度 25.13m のテフラの苦鉄質鉱物組み合わせは Opx > Cpx > Hbl で、ごくわずかに Bio を含む。ボーリングコア中の他のテフラに比べ角閃石の含有量が少ない。角閃石の組成は深度 13.74m のテフラに含まれるものに類似する。

深度 53.38m のテフラの苦鉄質鉱物組み合わせは Hbl > Opx $\gg$ Cpx である。角閃石の組成は他のテフラに含まれるものに比べ Ti, Al, Na に富み、Si に乏しい。斜方輝石については 3 点しか測定していないが、その組成は深度 13.74m のテフラのものに比べ Ca にやや富む。

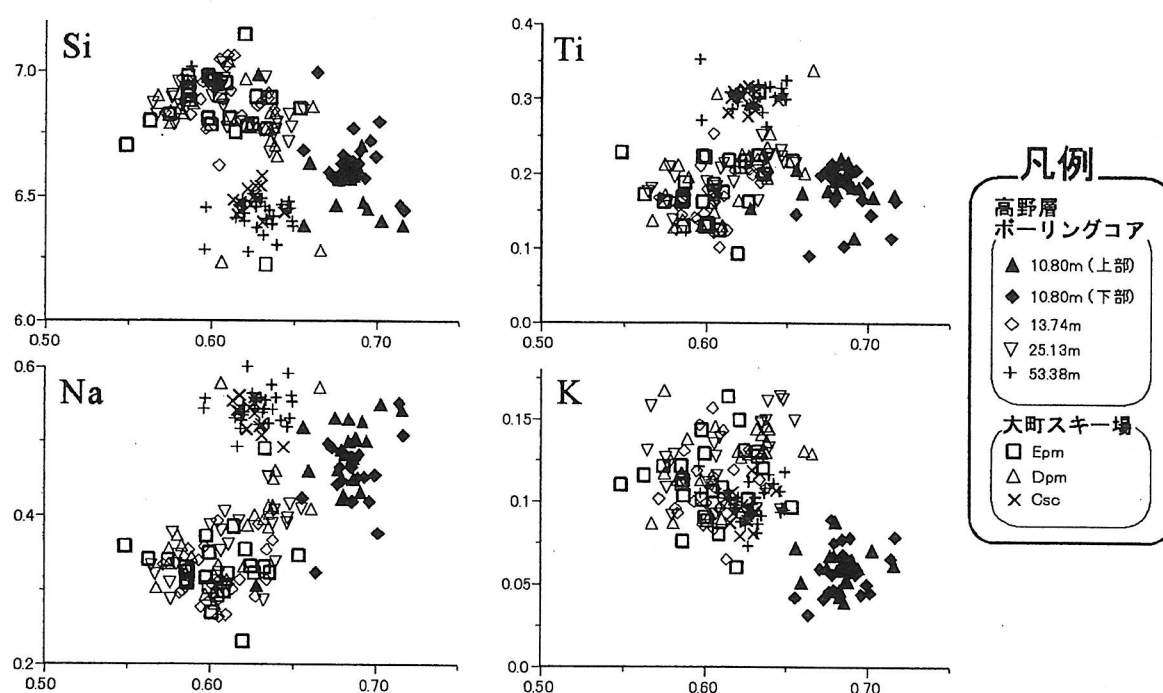
3. 大町ローム層中のテフラとの対比

中谷（1972）の大町スキー場の露頭（OM-I）において、Bsc, Csc, Dpm, Epm を採取し、それぞれ高野層ボーリングコア中のテフラと同様の分析を行い、記載岩石学的性質に基づき対比を検討した。苦鉄質鉱物組み合わせと角閃石の組成が類似する組み合わせとして、Epm と深度 13.740m のテフラ、Dpm と深度 25.13m のテフラ、Csc と深度 53.38m のテフラがあり（第 1, 2

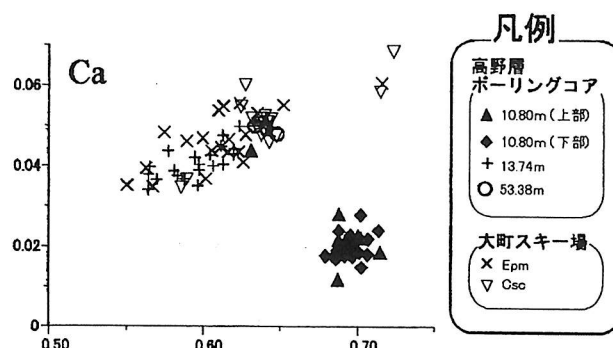
図), それぞれ対比される可能性が高い。以上の対比は下位のものから順に対比されることから層序学的に矛盾が無く, 特に, Epm と深度 13.740m のテフラ, Dpm と深度 25.13m のテフラの対比に関しては, 長橋ほか (2005; 本要旨集) の結果とも調和的である。

4. 苦鉄質鉱物の化学組成によるテフラの識別

大山火山起源の DKP もしくは DSP と対比された深度 10.80m のテフラ (長橋ほか, 2005) に含まれる苦鉄質鉱物の化学組成は, 立山火山起源のテフラと明瞭に異なること, さらに, 立山火山起源と考えられるテフラについても Csc と Dpm, Epm とでその組成が異なることが明らかになった (第 1, 2 図)。近年, 古期御岳火山起源の中期更新世テフラを対比するにあたり, 苦鉄質鉱物の化学組成が有効な指標となることが明らかにされた (竹下ほか, 印刷中) が, 今回の対比により他の火山を給源とするテフラを対比する場合についても苦鉄質鉱物の化学組成は有効な指標になることが示唆された。



第 1 図 高野層ボーリングコア中と大町ローム層中のテフラに含まれる角閃石の化学組成。横軸は $Mg/(Mg+total\ Fe)$ 。



第 2 図 高野層ボーリングコア中と大町ローム層中のテフラに含まれる斜方輝石の化学組成。横軸は $Mg/(Mg+total\ Fe)$ 。

P-17 ESR 信号を用いた石英粒子の供給起源推定に向けて

島田愛子(奈良女子大学)・高田将志(奈良女子大学)・豊田新(岡山理科大学)
Aiko SHIMADA・Masashi TAKADA・Shin TOYODA; Relationship between ESR
signals and origin of quartz grains

平野や台地をつくる堆積物がどこから供給されたかは、およそ明らかな場合もあるが、細粒堆積物などの場合、それを推定するのが難しい場合も少なくない。そこで、石英粒子の電子スピン共鳴 (ESR: Electron Spin Resonance) 信号を用いた堆積物粒子の供給起源推定に関する基礎研究を行った。

本研究では、まず、琵琶湖周辺の花崗岩体や伊豆諸島神津島の流紋岩、京阪奈丘陵周辺に分布する第三系・第四系・現河床堆積物などから採取した各種の試料を篩いにかけ、塩酸処理、フッ酸処理を行い、石英を抽出した。そして、抽出した石英粒子に約 2.5kGy の γ 線を照射し、ESR 信号測定を試料とした。ESR 測定は、日本電子製の JES-TE100 電子スピン共鳴装置を用いた。

これまでも、堆積物に含まれる石英粒子の ESR 信号から、風成塵の供給起源推定が試みられてきた(成瀬ほか、1996; 成瀬・小野ほか、1997)。しかし、一つの ESR 信号のみを用いる方法では、詳細な供給起源の推定が難しい場合も少なくない。これまでの研究では、第四紀、古第三紀～白亜紀といった大まかな年代別に E_1' 中心信号強度が異なることが明らかにされている (Toyoda et al., 2002)。しかし、これをさらに細分することができれば、堆積物に含まれる石英粒子の供給起源をより詳細に識別することができるであろう。そこで本研究では、その識別に有効な他の ESR 信号についても検討を加えた。その結果、 E_1' 中心信号以外にも、Al 中心、Ti-Li 中心信号が供給起源の識別に有効であるとの見通しが得られた。具体的には、Al 中心、Ti-Li 中心の信号強度は古第三紀～白亜紀花崗岩と第四紀流紋岩とで異なる特徴を示すとともに、個々の ESR 信号強度を比較することで、さらに詳しい岩体ごとの識別も可能であることがわかった(図 1)。この結果から、ESR 信号測定により石英粒子の供給起源を推定する方法として、 E_1' 中心信号を用いて年代の古い試料と新しい試料とを大きく区分し、Al 中心・Ti-Li 中心の信号を用いて細分を行う方法が考えられる。

次に、上記の研究結果を踏まえ、奈良市周辺を流れる木津川、白砂川、佐保川の現河床堆積物に含まれる石英粒子の ESR 信号強度を比較し、供給起源地の識別が可能であるかどうかを検討した。河床堆積物は上流域内のさまざまな起源の土砂が混じりあいながら運ばれて堆積したものである。そうした可能性は考えられるものの、ESR 測定を行った結果、異なる 3 流域の河床堆積物は、前述した 3 つの信号を用いて識別できることが確認できた。

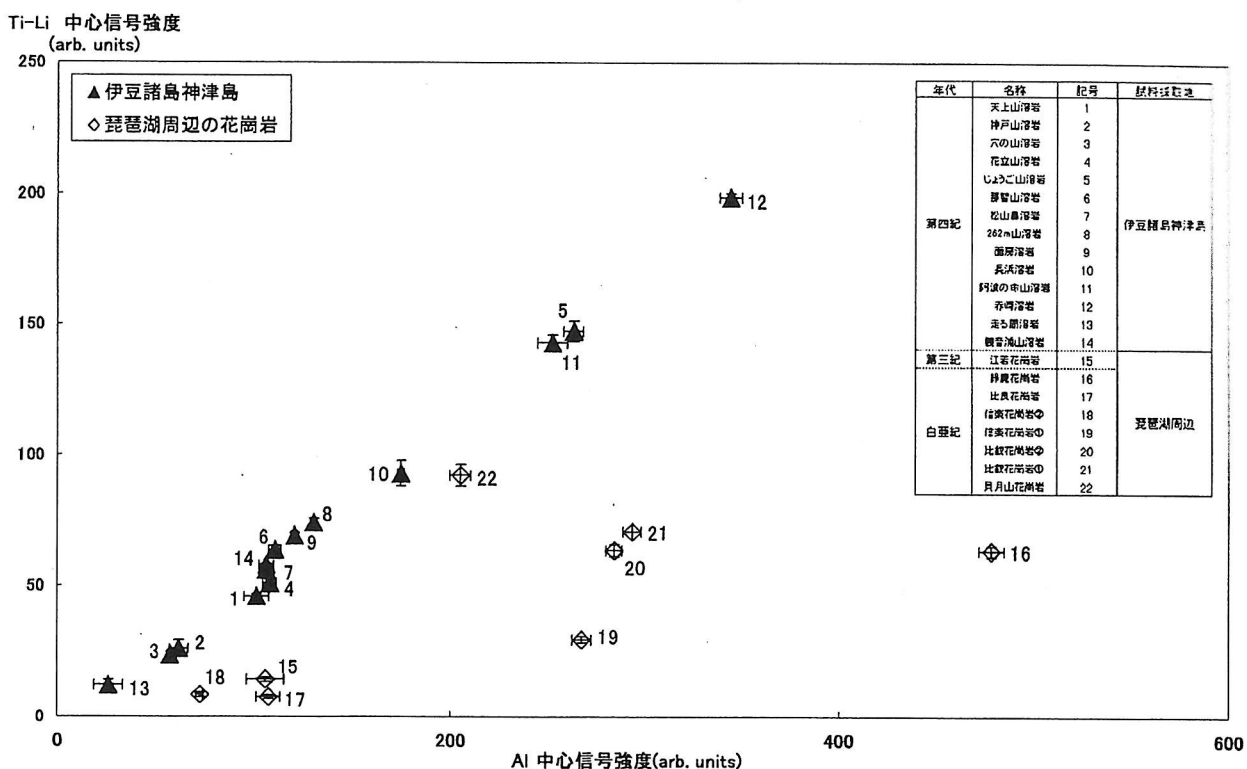


図 1. 琵琶湖周辺の花崗岩体と伊豆諸島神津島の流紋岩から採取した石英粒子の ESR 信号特性

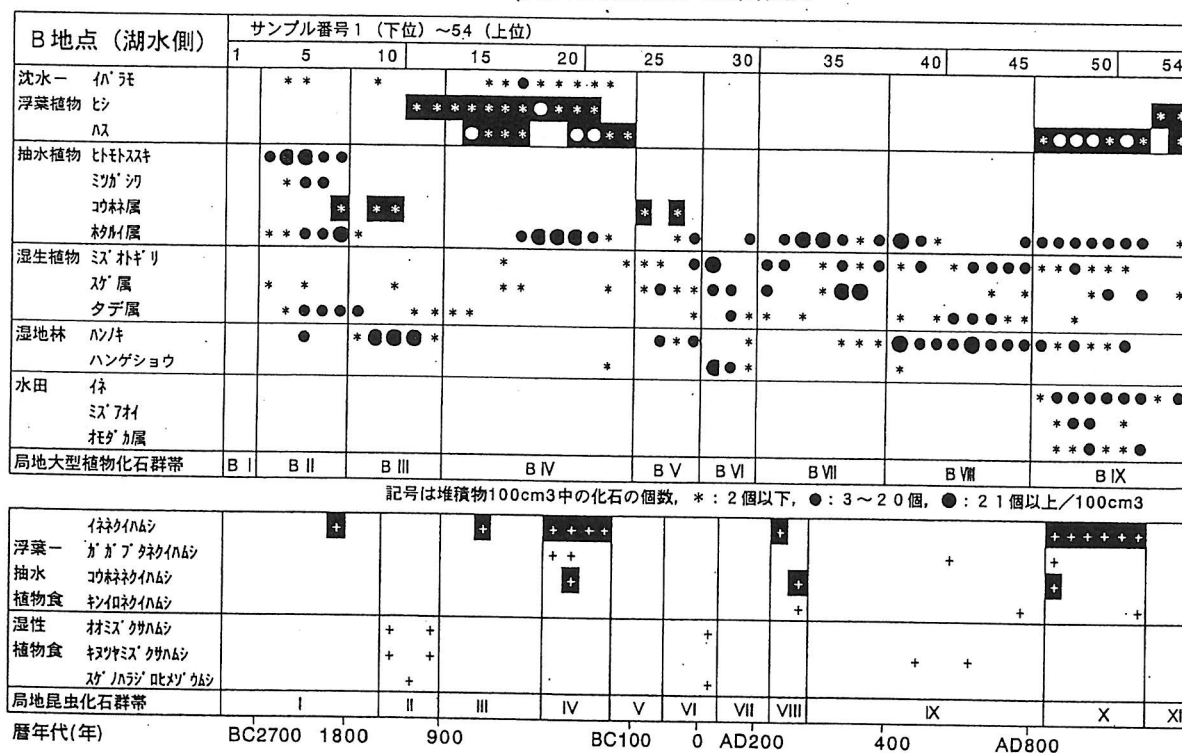
(文献)

- 成瀬敏郎・柳精司・河野日出夫・池谷元伺(1996): 電子スピン共鳴(ESR)による中国・韓国・日本の風成塵起源石英の同定. 第四紀研究, 35, 25-34.
- 成瀬敏郎・小野有五・平川一臣・岡下松生・池谷元伺(1997): 電子スピン共鳴(ESR)による東アジア風成塵石英の産地同定—アイソトープステージ 2 の卓越風復元への試み—. 地理学評論, 70, 15-27.
- Toyoda and Naruse (2002) Eolian Dust from Asia Deserts to Japanese Island since the last Glacial Maximum: the Basis for the ESR Method, Japan Geomorphological union, 23-5, 811-820.

新潟平野南西部の新潟砂丘にある佐潟は、流入河川のない閉鎖系淡水砂丘湖である。筆者らは佐潟において3カ所でボーリングを行い、主に泥炭やシルトからなる堆積物を分析した。今回は、昆虫について報告を行う。ボーリング地点は佐潟縁辺（A 地点）、A 地点より 20m 湖岸よりの B 地点、湖心に近い E 地点である。ここでは、B 地点での分析結果を中心に述べる。B 地点でのコアは約 5m である。AMS 年代の測定によると、最も深い層準の年代が BC 約 3000 年である。このコアから 54 個の堆積物をサンプリングし、100cc を水洗して植物および昆虫を拾い上げた。昆虫を同定した結果、水生～湿地性の甲虫類を中心に確認された。

植物化石との産出傾向を比較すると、ハスやヒシを主な食草としているイネネクイハムシとこれらの植物化石との産出層準がよく一致していた。これは、昆虫の遺骸が生息していた場所からほとんど移動することなく堆積したことを示している。一方、コウホネ属のみを食草とするコウホネネクイハムシとコウホネ属の産出層準にはあまり一致がみられなかった。その原因として、植物化石の産出部位（果実・種子など）と昆虫の遺骸が堆積するまでのプロセスが完全には一致しないこと、コアという限られた量のサンプルのために化石が得られるかどうか偶然性に左右されることが考えられる。いずれにしてもコウホネネクイハムシの産出層準にコウホネ属が存在していたことは明らかで、昆虫と大型植物の両方の検討により、古環境復元のための資料が補完できることを示している。

B地点の昆虫と植物化石の産出状況



P-19 北部九州，桧原湿原のコア試料 KS0412-3 からみた最近 800 年間の環境変化

奥野 充・鮎沢 潤（福岡大）・中村俊夫・藤木利之（名古屋大）
杉山真二（古環境研）・森 勇一・上田恭子（津島東高）・此松昌彦（和歌山大）
酒井英男・吉田直人（富山大）・長岡信治（長崎大）

Mitsuru OKUNO, Jun AIZAWA, Toshio NAKAMURA, Toshiyuki FUJIKI, Shinji SUGIYAMA, Yuichi MORI, Kyoko UEDA, Masahiko KONOMATSU, Hideo SAKAI, Naoto YOSHIDA and Shinji NAGAOKA: Paleo-environmental change for the past 800 years deduced from the KS0412-3 core in Kashinokibaru Marsh, SW Japan

北部九州の桧原湿原（佐賀県東松浦郡七山村）は，白亜紀の花崗岩類からなる脊振山地西部の標高 591 m 地点に位置する．この付近には大小の湿原が点在するが，桧原湿原は最も保存状態が良い．奥野ほか（2004）は，2003 年 4 月に採取したコア試料（KS0304）について，珪藻や昆虫化石群集などから 3 m 以深で水田のような人為度の高い環境を，上位の 2.2 m 以浅で湿原などの自然度の高い環境を復元し， ^{14}C 年代からこれらが最近 1000 年間に相当するとした．2004 年 12 月にシンウォールサンプラーを用いて地表から花崗岩に達するまでのコア試料（直径 86 mm）を湿原内の 3 地点（図 1）で採取し，堆積物の物性（含水比，乾燥密度，全炭素・全窒素含有量，帯磁率，鉱物組成，色調）と ^{14}C 年代を測定し，花粉化石，植物珪酸体，昆虫化石および植物遺体を同定した．

較正暦年（ 2σ ）と深度の関係図を図 2 に，堆積物の物性を図 3 に示す．最上位の 110 ± 25 BP の較正暦年は 1680 cal AD 以降の広範囲にわたる．他の 2 点の最も確率の高い較正暦年から 4.1 mm/yr の平均堆積速度が得られ，最下部の年代はおよそ 1200 cal AD となる．含水比は中～粗粒砂層で低く，シルト層で比較的高い．シルト層だけでは上位に向かって増加する．乾燥密度は，含水比と明瞭な逆相関の関係である．炭素含有量は含水比のほぼ同じ変動パターンを示す．これらのことは，炭素含有量の変化が砂粒子の流入量に影響されることを示唆する．ただし，深度 3 m までの層準では上方細粒化とともに炭素含有量も減少する．C/N 比は上位に向かって減少し，池沼的環境が徐々に強く示される．帯磁率では深度 2 m と 3 m 付近の砂層で顕著なピークが認められる．上位の 3 枚の砂層ではピークが弱く，石英指数も上位のものほど高い値を示す．明度を表す L^* は中～粗粒砂層で明るくシルト層で暗い．無色鉱物は非磁性であり，深度 2 m 付近の中～粗粒砂層よりその下位の細粒砂層の方が強い帯磁率を示す．花粉化石からは最下部で植生に対する人為的影響はほとんど認められない．その上位から深度 3 m にかけてイネの植物珪酸体やイネ科およびオモダカ科の花粉が検出され，稲作が行われていた可能性が高い．また，ソバ属も同時に検出

されており，ソバ栽培も行われていたと考えられる．また，畑作指標昆虫であるヒメコガネが産出しており，この付近に畑作地があったと考えられる．深度3～1.5 mではイネの植物珪酸体が検出されず，ガマ属やミソハギ属の花粉が出現することから，この層準では稲作が放棄されていたと考えられる．一方，樹木花粉では，常緑カシ類が上方に向かって減少し，二次林のマツ属が増加するが，スギはごく最近に出現している．以上のことは，奥野ほか（2004）の環境変化と概ね一致するが，多少の食い違いもみられる．これらは当時の複雑な環境の面的変化を示すものと考えられる．

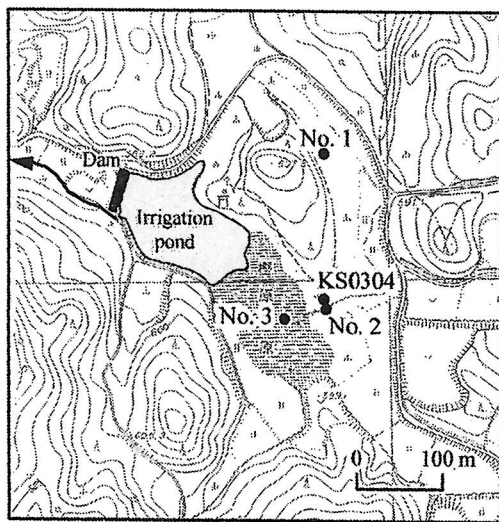


図1 ボーリング地点の位置図

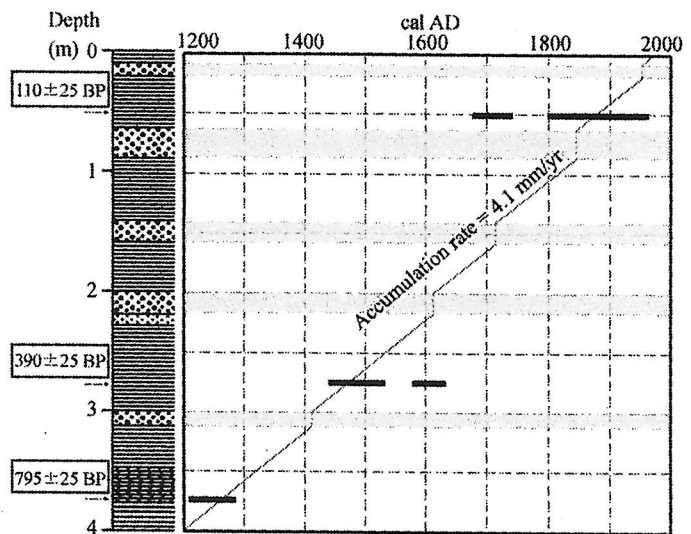


図2 較正暦年（2σ）と深度の関係図

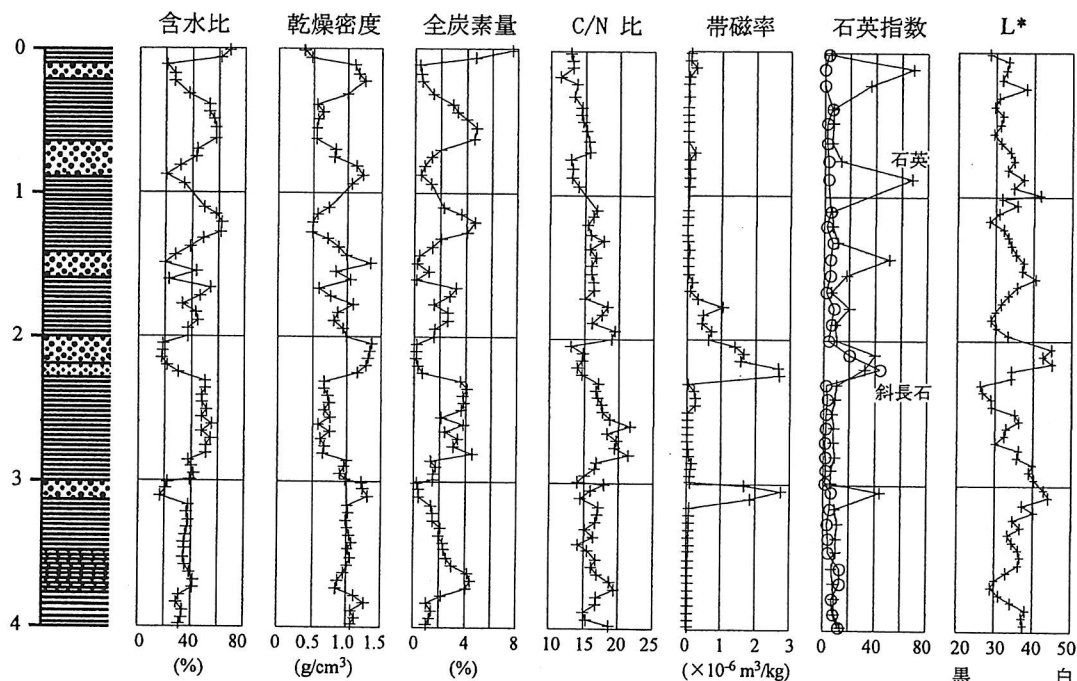


図3 堆積物の物性（含水比，乾燥密度，全炭素含有量，帯磁率，石英指数，明度）

植田弥生・三村昌史・新山雅広 (株)パレオ・ラボ・能城修一 (森林総合研究所)

