S 1 四国の第四系

満塩大洸(高知大・理)

Taikou MITUSIO; Quaternary System in Shikoku, JAPAN

I. はじめに

四国の第四系は1960-1980年に各県が地質鉱産図を出し,その概要が述べられた.中川(1969)は四国の第四系を最初に総括し,香川県(満塩ら,1977)・愛媛県(鹿島ら,1980)・徳島県(須鎗ら,1982)・高知県(満塩ら,1985)の順に水理地質図が出版され,第四系が概括された.満塩・古川(1988)はそれを総括し,昨年の第四紀総合研究会高知大会が行われ,特に室戸方面の"中位段丘"を中心に述べた

本報告をなすにあたり,松島義章氏を始めとする日本第四紀学会の方がた及び城西大学の加賀美英雄教授にはしゅじゅご配慮いただき,環境変動研究会のメンバーにもいろいろご協力いただいた.これらの方がたに厚く感謝する.

II. 高知県の地質・地形概要

高知県は東部地域(室戸方面)・中部地域(高知市周辺他)・西部地域(足摺方面)に分けられる.全体に共通な基盤の地形・地質概要と完新統を概括して述べる

A. 基盤の地形・地質概要

地形は山地・丘陵・段丘・狭い沖積平野に分けられる.山地・丘陵の地質は主に四万十帯白亜系・古第三系(1部中新統)からなり,低所には後期鮮新世の唐ノ浜層群(登層・穴内層)・越層の小丘陵がある.前期更新世はプレ段丘の丘陵地をつくり,東南部地域では芸西層群の城本層・和食層・安芸層(満塩ら;1977,1988),中央部地域では万万層(満塩ら,1987),西南部地区では以布利層(満塩ら,1988)がある.段丘構成層は主に中・後期更新世の砂礫層で,高・中・低位などの段丘面を形成しているが,地層は一般に薄く,また,堆積物を欠く浸食面の場合も多い.

B. 沖積層の総括

沖積層は狭い沖積平野をなし,中村・満塩ら(1972),満塩ら(1977)及び小椋・満塩ら(1989)が総括した.上部粗粒相・下部細粒相・最下部粗粒層に3分される.

III. 高知県の第四系各論

A. 東南部地域(室戸方面)

1)前期更新世(芸西層群及び櫨山層・舟場層)=芸西層群下部の城本層(層厚30m+,高度50-10m)は厚い海浜砂で,1部に円礫・白色火山灰・Ostrea sp.やLebenspurenも含む.中部の和食層(層厚50m+,高度140-10m)は海浜礫層からなり,上部に崖錐性角礫・泥層.花粉化石はNyssaなどの第三紀要素とUlmus・Typhaなどを産出.これは大阪層群のMa6か7くらいに相当.安芸層(層厚150m+,高度350-10m)は扇状地性の分級の非常に悪い厚い礫層で,上部は赤褐色クサリ礫となる

櫨山層・舟場層=最高位段丘群礫層群I・IIで,前者を櫨山層(層厚約15m,高度

290-190m),後者を舟場層(層厚約10m,高度180-60m)と定義した.前者の下部は基盤の砂岩でスラストされた河成の巨礫・漂礫からなり,上部は海浜礫で基質は砂泥質であり,1部にyellow tuffを含み,色相は10R-7.5YRである.後者は海浜礫・崖錐で1部に粗粒砂を含み,基質は泥質で一部にyellow tuffも含まれ,色相は5YR-2.5YRである.大野台の舟場層(層厚約10m)は泥層・礫層で,花粉化石は針葉樹と温帯性落葉広葉樹及びシダなどの「とも棲み」を示し,属構成(半田・満塩,1977)からみて海成層である.これらはいわゆるクサリ礫にはなっていない

なお,クサリ礫からなる高位段丘堆積物はこれまでのところ,みあたらない

2)中位段丘(叶木層・羽根層・元層・生見層)=これらは局部的に20-10mの面を形成する海成層で,古土佐湾海進によって堆積した.叶木層(層厚約5m,高度10m)は狭長な平坦面を作り,砂礫・泥の互層で,暖地性のシダ・暖地性の花粉・貝類・キチン質有孔虫の化石を産する.羽根層(層厚約10m,高度20-10m)は砂礫層で,かなり広い平坦面を形成する.元層(層厚約5m,高度20-10m)も砂礫層で,狭長な平坦面を作る.生見層は海浜礫で,高度15-10mで基盤の砂岩に薄くくっつく,

3)低位段丘=これは極めて稀で,室津層(層厚約5m,高度約28m)は角礫層・泥層で,きゅう果・木片・花粉化石を産出.木片のC14年代は約25,340YBPで,花粉分析も寒冷気候を示す.また,芸西村のピート層も花粉分析結果は寒冷要素を示す

B. 中央部地域(高知市周辺及び物部川付近)

1)万万層(層厚約10m,高度約20m)は礫岩・泥岩よりなり,泥岩には亜炭や植物破片を多く含み,花粉化石は<u>Metasequoia</u>・<u>Nyssa</u>・<u>Abies</u>・<u>Picea</u>などを含む.

2)高位段丘礫層群(城山層・琴平層・久礼田層)=高知市付近では城山層(高度約120-10m,層厚約50m)で,分級の悪い河成礫.この上部は赤褐色クサリ礫で,主に旧仁淀川の河川礫.領石盆地の久礼田層(層厚約5m,高度約90-50m)や物部川河口付近西方の琴平層(層厚約20m,高度70-10m)も河成赤褐色クサリ礫である.

3)非海成中位段丘構成層(植田層・能茶山層他)=領石盆地の植田層(層厚約5m,高度60-45m)は半クサリの亜角状ー亜円状礫層で,礫層の下位に約1mの泥層があり,花粉分析では寒冷要素を示す.高知市の能茶山層(約10m+,高度20-5m)は下部は巨礫層,中部は暗灰色泥層,上部は中細礫層で,粗-細-粗の堆積サイクルを示す.泥層は陶器の原料で,花粉・木片を含み,針葉樹と広葉樹の「とも棲み」を示す.礫は河成の黄褐色半クサリである.高知市西方の大谷層も本層相当.

4)低位段丘礫層群I・II=前者(層厚20m,高度45-15m)は土佐山田町一帯に広いが,後者(層厚10m,高度30-20m)の分布は限られる.これらはいずれも新鮮な河成礫層で,比高差は最大10m.前者には黒ボクが,後者には淡色の黒ボクがのる

C. 西南部地域(足摺方面)

1)プレ段丘(越層・以布利層)=越層(層厚約10m)の基底部は分級の悪い礫岩で上部は含化石黄褐色塊状砂岩,1部に礫岩.以布利層(層厚50m+,高度90m+)は殆

ど大部分は礫層,1部に砂層・泥層.花粉分析はNyssaのような第三紀要素を含む
2)高位段丘=赤褐色クサリ礫の弘見層(層厚約10m,高度100-50m)が1部に分布
3)中位段丘構成層(足摺層・平野層他)=前者は下部の古崖錐堆積物,中部の砂層,上部の海浜礫.貝・サンゴ・有孔虫などの化石類を多産し,Chama sp.のアミノ酸年代で138,600YBP(満塩ら,1989).上部の黄褐色海浜礫は足摺半島周辺に広い海成中位段丘面を作り,高度は約60-20mにわたり,半島先端部がより高くなる.平野層は四万十川河口北岸付近から北方に広く分布し,大方町まで達す古崖錐,砂層・泥層,礫層.貝化石などを多産.Chama sp.より同様の年代が得られた.暖帯性やシダの「とも棲み」.本層には2回の赤色風化を受けた時期がある

中村市と宿毛市の間には下位より古崖錐・中筋層・戸内層があり,粗-細-粗の堆積サイクルを示す.戸内層は河成礫層,中筋層は海成泥層で,貝類・有孔虫・花粉などの化石を含む.花粉は北温帯種と暖温帯性種・暖帯性シダ胞子で,「とも棲み」現象を示す(中村ら,1972).これらの地層は古土佐湾海進時の湾入を示す
4)低位段丘=四万十川の下流域では低位段丘がない.大方町に新鮮な河成礫層があり,上部に黒ボクがあって,これが唯一の低位段丘礫層と考えられる.