Yayoi UEDA, Masashi MIMURA, Masahiro NIIYAMA, Syuichi NOSHIRO:

Utilization of timber resources and vegetation history in the local and regional scales around the Kakida site, Gifu, central Japan

柿田遺跡は、岐阜県可児市柿田および可児郡顔戸に広がりを持ち、可児川により形成された沖積低地上及び遺跡南側の浅間山地の扇状地上に立地する（標高 100m 前後）、縄文時代～近現代の複合遺跡であり、特に弥生時代後期以降から古墳・古代・中世前半・中世後半までの各時期に、建物域・水田跡・溝や自然流路などが検出され、継続的に人間活動の場であった。本発表では、セクション壁面や溝・流路埋土試料の花粉分析（41 試料）、土木材（2172 点）・木製品（1888 点）・住居炭化材（312 点）の樹種同定により、捉えることができた木材利用と古植生の概観について報告する。

花粉分析からは、古代頃までは遺跡周辺にアカガシ亜属を優占種とし、イチイ科・イヌガヤ科・ヒノキ科・スギ属・コウヤマキ属・シイノキ属などを構成種とする照葉樹林が広がっていたが、中世前期から中世後期には、分析地点によってはマツ属複維管束亜属やコナラ亜属の増加が見られ二次林化が進行し、アカガシ亜属やイチイ科・イヌガヤ科・ヒノキ科が林分を狭めたことが推察された（図 1）。木製品に比べ樹種選択性が希薄で花粉化石と同様に周辺植生を反映していると考えられる土木杭材の組成を時代別にみると、アカガシ亜属・サカキを優占種としてツバキ属などを交える比較的安定した照葉樹林が古墳時代後半まで遺跡周辺に広がっていたが、古代頃には萌芽性が高く成長速度の速いコナラ節・クリを主体とし多様な樹種からなる森林に移り変わり、中世後半になるとアカマツの優占林が成立したと推察された。土木杭材と花粉分析からは、照葉樹林の二次林化という同様な植生変遷が読み取れたが、花粉分析よりも土木杭材の方が変化の程度が大きくその時期も早く捉えられた（図 2）。

これは低地遺跡のような開放系における花粉分析では、遺跡周辺のかかなり広い地域の植生を反映しているのに対し、杭材は近距離から材を調達したと推定されるので、花粉より遺跡周辺部に限定された植生を反映しているためと考えられる。言い換えれば、遺跡近隣の山野では継続的な森林伐採により樹種構成が変化しても、地域一帯の広範囲でみれば、依然として照葉樹林の林分がみられたと考えられる。木製品においては時期ごとに単純に検出樹種を集計したところ、時期に関わらず一貫して針葉樹のヒノキ・アスナロ・コウヤマキや照葉樹林要素のアカガシ亜属・サカキ・ツバキ属が優占利用されており、中世後半に花粉組成と対応したアカマツの利用が微増することを除いては周辺植生の変化の影響を受けていない（表 1）。このことは材質に関する選択性が強く、近距離・遠距離材双方の側面がある木製品の性格を反映しており、前述の通り遺跡近隣では木製品に利用可能な木材資源は枯渇しても地域的にみればまだ有用な木材資源は存在していたということを支持している。

各時期の遺構・遺物からは、古墳時代後半に農耕具の革新など新たな農業技術の導入と水制遺構の増加、古代には条理地割の施行、中世前期における水田再開発と相次ぐ洪水による住居・堤防の再構築などの画期が捉えられている。この画期は遺跡近隣の古植生を示す土木杭材の大きな組成変化の時期と対応しており、継続的な木材利用のみならず人間活動や土地利用の変化に伴う集中的な木材利用が、遺跡近隣の植生に大きな影響を及ぼしたことが考えられた。

本発表を快く承諾して頂き資料の利用をご許可下さいました財団法人岐阜県教育文化財団文化財保護センターに厚くお礼申し上げます。

* 図 1・図 2・表 1 は (財)岐阜県教育文化財団文化財保護センター編 2005 『柿田遺跡』より引用。表 1 は一部修正した。

P-21 房総半島における完新世津波堆積物中の貝形虫化石群集とそのタフォノミー

佐々木裕美・入月俊明（島根大）・阿部恒平（筑波大）・
内田淳一（熊本大）・藤原 治（産総研）

Yumi SASAKI, Toshiaki IRIZUKI, Kohei ABE, Jun'ichi UCHIDA and
Osamu FUJIWARA; Taphonomy of fossil ostracode assemblages in
Holocene tsunami deposits in the Boso Peninsula, central Japan

【はじめに】

房総半島南部には，完新世に形成された閉鎖的内湾の泥質堆積物が分布しており，この中には何層もの津波堆積物が挟在している¹⁾．近年，津波堆積物中の貝形虫化石が津波に伴う堆積環境の変化や，津波堆積物の供給源を探るために有効であることがわかってきた²⁾³⁾．本調査地である千葉県館山市巴川流域は，後氷期の海進時には古巴湾と呼ばれる細長い溺れ谷で，これまでに巴川の露頭では，少なくとも7枚の津波堆積物（T2～T3.3）が確認されている．これらは砂あるいは砂礫層からなり，内部に暗灰色のマッドドレイプを繰り返し挟み，4つのユニット（下位より，Tna, Tnb, Tnc, Tnd）に区分されている⁴⁾．露頭で最下位に見られるT2津波堆積物については，有孔虫化石の詳細な研究が行われ⁵⁾⁶⁾，その上位にあるT2.1津波堆積物については，貝形虫化石の予察的研究が行われた⁷⁾．本研究ではT2.1津波堆積物について試料数を増やし，さらに，T2津波堆積物についても分析を行った．また，津波堆積物の上下に位置する通常の内湾堆積物についても，貝形虫化石の群集解析と堆積物の粒度分析を行い，T2とT2.1津波堆積物の営力や堆積場の違いを検討した．

【試料と分析方法】

調査対象とした地層は，下部泥層（LM：層厚140cm，塊状粘土層），T2津波堆積物（層厚20cm，葉理の見られる中～粗粒砂層），中部泥層（MM：層厚40cm，塊状シルト層），T2.1津波堆積物（層厚30cm，葉理の見られる中～粗粒砂層），上部泥層（UM：層厚40cm，塊状シルト層）の5層である．阿部ほか⁵⁾と同様の手法を用いて，これらの地層から柱状試料を採取した．その後，化石群集や堆積物の粒度などの詳しい変化を調べるため，柱状試料を層厚約1cmの区間ごとにスライスした．1つの試料には平均して葉理が数枚含まれる．スライスした試料をお湯で処理した後，250メッシュ（開口径0.063mm）の篩上で水洗いし，0.125mmより粗い堆積物から貝形虫化石を100個体程度になるように抽出した．堆積物の粒度分析は島根大学総合理工学部のレ

一ザ一回折式粒度分析装置（島津製作所 SALD-3000S）によって行った。

【結果と考察】

通常の内湾堆積物（LM, MM, UM）に含まれる貝形虫化石は，保存が良く，閉鎖的内湾に優占する *Bicornucythere bisanensis*, *Spinileberis quadriaculeata*, *Loxoconcha viva*, *Nipponocythere bicarinata* のような種で構成される．後 2 者は，前 2 者より，水深が深く酸素の豊富な場所を好み，現世では水深約 10-15m の泥底に多く生息する．LM では前 2 者が多く，*Aurila corniculata* などの潮間帯の岩礁地に生息する種も含まれる．一方，MM や UM では LM よりも後 2 者が増加していることから，上位ほど水深が深いと推定される．貝形虫化石の種数は津波襲来直前に比べ直後（津波堆積物直上）で 2 倍程度増加し，その後，再び減少する傾向がある．堆積ユニット Tna- Tnd の各境界付近に含泥率と淘汰度のピークがあり，これらは津波の波動が停止して泥粒子が多量に降下したことを示している．また，津波堆積物中の粒度組成と貝形虫化石の群集構成の変化には，明瞭な連動性が読み取れた．粒度が粗く淘汰の良い津波堆積物には，潮間帯の海藻や沿岸の砂底に棲む貝形虫化石が高い割合で含まれる．一方，淘汰が悪く含泥率の高い津波堆積物には，閉鎖的内湾泥底の種が豊富に含まれる．T2.1 津波堆積物のユニット Tna から Tnc 中では，貝形虫化石の個体数のピークが少なくとも 3 回認識され，ユニット Tnc から Tnd では，堆積場の近傍に生息していたと考えられる泥底種が増加している．遠方からの貝形虫種の混合が減少することから，津波の営力が次第に弱まったことが示唆される．T2 津波堆積物は T2.1 津波堆積物に比べて，沖合の外洋沿岸砂底種である *Schizocythere kishinouyei* や保存状態の悪い葉上種（*Aurila* spp.）を多く含み，通常の内湾堆積物で多産する種の割合がより少ない．これらのことから，本調査地では T2.1 の津波より T2 の津波のほうが沖合からの堆積物をもたらす営力が強かった可能性がある．

【引用文献】

- 1) Fujiwara *et al.* (2000) *Sediment. Geol.*, **135**, 219-230
- 2) 入月ほか (1998) 化石, no. 64, 1-22
- 3) 入月ほか (1999) 地質学論集, no. 54, 99-166
- 4) 藤原ほか (2003) 第四紀研究, **42**, 67-81
- 5) 阿部ほか (2004) 地質学論集, no. 58, 77-86
- 6) 内田ほか (2004) 地質学論集, no. 58, 87-98
- 7) 佐々木ほか (2004) 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, p. 110

P-22 石英を用いたテフラの電子スピン共鳴及びルミネッセンス年代測定 —現状と課題—

豊田 新 (岡山理科大学理) 塚本すみ子 (首都大学東京都市環境)

Sebastien Hameau; Helene Tissoux (岡山理科大学理)

宮入陽介 (東京大学大学院理学系) 鈴木毅彦 (首都大学東京都市環境)

Shin TOYODA; Sumiko Tsukamoto; Sebastien Hameau; Helene Tissoux; Yosuke MIYAIRI; Takehiko SUZUKI: Electron spin resonance and luminescence dating of tephra with quartz – problems and issues

電子スピン共鳴 (E S R) 法、熱ルミネッセンス (T L) 法、光刺激ルミネッセンス (O S L) 法による年代測定は、どれも、自然放射線によって鉱物中に生成した不対電子が、準安定なサイト (トラップ) に地質学的時間の間に蓄積することを利用している。トラップに蓄積された電子の量から、それぞれの方法によって自然放射線による総被曝線量を求め、別に求めた年間線量率とあわせて年代を求める、という方法はこの3つに共通している。すなわち、年間線量率が一定であれば

$$\text{年代 (ka)} = \frac{\text{総被曝線量 (Gy)}}{\text{年間線量率 (mGy/y)}}$$

という式から、年代を算出することができる。これらの年代測定法は、放射性炭素法の測定範囲を越えた年代が求められることが特徴であり、第四紀の年代測定法として注目されてきた。これら年代測定法が適用できる鉱物のうち、石英は地表に普遍的に存在する鉱物であり、広い応用範囲を持つ。テフラのほか、断層運動、堆積物、加熱されたフリントなどの年代測定例がある。

この中でテフラは、信号のリセット (年代の開始時点) の機構が、加熱ということではっきりしており、また、これらの方法が共通して適用できる試料である。さらに広域テフラの中には第四紀の編年上重要な意味合いを持つものもあり、手法同士を比較し、年代測定法を確立することが重要な意味合いを持つ。さらに、これは、気候変動や人類遺構と直接に関連する試料が多い堆積物の年代測定の基礎としても重要である。

テフラのルミネッセンス年代測定に関しては、その石英の性質から、特に日本のテフラに関しては光刺激ルミネッセンスよりも熱ルミネッセンスを用いるべきであることが示されている。講演では、日本各地の第四紀テフラとして、銭亀女那川、沼沢芝原、始良岩戸、始良荒崎、洞爺、阿多鳥浜、天栄といった試料のE S R及びT L年代測定の結果について報告する予定である。

テフラのE S R年代測定においては、石英中の珪素を置き換えたアルミニウムやチタンが電気的なホールや電子をとらえた準安定な状態を測定する。試料は急冷されているので、これらの2種類の信号から求められる年代は一致するはずである。しかし、

試料によって一致する場合と一致しない場合があることが確認された。TL年代との比較、また熱安定性のチェックによってこれについて検討したい。また、ESR年代測定の場合、ガンマ線を照射し、それによる信号の増大を外挿することによって被曝線量を求める（付加線量法）。ルミネッセンス年代測定の場合はいったん信号を消去し、照射によって再度生成する信号強度と比較して被曝線量を求める（信号再生法）。この場合、内挿することになるので、被曝線量の誤差としては小さくなる。ESR年代測定についても信号再生法を試みた結果についても発表する予定である。

P-23 Creuse River valley (France) 堆積物のチタン中心を用いた ESR 年代測定

Hélène Tissoux; 豊田新 (岡山理科大学理) Christophe Falguères; Pierre Voinchet; Jean-Jacques Bahain; Jackie Despriée (Département de Préhistoire, Muséum National d'Histoire naturelle)

Hélène TISSOUX; Shin TOYODA, Chritophe FALGUERES; Pierre VOINCHET; Jean-Jacques BAHAIN; Jackie DESPRIEE: ESR dating using Ti-center of fluvial sediment from Creuse River valley (France).

Creuse River is located in the centre of France. During the Quaternary numerous fossil alluvial terraces were formed and they were privileged habitat for men throughout this period. All along Creuse River, numerous archaeological sites have been found in this kind of alluvial layers. Then, dating these sites is of great importance for the comprehension of ancient human settlements. Unfortunately these alluvial layers often make acid environment which does not allow the preservation of bones and teeth and precludes using Electron Spin Resonance (ESR) and U-series dating on these materials. Then, ESR dating methods applied to sedimentary quartz may be one of the dating technique available for most of the Pleistocene archaeological sites in a such geological context.

Quartz is one of the minerals suitable for ESR dating of sediment as it contains impurity traps. With radiation, electrons or holes are trapped in these traps to make paramagnetic centers sensitive to ESR. ESR dating of optically bleached sedimentary quartz currently employs the Al-center caused by aluminium impurities. Dating quartz requires an event corresponding to a reset of the trap (bleaching) in order to date the archeological deposition, not the original formation of the mineral. Previous studies also showed that the Al center has two components; the sun light bleachable and non-bleachable components.

Creuse river system and associated Pleistocene archaeological sites, have been already dated with Al-center and the results showed a whole of 13 fluvial terraces schematically disposed in stairs (figure 1). First Al-ESR obtained ages confirm this model and are consistent with stratigraphic sequence and with the geological age controls. However, this work also showed that the precision of this method is not high enough to cross check the age with other methods, such as ^{14}C ages, because of low sensitivity of this component, i.e., due to residual unbleachable component, it was not possible to obtain precise ages for young samples (<250 ka).

Because the titanium (Ti) - center is totally and quickly bleachable, it seems to be more appropriate to date Late Middle Pleistocene and Upper Pleistocene levels. Then new samples from the same fossil terraces of the Creuse River have been analysed by ESR spectrometry in order to check the applicability of the Ti-center dating method on fluvial sedimentary quartz. The behaviour of Ti-center under γ -irradiation was observed for samples younger and older than 250 ky and archaeological doses determined using Ti and Al centers were compared.

A successful application of this new method will provide two independent ages (Al and Ti) for the same sediment. A good agreement of ages would prove the validity of the ESR dating method on multiple center method. This new dating method will make it possible to date systematically prehistoric sites of Pleistocene period in alluvial context, and thus, bring essential chronological data for the comprehension of the human settlements.

Possibility and limits of using Ti-center in ESR dating of fluvial sediments will be discussed.

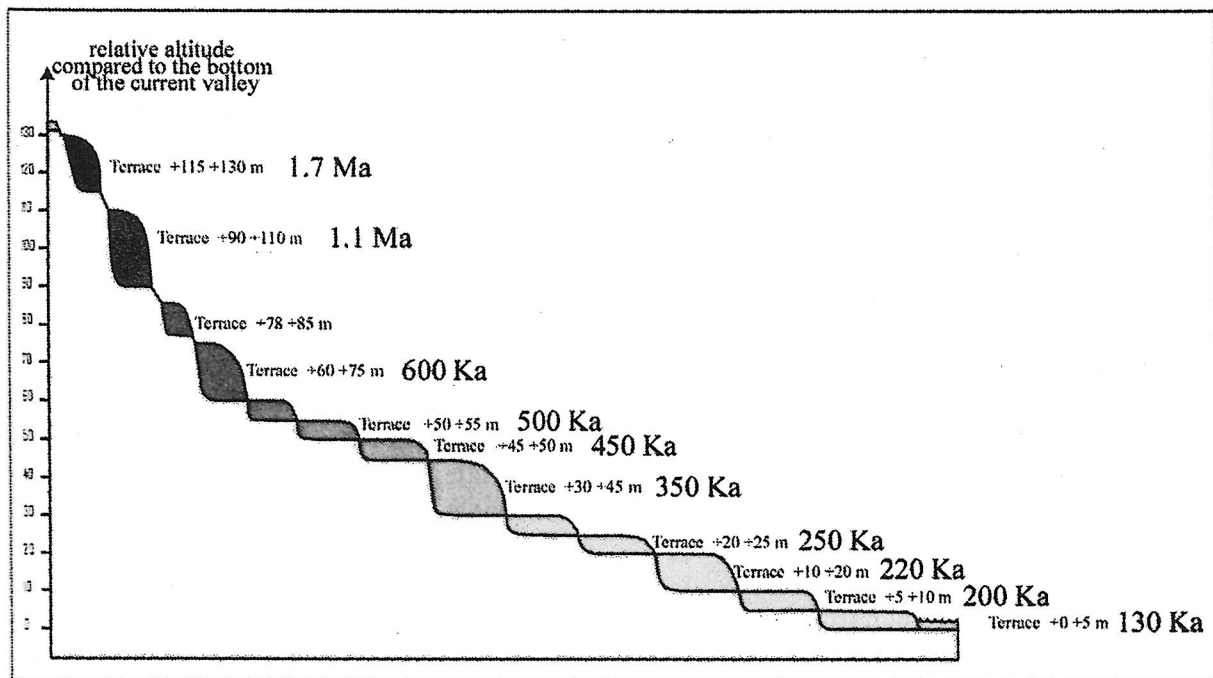


Figure 1. Schematic view of the Creuse River fossil terraces system

中海一弓ヶ浜砂州一美保湾の層序対比と後期更新世以降の古地理発達

井上卓彦（愛媛大理工学研究科）・中村唯史（三瓶自然館）・徳岡隆夫・吹田歩（徳岡汽水環境研究所）・井内美郎（愛媛大沿岸環境科学研究センター）

Takahiko INOUE(Graduate School of Science and Engineering, Ehime Univ.), Tadashi NAKAMURA(Sambe Natural Museum), Takao TOKUOKA, Ayumi FUKITA (Tokuoka Lab. for Studies of Brackish Water Environments) and Yoshio INOUCHI(Center for Maine Environmental Studies, Ehime Univ.): Stratigraphic correlation of the Late Pleistocene~Holocene sediments in Lake Nakaumi, Yumigahama Sand Bar and Miho Bay areas and their paleogeographic developments

中海（および穴道湖）については地質調査所による 1960 年代までの膨大なボーリングおよび採泥調査があり、また 1980 年代以降には島根大学を中心としてユニブーム、SH20 による音波探査とボーリングおよび柱状採泥が行われ、島根大学により「中海・穴道湖、地形・底質・自然史アトラス」（三梨・徳岡編、1988）および「中海北部（本庄工区）アトラス」（徳岡・高安編、1992）としてまとめられている。弓ヶ浜半島については建設省計画局ほかによる都市地盤調査で 1960 年代のボーリング調査資料がまとめられており、砂州の形成史については地質・地形・考古の立場から以前から検討されている。また、たたら製鉄のためのかんな流しによる外浜の形成についての貞方らの詳しい研究があり、またその終了によって現在まで続いている海岸侵食の問題が海岸工学の立場から調査と検討がなされてきている。美保湾については海上保安庁による沿岸の海の基本図（5 万分の 1）「美保湾」が出版されているが、島根半島より南の美保湾域については表層近くについての情報はほとんど得られていなかった。このため、後期更新世以降の古地理の発達史が美保湾も含めて全体として検討されることはなかったが、最近になって愛媛大学による砂質堆積物に対しても有効な音波探査装置 Bubble Pulser (Datasonics 社製)により良い記録が得られ、完新統基底面の分布などが明らかにされ（井上ほか、地質学雑誌 111 巻、2005）、その結果、ようやく穴道低地帯全体を視野に入れた検討が可能になった。この報告では、中海については農水省による干拓淡水化事業に関連して行われた公表資料、中国電力による島根原子力発電所 3 号機増設に係る中海での音波探査・ボーリング資料および国土交通省境港湾空港整備事務所による江島大橋架橋事業での多くのボーリング資料についての検討を含め、その後行った各種の音波探査資料、弓ヶ浜半島については建設省により 1995~1996 年に行われた多くのボーリング資料についての検討結果、美保湾については国土交通省日野川河川事務所による沿岸海域でのジオスライサー調査などの結果も含めて、これまで

に得られた資料についてまとめた結果を述べる。

完新世初めの古地理についてはその基底面の高度分布から宍道湖と中海をつなぐ大橋川の位置に分水嶺があって、西流する古宍道川水系と東流して美保湾に向かう古飯梨川水系が以前からわかっていたが、美保湾底の音波探査の結果から完新統基底と考えられる凹地形をもった反射面は広域に分布し、中海の音波探査および弓ヶ浜でのボーリング資料にもとづく完新統基底高度とは矛盾なく連続的につながることが示され、古日野川水系は現在の位置よりもより西に偏って流れ、美保湾の中央部で古飯梨川水系と合流していたという全体像を明らかにした。更新統の層序については鹿野らによる5万分の1松江図幅で差海層とよばれ、井上らこれにならい、美保湾の音響層序では完新統中海層と約20万年まえの陸上噴出した大根島玄武岩の間の地層を差海層とした。従来から中海湖底下では安来層あるいは弓ヶ浜層と呼ばれてきたこの層については、その後の各種の音波探査によってよいデータが得られていること、さらに江島架橋下の大根島玄武岩の下位には第三系基盤の上位に数10mの厚さの未固結の砂泥層が存在することが明らかになっていることから、既存のボーリング資料と音探資料による層序の再検討が必要である。また、水野らによって境港地域にのみ認められていた更新世中期の堆積層である境港層について井上らは音波探査美保湾の結果にもとづいて新しい解釈を与えている。

鳥取県弓ヶ浜半島の海浜地形の変化: 2004 年 10 月の台風 23 号通過に伴う海浜の侵食とその後の地形回復

大橋なつ紀 (ダイワボウ情報システム)・酒井哲弥 (島根大・総合理工)

Natsuki OHASHI and Tetsuya SAKAI: Long term changes in beach topography of the Yumigahama Coast: coastal erosion by a large typhoon and subsequent topographic recovery

鳥取県西部に位置する弓ヶ浜半島は縄文海進以降に形成された浜堤平野であり、その形成は日野川上流でのかなな流しに伴う土砂供給が重要な役割を果たしたと考えられている。大正時代以降、かなな流しの終了と共に半島南部で海岸侵食が開始しているが、そのことはこの平野の形成がいかに人為的作用に支配されていたかを物語っている。この半島南部での海岸侵食は著しく、海岸のほとんどの部分が護岸、消波ブロック等で覆われている。一方で半島中部以北ではまだ人工建造物のない、自然に近い状態の海浜が残されている。