なお,四万十川の中・上流域は以前は西から東流していたのが,中位段丘形成後に現在のように東から西流する流路の大変化が想定される(満塩ら,1990).

IV. 四国四県の第四系対比

筆者がこれまでに調査した高知・香川両県全体及び愛媛・徳島両県の1部の第四系に関するデータについて,ページ制限のため簡単に表に示す.

V. 堆積の場の変動史

南四国での唐ノ浜層群以降の堆積場/neotectonicsについて,簡単に図に示す

主　要　文　献

鹿島愛彦・清水欣一・和田温之・細谷祐士(1980)愛媛県水理地質図.中四農政局
鹿島愛彦・満塩大洸他(1991)肱川付近の環境地質.巡検案内,no.11,21pp.
高知第四紀研究グループ(1974)領石盆地の第四系.第四紀,no.16,P.171-180.
満塩大洸他(1971)高知県南東部の第四系の諸問題.第四紀,no.17, p.47-53.
満塩大洸・吉川治(1977)高知室戸間の第四系.地質学会巡検案内書,no.7,pp23
満塩大洸・古川博恭(1977)香川県水理地質図,1:15万.農水省中四国農政局.
満塩大洸(1985)黒ボク加熱の色相変化と第四紀層の比較.海洋資源,13,25-32
満塩大洸・清水欣一・和田温之(1985)高知県水理地質図,1:15万.中四国農政局
Mitusio,T.(1985)Marine Geology of Tosa Bay.Res.Kochi Univ,34,p61-72.
満塩大洸(1987)高知県室戸方面の第四系.理科教育,no.374,p.96-101.
満塩大洸・古川博恭(1988)四国地方の第四紀層.地質学論集,no.30,p.145-154
満塩大洸・加賀美英雄他(1988)室戸半島の叶木層.高大研報,37, p.89-96.
Mitusio,T.(1989)middle terrace problems in Shikoku.Kurosio,4,187-202

満塩大洸・安田尚登(1989)室戸羽根岬付近の地質.高大研報,38,p.217-224
満塩大洸・小林哲之他(1990)行当岬付近の鮮新-更新統.高大研報,39,p.89-98
満塩大洸他(1990)四万十川の第四系,特に形成史.高大研報,39,p.109-126.
満塩大洸(1991)室戸岬(M)面は中位に非ず.中川教授退官記念号,15,p.1-7.
中川衷三(1969)四国における第四系.地団研専報, no.15, p.393-410.
中村純・満塩他(1972)花粉層序学的研究,高知県の第四系.高大報,21,87-113.
小椋正澄・満塩大洸他(1989)四国の軟弱地盤.土質工学四国支部30年集,7-28
須鎗和己他(1971)室戸地域海岸段丘の再検討.徳大教養紀要,4,p.19-38.
須鎗和己・中川衷三・岩崎正夫(1982)徳島県水理地質図,1:15万.中四農政局
高橋治郎・満塩大洸他(1990)愛媛県高野川の第四系.愛媛大紀要,10,p.31-42
吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子(1964)土佐湾北東方の海岸段丘と地殻変動.地理評,37,no,12, p.527-648.