一般に海浜では、堆積過程と侵食過程が繰り返される。この研究では、昨年 9 月から 12 月にかけて弓ヶ浜半島で日常的に侵食と堆積が繰り返される中で、具体的にどのように海岸侵食が進むのかを理解する目的で、海浜の地形学的な調査を行った。日本列島に大きな被害をもたらした昨年 10 月の台風 23 号の通過に伴って弓ヶ浜半島でも大きな海岸侵食が起きた。そして、調査を通じてその後の海浜の回復過程を見ることができた。ここでは、調査期間内での海浜地形の変化と台風 23 号通過時の侵食作用後の海浜地形の復活の様子を示し、その意義について述べる。

調査対象としたのは弓ヶ浜半島北部の米子空港東の地点(以下、北側の地点と呼ぶ)と半島中部の弓ヶ浜展望台北 (以下、南側の地点) の 2 地点である。どちらの地点もすぐ近隣に人工建造物はない。北の地点では現在、目立った侵食は起きていないが、南の地点は侵食が進行しているとされている。それを示すものとして、ここでは比高がおおよそ 1.0 m の浜崖が発達している。また、浜崖より陸側は平坦な地形が広がるが、この部分の標高は北側の地点に比べ、1.5 m 程度高い。これらの地点で、9-12 月の間、月ごとに 3-5 回の測量を行った。測量は定点から海岸線に直交する方向に行い、海浜の地形断面を作った。

台風 23 号以前には、北側の地点では堆積と侵食が繰り返されたが、その中で長期的に侵食が進む様子は見られなかった。南側の地点では、小規模な暴浪

に伴って浜崖が侵食されることで、前浜も陸側に後退する様子が見られた。台風 23 号通過に伴って、どちらの地点でも海岸線の位置がおよそ 5m 陸側に後退した。その後、どちらの地点でも海浜での堆積物の付加が観測されたが、侵食直後の前浜面に堆積物が付加するというよりは、前浜面よりも沖合にできたバーム上で堆積物が累積することで海浜が復活する様子が観察された。砂の付加は北側の地点では 11 月中にほぼ完了したが、より侵食が進んでいると言われる南側の地点では 12 月末までつづき、最終的に侵食以前の海岸線の位置よりもより沖側に海岸線の位置が移動した。すなわち、海岸侵食が進んでいると言われている南側でより大きく海浜が復活し、侵食が進んでいないと言われている北側の地点では台風以前の状態に戻ることはなかった。このように、海浜の回復が一樣に起こらなかった原因としては、南側の地点での侵食量が北側に比べて大きかったために、侵食によって生産された堆積物によって大きく涵養されたことが推定される。また、地形断面の変遷から、どちらの地点でも、後浜部分での堆積物が一時的に大きく保存されたことが言える。

これまで、海浜での堆積物の付加作用は主には前浜部分に堆積物がドレイプする形で起こる報告がある。今回はそれとは異なり、特にバームの後浜部分で堆積が起きることで海浜の回復がなされた。今後、事例研究を増やす必要があるが、仮に過去の海浜堆積物中に後浜堆積物が厚く残されていた場合、それが今回のような一時的な大きな海浜の侵食とその後の海浜の回復を表す可能性がある。

Tetsuya SAKAI, Ikuko KOSHI and Ryo TATEISHI : Temporal change in characteristics of river bed deposits in Hiikawa-River, Shimane Prefecture

この研究では、堆積物運搬の減少に伴って、河床堆積物の特徴がどのように変化するかを明らかにするため、島根県東部を流れる斐伊川を例として、河床のベッドフォームの観察、堆積物の粒度分布の測定を行った。斐伊川は中国山地の船通山に源をもち、幹川流路延長が 153 km、流域面積 2,070km² の中国地方の主要河川の 1 つである。そして、日本の河川でも数少ない、砂質な砂礫堆からなる網状流河川である。斐伊川上流域では古来よりたたら製鉄が行われ、花崗岩中の鉄粒子選別のために行われたかな流しに伴って大量の土砂がこの河川に放棄されつづけてきた。この影響で長期にわたり、中流域から河口に至る範囲で網状流の流路形態が維持され続けてきた。1970 年代に入って、上流域でのダムや堰の建設、河床の砂の採取などに伴って、流路の形態に変化が生じた。河口から 20km 付近の雲南市加茂町周辺では 1960 年代には流路一面にうろこ状の網状砂州が発達していたが、堰の建設などを契機に下刻が進み、蛇行に近い流路形態をとるようになった。この下刻に伴って、それまでの砂礫堆の堆積物が露出するようになった。このために、現在の斐伊川では過去の流路堆積物と運搬堆積物が減少しつつある現在の河川堆積物を同時に観察することができる。ここでは、河口から 20km の範囲の数地点で河床のベッドフォームの観察と堆積物の粒度分析、過去の流路堆積物が露出している地点について、堆積物の粒度分析を行った。

現在の河床堆積物の特徴をまず述べる。砂礫堆を構成する堆積物の下位と流路底には下刻に伴って形成されたと思われる、アーマーコートが観察される。アーマーコートは細礫から中礫を主体とし、マトリックスは淘汰の悪い細粒物質からなる。蛇行部ではかなりの部分の河床でアーマーコートが露出しており、静穏時にその上を移動する堆積物はわずかである。下流域に見られる砂礫堆は、静穏時には河床からの高さが最大でも 30cm で、粒度は中粒砂～細礫が主体である。流路内には中粒砂を主体としたバルハン型またはバルハノイド型の水成デューンが発達し、増水時にもベッドフォームの移動速度が大きくなる以外、ベッドフォームの形態は大きくは変わらなかった。過去の砂礫堆の堆積物は比

高が 10-50cm の平板型斜交層理の発達した中粒～粗粒砂からなり、斜交層理は下流方向への堆積物付加を示す。

粒度分析用試料の採取は、現在の河床の堆積物については、砂礫堆の堆積物（網状と蛇行部）、静穏時の河床内で移動している堆積物、アーマーコートを構成している堆積物、アーマーコートの下にある堆積物といったカテゴリーに分けて行った。過去の堆積物については、すべて斜交層理の発達した地層からのサンプルとなるため、とくにカテゴリー区分を行わなかった。

粒度組成については、以下の様な傾向が見られた。過去の砂礫堆の堆積物は現河床の堆積物に比べ、淘汰が悪くなる傾向が見られた。現河床の砂礫堆の堆積物は、淘汰は良いが、過去の砂礫堆の堆積物に比べると平均粒径は細粒になる傾向が見られた。静穏時に河床内で移動している堆積物はさらに淘汰が良くなる傾向が見られた。現河床のアーマーコートを構成する堆積物は粗粒で、やや淘汰が悪くなる傾向が見られた。

このように、現河床の堆積物と堆積物供給が多かった時の堆積物の特徴には違いが見られた。過去の砂礫堆の堆積物の淘汰が悪くなる原因は細粒堆積物と同時に斜交層理中に中礫が散在していることが原因である。現在の砂礫堆の堆積物の淘汰が良くなることは、もともと淘汰の悪かった砂礫堆の堆積物のうち、粗粒物質がアーマーコートの形成に伴って取り除かれたことで説明できる。先にも述べたが、現河床では増水時であっても流路底に見られるのはバルハン、またはバルハノイド型のベッドフォームで、堆積物が大きく下流に移動する様子ははっきりとは見られない。すなわち、現河床での堆積物の移動速度は必ずしも大きいとは言えない。このことが定常的な現象であったとすると、今の斐伊川で網状流路が発達している原因を、アーマーリングにともなって洗い出された細粒堆積物がゆっくりと下流方向へ移動しているために、かろうじて網状を維持するのに必要な堆積物が河床に残されていることで説明できる。今後、河床での砂礫堆の移動速度を含めた、堆積物運搬量の情報を得ることが将来の河川形態の変化の予測や河川管理を行う上で必要となるであろう。

P-27 福岡県西方沖地震による被害分布の特徴

磯 望(西南大)・黒木貴一(福教大)・後藤健介(学振特別研究員)

Nozomi ISO, Takahito KUROKI and Kensuke GOTO: Damage Distributions caused by the West off Fukuoka Earthquake on March 20th 2005

2005年3月20日に発生した福岡県西方沖地震は、福岡市周辺地域に大きな被害をもたらした。ここでは地震被害分布の特徴、とりわけ福岡市の中心部で生じた被害の分布について、GISによる被害分布図作成を行い、地形・地質と被害程度の関連を検討し報告する。

1) 被害の類型と分布の特徴

福岡県西方沖地震の被害は、震源域が海底にあったため、地震断層出現による壊滅的被害はなかったが、強い振動によって広域的な被害を生じた。人的被害は死者1名・負傷者1087名、家屋被害は全・半壊377棟・一部損壊8620棟であった(内閣府による)。

液状化被害は博多湾岸を中心に唐津市神集島までの震央から半径約25km以内の埋立地を中心に発生した。主な被害は岸壁周辺の沈下・陥没、噴砂、地盤沈下による建物の抜け上がりや亀裂、路面などの凹凸の発生などである。国営海の中道公園内にある「カモ池」の埋立部分は、液状化に伴う平行すべりが発生し、局地的だが甚大な被害となった。

震央から玄界島では傾斜地の地盤崩壊等により、激甚な建物被害が生じた。瓦落ちを含む建物被害は震央から半径約25kmの範囲で観察された。福岡市中心部ではビルにも被害が生じ、震動が激しかったマンションの高層階では家具転倒などの室内被害が大きかった。

2) 都心部の地震被害程度の区分とGISによる被害程度分布図の作成

福岡市中央区周辺地域について、木造建物、コンクリート建物、壁面(塀・花壇・駐車場など)、床及び路面(地面)、の4種類を対象に、発見された亀裂幅を計測した。亀裂の開口幅と対象物の壊れにくさの程度を換算して、被害程度を1-7階級に区分した。調査は徒歩で実施した。

Special analystを用いて、メッシュサイズ20mで被害程度階級区分したデータベースから、Inverse Distance Weightedの方法で補間し、被害程度分布図を作成した。被害程度分布の特徴を、基盤深度分布図に被害程度分布図をオーバーレイした図(図1)と、地形区分図(主として山地・丘陵地と低地)に被害程度分布図をオーバーレイした図(図2)などを作成して検討した。その結果、被害程度は、基盤深度に比例して大きくなる傾向が認められ、警固断層東側に沿う地域は特に顕著である。地形は沖積低地の被害が大きく、他の地形と被害分布との関連は比較的薄いことが判明した。

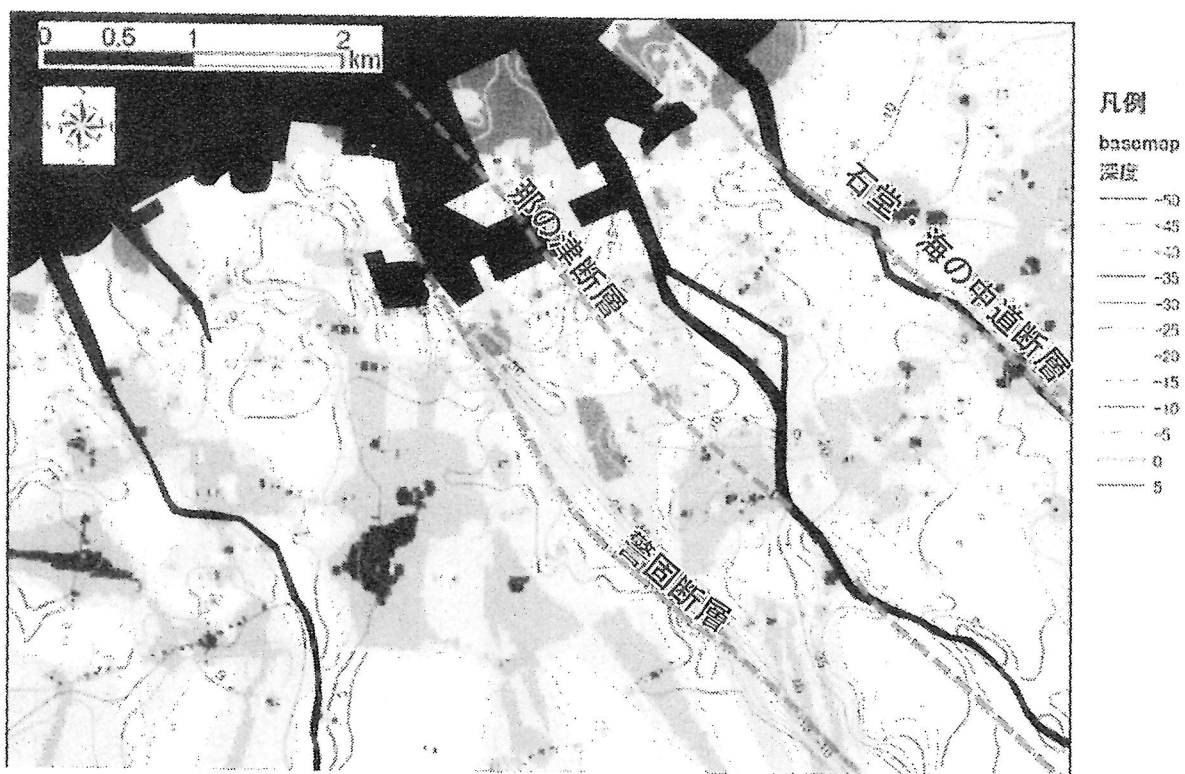


図1 被害程度分布と基盤深度分布とのオーバーレイ

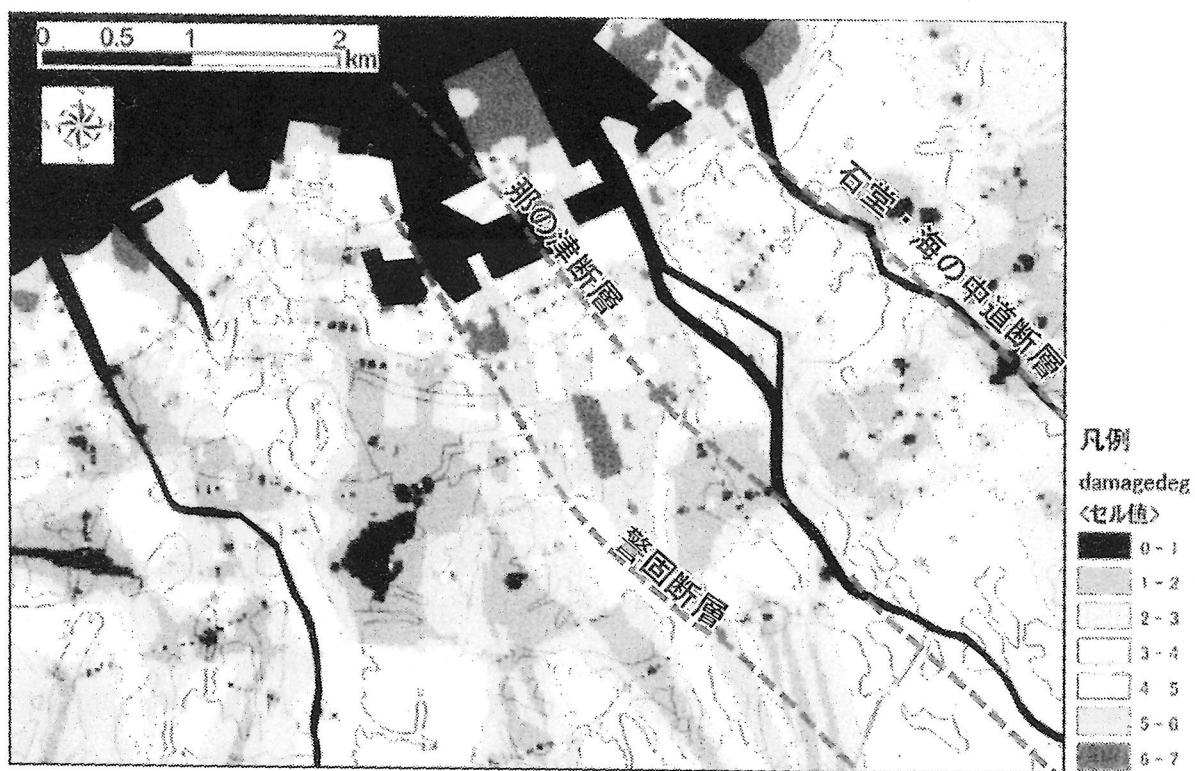


図2 被害程度分布と地形区分とのオーバーレイ

国分平野の沖積層のテフラ編年と古環境変遷

森脇 広(鹿児島大)・大平明夫(宮崎大)・

松島義章(神奈川県立生命の星・地球博)・大木公彦(鹿児島大)

Hiroshi MORIWAKI, Akio OHIRA, Yoshiaki MATSUSHIMA, Kimihiko OKI: Tephrochronology of Holocene deposits and palaeoenvironmental change in Kokubu lowland, southern Kyushu, Japan

鹿児島湾奥沿岸の国分平野は始良カルデラの北縁にあり、南九州における第四紀の活動的な地域の一つである。平野のすぐ沖は水深 200m に及ぶ急深なカルデラ底が広がる。これまでこの平野に関して完新世海成段丘や始良カルデラを中心とした隆起が報告されてきた(森脇ほか, 1986, 2003)。しかし、その要因などその解明はまだ不十分である。また、この平野の南東に近接する上野原台地では、縄文早期の大規模集落-上野原遺跡-が見いだされ、周辺域での古環境の解明は興味ある問題となっている。

そうした問題を明らかにするには、国分平野での沖積層の詳しい編年と各種化石の基礎的資料が必要である。これまで、この平野では既存の試錐資料から断面が描かれてきた。今回、平野の上流部と下流部において、長さ 60m (KB-1) と 22m (KB-2) のオールコアボーリングを行い(図 1)、テフラ編年と層相、貝化石、微化石-珪藻、有孔虫-の分析からこれらのコアの編年と古環境の変化を追跡した。遺跡の年代決定に大きく貢献した桜島テフラ群や鬼界アカホヤ火山灰は、沖積層中での同定によって、最終氷期末以降の人間活動と古環境に関わる高精度の対比・編年を可能とする。結果をここに報告する。

KB-1

このボーリング位置は現在の海岸から 1km 内陸の氾濫原で、国分平野を形成した天降川の旧河床付近にある。周辺には完新世海成段丘-隼人面-が分布する。深度約 60m に及ぶコアのうち、最上部には 3m ほどの厚さの旧天降川河床礫がある。この礫層から下位は、全体に砂質・軽石礫質の海成堆積物からなる。この中には、貝化石をよく含む。泥質な堆積物は少ないが、いくつかの層相変化が認められる。

全体として円磨された二次軽石-おそらく入戸火砕流起源の軽石-が多いが、一次のテフラが 3 枚見いだされた。最上位が深度 14.3m~16.6m にあるガラス質火山灰で、バブルウォール型ガラスからなり、その屈折率 ($n=1.512-1.515$) から K-Ah に同定される。この中には木片・貝殻も含まれるが、極めて純度はよく、ほぼ降灰層準を示す。K-Ah の降灰は、鹿児島湾北岸では、これまでの報告やそれ以後に得た資料からは、海進がもっとも内陸に及んだ時期に当たり、周辺台地崖下付近の完新世段丘面においては地表面近くに認められる。今回得た K-Ah の深度は、当時の海底がこの地点付近で最も深かったことを示す(図 2)。中位のテフラ(深度 28.45m ~ 28.87m, 厚さ 42cm) は、円磨されていない一次の降下軽石で、下部(厚さ 12cm) は逆級化した粗粒軽石層からなる。上部(厚さ 30cm) は細粒の火山灰で、水中で分離・沈積したものと考えられる。このテフラの火山ガラスの屈折率 ($n=1.515-1.517$) は、入戸火砕流

($n=1.500$ 付近) よりもかなり高く、桜島テフラ群のそれと一致する。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、この軽石層は Sz-Tk3 (P13) に対比される。最下位のテフラ(深度 52.10~52.125m) は厚さが 2.5cm と薄い、円磨されていない細粒軽石(最大粒径 2.5cm) からなる。逆級化を呈す。その火山ガラスの屈折率 ($n=1.509-1.513$)

と周辺台地でのテフラ層序は、このテフラが桜島テフラ群のうち Sz-S (P14) であることを示す。各テフラの深度と噴火年代(奥野, 2002) から、この地点での沖積層の平均堆積速度は、約 12800 cal BP (Sz-S) ~ 10600 cal BP (Sz-Tk3) が 11mm/年、10600 cal BP ~ 7300 cal BP (K-Ah) が 4mm/年、7300 cal BP ~ 現在が 2mm/年となり、新しくなるにつれ、堆積速度が減少する。

KB-1 での珪藻遺骸は、Sz-Tk3 と K-Ah の間など粗粒の砂質堆積物からなるところは、極めて少ないが、泥質堆積物からなるところではよく検出できる。全体的としては干潟の環境が支配する。K-Ah より上位では、干潟~内湾を示す海生種からなる。Sz-Tk3 より下位では、汽水・淡水生種も随伴し、より陸域の影響がみられる。こうしたことは、この場所が晩氷期を通じて海面上昇と堆積が均衡し、干潟の環境が維持されてきたことを示唆する。Sz-S の直上では *Auracoseira* (*Merosira*) spp. が特徴的に出現し、汽水湖的な環境が形成されたことを推定させる。

貝化石はコアの全層を通じてよく出現する。これまでに分析した Sz-Tk3 付近より上位では、珪藻遺骸の少なかった Sz-Tk3 と K-Ah の間の粗粒な砂質堆積物中にも貝化石が含まれている。それらは、全層にわたって内湾の湾奥、潮間帯の生息環境を示し、珪藻分析結果と同様、この場所は、海面上昇期において潮間帯を維持してきたことが明らかとなった。同定された主な貝化石は、シラオガイ、ムラサキガイ、イボキサゴ、イボウミナ、マテガイ、ヒメシラトリ、アサリ、オガサワラモツボなどである。

KB-2

ボーリング地点(海拔高度 16m)は、天降川支流の霧島川谷底で、現在の海岸から約 8km 内陸にある(図 1)。コア全長 22m のうち最上部-厚さ 6m-は、霧島川の河床礫からなる。最下部-深さ 21.5m 以深-は沖積層基底礫層とみられる粗粒の砂礫がある。両砂礫層の間は比較的細粒の砂質~泥質堆積物からなる。ここには、深さ 10.5m に 10cm の厚さをもつ細粒スコリア質火山灰以外、顕著な指標テフラは認められない。この火山灰は、米丸テフラ-8000 cal BP-の可能性もある。貝化石は見いだされない。珪藻遺骸は全層を通して淡水生が主体であるが、わずかながら汽水生がみられる層準もある。

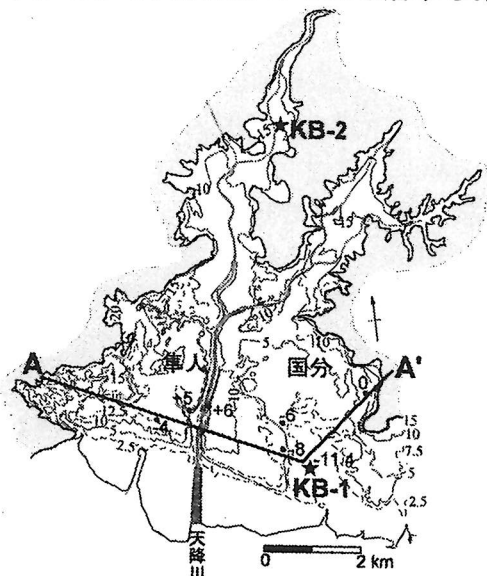


図1 ボーリング位置 (KB-1, KB-2) と地形地質断面位置 (A-A')
●: K-Ah 上面海拔高度 (m), 等高線: m
(森脇ほか(1986)に加筆修正)

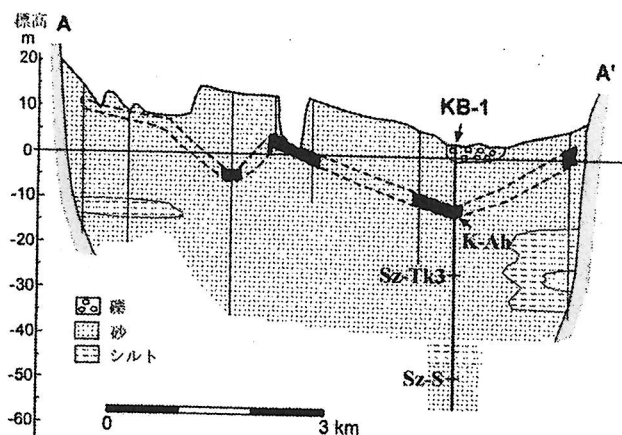


図2 地形地質断面図
(森脇ほか(1986)に加筆修正)

神津島天上山 838 年テフラと新島向山 886 年テフラの化学組成による識別
— 富士火山西暦 800—1000 年頃の噴火活動史高精度化のために —

杉内由佳・福岡孝昭（立正大学・地球）

Yuka Sugiuchi, Takaaki Fukuoka; Distinction between Kozushima Tenjo-san AD838 Tephra and Niijima Mukai-yama AD886 Tephra by chemical composition based on EPMA — For highly accurate Fuji volcano eruption history during AD800-1000 —

富士火山は、西暦 800 年—1000 年前後に多くの割れ目噴火などを起こしていることが、トレンチ調査及び露頭調査から明らかにされている（高田ほか，2004）。これまでの富士火山の噴火年代は、 ^{14}C 年代に基づく議論が主体となっていた。しかし、西暦 800 年—1000 年前後では ^{14}C 年代の暦年較正曲線が平坦になっていることから、複数の年代が近いところでは重なってしまい精度上の問題があるために、詳細な噴火活動史を解明することができなかった。一方、富士火山山麓の西暦 800 年—1000 年前後の層準には、他火山起源の流紋岩質テフラ（ガラス片）が含まれていることが明らかにされている（上杉，2003）。この流紋岩質テフラは、西暦 838 年の伊豆諸島神津島天上山か西暦 886 年の伊豆諸島新島向山で起きた噴火が給源候補であると考えられている。このテフラの給源火山を特定することにより、テフラを使った詳細な富士火山の噴火活動の年代を解明できる。

小林ら（2005）は、神津島天上山テフラと新島向山テフラのそれぞれの給源地から、箱根火山など富士火山にいたる地域で採取された火山ガラスの形態の観察及び屈折率の測定をしている。火山ガラスの形態は、神津島天上山テフラと新島向山テフラ共に軽石状・繊維状の火山ガラスと、発泡の程度が少ない火山ガラスが混在しており類似している。屈折率は、神津島天上山テフラと新島向山テフラ共に $n=1.494-1.497$ という値を示すので、屈折率では両者を識別することができない。

本研究では、神津島天上山テフラと新島向山テフラのそれぞれの給源地から、富士火山にいたる地域で採取された火山ガラスの化学組成を分析することにより、神津島天上山テフラと新島向山テフラの識別を行った。

神津島天上山テフラと新島向山テフラについて、ガラスビードを作成し蛍光 X 線分析（XRF）を行なった（表 1）。XRF では、神津島天上山テフラと新島向山テフラの間に有意な違いが見られず、両者を識別することはできなかった。

富士火山山麓 2 地点（富士南麓大淵スコリア直上，富士南東麓太郎坊）から他火山起源の火山ガラスを採取した。太郎坊のサンプルは、乾燥テフラ約 0.6kg から 150mg の火山ガラスを純化し、大淵スコリア上のサンプルは、乾燥テフラ約 1.2kg から 340mg の火山ガラスを純化した。これらの純化した富士山麓の火山ガラスと、神津島や新島から富士山麓までの途中に位置する東伊豆大室山の火山ガラス、神津島天上山起源の火山ガラス、新島向山起源の火山ガラスを、波長分散型 EPMA（WDS/EPMA）で分析を行った。WDS/EPMA では、多くの主成分については識別することができなかったが、Fe・Ca・

Kについては、新島向山テフラと神津島天上山テフラ、東伊豆大室山及び富士山麓で採取したテフラに違いが認められた。XRF では識別できなかったわずかな違いを、WDS/EPMA では識別することができたといえる。表2に示す通り、Feは、神津島・東伊豆大室山・富士山麓のテフラで0.64-0.69%であるのに対して、新島のテフラは0.77%である。Caは、神津島・東伊豆大室山・富士山麓のテフラで0.33-0.37%であるのに対して、新島のテフラは0.45%である。Kは、神津島・東伊豆大室山・富士山麓のテフラで4.27-4.34%であるのに対して、新島のテフラは3.92%である。K₂OとCaOのダイアグラムを図1に示す。これから、神津島天上山テフラと東伊豆大室山及び富士山麓で採取されたテフラのデータ範囲が重なり、また平均値も接近しているのに対し、新島向山テフラのデータ範囲や平均値がそれらとは異なることが読み取れる。

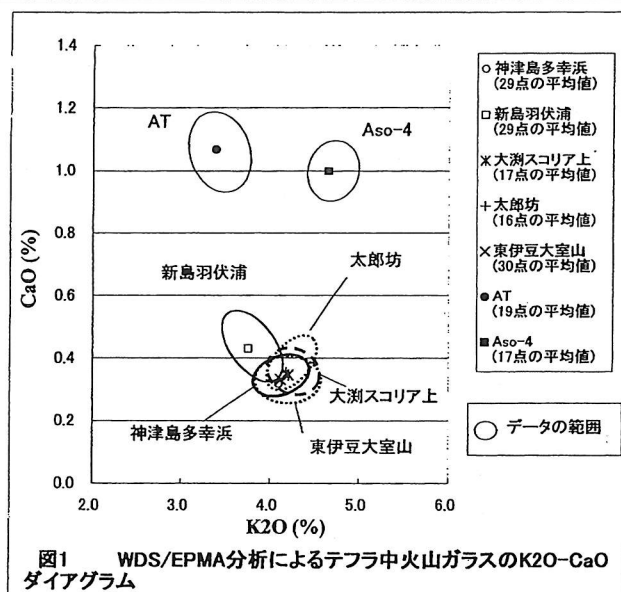
以上のことから、富士火山山麓の西暦800年-1000年前後の層準のガラス片は神津島天上山テフラ起源のものであると推定することができる。このことは、杉原(1981)が、福岡の放射化分析の値を用いて神津島天上山テフラと新島向山テフラの識別を行なった結果や、小林(2005)が、火山ガラスの発泡度の面積比で神津島天上山テフラと新島向山テフラの識別を行なった結果とも、よく一致する。

表1 XRF分析結果 (%)

サンプル名	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
神津島多幸浜	77.4	0.06	13.0	0.42	0.08	0.28	0.53	4.5	3.9	100.2
新島羽伏浦	77.6	0.07	12.9	0.54	0.08	0.30	0.56	4.6	3.7	100.3

表2 波長分散型EPMA分析結果 (%)

サンプル名	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	測定数
神津島多幸浜	77.62	0.07	12.8	0.66	0.07	0.05	0.33	4.10	4.27	100.0	29
新島羽伏浦	77.84	0.06	12.7	0.77	0.07	0.07	0.45	4.09	3.92	100.0	29
大淵スコリア上	77.60	0.06	12.8	0.64	0.07	0.04	0.36	4.12	4.34	100.0	17
太郎坊	77.83	0.08	12.6	0.67	0.07	0.06	0.37	3.95	4.34	100.0	16
東伊豆大室山	77.59	0.07	12.8	0.69	0.09	0.05	0.34	4.07	4.27	100.0	30



P-30 河内平野周辺の縄文～弥生時代相当層から採取した材の ^{14}C 校正年代

別所秀高（財団法人東大阪市文化財協会）・木庭元晴（関西大学）・影山陽子（河内長野市教育委員会）・松田順一郎（財団法人東大阪市文化財協会）

BESSHO, H., KOBAYASHI, M., KAGEYAMA, Y., and MATSUDA, J.: Calibrated radiocarbon ages of fossil wood obtained from the middle Jomon – Yayoi beds in and around Kawachi Lowland Plain at the eastern part of Osaka Plain, western Japan.

大阪平野東縁の河内平野に分布する考古遺跡で採取した材化石について、ベンゼン液体シンチレーション法にもとづく放射性炭素年代測定を実施し、弥生時代の暦年代推定を試みた。

測定試料は大阪府北島遺跡、水走遺跡、鬼虎川遺跡、田井中遺跡、段上遺跡、長原遺跡、および兵庫県岩屋遺跡の、縄文時代中期末から弥生時代 VI 期（後期）の土器を産する層準から採取した材化石 15 点である。現地での試料採取にあたっては、材化石の産状を記載したうえで、型式幅が限定された土器群に確実に供伴する材化石を選別した。すべての測定試料について、酸－アルカリ－酸(AAA)処理を行った後、関西大学のベンゼン合成装置および液体シンチレーション計測装置（LKB-ワラック社製 Quantulus1220）を用いて ^{14}C 濃度を測定し、放射年代を算出した（表 1）。

さらに年代校正プログラム Calib4.3（Stuiver *et al.*, 1998）で放射年代から校正年代の確率分布を求めた（図 1）。また、これら校正年代の確率分布について、産状から推定される材化石と土器型式との新旧

関係を示し、校正年代を再評価した。

その結果、土器型式の新旧関係に対応して再評価した校正年代値が分布した。また、KU304（Tainaka02）が古い年代を示すものの、測定試料に供伴する弥生土器の校正年代幅はおおむね B.C.700～A.D100 年の間に収まった。

本研究に取り組み初めて以来、僅か 15 点の年代値しか得られていないが、今後より好条件で産出した試料の年代測定を実施し、細分された縄文中期～弥生土器の各土器型式に対応する暦年代を求めたい。

表 1 年代測定結果

Lab. code	Sampling site	Yr BP	(+)yr	(-)yr
KU301	Kitajima02	2332	109	108
KU302	Mizuhai01	2814	110	109
KU303	Kitoragawa01	2538	108	106
KU304	Tainaka02	2797	113	111
KU305	Tainaka01	2513	106	105
KU306	Dan'noue01	4109	114	112
KU307	Iwaya01	3537	112	110
KU308	Iwaya02	2423	108	107
KU309	Kitajima01	1925	133	131
KU310	Dan'noue02	1996	134	132
KU311	Mizuhai03	2527	137	134
KU312	Kitoragawa02	2426	183	179
KU313	Mizuhai02	2658	135	133
KU314	Kitoragawa03	2028	138	136
KU315	Nagahara01	1905	157	154

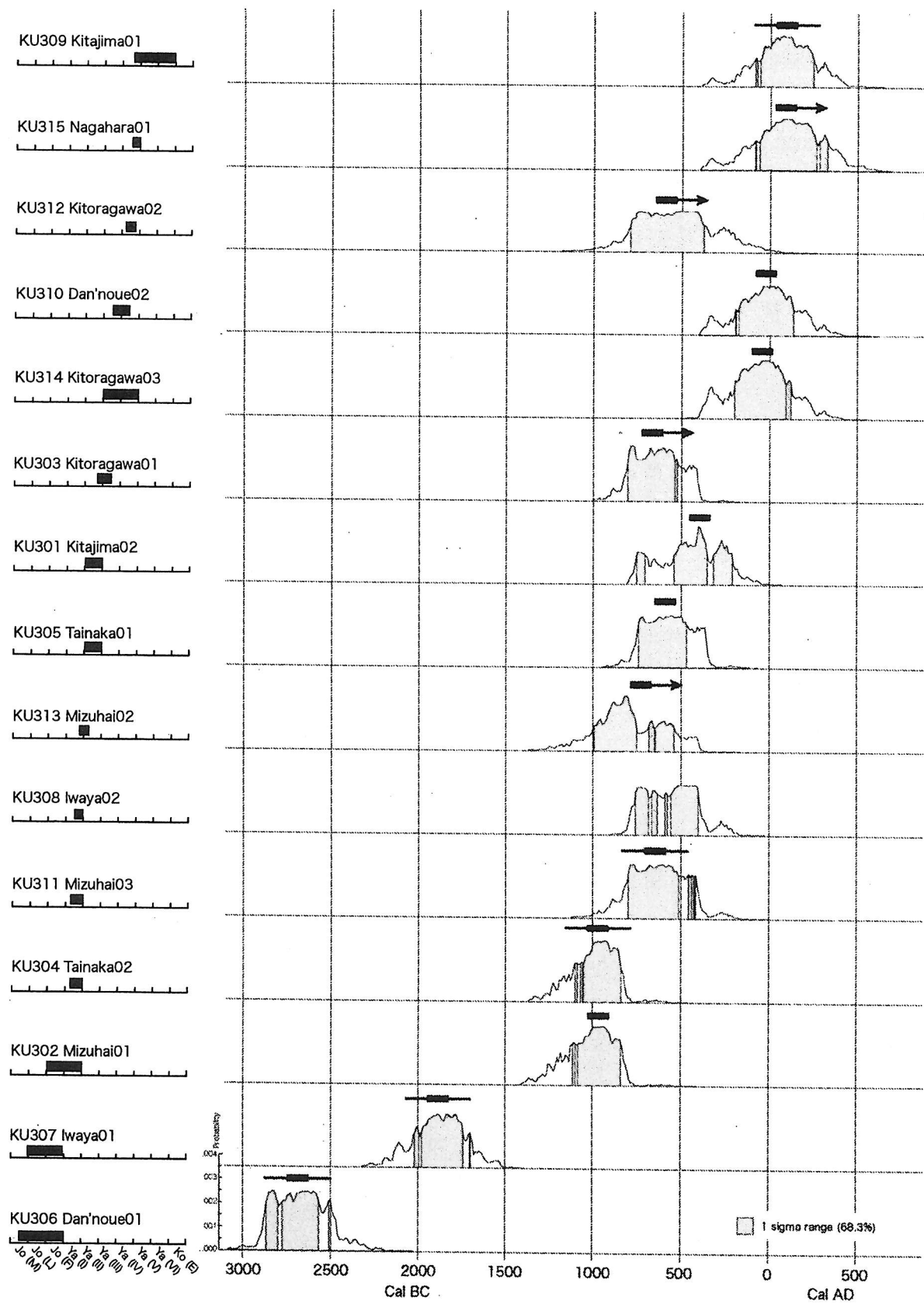


図1 較正年代の確率分布と土器型式の対応関係

2004 年 12 月 5 日富士山北斜面で発生した雪代とその堆積物

内山 高・興水達司(山梨県環境科学研究所)・安間 荘((株)建設基礎調査設計事務所)

UCHIYAMA Takashi, KOSHIMIZU Satoshi and ANMA Sou: Yukishiro (Slush lahar) and its sediments occurred on the northern steep slope of Mount Fuji, Japan

2004 年 12 月 5 日未明、発達した低気圧の通過にともなう暴風雨により、富士山北および西斜面において土砂流、土石流が発生した。この堆積物によって、北斜面山梨県側有料道路「富士スバルライン」が 4 カ所で寸断された(図 1 中の 2004 年雪代)。このときの堆積土砂は約 5 万 m^3 以上とされている(山梨県道路公社推計)。また、西斜面「大沢崩れ」においても土石流がほぼ同時に発生し、大沢扇状地内に約 10 万 m^3 (速報値)におよぶ土砂が堆積した(国土交通省中部地方整備局富士砂防事務所 12 月 5 日発表)。

この土砂流および土石流は、富士山麓では雪代^{ゆきしろ}と呼ばれており、初冬や春先に、移動性低気圧がもたらす豪雨、急激な気温上昇等の気象条件や凍土層形成等の条件を元にスラッシュ雪崩を契機に発生する。また、富士山麓では雪代により、人的および物的被害をとまなう災害が過去にたびたび発生している。近年では 1992 年 12 月に富士山斜面全周でスラッシュ雪崩が発生し、道路や建築物に大きな被害が生じた。図 1 に北西斜面のスラッシュ雪崩分布を示す。

この雪代は雪氷・土砂・水の混合体の流動現象とされ、スラッシュ雪崩(slush avalanche)を契機として、これらの割合を変えながらスラッシュフロー(slush flow)、スラッシュラハール(slush lahar)と移化し、流下するとされている(安間, 1993; 2000)。

2004 年雪代堆積物中には雪・氷のブロックは見られなかったが、災害復旧工事現場の切割でレンズ状の氷塊が観察されたことから、発生箇所ではスラッシュ雪崩を契機とした雪代であったと考えられる。また、この雪代は地形傾斜変換点を過ぎ、緩傾斜の斜面上(御庭洞門の上)や構造物が障害となった箇所(御庭駐車場)で堆積したものと推定される(図 2, 3)。この被害状況について内山ほか(2005)で報告されているので、今回工事切割等で観察された堆積物の概要について報告する。なお、国土交通省中部地方整備局富士砂防事務所、富士吉田市役所には富士山北斜面の空撮写真を提供していただいた。ここに記して謝意を表する。

文献: 安間 荘(1993): 新砂防, 45, 54-55., 安間 荘(2000): 月刊地球, 22, 544-551.

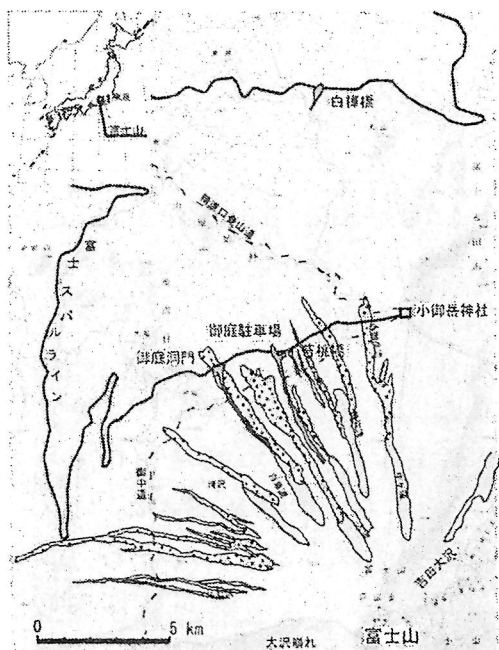


図1 2004年12月雪代の被害

■ 2004年雪代 □ 1992年スラッシュ雪崩
 □ 1992年表層雪崩
 1992年スラッシュ雪崩および表層雪崩の分布は時田（1993）による

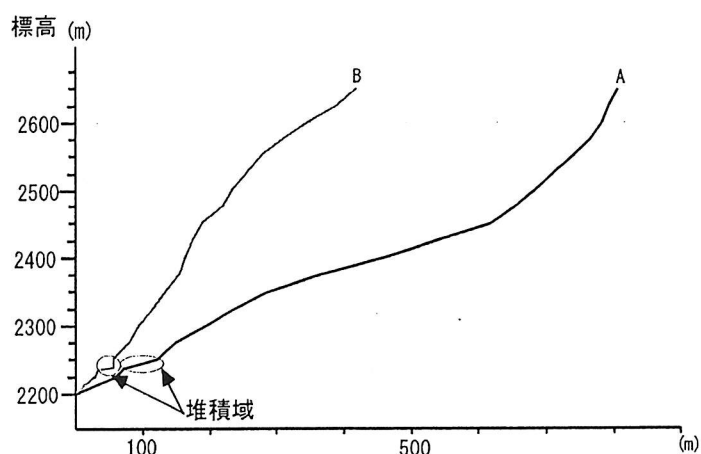


図2 2004年雪代の地形断面図

A: 御庭洞門をとおり地形断面
 B: 御庭駐車場をとおり地形断面

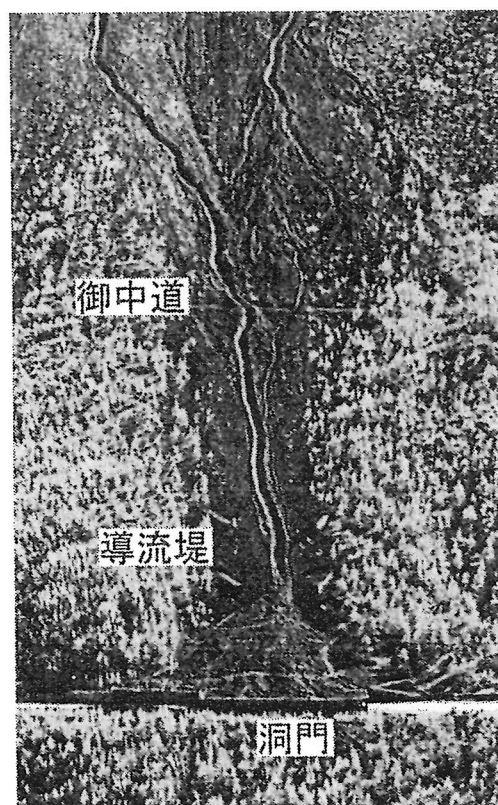
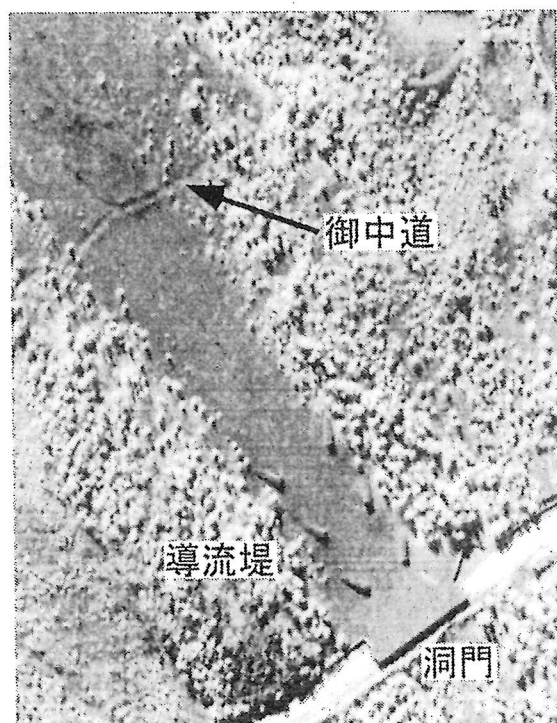


図3 御庭洞門の雪代の被害，堆積状況

左図：雪代発生前空撮写真2004年10月29日撮影（富士吉田市提供）
 右図：雪代発生後2004年12月7日撮影（国土交通省富士砂防事務所提供）

鹿島断層の活動履歴と地震発生予測

—活動度の低い活断層による地震評価の一例として—

中田 高 (広島工業大学) 千田 昇 (大分大学) 今泉俊文 (東北大学)
奥村晃史・熊原康博 (広島大学) 隈元 崇 (岡山大学)

Paleoseismic Events and Earthquake Risk Assessment for Kashima Fault, Shimane Peninsula

Takashi NAKATA, Noboru CHIDA, Toshifumi IMAIZUMI,
Koji OKUMURA, Yasuhiro KUMAHARA and Takashi KUMAMOTO

活動度の低い活断層は、一般に繰り返し活動間隔が長いこと活動履歴の解明には困難が伴う例が多い。このような活断層は断層変位地形が必ずしも明瞭ではないために断層長の認定に違いが生じることもあり、そこから発生する地震について信頼性の高い予測を行うことは容易ではない。島根半島に発達する鹿島断層はこのような活断層の一例であり、その活動履歴の解明と地震発生予測を詳細な空中写真判読と、トレンチ掘削調査とジオスライサー*調査を併用した新たな研究手法によって再検討した。

島根半島には、確実度Ⅰと確実度Ⅱの活断層が長さ約 15km にわたって発達しているとされてきた (活断層研究会編, 1980 ; 1991)。中国電力(1998)は、島根原子力発電所 3 号機の設置に関連してこの地域を調査し、活断層の長さは 8km であるとした。佐藤・中田(2002)は、鹿島断層を一括活動型活断層の典型的な例としてとして取り上げ、詳細な空中写真判読と現地調査によってこの断層の全長を約 18km であるとした。この違いは活断層の定義の違いによるところもあるが、将来発生する地震規模の推定に密接に関連する基本的な情報について、見解に大きな違いがあるのは看過できない問題である。この問題の解決のためには、厚い新期堆積物に覆われた活断層を深く掘削し、活動履歴を検討することが必要となる。

鹿島断層の佐陀川以西の活断層について、中国電力 (1998, 2003) は佐陀本郷においてトレンチ掘削とボーリングによる地質学的調査を行い、約 12 万年前以降に活動した証拠はないと結論づけた。調査地点付近では比較的明瞭な断層変位地形にもとづいて活断層を認定できるため、上記の結論は活断層の地形学的認定手法の有効性を否定することとなるが、他方で地質学的調査結果の信憑性を疑わせることにもなる。

筆者らは、中国電力の上記調査地点の約 1km 東の場所でトレンチ掘削とジオスライサー調査を行った。その結果、地表から深さ約 7m 付近で未固結堆積層を変位させる垂直に近い高角度の断層を発見した。最新イベント時期はおよそ 5,800 年前～3,300 年前、一つ前のイベントはおよそ 8,000 年前～5,800 年前であると推定された。この結果、地形学的に認定された約 18km の活断層は完新世に活動し、将来 M7 クラスの地震を発生させる可能性が高い活断層であると判断された。

本研究は、独立行政法人原子力安全基盤機構「原子力安全基盤調査研究の公募研究」として実施した。*ジオスライサーは広島大学の登録商標です。

前・中期完新世におけるメコンデルタの古地理と堆積相： カンボジア、プノンペン近郊のボーリング結果

斎藤文紀・田村 亨（産業技術総合研究所）
Sien Sotham・Ben Bunnarin・Kong Meng
Choup Sokuntheara（カンボジア GDMR）
塚脇真二（金沢大学）