四国四県の第四系対比表

			高知県	徳島県	香川県	愛媛県
第四紀	完新世	後中前	沖積層 上部層 下部層 最下部層	徳島層 上部層 中部層 下部層	沖積層 上部層 中部層 下部層	沖積層 上部層 中部層 下部層
	更新世	後期	低位段丘 礫層II 久次層 低位段丘 礫層I 室津層	低位段丘礫層 + 新期扇状地礫層	低位段丘礫層	低位段丘 堆積物II 低位段丘 堆積物I
		中期	元木層* 叶田層* 植田層* 足摺層* 平野層* 城山層** 礼久** 琴平** 弘見** 山田層 平層 見層	中位段丘礫層 高位段丘** 礫層	中位段丘礫層 高位段丘** 礫層	中位段丘礫層 高野川層* 高位段丘** 礫層 双海層**
		前期	↑ 舟場層 櫨山層 ↑ 芸西G 安芸層+ 和食層 城本層 ↑ 以布利層 万利層 万利層 ↑	↑ 古期扇状地礫層 (土柱層)	↑ 最高位段丘礫層	↑ + 古期扇状地礫層 + 八倉層
第三紀	鮮新世	後期	唐ノ浜G 穴内層* 登層* 越層	↑ 森山粘土層	↑ 三豊G	↑ 郡中層 岡村層

G, 層群　* 海成層を含む. ** クサリ礫を含む.
+ 扇状地性礫層を含む.

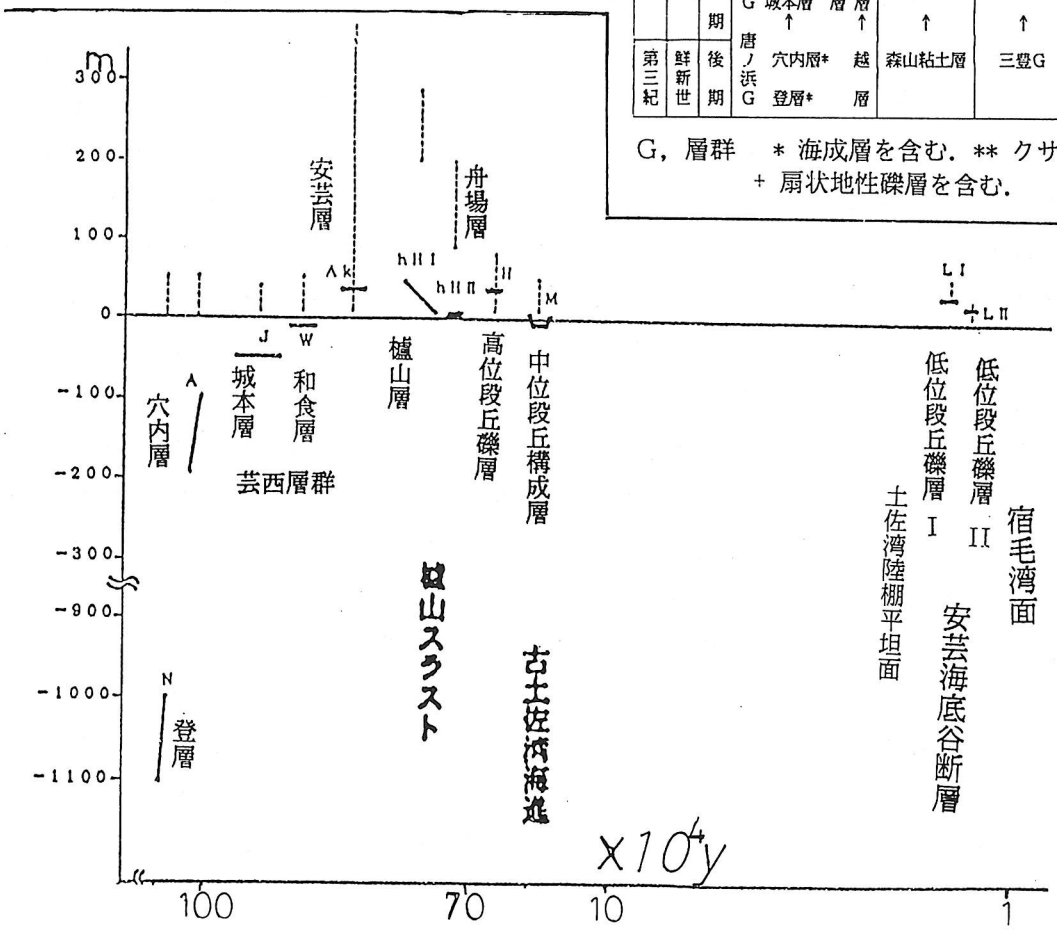


図.　南四国における堆積場の変遷史

S 2　四国山地の隆起と城山層

加賀美英雄（城西大学・理）・満塩大洸（高知大学・理）
Hideo KAGAMI and Taikou MITUSIO; Uplifting of Shikoku Mountains and the Consequent Joyama Formation.