Toru TAMURA, Yoshiki SAITO, Sotham SIEN, Bunnarin BEN, Meng KONG,
Sokuntheara CHOUP and Shinji TSUKAWAKI: Paleogeography and sediment facies of
the Mekong river delta during the early to middle Holocene

メコンデルタの最大海氾濫期の年代および当時の堆積環境を明らかにするため、カンボジア低地でのボーリングコアの堆積相解析と放射性炭素年代測定の結果（図1）を報告する。ボーリングコア（KS コア）の掘削地点は、標高約 +7 m、プノンペンの南東約 20 km で、メコン川低地の最上流部に位置する。この KS コアは、全長 30.7 m で、下位より堆積相 A から E が認められる。最下部の堆積相 A は、高角の斜交葉理を示す河川砂層で、堆積年代は 9.0 ka 以前である。堆積相 B は、マッドドレイプを伴う平行葉理や低角の斜交葉理を示す極細粒砂層で、堆積年代は最下部が 9.0 ka、最上部が 7.5 ka である。堆積相 C は、泥炭層と逆級化または正級化を示す砂層との互層で、7.5 ~ 7.2 ka に形成された。堆積相 D は、緑灰色の粘土層で、堆積年代は 7.2 ~ 0.7 ka である。最上部の堆積相 E は、赤茶色の砂質シルトである。堆積相 B の厚さは 16.5 m にも及ぶが、潮汐の影響のもとでの堆積を示唆するマッドドレイプを示すことから、相対海水準の急激な上昇に伴って堆積した、上方付加型の潮汐堆積物であると解釈される。堆積相 C は、海水準が緩やかな上昇から安定に転じる時期の塩水湿地の堆積物、堆積相 D と E は、その後の氾濫原の堆積物であると解釈される。堆積相 A から B への移り変わりは海進を示し、一方で堆積相 B から C は海退に対応することから、最大海氾濫期は、この堆積相 B の堆積中、つまり 9.0 ka と 7.5 ka との間である。現在のメコン川において潮汐による塩水の流入が河口から数十 km にまでおよぶこともあり、この KS コアで初めて発見された潮汐堆積物の存在のみから、最大海氾濫期の海岸線の位置を正確に決定することは難しい。しかしながら、おそらく当時の海岸線はベトナムとの国境付近よりもカンボジア側にあ

り、プノンペン付近が潮汐の影響を強く受ける環境であったと考えられる。このことは、さらに下流域においては、浅海域および汽水域が広がっていたことを意味する。したがって、現在のカンボジア低地の沖積層には、汽水域および浅海域の堆積物が広く分布していることが予測される。

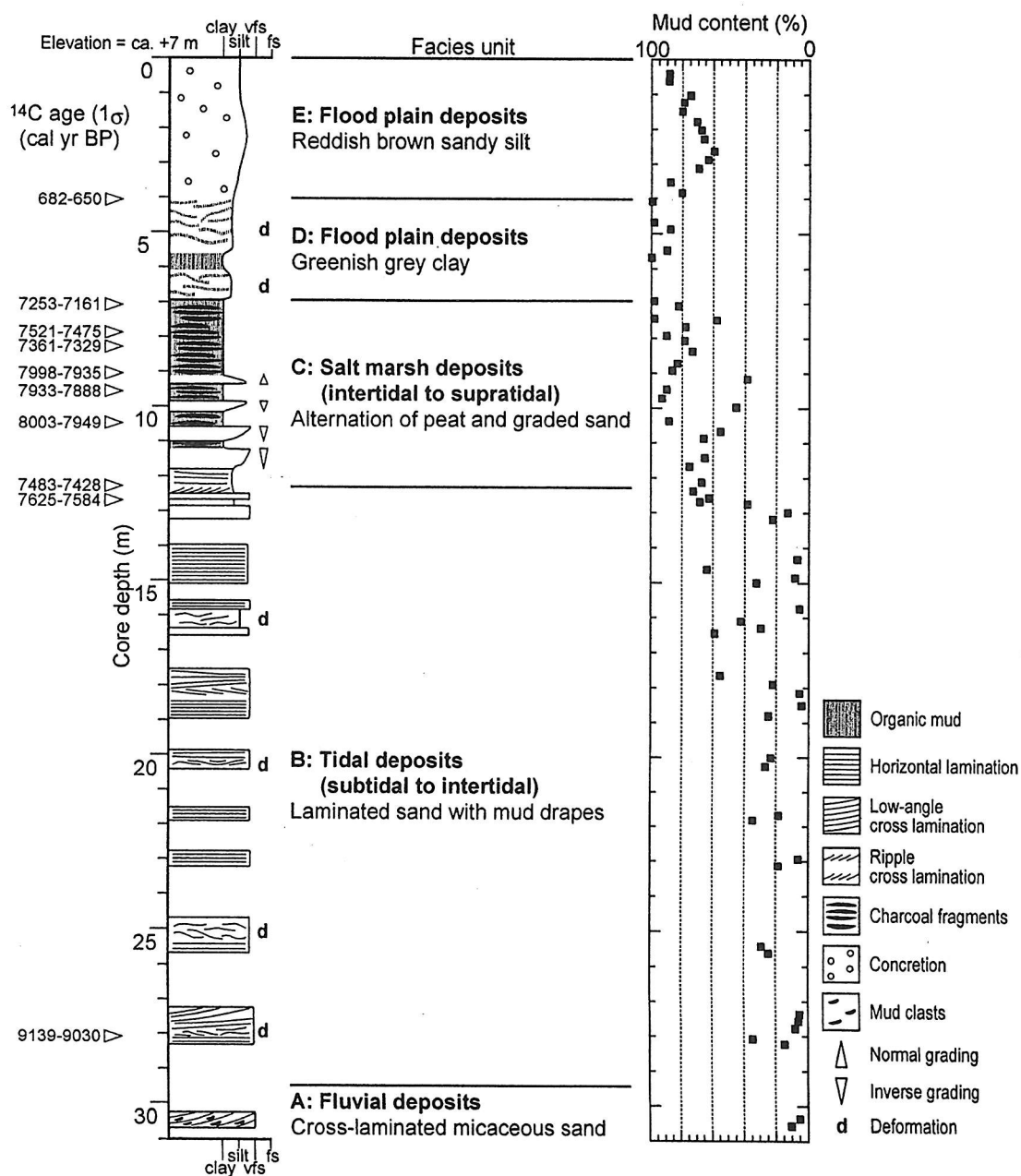


図1 KS コアの堆積相と放射性炭素年代，含泥率。

汽水環境における水質特性 ～中海を例として～

坂井三郎 (JAMSTEC-IFREE)・中屋 雅 (島根大・地球)・狩野彰
宏 (広島大・理)・瀬戸浩二 (島根大・汽水)・高安克己 (島根大)

Saburo SAKAI・Masaru NAKAYA・Akihiro KANO・Koji SETO・Katsumi
TAKAYASU: Characteristics of water variation in the brackish environments:
Example from Lake Nakaumi, Japan

汽水域では、一般的に一次生産が高く、経年あるいは季節的に水塊が成層し、底層部は貧酸素化する。我が国有数の汽水域である島根半島の南東部に位置する「中海」では、宍道湖から流入してきた淡水は表層を流れ、境水道を通して流入してくる日本海海水とは十分に混合せず、強固な塩分躍層が形成されるため、貧酸素化の典型例が見られる (図 1)。貧酸素化の原因としては、塩分躍層のほかに表層底質での有機物分解や底質からの硫化水素フラックスが重要であるが、中海におけるそれらの実態およびその相互関係は明らかにされていない。また、宍道湖・中海水系の水質データは 1960 年代以降、長期間にわたり蓄積されてきたが、炭酸塩生物骨格を用いた古環境解析の基礎データとなる湖水の酸素同位体比に関する系統的なデータは皆無に等しい。そこで、ここでは 2003 年の調査結果を基に、中海の水質特性について (1) 貧酸素化に伴う酸化還元境界 ($\text{H}_2\text{S}/\text{O}_2$) の経年変化、(2) 底層水・間隙水中硫化水素濃度と底質有機炭素濃度との関係、(3) 宍道湖-中海水系の酸素同位体比の経年変化、を中心に紹介する。

(1) 貧酸素水塊発達に伴う酸化還元境界 ($\text{H}_2\text{S}/\text{O}_2$) の経年変化

水深の浅い中海では、表層と底層の水温差は $3\sim 5^\circ\text{C}$ と小さく、顕著な水温躍層は発達しない。一方、表層と底層の塩分差は季節的に大きくなる。底層水の塩分は一年を通して比較的安定しているが、表層 (0~2m) の塩分は、主として河川からの流入量に依存して変動する。中海では、8~9 月において塩分躍層による成層化が発達し、水深 5m 以下で溶存酸素濃度がほぼゼロになる。この時期には、それまで湖底堆積物中にあった酸化還元境界が水深 5m 付近まで上昇し、硫酸還元によって生じた硫化水素が底層水および底質の間隙水から検出される (図 2)。

(2) 底層水・間隙水硫化水素濃度と底質有機炭素濃度との関係

貧酸素水塊が発達する夏期 (9 月) の中海全域における底層水・間隙水中硫化水素濃度と底質表層の全有機炭素濃度 (TOC) を分析した結果、硫化水素濃度は底質の TOC 濃度に規制されていることが明らかとなった。硫化水素は TOC 濃度が 3.5% 以上の地点で検出され (図 2)、両者の濃度は相関する。この関係を TOC 濃度データが存在する 1960 年代以降の中海における TOC 分布と比較すると、硫化水素発生地域は、近年中海の中南部に拡大していることが示唆される。

(3) 中海-宍道湖水系の酸素同位体比の経年変化

宍道湖・中海水系 (上流域から順に、斐伊川・大橋川・朝酌川・境水道・沖泊) の 5 地点において、

表層水の酸素同位体比および塩分測定を継続して実施した (図 1a)。表層水の酸素同位体比は、宍道湖への主要な淡水の流入源である斐伊川 (約-8.3‰) と日本海海水の沖泊 (約0‰) では、一年を通して安定している (図 4)。また、大橋川・朝酌川・境水道の表層水、及び、中海表層水～底層水の酸素同位体比は、塩分と高い相関 (相関係数 0.98) を持ちながら季節変化していることが明らかとなった。

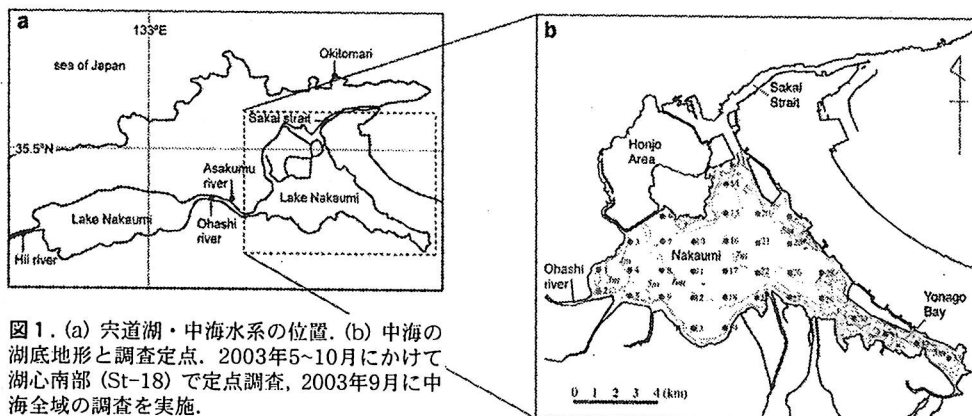


図 1. (a) 宍道湖・中海水系の位置. (b) 中海の湖底地形と調査定点. 2003年5~10月にかけて湖心南部 (St-18) で定点調査, 2003年9月に中海全域の調査を実施.

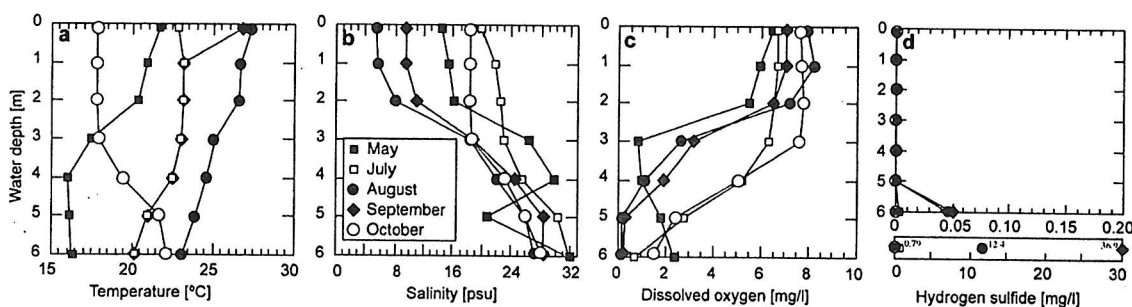


図 2. 中海湖心南部 (ST-18) における水温 (a), 塩分 (b), 溶存酸素 (c), 硫化水素濃度 (d; 上図は水塊・下図は底質表層間隙水) の鉛直分布 (2003年).

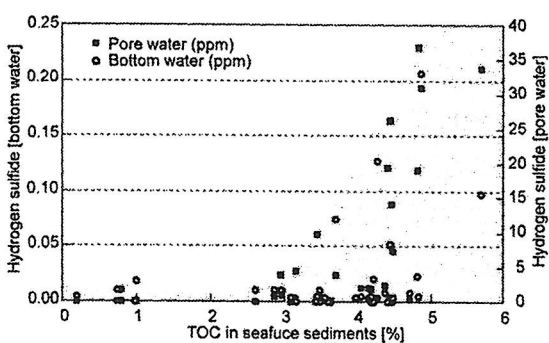


図 3. 底質表層の間隙水硫化水素濃度と全有機炭素濃度の関係 (2003年9月).

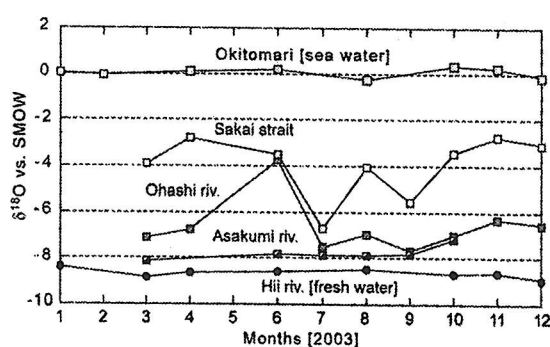


図 4. 宍道湖・中海水系における表層水の酸素同位体比の変動 (2003年1~12月).

お問い合わせ: saburos@jamstec.go.jp

中海における現生貝形虫殻中の同位体比・

化学組成と個体群の季節変化

石田 桂 (信州大・理)・入月俊明 (島根大・総合理工)・石田義人・

荒井章司 (金沢大・理)・小草宏樹 (島根大・総合理工)

Katsura ISHIDA, Toshiaki IRIZUKI, Yoshito ISHIDA, Shoji ARAI and Hiroki OGUSA; The oxygen isotope ratio and chemical compositions of ostracode shells and seasonal changes of ostracode population in the recent Nakaumi Lake

はじめに

島根県と鳥取県にまたがる汽水湖である中海は、これまでに幾度となく人為的自然改変が行われてきた場所である。特に本庄工区干拓のための堤防の建設は、中海への海水の流入経路および湖内の水循環を変化させ、湖内の環境に大きな影響を与えたことが知られている¹⁾。このような人為的改変が生物群集や水質・底質環境へ与えてきた影響を検討した研究は数多く、今回対象にした貝形虫(微小甲殻類)を用いた研究も行われている²⁾。しかしながら、生物群集の変化にどの要因がどれくらいの影響を与えたのかという具体的な評価はなされなかった。そこで、貝形虫殻中の酸素同位体比や化学組成が母水の水温・塩分と相関がある可能性が指摘されていること³⁾を利用し、中海における人為的環境変化の定量的評価を行うことを目的とし研究をすすめている。その手始めとして、まず現在の中海における貝形虫殻中の同位体比および化学組成と、水温・塩分などの水質データとの関係を明らかにする必要がある。本講演では現在の中海における現生貝形虫殻中の酸素同位体比および化学組成と水質との関係を議論する。また、貝形虫個体群の季節変化についても報告する。

試料および分析方法

日本周辺の内湾などに普遍的に現生し、中海で過去においても高い産出割合を示す *Bicorncythere bisanensis* を選んだ。本種の分布資料²⁾ およびコア試料の化学組成分析などを参考に中海において定点を設置し、2004年6月より毎月調査を行った。調査はエクマンバージ式グラブ採泥器およびニスキン採水器でそれぞれ表層堆積物と底層水を採取し、同時に HydroLab 社の多項目水質計 Quanta で表層水・底層水それぞれの水温、塩分、pH、溶存酸素量、電気伝導度を測定した。採取した堆積物は約半分を開口径 75 μm の篩上で水洗し、60°C で乾燥させた。残りは含水率の測定に用いるとともに、生きている貝形虫個体を抽出した。水洗処理、乾燥後の残さは約 200 個体を得られるよう簡易分割器を用いて適宜分割し、そこからすべての個体を拾い出した。化学組成分析用の底層水は開口径 0.20 μm の濾紙を用いて濾過した。分析には採取時に生きていたと判断される軟体部が付着した成体の貝形虫殻を用い、軟体部をきれいに取

り除いた後、筆などを用いて付着物を完全に取り除いた。さらに超純水に浸し約 2-10 秒間汚れが完全に取れるまで超音波洗浄機内で洗浄し、乾燥させた。貝形虫殻の酸素同位体比は島根大学の質量分析計 (Delta S) を用いて、化学組成は金沢大学の ICP-MS (Thermo Electron X7) を用いてそれぞれ測定した。分析には通常貝形虫殻 2-5 個を使用した。同一試料内の個体差を明らかにする目的で、片殻 1 個を用いた分析も行った。

結果および考察

酸素同位体比 貝形虫殻中の酸素同位体比と底層水中の酸素同位体比は正の相関を示すことから、貝形虫殻中の酸素同位体比は母水の酸素同位体比の情報をほぼ記録していると考えられる。殻中の酸素同位体比は水温と相関が認められなかったが、塩分とは逆相関を示した。同一試料から複数個体を抽出し、殻 1 個の酸素同位体比を測定した結果、同一試料内における酸素同位体比の個体差が認められたことから、中海における過去の塩分の復元に使用できる可能性があるが、誤差範囲を考慮する必要がある。

化学組成 一般的に古水温や古塩分の推定には、Mg/Ca および Sr/Ca が用いられることが多い。殻中の Mg/Ca は底層水中の Mg/Ca と良い正の相関を示した。また殻中の Mg/Ca は塩分と良い相関を示すものの、水温とは弱い相関を示すにとどまった。中海では水温の変化より塩分の変動が貝形虫殻中の Mg/Ca に大きな影響を与えていると考えられる。一方、殻中の Sr/Ca は塩分、水温ともに相関が認められなかった。以上のことから、中海においては、貝形虫殻中の Mg/Ca を用いて古塩分を復元することが可能であると推定される。塩分は殻中の酸素同位体比および Mg/Ca の両方と相関を示したが、より誤差の小さい Mg/Ca を用いた方が、中海における古塩分を正確に復元できると推定される。

個体群の季節変化 各試料中の貝形虫殻を世代別に数え、約 1 年間の個体群変化を検討した。底質堆積物採取に用いたエクマンバージ採泥器はごく表層部の泥が流出しやすいため、得られた試料は必ずしも正確な個体群変動を示していない可能性が指摘されている⁴⁾。本研究では 4 月ごろから成体が目立ち、2-3 月にかけて A-2 や A-1 の個体が増加し、試料中の大部分を占めるようになった。各世代の割合などは議論できないが、本種はおおよそ春に成体へと成長するようである。しかし、正確な個体群動態の把握には、別の採取方法で検討する必要がある。

引用文献

- 1) Nomura, 2003. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 109, 197-214.
- 2) 入月ほか, 2003. 島根大地球資源環境学研報, NO. 22, 149-160.
- 3) Ito et al., 2003. *Paleontological society papers*, 9, 119-151.
- 4) 田中ほか, 1998. *LAGUNA*, 5, 81-91.

S-3 汽水性二枚貝ヤマトシジミ *Corbicula japonica* にみられる 殻体構造の変化

山口啓子（島根大・生資）・野原佳織（島根大・地球）・

瀬戸浩二（島根大・汽水）・相崎守弘（島根大・生資）

Keiko Yamaguchi, Kaori Nohara, Koji Seto and Morihiro Aizaki; Shell structural variation of brackish bivalve *Corbicula japonica*.

1. はじめに

貝殻などの硬組織は、過去の環境を読みとるための材料として様々に利用されている。特に、二枚貝の微細成長縞は成長の履歴を記録し、古環境を復元する上で有効である。たとえば、潮間帯に住む二枚貝について、潮汐周期を反映した成長線が形成され、生息場所の潮汐変化を復元できることは有名である。

一方、汽水域は、塩分や水温、溶存酸素濃度などの環境変化が激しい水域である。そのような汽水域の環境変化に適応したヤマトシジミ *Corbicula japonica* は河口汽水域の代表的な二枚貝であり、古環境復元に於いて、重要な示相生物となっている。しかしながら、中海・宍道湖のような汽水湖では潮間帯が無く、明瞭な周期性をもった成長線は見られない。そのため、成長線を利用した環境復元はほとんど行われていない。

ヤマトシジミ殻体の背腹断面を観察すると、半透明な殻層（透明層）と透明感のない殻層（不透明層）とが繰り返して形成されていることが、肉眼でも容易に認識できる。このような透明層・不透明層の存在は認識されていたものの、その微細構造の特徴や生態的意味は検討されていない。

本講演では、ヤマトシジミ殻体にみられる構造の特徴とその変化を記載するとともに、その生態的意味を検討するための実験結果について報告し、そこから読みとることが期待出来る汽水域の情報について検討する。

2. 殻体構造の特徴---透明層と不透明層

反射光では、透明層は光を透過・乱反射するため灰色に、不透明層は全反射するために白色に見える。これを走査型電子顕微鏡（SEM）で観察すると、透明層・不透明層はより明瞭に区別することができた。透明層は、走査画像で明るく白色に、不透明層は暗く灰色に映る。また、透明層と不透明層の間に中間的な色彩の部分が見られたが、これは電顕像においても中間的な像の明るさであった（中間層）。

3. 透明層と不透明層における成長線・微細構造の特徴

透明層と不透明層の微細構造のSEM観察から、次のことがわかった。ヤマトシジミの外殻層は微細交差板構造であるが、透明層・不透明層はと

もにこの微細交差板構造からなっていた。しかし、電子顕微鏡像で観察される特徴は両者で大きく異なっていた。まず成長線の特徴からみると、不透明層では数 μm 幅の微細成長縞の明暗線が多数現れていた。一方、透明層では、微細成長縞を確認する事が困難で、数十 μm に一本程度の頻度で強い暗線が現れていた。さらに高倍率像でみると、不透明層は微細結晶表面が丸味を帯びた滑らかな凹凸面を呈していたのに対し、透明層は、細くのびた結晶がエッチングによって浸食され、細かな隙間が多く存在する凹凸の鋭利な断面を形成していた。数十 μm に1本程度の頻度で見られる明瞭な成長線は、結晶成長の明瞭な休止線として認められた。不透明層で見られた数 μm 幅の微細成長線は、それと比較して不明瞭であった。中間層は両者の中間的な特徴を備えていた。これらの観察から、微細交差板構造中に含まれるマトリックスの有機物量が少ない場合に、透明層が形成されていると考えられる。

4. 標識個体による、透明層形成時期の検討

透明層の形成時期を確認するため、個体識別をしたヤマトシジミを同一条件下（人工湿地）で長期間飼育し、月に1度の頻度で殻先端に標識を施す実験を行った。この貝殻の断面観察により、透明層が形成される時期を確認したところ、8月を中心として2-3ヶ月間で形成される傾向にあった。しかし、形成時期は6月から10月までの間、個体によって様々であった。ヤマトシジミが生育した物理・化学的な環境は均一条件であったことから、個体差を生じるような要因が関係していることがわかる。夏を中心とした6月から10月はヤマトシジミの生殖シーズンであることから、主に生殖活動が透明層の形成に関係していると推察された。

軟体部重量の季節変化を調査した結果、6月から9月には軟体部が急激に減少することがわかった。この時期には、殻形成に利用できる有機物も減少している可能性が高く、上記3の推察を支持する。

5. 応用・発展

実験の結果から、この透明層は基本的には年1本形成される年輪と考えることができる。任意に抽出した殻体で酸素炭素安定同位体比の変化を測定した結果も、これを支持した。一般に、二枚貝の年齢査定は、簡易的に殻表面に形成される段差（リング）を年輪とする方法が用いられるが、ヤマトシジミの場合、リングが不明瞭なため、年齢査定が困難であった。透明層は、ヤマトシジミの成長速度測定や年齢査定を行う際に有効である。また、一方、生殖ストレスだけでなく、環境ストレスに対しても、透明層が形成される可能性があるため、実証試験による確認が必要である。

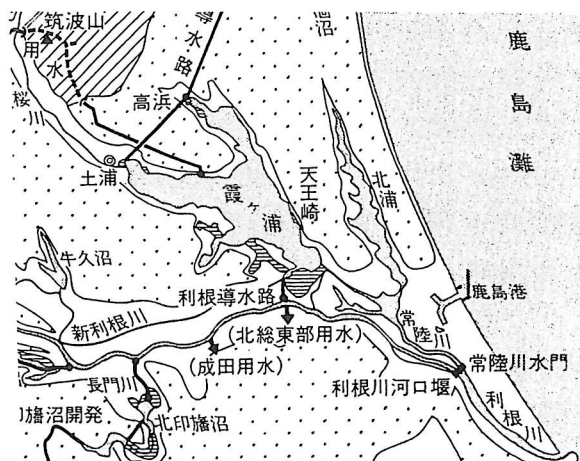
S-4 霞ヶ浦の湖岸における人為的環境変化と「自然再生」事業

平井幸弘（専修大学）

Yukihiro HIRAI: Artificial Environment Changes and "Nature Restoration" Works in the Littoral Zone of Lake Kasumigaura

I. はじめに

霞ヶ浦では、これまでおもに第二次世界大戦後「一入り」と呼ばれる湾入部の干拓や埋め立て、また最大水深 10m 以上に達する湖底の砂利採取、そして 1971 年から始まった「霞ヶ浦総合開発事業」など様々な人為的な影響によって、湖岸および沿岸帯における地形環境は大きく変化してきた。また、霞ヶ浦からの流出河川である



る常陸利根川と利根川との合流点には、塩害防止のための逆流防止水門（常陸川水門）が建設されたが、75 年以降、淡水資源の確保を主目的とした水門操作によって霞ヶ浦の湖水位が調節され、その結果湖岸での地形や植生帯は大きな影響を受けてきた。

以下では、このような霞ヶ浦における過去約 50 年間ににおける人為的な環境変化についてレビューし、最後に今後の霞ヶ浦の環境の保全・回復・再生における課題について言及したい。

II. 霞ヶ浦湖岸の地形と自然の水位変化

霞ヶ浦の湖盆は周囲を更新世段丘に囲まれ、その段丘崖と湖岸との間には標高 2～5m、同 1～2m の 2 段の湖岸段丘および湖岸湿地または砂浜が発達している。一方湖岸線から沖合には水深 0～2m、同 2～3.5m の 2 段の湖棚と、その先に 20/1000 以上の勾配をもつ湖棚崖、そして勾配 6～8/1000 の凹型緩斜面が続きその先に平坦な湖底平原が広がっている。

霞ヶ浦は、常陸利根川・利根川を介して太平洋とつながっているため、常陸川水門による水位調節以前は、潮汐および海水面の年変化の影響により、日変化および季節変化をしていた。日変化は±2 cm 程度であるが、季節変化は台風や梅雨など流域での降水量の多い夏季（6～11 月）に高く、渇水期である冬季（12 月～翌 5 月）に低く、平均湖水位で YP+0.9～1.4m（YP1.0m が霞ヶ浦の平均湖水面 TP+0.16m に相当）の範囲で変化していた。

Ⅲ. 霞ヶ浦における干拓・埋め立て、湖底の砂利採取

霞ヶ浦では、第一次世界大戦後から大正末期までに6カ所計627ha、第二次世界大戦以降1960年代にかけて、余郷入り干拓(232ha)や西の州干拓(165ha)など大規模な湖面干拓が実施され、合計で元の湖盆面積の13%にあたる約25km²が干拓地となった。

一方湖底でも、湖岸の漁港整備に伴う航路掘削、湖棚から湖棚崖直下の湖底での砂利採取、そして湖底平原での大規模な底泥(ヘドロ)浚渫など様々な地形改変が行われてきた。このうち航路掘削は、湖岸におよそ500m〜1.5km間隔で新設された漁港の前面の湖棚を深さ1.5〜3mを掘り込んだもので、東岸の玉造町荒宿から今宿沖合で顕著である。砂利採取は、もとの湖底を深さ2.5〜8mほど掘削して行われているが、その跡地の最大水深は約12mに達している霞ヶ浦で採取されている砂礫層は、かつて最終氷期の海面低下期に形成された埋没立川面の段丘構成砂礫層である。

1958〜60年に作成された湖沼図では、土浦入り最奥部および大山入り南東湖岸沖合で、直径100m深さ3mほどの砂利穴が認められる程度で、まだ大規模な砂利採取は行われていない。データの揃っている1972年以降88年までは、毎年44〜60万m³の範囲で許可量いっぱいまで砂利採取が行われた。89年以降は許可量・採取量とも次第に減少し、2004年は許可量27万m³、採取量21万m³で、採取量は最盛期の約1/3となっている。72年から04年までの全採取量は約1500万m³で、72年以前にどれくらい採取されたかのデータはないが、66〜71年の年間規制計画量58万m³〜61万m³や、72〜88年の年間の平均採取量(約51万m³)を参考にすると、最大約50万m³×11年間(1961〜71年)=550万m³と推定され、これまで霞ヶ浦の湖底から採取された砂利の総量はおよそ2000万m³と見積もられる。

初期の砂利採取は、湖棚崖直下から湖底平原にかけての限られた範囲であったが、現在の採取地点は、湖棚部分と湖底平原の沖合まで拡大している。その結果、(1)土浦入り最奥部〜北岸の崎浜沖および大山入り〜浮島沖にかけての地区では、湖棚そのものが破壊された。(2)土浦入り沖宿〜田村沖合いでは、湖底平原上に幅500〜1000m、延長数km、深さ2〜3mの大規模な凹地が出現した。(3)一部の湖棚上では沖合に向かう小規模な浸食谷が認められ、この谷頭部分またその延長部分のヨシ原での侵食が顕著である。

大規模底泥浚渫は、水質浄化対策の一つとして1975年から土浦入りの水深2.5〜5.5mの湖底平原で始められた。2001年度末までにすでに576万m³の浚渫が行われ、その泥はポンプで西の州干拓地まで送られ水田の嵩上げに使用されている。約4000万m³と推定されている全底泥の1/5に相当する約800万m³が浚渫される計画になっている。

IV. 霞ヶ浦総合開発事業による地形改変と水位操作

1971年に始まった「霞ヶ浦総合開発事業」は、湖岸に天端高 YP+3.0m の湖岸堤防を整備し、常陸川水門によって霞ヶ浦の湖水位を調節して、沿岸の洪水防除および農業・都市用水の開発を目的とした。このうち湖岸堤は、75年までに13%、80年までに51%、85年までに90%、90年までに96%、そして95年に100%完成した。この事業に伴う新堤の建設では、霞ヶ浦土浦入り北岸の根山-志度崎-沖の内-柏崎の10kmの区間で幅25~45mの「沖出し」(YP+1.0mの水際線から湖側に張り出して・湖岸を埋め立て)して堤防が建設された。これに対し同南岸および霞ヶ浦の東岸では既設堤防の補強が主で、顕著な「沖出し」は認められない。しかし、現在の堤防の位置を明治13~19年に作成された2万分の1迅速図と比較すると、当時の水際線(ヨシ原の内陸側)から50~最大約200mも「沖出し」して堤防が建設されたことがわかる。

一方霞ヶ浦の湖水位の変化は、(1)霞ヶ浦湖岸の洪水排除のため、北利根川の引き堤と浚渫が行われる1951年以前、(2)工事後から常陸川水門による霞ヶ浦の水位管理が始まるまでの51~74年、(3)「霞ヶ浦総合開発事業」の湖岸堤整備が完了するまで暫定的に通年YP+1.0mで水位調節された75~95年、

(4)湖岸堤の整備完了によって、事業計画当初の目標水位である夏季YP+1.1m、冬季YP+1.3mと水位をそれ以前より高く維持した96~00年、(5)湖岸植生の急減に対応して冬季の水位を夏季と同じYP+1.1mに維持した01~04年の5つの時期に分けることができる。

このうち人為的な影響の少なかった1951年以前は、夏季の出水期の水位が高いために全体として平均水位は高めで、1年間の水位変動の幅は大きく最大水位と最低水位の差は0.72~2.57mに及んでいる。水位の25%-75%値の変動幅もおおよそ約30cm程度である。これに対し、排水工事終了後には、出水期の最高水位がYP+1.24~2.28mに下がったために、最大と最低水位の差は0.59~1.63mに縮小し、平均湖水位はYP+0.87~1.08mの範囲に収まっている。この74年までの期間は、それ以降の時期と比べると年間の最低水位がYP+0.84m(TP0.0m)以下まで低下している点が特徴的である。

ところが常陸川水門による水位管理が始まった75年以降は、水位の75%-25%値が、それ以前の19~57cm(1951年以前)、16~27cm(51~74年)に比べ、6~17cm(75~95年)と湖水位の年間変動幅が急速に小さくなった。と同時に、年間の最低水位がYP+0.64~0.93mで、21年間うち5年間をのぞいてYP+0.84(TP0.0)m以上となった。そして96~00年の期間は、さらに水位管理の目標を夏季YP+1.10m、冬季YP+1.30mと高くしたことから、最低水位はYP+0.87~1.05mと高く、年間平均水位もこれまでで最も高いYP+1.12~1.18mとなった。

V. 水生植物の急減

上に述べたような湖岸、沿岸、湖底での様々な人為による環境変化の結果、霞ヶ浦の湖岸の水生植物は、1970年代以降急速に減少してきた。湖岸植生の系統的な調査は、過去72年、82年、97年、02年の4回行われている。

このうち、霞ヶ浦総合開発事業開始直後の72年には、霞ヶ浦では沈水植物が最も広く分布し(748ha)、ついで抽水植物(432ha)、浮葉植物(32ha)、合計1212haであった。これが10年後の1982年には沈水植物が約1/5の162haに急減し、抽水植物も約7割の293haに減少した。浮葉植物は逆に2倍の64haに拡大した。そして97年には、沈水植物は0.01haとほぼ消失し、抽水植物は183ha、浮葉植物も14haと急減し、02年現在沈水植物0.07ha、抽水植物181ha、浮葉植物8.1ha、合計189haと72年のわずか16%になった。

このうち72～82年の沈水植物急減の要因は、湖水の富栄養化による汚濁の進展、光量の不足、アオコの発生などが指摘されている。また、抽水植物の長期的減少の要因としては、「沖出し」堤防建設による埋め立て、堤防の垂直コンクリート護岸に反射する波がヨシの根元を洗掘すること、また先に示した75年以降の湖水位の上昇による波浪の増大などが挙げられている。

浮葉植物が72～82年に2倍に増えたのは、この間抽水植物が139haも減少し、そのあいた空間に一時的に浮葉植物が広がったと解釈出来る。その後浮葉植物は急減するが、その要因としては75年から通年YP+1.0mの水位管理を始めたこと、そして96年からさらに管理水位を上げたことと、自然の水位の季節変化と逆の水位操作を行ったことが決定的な影響を及ぼしたとされる。

VI. 霞ヶ浦における湖岸の自然再生にむけて

2003年1月の「自然再生推進法」施行を受け、霞ヶ浦でも2004年10月に「霞ヶ浦田崎・沖宿・戸崎地区自然再生協議会」が設立され、湖岸の自然再生に向けて一歩踏み出した。法律では、生物多様性の確保を第一に掲げてあるが、多様な主体の参加、および科学的知見に基づいた長期的、順応的対応という点も重要である。その際、ここに述べた過去の人為的に引き起こされた湖岸の様々な環境変化について、多様な視点から正確に評価し、さらに生態系を主とした自然再生にとどまらず、湖岸住民やその地域社会と湖との関わりの再生も目指すことが必要と考える。

【文献】

- 平井幸弘(1987)霞ヶ浦における湖棚の構造と成因. 地理学評論, 60, 821-834.
平井幸弘(1989)日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達. 地理学評論, 62, 145-159.
平井幸弘(1995)湖の環境学. 186p, 古今書院.
茨城大学農学部霞ヶ浦研究会編(1977)霞ヶ浦. 203p, 三共出版.
鷺谷いづみ・飯島博編(1999)よみがえれアサザ咲く水辺. 229p, 文一総合出版

Ritsuo NOMURA: Human impacts on environmental variation in the 1900s: Some results from the reconstruction of the Japanese brackish sediments

20世紀は人間活動が地球環境へ大きな付加をかけてきた時代である。沿岸から内湾域にかけては人間活動が最も活発な場所であり、自然そのもののもつ自律的変動との間で複雑な環境を形成してきた。環境問題が一段と顕在化した現在にあって、環境の時間的変化を対象とする第四紀研究としては、人間活動の結果について科学的検証を行うことが生態系を含めた沿岸環境の今後を評価するうえで極めて重要なことと考える。

このような20世紀の環境変を検証する手段として、私の研究室では海跡湖の堆積物に注目しているところである。20世紀後半は、日本の各地の験潮所で水温・水位（海水準）が記録されていることもあり、堆積物から復元される諸結果との直接比較が可能である。長期の水温・水位観測の中で1980年以降の気温上昇、1945-50年代初期の海水準上昇と1960年代の水位低下は日本沿岸を特徴付ける変化になっている。さらに気候ジャンプまたはレジームシフトと呼ばれる急激な海洋表層水温変化が1900年代に6回起こったとする海洋学からの報告もなされている。このような気象・海洋学的な測定・分析結果に対して、堆積物に時間目盛りを入れることができれば、環境変化の因果関係を解釈するうえで極めて重要なものとして利用できる。この目的のためキャンベラ社の極低レベル放射能分析装置を導入し、 γ 線を使った柱状堆積物の年代測定を行っている。堆積速度の見積もりには、半減期が22.3年の鉛210と人工核種（半減期30.17年）のセシウム137を利用する一般的な方法をとっている。一般的に、遮へい体の鉛には鉛210が含まれており、鉛210の崩壊数を計測する場合に障害になるが、演者の1人である小村氏（金沢大）の協力を得て、鉛210の妨害を取り除いた環境で計測を行っている。分析試料は不攪乱柱状採泥器で採取し、表層から0.5~1.0cmごとに連続切断したものである。

以下に現在進めている場所と堆積速度および有孔虫群集の概要を述べる（但し、現時点で年代計算に使った試料の件数がまだ十分でないこともあり、測定件数の増加によって若干の年代値に変更がありうる）。

京都府久美浜湾で、表層5.5cmまでは一定した崩壊数の減少を示していることが得られ、1.3mm/yearと見積もることができた。有孔虫群集は湖底下4.0cmから3.5cmで群集変化が確認できた。富栄養化した閉鎖性海域に多い*Trochammina hadai*が急増する。この層準は西暦1972年から1976年に相当し、大規模な日本海との連絡水路の拡幅工事（1972年11月~1975年9月）と一致した。福井県久々子湖では1.2mm/yearが得られ、高知県浦の内湾では1.12mm/year、および長崎県大村湾では1.32mm/yearが得られた。これらの地域では1970年初期から中期以降、多様性のある沿岸群集から単純化した群集へ変化し、*T. hadai*の産出が顕著になる。これらの閉鎖性水域は、いずれも人為的な影響を強く反映したもので、水路の拡幅や湖岸地形の改変が主な原因である。

静岡県浜名湖では、測定放射能強度に層序的な不連続が見られたが、測定値の選別とCs-137の分布特徴から0.543mm/yearを求めた。青森県尾鮫沼では、0.197mm/yearが得られた。これらの堆積速度から求められる1950年代初期の環境は*Ammonia "beccarii"*が多産し、閉鎖性水域の水循環が活発化していたことが推定される。海水準の上昇とも密接に関連している。しかし、他の調査地点では、このような現象は必ずしも明瞭ではない。

なお、個々の詳細はここにあげられていない共同研究者とともに別途報告する予定である。

S-6 京都府北部に分布する海跡湖（阿蘇海）の湖底堆積物に見られる奇形珪藻種と湖沼環境

田中里志・船守亜希子（京都教育大）・瀬戸浩二・高田裕行（島根大・汽水）・武蔵野實（京都教育大）

Satoshi Tanaka, Akiko Funamori, Koji Seto, Hiroyuki Takata and Makoto Musashino;
The history of lake environmental change and deformed diatom species from drilling core sediments of Aso-kai Lagoon, Northern part of Kyoto, central Japan

1. はじめに

京都府北部に分布する阿蘇海は、もともと宮津湾の一部であったものが長い歴史の中で砂州（天橋立）がつくられ閉鎖されたためにできた海跡湖である。阿蘇海の最大水深はおよそ 13m で、湖底の深いへこみ部は北北西 - 南南東方向に細長く、ちょうど砂州に沿うかたちで伸びている。阿蘇海には、西側から野田川の淡水が注ぎ込まれる一方、宮津湾とは南東部の湖口でのみ連絡している。近年の湖岸の人工化や天橋立の観光地化、そして周辺住民の生活様式の変化にともない、阿蘇海における水質汚染、夏季の悪臭そして砂州（天橋立）の侵食などいわゆる“環境問題”が急速に進んでいる。しかしながら、その実態については必ずしも明確になっているとは言えない。そのため演者らは、阿蘇海の現状を把握するための調査として、水質の季節的な変化や湖底堆積物の化学的な解析を進めるとともに、時空間的な環境変遷について柱状試料による地球科学的な総合研究を行っている。現在得られつつあるこれらのデータは、阿蘇海の現状把握に止まらず、今後のあり方を考える上で重要な情報となりうると考えている。

本発表では、阿蘇海的最深部付近における柱状試料（ASC1: 383cm）中に見い出された珪藻群集の特徴と堆積物の放射化分析による微量に含まれる重金属元素の時間的な変化を総合し、柱状試料から推測できる環境変遷について報告する。

2. 試料ならびに分析

阿蘇海の最大水深部 13m 付近において圧力式ピストンコアサンプラーによるコアリングを実施して全層厚 383cm の柱状試料を得た。採取した試料は 1cm 間隔で 383 試料に分割し、最下部の試料を ASD383（深度 382-383cm）として 10cm 間隔で最上部の ASD001（深度 0-1cm）までの 40 試料を分析の対象として扱った。また、放射化分析については同じ柱状試料の深度 160cm までを対象として、上部 20cm については 10 層準（10 試料）を、深度 20~160cm では 17 層準（17 試料）の 27 試料について検討を行った。

3. 結果

〔珪藻解析〕解析を行なった ASD383~ASD001 の計 40 試料のうち、ASD100（深度 99-100cm）を除く 39 試料から 50 属 211 種（含 7 未同定種）の珪藻を見い出し

た. 主なものは, *Cocconeis scutellum*, *Coscinodiscus marginatus*, *Cyclotella striata*, *Diploneis interrupta*, *Rhopalodia gibberula*, *Surirella fastuosa*, *Tabularia barbatula*, *Thalassionema nitzschoides*, *Thalassiosira excentrica*, *Thalassiosira lineata* などである. 全体として, 海水性種の *Thalassiosira lineata* と海水～汽水性種の *Cyclotella striata* が優占する. 生息環境別では海水性種と海水～汽水性種が各層準で全体の 8 割以上を占め淡水性種は 1 割にも満たない. しかしながら, ASD140~150 (深度 139-150cm) の層準以浅において徐々に淡水性種の増加がみられ, ASD90 (深度 89-90cm) の層準以浅ではほぼ 1 割を占めるようになる.

〔放射化分析〕放射化分析により注目できる金属元素は Cr (クロム) である. 深度 160cm 全体を通してみた場合, 表層から深度 10cm までと深度 40~50cm を除きその値は 100~80ppm の値の中で変化している. 一般土壌に含まれる量としては 100ppm も多いとされるが, 上部 10cm ではその数倍以上の値を示す. その一方, 深度 40~50cm では 40ppm とその前後で比較すると極端に低い値を示している.

4. 考察

珪藻群集の解析を基に以下の 3 つの堆積環境 I~III に区分できる.

堆積環境 I (ASD383~280): 海水性種の *Thalassiosira excentrica* の減少ならびに海水～汽水性種の *Cyclotella striata* の増加から, 外洋水の影響を受け塩分濃度の高い環境から, やや塩分濃度が低下した内湾環境へ移行する環境が発達したと推定できる.

堆積環境 II (ASD270~110): 海水性種の *Thalassiosira lineata* や海水～汽水性種の *Cyclotella striata* などが優占する. ASD150 の層準で産出する珪藻殻数が急激に増加し, その後 ASD110~100 にかけて著しく減少している. 総珪藻殻数は減少しているが淡水性種が増加している. このことから外洋水の影響が小さくなったことが推定できる.

堆積環境 III (ASD100~001): 海水性種の *Thalassiosira lineata* や海水～汽水性種の *Cyclotella striata* が優占するが, *Cymbella* 属や *Pinnularia* 属および *Stauroneis* 属など, 淡水性種の増加が特徴的にみられる. このことから, 砂州 (天橋立) の発達により湖口が閉塞化し, 河川 (淡水) の影響を強く受けた環境に変化したことが推定できる. 特に深度 80cm 前後においては, 海水生種が減少し淡水性種の増加が顕著にみられる.

このように全体として, 海水準の低下と砂州の発達により, 堆積環境 I~III へと海水交換の大きい環境から淡水の影響を受けた内湾環境に変化したことが考えられる. また, 上部 30cm 前後において変形した珪藻種 (奇形種) を見ることができる. このような変形した珪藻種と重金属元素の濃集層との関連については現在のところ十分な議論ができていない. 阿蘇海の環境問題は, これらの問題も含めてさらに総合的な研究が進められる必要がある.