城山層:　高知市の西郊に位置する高知大学の西側にある城山（106m）付近には、珪岩　（チャート）を主とする礫層が分布している。この礫層は、西村嘉助・奥村和夫・山本荘毅（1941）により城山礫層と命名され、その時代は高位段丘かそれより古いものとしている。満塩・甲藤（1966）は城山礫層について、最下部の礫はほとんどチャートからなり、風化してボロボロの状態になっているいわゆる「クサリ礫」であり、また基質も赤色化している。地層は全体として西方に薄くなり、扇状地状の形態であるとしている。

今回、城山層を調べた結果、城山層には5相が識別され、それらは4層準；上部層（Ⅳ、Ⅴ）、中部層（Ⅲ）、下部層　（Ⅱ）、および全体の基底に存在する最下部層（Ⅰ）に区分されることが明かとなった。

上部層（Ⅴ）は、中部層（Ⅲ）とは基質がよく似ていることや、その分布から同一供給源の堆積物である。上部層は池の内で標高70m以上、浄水場で60m以上、城山で50m以上に堆積しており、楔状の堆積形態をしている。また、その分布にみられるように池の内付近を扇の中心に東へ放射状に広がった形態から、古仁淀川による扇状地性の堆積であると推定している。その堆積の上限は標高90～100mに達することから高位段丘礫層であると考えられる。上部層準に属するⅣ層は、上下の層とは明らかに異質である。城山の東縁部にしか見られない狭い分布範囲、また下流側に位置するのに円摩度が悪くなるということ、さらにこの層のみ北から南へ流れたことなどから、Ⅳ層は仁淀川からでなく、すぐそばの鏡川から供給された堆積物である。中部層（Ⅲ）は浄水場の露頭にみられた偽層の走行・傾斜（N70°W, 25°NE）から、西南西から東北東へ流れた古水流によって堆積したものである。このことから中部層についても古仁淀川系の堆積物であると判断した。本層の礫は比較的径が大きい（卓越粒径15～20cm）ことから、強い流水環境下で堆積したものと判断した。下部層（Ⅱ）は「クサリ礫」よりなる。礫は円礫もあれば亜角礫もあり、流水堆積の礫であると判断した。その意味ではⅢ層と区別する必要はないのかもしれないが、著しく風化が進んでいることから、アルプスの赤色礫岩のように特色ある岩相と判断して独立させた。Ⅲ層では同一露頭にBとCの風化がみられ、堆積前に変質が進んだと考えたが、Ⅱ層でも同一層準に風化度の違った礫が混ざることは、堆積後の変質作用ではな

いことを示している。最下部層（Ⅰ）は赤褐色に風化した原生土で、風化して白色を呈する珪岩の礫を含むのが特徴である。さて、鏡川を挟んで西に城山層、東に万々層がみられるが、その露頭高度や岩相からみてⅡ・Ⅲ層と同一層準とみなされる万々層が花粉分析の結果、更新世前期となった（満塩・山中、1987）ことを勘案し、下の表のように城山層の層序をまとめた。

時代区分	地層区分	地層名	層厚（m）	備考
更新世中期	Ⅴ	城山層上部	20-30	高位段丘礫層 仁淀川系
	Ⅳ	城山層上部	15	鏡川系礫層 Ⅴと同時異相
更新世前期	Ⅲ	城山層中部	10-15	以布利層型礫層 仁淀川系
	Ⅱ	城山層下部	10	基底礫岩層 「クサリ礫」
	Ⅰ	城山層最下部	2-10	赤色風化粘土層