S-7 出雲地域における花粉組成変遷と「歴史」による解釈

渡辺正巳（文化財調査コンサルタント(株)）

Masami WATANABE; Interpretation by "the history" of a change in pollen assemblage in Izumo area

「出雲国風土記」について

「風土記」は奈良時代の初め（713年：和銅6）に、元明天皇の「諸国郡郷の名は好字を着け、郡内に生ずる銀・銅・彩色・草木・禽獣・魚虫等の色目を録し、また土地の肥瘠、山川原野の名号の由来、古老相伝の旧聞異事を史籍に載せて言上せよ」との命によりに諸国の地誌、民族誌を編纂したものである。

「風土記」のうち完全に現存するものはないが、(733年：天平5)に成立した「出雲国風土記」のみがほぼ完本で残り、「播磨国風土記」、「肥前国風土記」、「常陸国風土記」、「豊後国風土記」が一部欠損して残っている（加藤, 1981）。

「出雲国風土記」には、この地域の地形景観にあわせ畑作物、森林資源などのほか、役所、神社仏閣の位置、地名の由来などが記されている。また、「出雲神話」として語られるものの多くは、地名由来の伝承としてを記載されたものが多いようである。このように「出雲国風土記」は、8世紀頃の出雲地方の様相を示す「歴史」と言える。

山陰地方中央部（中海・宍道湖地域）の花粉組成変遷

山陰地方中央部（中海・宍道湖周辺地域）の地域花粉組成変遷は、大西ほか（1990）、大西（1993）によりまとめられた。その後、西は島根県大田市波根（廉・渡辺, 1996）、東は鳥取県淀江町（渡辺ほか, 2000）までの地域で、花粉組成がほぼ同じ傾向で変化することが明らかになっている。その後渡辺ほか（2003）により地域花粉帯に変更が加えられ、推定年代に変更が加えられつつある（表1）。

近年、出雲平野の開発に伴い花粉分析が実施され、「歴史時代」のデータが蓄積されている。また、「出雲国風土記」の科学的実証が目的とされるようになってきた。そこで、歴史時代の花粉分析結果に対し「出雲国風土記」を踏まえた考察を行う。

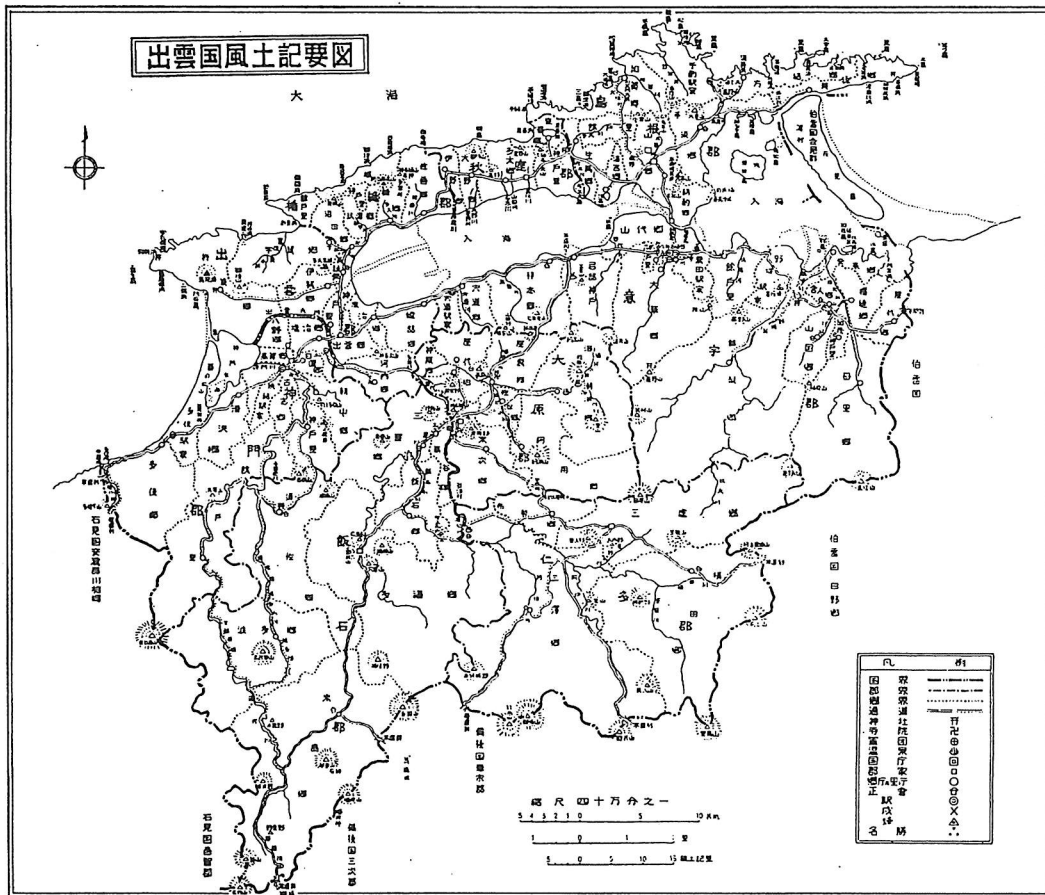


図 1 出雲国風土記要図（加藤，1981）
表 SB1の層序と地域花粉帯および境界年代

層序	大正(1977)の 地層番号	花粉帯	花粉帯	各花粉帯の開始年代
最上層	1	イネ科	マツ・スギ属	
	NIIIb 2		マツ属	
	NIIIa 3		アカガシ亜属 コナラ亜属	AD5~120
上部泥層				
	NIIb 4	アカガシ亜属 シイノキ属	スギ属	3000yBP頃以降
	5		イヌマキ属	4500yBP頃以降
	6		クマシデ属	6750yBP頃以降
	7		アカガシ亜属	7500yBP頃以降
中部泥層				
	NIIa 8	マツ属 - モミ属	ニレ属-ケヤキ属	7850yBP頃
	9		モミ属	8200yBP頃
	10		ムクノキ属 エノキ属	8550yBP頃
	11	ブナ属 - ツガ属	ツガ属	9300yBP頃
	12		クマシデ属	9600yBP頃
下部泥層				
	NI 13	ムクノキ属 エノキ属	ブナ属	9800yBP頃
	14		コナラ亜属	10000yBP頃
境層				
所第三系				
	S 15	ハンノキ属 コナラ亜属		
	16	コナラ亜属 ハンノキ属		

*: 年代は暦年校正年代

S-8 斐伊川の東流イベントとそれが及ぼす堆積環境への影響

瀬戸浩二（島根大・汽水）・中武誠（島根大・地球）・佐藤高晴（広島大・総科）
Koji SETO, Makoto NAKATAKE and Takaharu Sato: Diversion event of
Hii River and its influence to sedimentary environments in Lake Shinji.

斐伊川は、幹線流路延長が 153km に達する出雲地方最大の河川である。斐伊川本流の河川水は宍道湖に直接流入し、その水量は流域面積から単純計算して約 70% と見積もられている（高安，2001）。しかし、現在のように斐伊川本流が宍道湖に流入するようになったのは江戸時代初期からで、それまで大社湾に向けて西流していた斐伊川は、1635 年あるいは 1639 年の大洪水によって東に流路を変更した（徳岡ほか，1990）。このような河川システムの大きな変化は宍道湖の湖水環境にも変化を与え、それ以前の汽水環境から淡水環境に移り変わったことが堆積物に記録されている（徳岡ほか，1990）。とくに、堆積物中の全イオウ（TS）濃度は大きく変化し、それによって斐伊川東流イベントの層準を容易に認めることができる（Sampei *et al.*, 1994；田村ほか，1996）。

このような災害によってもたらされた大きな河川システムの変化は、宍道湖の堆積環境にどのような変化を与えたのだろうか？本研究では、宍道湖から得られた 2 本のコアを堆積学的な観点から解析することによって、斐伊川東流イベント前後の堆積環境を比較し、堆積過程の相違について議論する。

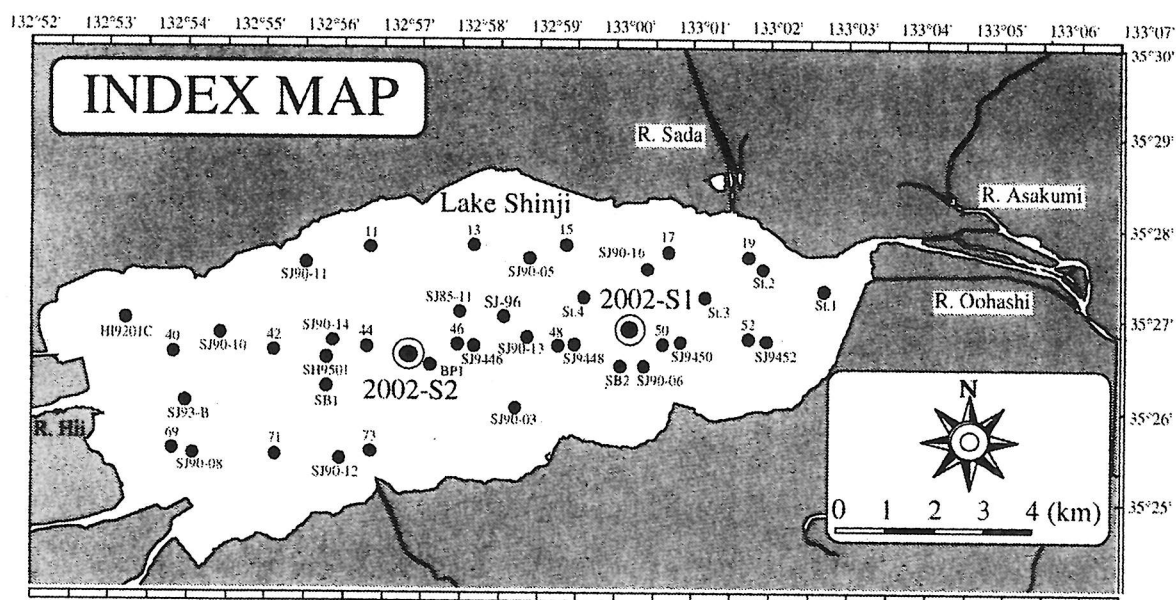


図1 コアリング位置図

本研究で得られたコアは、2002-S1 コアと 2003-S2 コアの 2 本である。両コアは空気圧入式ピストンコーラーを用いて採取し、研究室に持ち帰った後、1cm 間隔で分取した。2002-S1 コアは、2002 年 7 月 22 日に宍道湖の東側 (N35° 27.105, E133° 00.174') で採取し、採取地点の水深は 4.9m であり、コア長は 303cm である。本コアは、主に泥質堆積物で構成されており、深度約 160cm より下位の層準からはヌマコダキガイを多く含んでいる。2003-S2 コアは、2003 年 5 月 20 日に宍道湖湖心部 (N35° 26.824', E132° 57.003') で採取し、採取地点の水深は 5.6m であり、コア長は 388cm である。本コアも、主に泥質堆積物で構成されており、深度約 210cm より下位の層準ではヌマコダキガイを含んでいる。

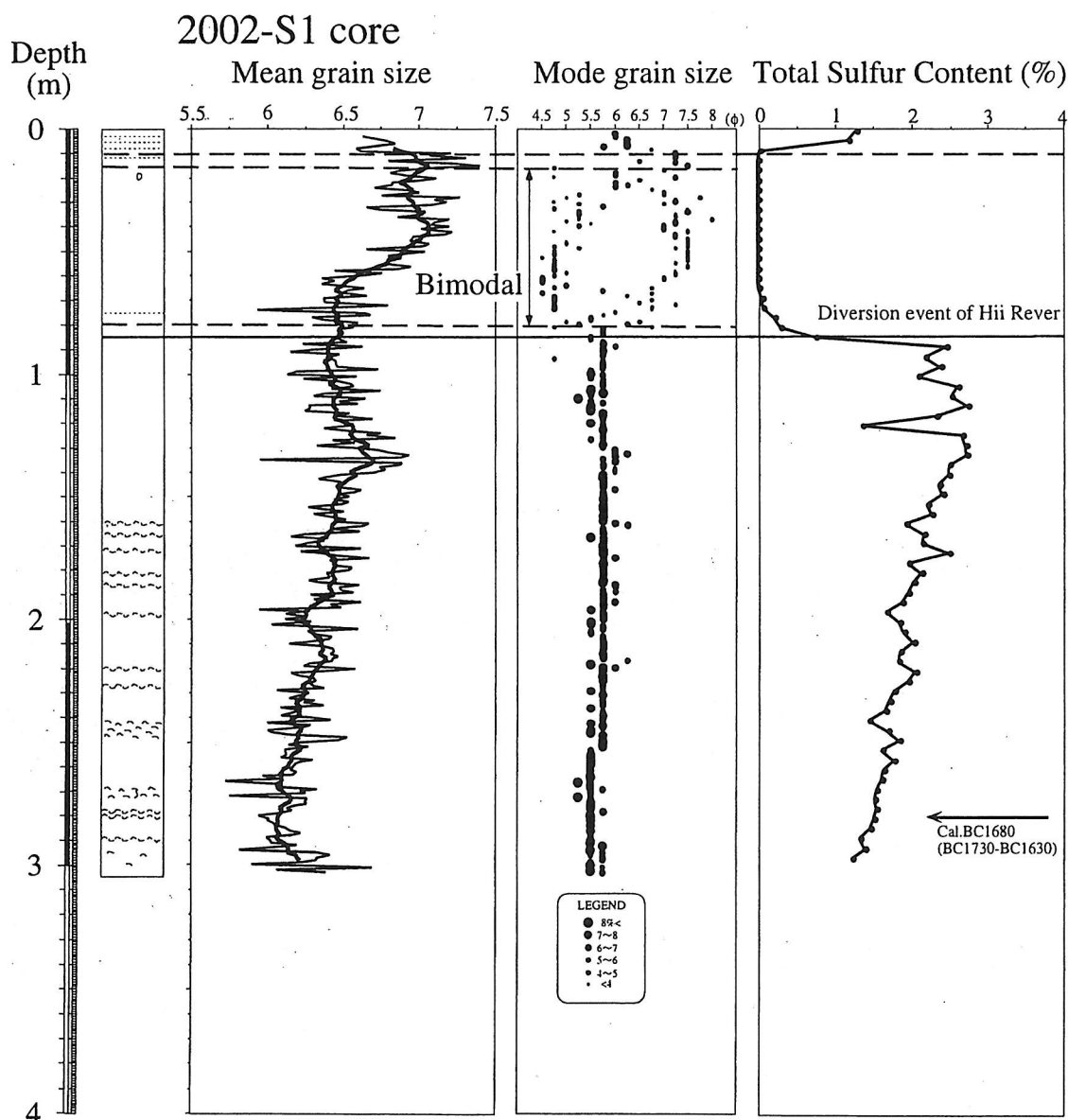


図2 S1 コアにおける平均粒径、モード粒径、全イオウ濃度の層位変化

2本のコアについて、CNS 元素分析及び粒度分析を行った。また、2002-S1 コアでは1層準、2003-S2 コアでは2層準について、AMS14C 年代測定を行った。その結果、2002-S1 コアでは深度 85cm 付近に、2003-S2 コアでは深度 165cm 付近に斐伊川東流イベントが認められた。

斐伊川東流イベントの年代を 1630 年とすると、イベント前の平均的な堆積速度は、2002-S1 コア及び 2002-S2 コアにおいてそれぞれ 0.6mm/y と 0.8mm/y であった。それに対して、イベント後は、それぞれ 2.3mm/y と 4.3mm/y と大きく異なり、地域間の格差が生じている。堆積速度は、斐伊川河口に近い 2002-S2 コアで速い。この傾向は田村ほか（1996）でも指摘されており、斐伊川東流に起因するものと考えられている。

全有機炭素（TOC）濃度は、イベント前は 2%前後と高く、イベント後は 0.7～0.9%と低い値を示している。しかし、堆積速度を考慮した単位時間当たりの有機物埋積量は、イベント後の方がイベント前より大きい。イベント前の堆積物の TOC/TN 比が 8 前後であることから、その多くは湖内で生産されたもので、相対的に生産性が高かったことを示唆している。一方で、イベント前は、湖内生産のほかに陸上有機物の負荷も比較的あったことが推定される。また、TOC/TS 比から、イベント前は比較的還元的な汽水環境であったが、イベント後は酸化的な淡水環境であったことが推定される。

それぞれのコアについて粒度の頻度分布ヒストグラムの特徴を検討すると、斐伊川東流イベント前は、正規分布を示すのに対し、イベント後はバイモーダル分布を示すことが明らかとなった。層準によって多少異なるが、主・副モードはほぼ同頻度であり、2002-S1 コアでは 4.5 ϕ と 7.5 ϕ にモードを、2002-S2 コアでは 5.5 ϕ と 7.0 ϕ にモードを持つ。これは、碎屑物の運搬システムが 2 系列存在することを示唆している。粗い粒径のモードは、東側が粗く、細かい粒径のモードは西側が粗い。このことから粗い粒径の粒子は東側から供給され、細かい粒径の粒子は西側から供給されたと推定した。一方、イベント前のモードは、東側が粗く、西側が細かい傾向を持つ。このことから、この碎屑物は東側から供給されたものと思われる。

斐伊川東流イベント後の西側から供給された細かい粒径の粒子は、斐伊川から流入している淡水が関わっていることは容易に推定できる。一方、東側からの碎屑物の供給システムは、イベント前後で異なるものと思われる。イベント後の粒子はそれ以前より粗いことから、イベント前より高いエネルギー条件であったものと思われる。この供給システムとして大橋川から流入する密度流の存在を推定した。すなわち、矢道湖が汽水環境から淡水環境に遷移することにより、大橋川あるいは中海の水塊と密度差が生じることになり、そのため矢道湖底部に密度流が形成された。しかし、密度流によって供給された塩水は、現

在のように矢道湖底に長く停滞することはなく、循環され、消失であろう。そのため、全イオウ濃度は低い値を示すものと思われる。イベント前は、矢道湖と大橋川では、密度差が小さいため、エネルギー条件の高い密度流は生じなかった。そのため、比較的細かい粒子が供給されたと思われる。さらに、陸源有機物も含んでいることから、東部の河川からも供給されているものと思われる。いずれにしても、イベント前は堆積速度が著しく低いため活発に供給されたものではないであろう。以上のように、斐伊川東流イベントは、矢道湖の湖水環境、堆積環境に著しい影響を与えた。今また、矢道湖の環境に対して人為的に変化を与えようとしている。我々はその影響を十分に検討し、慎重に行動する必要があるだろう。

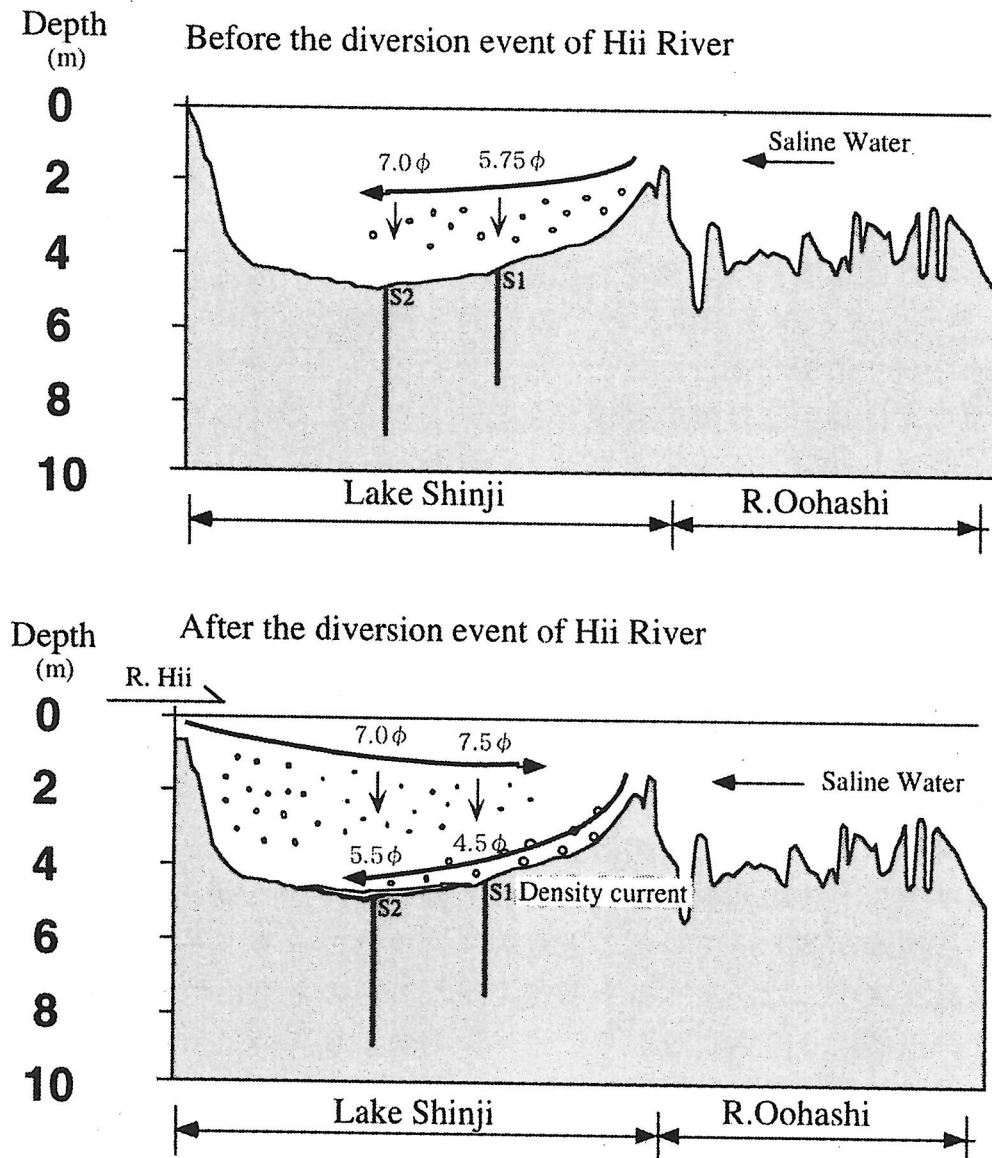


図3 斐伊川東流イベント前後の碎屑物供給システム

S-9 底生有孔虫化石群にもとづく過去1200年間の阿蘇海の貧酸素水塊と天橋立の変遷

高田裕行・瀬戸浩二(島根大・汽水)・坂井三郎(JAMSTEC-IFREE)・田中里志
(京都教育大・地学)・高安克己(島根大)

Hiroyuki Takata, Koji Seto, Saburo Sakai, Satoshi Tanaka and Katsumi Takayasu; Past 1200 years transition of oxygen-poor hypolimnion and sand-bar "Amano-hashidate" in Aso-kai Lagoon inferred from benthic foraminifera

(はじめに) 阿蘇海は、京都府北部に位置する海跡湖(最大水深 約13m)である。阿蘇海と外海の宮津湾とは、砂州である天橋立によって隔てられ、南東部の湖口でのみ連絡する(図1)。そのため、阿蘇海の深水層には、ほぼ恒常的な貧酸素水塊が発達している^{1), 2)}。一方、古い記録によると、歴史時代の天橋立の形状は現在とは異なっていたとされ、また台風によって砂州が何度か決壊したとされる。こうした歴史時代の環境変遷は湖底堆積物に記録されていると思われるが、これまでに本水域で堆積物柱状試料の解析にもとづいた研究事例はほとんどない。本発表では、阿蘇海中央部において採取された2本の柱状試料ASC2とAso4-2の底生有孔虫化石群を検討して、1) 深水層の状態、とくに貧酸素水塊の形成がどのような過程を経たか、2) 古い記録に記された砂州の決壊などの突発的なイベントが見いだせるか、について考察した結果を報告する。

(試料と方法) 柱状試料ASC2(層厚398.5cm)とAso4-2(層厚160.3cm)は、阿蘇海のほぼ中央部の水深11.4mにおいて採取されたもので(図1)、おもに泥質堆積物からなる。前者の1層準、後者の2層準で行われた放射性炭素年代測定の結果から判断して、柱状試料ASC2とAso4-2は、それぞれ過去約1200年、約500年間の記録であると考えられる。これらの柱状試料から層位間隔約10cmで分取された試料について、底生有孔虫化石群を解析した。柱状試料ASC2の底生有孔虫化石群については因子分析をおこない、現生底生有孔虫の生態^{2), 3), 4)}にもとづいて各因子の意味づけをおこなった。なお、柱状試料ASC2の上部は有孔虫の産出に乏しく、因子分析で議論可能な層準に限られるため、考察にあたって特徴種の産出頻度も検討した。その際、同一地点で採取された柱状試料Aso4-2の結果も併せて用いた。

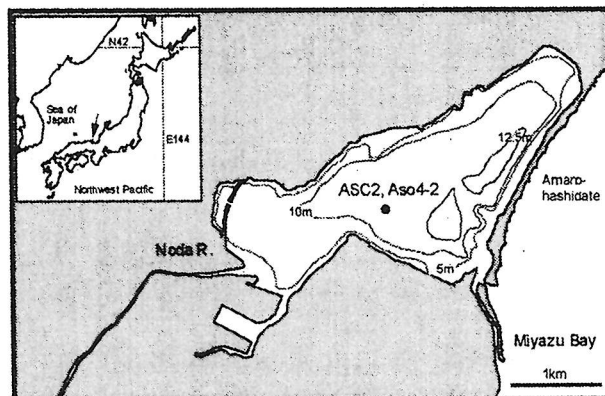


図1. 柱状試料の採取地点.