こうして新たに定義した城山層であるが、礫及び基質の風化の時期に関しては、同一層準中に風化の激しいのとそれほどでない礫が遍在し、まして同一露頭中でも風化度の明らかに異なる礫が混在することから、堆積後のある特定期間の風化作用によるとは考え難く、堆積前に長期にわたる風化作用があったという新たな見方に達した。つまり、城山層の基底層（Ⅰ）は四国山地の隆起前に形成された風化層であり、山地の隆起によって削剝され堆積したものが下部層（Ⅱ）と考える。これはアルプスなどに見られる造山運動にともなう赤色礫岩相または赤色モラッセ岩相に相当する。また、中部層（Ⅲ）は四国山地周辺に多量の大型礫を供給した以布利層型の地層であろう。これは山地隆起に伴う典型的なモラッセ性堆積物である。

さらに、土佐海盆には、1Ma以降に堆積した竜王層群があって最大層厚約800mを示す（Kagami, Mitusio and Nagano, 1989）。この土佐海盆（ほぼ四国の面積に匹敵する）を埋める膨大な量の堆積物は四国山地の隆起に連れて、運搬・堆積したものである。四国海盆は四国山地以外に供給源はないことを考えれば、これこそアルプスの海成モラッセに相当する。

四国山地の嵌入蛇行流路：　次に、四国山地を横断する仁淀川、吉野川、四万十川（渡川）に発達する嵌入蛇行について検討した。Leopold and Wolman(1960)による蛇行波長（L）と河床幅（w）の関係を表す両対数のグラフ

にプロットした結果、仁淀川、四万十川、吉野川の値は、沖積河道の蛇行の関係式L＝10．9$w^{1.01}$の直線とほぼ平行に並んでいるにもかかわらず、wの大きな方にずれている。このことは、蛇行が形成された昔の四国は降雨量が大きい故に、流量が単純に大きかったと考えられるかも知れない。流量とwの関係は相関が在ると知られているからである。しかし、どうもそう簡単ではなく、このずれこそ大塚（1927）が述べているように嵌入流路が形成されてから側方掘削が行われた証拠であると思われる。

次に、蛇行は河床勾配と流量の条件によって網状（Braided）／蛇行（Meandering）／直線（Straight）の三形態に変化する。その三形態を支配する河床勾配と流量の関係を表すグラフ（Schumm and Khan, 1972）に仁淀川、四万十川、吉野川の値をプロットすると、そのいずれもが網状蛇行が形成される領域に属し、しかも流量の大きいグループにしては河床勾配の値が大きいという特殊なグループに分類できる。この結果も蛇行が形成されていらい四国山地が隆起したために河床勾配が大きくなったと考えると説明がつく。

以上のことをまとめると、大塚（1952）が四万十川について述べたように、四国山地を横断している仁淀川や吉野川の蛇行は古い時期に平坦なところで形成されたもので、それは四国山地の隆起前の小起伏面が発達していた状態であったとすると、後の経過を矛盾なく説明するのである。

四国山地の原地形面：　四国山地は壮年的開析をうけているので、四国山地が隆起する以前の原地形面を復元することはきわめて困難である。そこで山頂の定高性を手がかりに二万五千分の一の地形図をもとに残存高地を拾いだし、500m毎の包括線図を作成した。これをみると高知平野から石鎚山脈までは一つの定高性を示す平面ではなく、石鎚山脈に示される高まりと、黒森山、五在所山、国見山、から笹ケ峰－工石山、剣山地の稜線で示される高まりの二列が認められ、その間に吉野川の上流水系の存在する嶺北（本山）盆地の凹地が存在する。吉野川の嵌入蛇行流路がみられる嶺北（本山）盆地の形成について、ここは三波川変成岩類の分布地域であり、特にその南部は脆弱な泥質片岩より成るため侵食が進み凹地になったという考えがある（長谷川ら、1989）。しかし、小論では嶺北（本山）盆地の南縁において御荷鉾構造線が活動して断層盆地が形成されたと解釈した。