(結果) 柱状試料ASC2の底生有孔虫化石群について因子分析をした結果、全分散の90%を説明する5つの因子が抽出された。このうち、因子1は*Trochammina cf. japonica*で代表され、季節的な貧酸素環境を指標する⁴⁾。因子2は*Elphidium somaense*, *Ammonia* sp.A, *Ammonia japonica*で特徴づけられ、内湾の比較的に酸素に富む環境を示すと考えられる³⁾。因子3は*Virgulinea fragilis*で代表され、恒常的な貧酸素環境を指標する²⁾。このほか、因子4は*Quinqueloculina* sp.A, *Miliolinella* sp.Aで、因子5は*Eggerelloides advena*で特徴づけられる。

(考察1) 柱状試料ASC2における因子負荷量の層位変化(図2)から、阿蘇海深部の環境は、おおよそ以下のように変遷したと思われる。柱状試料下部(深度370~155cm)では、内湾の比較的に酸素に富む環境(第2因子)と季節的な貧酸素環境(第1因子)の交替が2回繰り返された。一方、柱状試料上部(155~0cm)では、下位で第4因子群集が短期間卓越した後、恒常的な貧酸素環境(第3因子)へと移行した。この柱状試料上部では、第3因子群集の特徴種である*V. fragilis*が深度120~100cmおよび60~0cmで、第1因子群集の特徴種である*T. cf. japonica*が深度80~70cmで、それぞれ多産している(図3)。同様な変遷は、柱状試料Aso4-2においても認められる(図3)。よって、柱状試料ASC2の上部では、阿蘇海の深水層はおおむね恒常的な貧酸素状態にあったが、深度80~70cmで季節的な貧酸素状態へ一時的に推移したと考えられる。以上のように、過去約1200年間に阿蘇海の深部は、概して内湾の比較的に酸素に富む環境から閉塞的な沿岸潟湖の恒常的な貧酸素環境へと移行し、その過程で溶存酸素レベルが幾度かにわたり短期間に大きく変動したことも、明らかになった。

(考察2) 絵画や古文書などから判断して、歴史時代における天橋立の状態は現在のものとは異なっていたと考えられる。雪舟の描いた水墨画「天橋立図」(AD 1501?-AD 1506?)には、現在よりも広い湖口で、阿蘇海と宮津湾がつながっていた様子が描かれている。「天橋立図」が描かれた頃の16世紀初頭は、深度210-140cm付近の季節的な貧酸素状態だった層準あるいは4因子群集が卓越していた層準にあたると思われる。また、明治時代にまとめられた漁業記録によると天和年間(AD 1681~AD 1684)、天明年間(AD 1781~1788)と明治3年(AD 1871)に、台風によって砂州である天橋立が決壊したとの記述がある(内藤, 私信)。AD1700年付近に相当する柱状試料ASC2の深度80~70cmおよびAso4-2の深度60cm付近でみられる季節的な貧酸素状態は、天和年間の台風による砂州の決壊に対応したものと思われる。よって、記録された3回の台風の被害のうち、天和年間のものは、阿蘇海深水層の溶存酸素レベルも大きく変える大規模なものであったことが示唆される。以上のように、堆積物柱状試料の解析によって導かれた深水層の溶存酸素レベルの変遷から、砂州である天橋立の状態に関しても言及できる可能性がある。

(引用文献)

- 1) 中西ほか (1979) 京都府海洋センター研究報告, **3**, 103-110.
- 2) Takata et al. *J. Micropalaeontology*, in press.
- 3) 小杉ほか(1991) 化石, **50**, 37-55.
- 4) Matsushita and Kitazato (1990) *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*, 695-715.

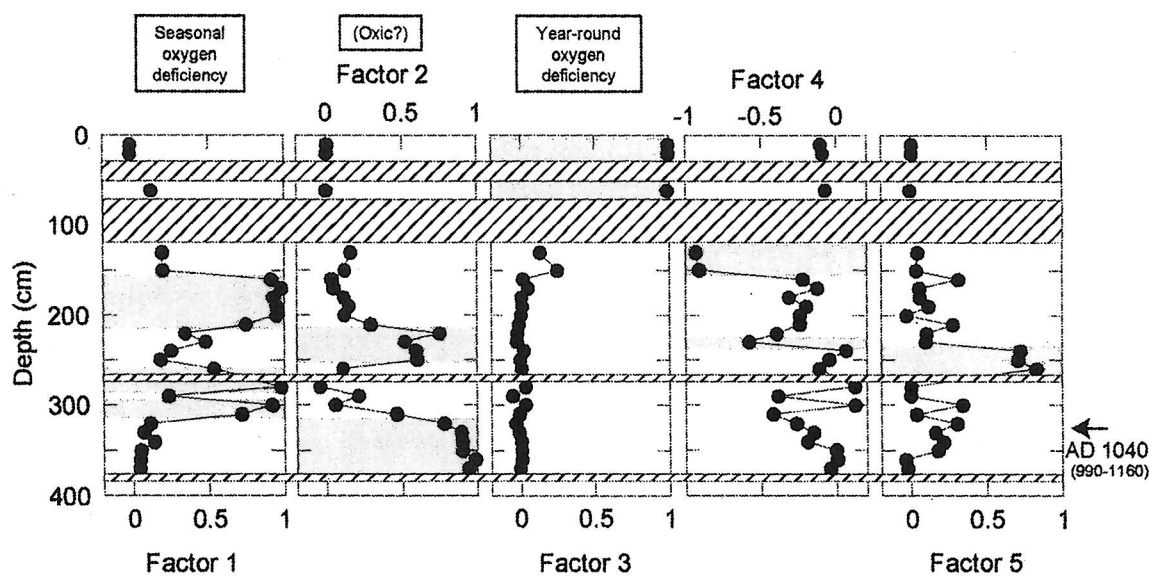


図2 柱状試料ASC2における因子負荷量の層位変化.

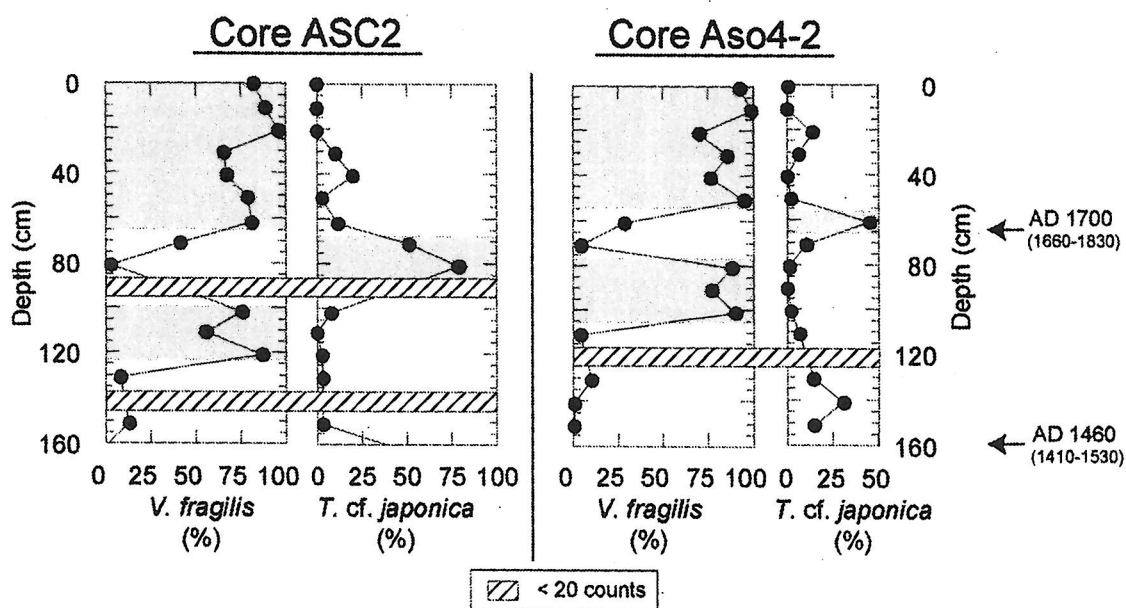
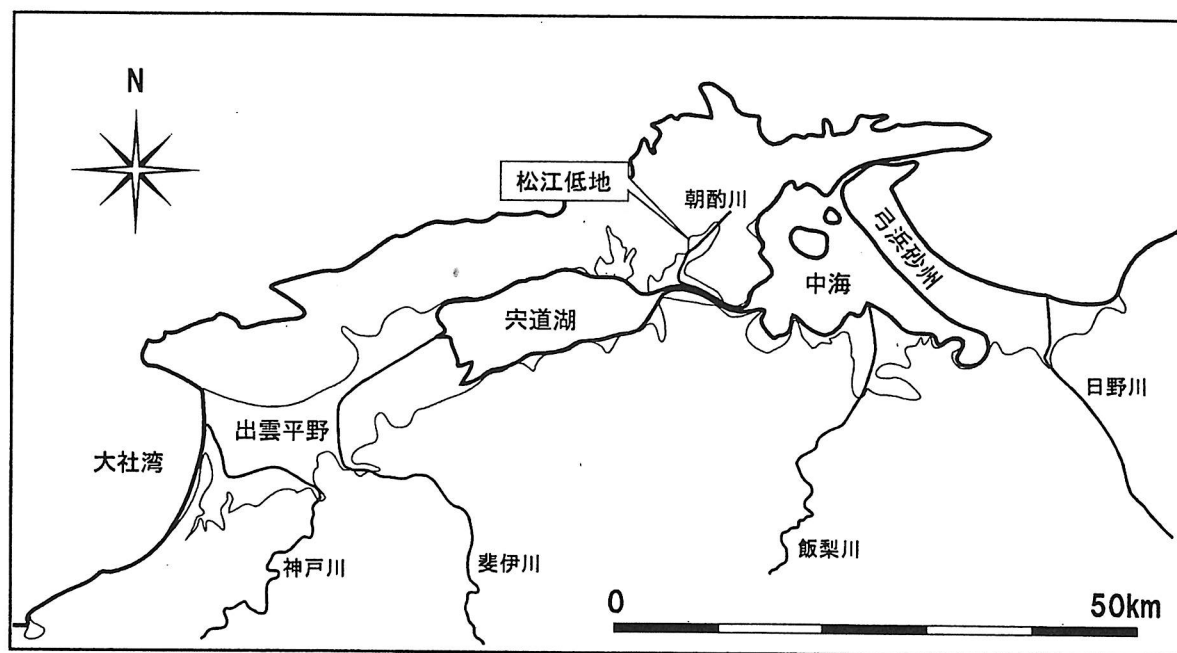


図3 柱状試料ASC2の上部およびAso4-2における
*Virgulinitella fragilis*と*Trochammina cf. japonica*の産出頻度の層位変化.

Tadashi NAKAMURA: Holocene Paleogeography and Sea Level Changes in the central part of Sanin region



島根県東部から鳥取県西部にまたがる地域に存在する低湿地遺跡の地質学的調査から、当地域における完新世の古環境変遷について検討した。

山陰地方中部には、中国山地北縁の丘陵地帯と島根半島に挟まれた宍道低地帯があり、ここには、中海・宍道湖と出雲平野、弓浜砂州(米子平野)などで構成される一連の沖積低地システムが存在する。また、当地域は弥生時代から古代にかけて「古代出雲文化」と呼ばれる特徴的な文化が栄えた地であり、数多くの遺跡が知られている。本研究では、中海・宍道湖に挟まれた松江低地に立地する低湿地遺跡「朝酌川遺跡群」を中心に調査を行った。なお、同遺跡群の発掘調査は島根県教育委員会などによって継続的な調査が行われた。本研究は発掘調査に共同参加する形で、考古学分野の担当者の協力のもとに実施したものである。朝酌川遺跡群は松江低地の北東部を流れる朝酌川の河岸にあり、標高+1~-2mの範囲に分布する河川堆積層が遺物包含層である。地層は側方付加と削剥を繰り返して形成されたものがあるために分布は必ずしも連続的ではないが、広範囲にわたる発掘

によって縄文時代晩期から近世までの各時代の堆積層が確認されている。層相は、チャネル基底部に中礫～極粗粒砂を主体とする砂礫層がある。その上位には砂層を所々に挟む泥層が重なり、上方細粒化が顕著なセットをなす。このセットが削り面を介して重なり、側方付加堆積体を構成している。その中に含まれる遺物は時期が異なるものが混在するが、最新のものを抽出し、さらに上下の地層と対比することで、それぞれのセットの堆積時期を年代幅100年以下、奈良時代以降については年代幅50年程度の精度で特定することができる。河川堆積層の下位には内湾～潟湖の堆積層が分布し、そこには鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)層が挟まれている。なお、K-Ahは宍道湖湖底や出雲平野の掘削コアにおいても確認できている。以上の地層の堆積環境を解析する指標として、全イオン濃度および全有機炭素濃度の分析を行った。あわせて、古海面高度を反映したものと判断される微地形、人的遺構等についても検討した。人的遺構については、例えば護岸遺構、低高度に存在する貝塚などがある。この結果、以下のように考えることができる。(1)当地域では、最終氷期以降の海面上昇にともなう海進は、K-Ah降灰頃が極大だった。当時の海面高度は現在とほぼ同水準であったとみられる。なお、宍道湖が最も海的要素が強い環境になったのはK-Ah降灰よりも前の段階と推定でき、海水交換には湾口部(大社湾側)での砂嘴発達の影響が大きいと予想される。(2)縄文時代前期に海面高度が最高位に達した。その相対高度は+1m程度と見積もられる。(3)古墳時代には海面高度が若干低下していた可能性がある。奈良・平安時代の「中世温暖期」については、河川堆積層が細粒化する傾向が認められ、古墳時代の低海面からの海面上昇によって三角州の前進が鈍化したことが考えられる。この時期に現在を上回る高海面は認められなかった。また、中世以降は治水により河道が固定されたとみられ、河川堆積層の連続性が悪くなる。そのため、江戸の寒冷期における海面低下は検出することができなかったが、宍道湖はこの時期に淡水に近づいたことが知られている。以上のように、当地域では海進極大期以降の海面変化は比較的小さかったとみられる。この変化は、出雲平野など規模が大きな沖積平野の地形発達に与える影響はごく小さかったと思われる。出雲平野はおもに斐伊川と神戸川の三角州・扇状地で構成されている。神戸川の流域には縄文時代に2回の火山活動を行った三瓶火山があり、その火砕物が地形発達に大きな影響を与えている。斐伊川は近世を中心に砂鉄採取と製鉄が盛んに行われ、多量の土砂流出が生じている。これらの要素は、宍道湖の環境に対しても大きな影響を与えたと推定できる。

【はじめに】

現在、日本列島の汽水湖沼の多くは、沿岸低地帯に広く分布する沿岸潟湖に分類される。この潟湖の形成には、完新世における相対的海水準変動、沿岸流による砂州の形成や、山地部からの河川などによって運搬される碎屑物量変化、さらに近年には人為的な土地改良の影響などさまざまな因子が作用しあいながら現在に至っている。

本講演では、汽水湖沼の一例として、縄文海進時に「古宍道湾」(徳岡ほか, 1990)とされていた島根県東部宍道湖およびその西方地域(本研究では宍道湖水域と表記)を対象として、水域内の複数地点で掘削された長尺コアの年代学的、堆積学的、地球化学的検証から、宍道湖水域における汽水湖沼の形成過程を中心とする環境変動を高時間分解能で復元した。

中海・宍道湖地域における完新世の地質学的・古地理学的検討は、水野ほか(1972)、大西・松田(1985)、徳岡ほか(1990)、中村ほか(1996)などによって詳しくまとめられている。とくに、宍道湖水域においては、おおよそ完新世初期から続く海面上昇が、西方に開いた内湾(「古宍道湾」と命名)を形成させ、その後、斐伊川および神戸川ファンデルタによって水域の埋積が進行し、内湾の東西分断化を引き起こす。分断化された東方の水域(現在の宍道湖)は、5,500年前頃の縄文海進高頂期に、「古宍道湾」と「古中海湾(現在の中海)」が狭い海峡で通じることで、現在と同じ水循環になる。一方、西方の水域(「神門水海」と命名)は、汽水環境が続く中で斐伊川のプログラデーショナルなデルタ前進によって徐々に埋積され陸地化することで現在の出雲平野が形成される、というおおかた類似した古地理に関する見解が出されている。しかしながら、従来の研究では、個々の古地理の時代区分にずれが認められたり、水域内の水質等の環境情報が解明されていないことなど問題・課題点も多く残り、さらに、今回の検討によって初めて明らかにされた三瓶山の火山活動との関係についても言及されていない。近年、筆者らによる環境解析用掘削コアの研究によって、宍道湖水域における古地理に関する新知見が得られつつある(たとえば高安, 2000)。本講演では、宍道湖(SJ96 コア)、出雲平野南東部神西湖(JZ01 コア)出雲平野北西部(HS02 コア)で採取された3本のコア試料について、放射性炭素年代測定によって詳細な堆積年代を算定するとともに、高時間分解能かつ高精度地球化学分析によって得られたマルチプロキシデータに基づく古環境復元結果から、宍道湖水域における汽水環境の変遷史を推定した。なお、本研究では、年代についてはすべて暦年代値に変換したものをを用いて議論している。

【SJ96 コア】

宍道湖のコア SJ96 は、湖心やや東寄り鳥ヶ崎沖約 2.1km で北緯 35 度 27 分，東経 132 度 58 分 50 秒，水深 5.7m の地点で掘削された全長 23m の堆積物である。深度 14.83m 以深は，上部更新統安来層および中部中新統基盤岩が累重する。深度 14.83m 以浅は下位と不整合関係になっている完新統中海層である。その層相は，下部で砂泥互層が，上位につれて泥層が支配的になる。また，深度 7.83m に鬼界ーアカホヤ (K-Ah) 火山灰層が挟在する。16 層準での植物片や貝殻片の放射性炭素年代測定結果では，中海層の基底は約 9,200 年前の有機質泥で構成される。

【JZ01 コア】

コア JZ01 は，出雲平野南西部に位置する神西湖の湖心で北緯 35 度 19 分 30 秒，東経 132 度 41 分 04 秒，水深 1.55m の地点から採取された全長 24.3m の堆積物である。神西湖は江戸時代に人工的開削によって外洋と通じた面積 1.35km²，平均水深 1.1m の小規模な汽水湖である。コアの層相は下部が砂泥互層で，中部が平行葉理をもつ泥層，上部が塊状泥層で主に構成される。コアの最下部は礫層と上位に累重する有機質泥で構成され，約 9,300 年前と推定される。13 層準での放射性炭素年代測定値および K-Ah テフラの降下年代に基づき年代モデルを構築した。

【HS02 コア】

コア HS02 は，出雲平野北西部の出雲大社東方に広がる山地と浜山砂丘に挟まれた低地帯で北緯 35 度 23 分 25 秒，東経 132 度 43 分 01 秒，標高 1.56m の地点から採取された全長 40.0m の堆積物である。奈良時代に編纂された「出雲国風土記」では「神門水海」とされる潟湖内に，江戸時代初期に描かれた絵図では，「菱根の池」と記されている沼沢地とされる場所である。コアは下部が砂泥互層で，中部が平行葉理をもつ泥層，上部が砂泥互層から砂礫主体に変化していく層相で構成される。最下部は約 9,850 年前とされる礫層で構成される。13 層準での放射性炭素年代測定値に基づくと，HS02 は，約 1 万年前から約 1,000 年前までの堆積物とみなされる。

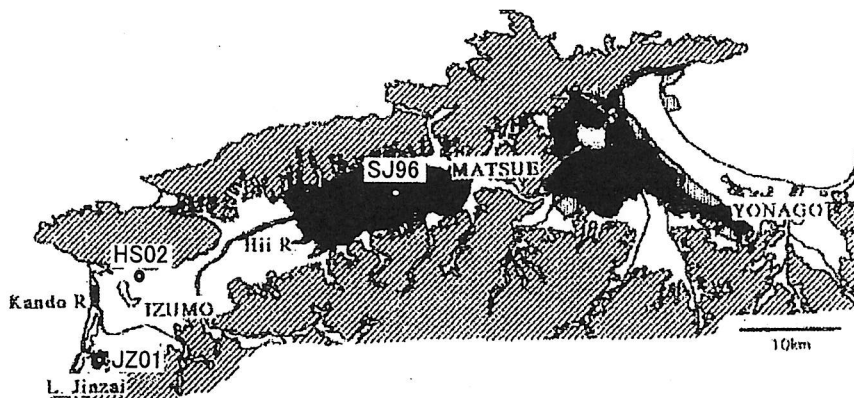


図 コア採取地点

【宍道湖水域における完新世古環境変動】

●完新世初期における縄文海進と汽水環境の形成過程

1万年前以降の世界的な温暖化に伴う海面上昇によって、水域西部では少なくとも9,300年前（基盤の深い谷部では9,850年前）に、東部では9,200年前には海水侵入の証拠が認められる。その後、いずれの地点においても、全イオウ（TS）濃度が高い破片状貝殻片を含む砂泥互層の特長をもつ内湾堆積物が堆積する。とくに、8,000年前前後にはすべての地点においてウニ殻化石の密集層が認められ、当時の水塊が外洋性に近いもっとも高塩分な環境下になっていたと推定される。その後、K-Ah テフラ層の直上にあたる約7,100年前頃に、JZ01 および HS02 の層相が、有機質な平行葉理構造をもつ泥層に変化する。平行葉理は微細構造観察によって「年縞」と考えられるため、7,100年前を境にして、水域が砂州によって閉ざされた閉鎖的な高塩分汽水環境に変化したことを示している。この原因として、7,100年前に海進スピードの著しい低下が生じ、それが外洋と内湾の境界部において沿岸流による砂州の形成・固定を引き起こしたためと考えられる。中村ほか（1996）では、縄文海進最頂面が5,500年前頃と推定されているため、海面の上昇とともに、砂州も累重するように形成されつづけたことが考えられる。山田・高安（未公表データ）による出雲平野西部の砂丘における掘削コア中の年代測定結果から、砂州の形成が8,000年前以降開始されたこともこの見解を支持する。

●斐伊川ファンデルタの発達が水塊に与えた影響

水域東部の SJ96 では、約6,500年前に相当する深度6mでの急激なTS濃度の減少と、堆積速度の低下（3.5mm/yr から 1.1mm/yr）が認められる。このことから、古宍道湾を東西分断化させた斐伊川ファンデルタは、約6,500年前には、ほぼ前面に横たわる島根半島に部分的に接したと考えられる。さらに、SJ96の堆積速度は4,000年前にさらに減少（0.5mm/yr）する。このことから、少なくとも4,000年前には、斐伊川から流れ込む碎屑物の供給がほとんど無くなり、斐伊川は西方への流路をもつことが示唆される。一方、西部では、斐伊川ファンデルタの発達によってさらに貧酸素水塊の発生が強化され、西部水域全体において「年縞」の形成・保存を促進させる閉鎖的汽水環境になっている。

●三瓶山火山活動と西部水域の淡水化事件との関係

水域西部の JZ01 および HS02 コア中の約5,300年前および3,900年前の層準に、層厚5～15cm程度の洪水性堆積物が挟在する。この洪水性堆積物は、級化したデイサイト質軽石を多量に含む礫～砂質シルトで構成され、弱ラミナ構造を呈する。福岡・松井（2002）によると、AT降灰後の三瓶火山は第Ⅳ期からⅧ期までの5つの火山活動ステージに区分される。今回の検討から、2つのコアに認められる洪水性堆積

物が構成鉱物種の特殊性と地理的特性および、推定年代値から判断すると、約 5,300 年前のそれは第Ⅵ期の志学火砕流堆積物に、3,900 年前は、第Ⅶ期の太平山火砕堆積物が神戸川を流下したものが洪水性となって堆積したものと考えられる。とくに、3,900 年前は、挟在する洪水性堆積物の上下の層準において、上位の層準では堆積層相の塊状化や TS 濃度がほぼ 0wt%になる急激な低下傾向が認められ、これは洪水堆積物を挟んで、閉鎖的な汽水から淡水に環境が一変したことを示唆する。今後、火山噴出物と洪水堆積物の化学組成や屈折率などから詳細な比較検討を行なう必要はあるものの、三瓶山の火山活動が汽水環境に与えた影響は大きかったと推測される。一方、水域東部の SJ96 では目立ったイベント堆積物は認められないことから、直接的な影響はなかったと推定される。

●完新世後期の海面上昇と「神門水海」の消失

縄文海進期以降の海水準変動について、水域西部では、JZ01 では 2,500 年前頃に、HS02 では 2,800 年前頃に TS 濃度の増加が認められるようになり、一時的な小海進によって水域が汽水環境に再び転じたことが明らかになった。山陰地方では、約 2,000 年前付近の海面低下（たとえば中村ほか、1996）が知られており、今回の結果とは調和的ではない。その後、神戸川河口が北上することと、斐伊川の河口も北部に流れ込むことで、約 1,600 年前より 1,000 年前にかけて「神門水海」の埋積が急速に進行した。HS02 では、粗粒なデルタ堆積物が、JZ01 では外洋と繋がる水路が埋め立てられたために、1,000 年前に汽水から淡水環境に変化する。この埋積は北部より進められ、その速度は 17m/yr のデルタ前進であらわされる。

【今後の課題】

中海・宍道湖・出雲平野の一連の水域は、完新世古環境変動を論じる場合、一括して議論されるべきである。そのため、今後大橋川や中海などの東部地域における、同程度の環境解析が可能な長尺コアの採取および分析が必要となってくる。

【引用文献】

- 福岡 孝・松井整司、2002、AT 降灰以降の三瓶火山噴出物の層序。地球科学, 56, 105-122.
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治、1972、中海・宍道湖の形成過程とその問題点。地質学論集, 7, 113-124.
- 中村唯史・徳岡隆夫・大西郁夫・三瓶良和・高安克己・竹広文明・会下和宏・西尾克己・渡辺正巳、1996、島根県東部の完新世環境変遷と低湿地遺跡（口絵Ⅰ～Ⅶ解説）。LAGUNA（汽水域研究）, 3, 9-11.
- 大西郁夫・松田志郎、1985、出雲海岸平野下の第四紀堆積物。山陰地域研究, 1, 51-60.
- 高安克己、2000、大橋川と中海・宍道湖の自然史。出雲風土記の研究Ⅱ, 257-294.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂、1990、中海・宍道湖の地史と環境変化。地質学論集, 36, 15-34.