高知平野と同じ標高を示す仁淀川下流域には蛇行流路が見られることから、高知平野や仁淀川下流域は蛇行流路が形成以来その垂直位置は変化しなかったと考えられる。四国山地が隆起したのになぜ高知平野の基準面が変わらなかったのかというと、高知平野の北縁を限る黒瀬川構造線・神原谷構造線（椎野峠断層も含む）を境として高知平野が常に沈降する土佐沈降帯に属していたためである。

このように復元された四国山地の原地形面が示すことは、かっての小起伏面から始まった古い時期の隆起の主軸は最初は石鎚山脈にあったが、現在では国見山－笹ケ峰－剣山地の稜線に移動していることであろう。

海岸山脈形成の機構：　収斂型プレート境界におけるリソスフェアの変形は断層変形（デイスロケーション）説で説明されうる（Sato and Matsu'ura、1988）。重要な指摘は、リソスフェアが粘弾性的に振る舞うとすると、100万年を越す時間スケールでは、100万年以前のプレート運動に起因する異常は緩和されてしまい、現在の観測には掛からないということである。つまり、粘弾性を考慮したデイスロケーション説が有効なのは、全くなにもない平担面に新たな沈み込みが形成される初期の短期間（＜10^6年）だけである。佐藤・松浦（1988）の計算によれば、沈み込みの初期にはリソスフェアの摩擦は領域全体からの寄与があり陸側が広範囲に隆起するが、時間の経過とともに粘性の低い層からの寄与は小さくなり隆起は海溝軸の近くでのみ進行する。プレートの相対速度を10cm／年とすると隆起率は10^2～10^3年後で3mm／年に達し、100万年後には約2000mの標高の海岸山脈が形成される。しかし、その後の隆起率は1mm／年以下に低下するので、侵食・削剝作用による標高の低下（～1mm／年）を考えると、プレートの沈み込みの定常状態は続いても海岸山脈はもはや全く成長しないのである。かくして、時間の経過とともに山地は小起伏面化してゆくのである。

このように、沈み込み作用に伴い陸側プレートが変形する現象には、二つの全く異なったものがみられる。一つは従来から言はれている、100～200年周期で繰り返されるプレート間地震による地表変位であり（吉川ら、1964）、外縁隆起帯の形成や岬付近の海成段丘の陸側への傾動などに寄与してきた。これはプレートの定常状態の沈み込み作用によるものである。それに対して、第二の変動は上述したように非定常状態（新規）の沈み込み作用によるもので、四国山地に示されたような海岸山脈を形成するのである。海岸山脈の形成は全世界的な現象であり、非定常状態を統一的に説明するには、例えばマントルの熱対流の揺らぎのようなものが考えられる。海岸山脈は新サイクルの沈み込みの初期にのみ形成されることから極めて短命なものである。

さて、このような隆起運動は造山運動とみなされるであろうか？　大塚（1952）は、日本の地殻構造を調べて、褶曲運動が山を造るという考えは反省する時期に達しているとして、曲隆運動こそ山を造る原動力であると述べている。小論で述べた海岸山脈形成論は、大塚の見解の正しさを示している。このような機構による海岸山脈の隆起を大塚（1952）が述べたような意味で、沈み込み帯の造山運動とみなすとすると、造山運動に伴うモラッセ相としての城山層の存在が重要になってくるのである。

S 3　西南日本外帯南部の完新世地殻変動

前杢英明（広島大・総合地誌研究資料センター）

Hideaki MAEMOKU; Holocene Tectonic Movement in the Southern Part of the Outer Zone of Southwest Japan

南海トラフはフィリピン海プレートがユーラシアプレート下へもぐり込む現場であり，西方へは宮崎沖を通って琉球海溝へつながり，東方へは潮岬沖を通って駿河トラフへとつながっている。このプレート境界に面する西南日本外帯南部では，有史以来数多くの巨大地震が発生しており(沢村,1967;宇佐美,1975)，海溝側に突出した岬部では，そのたびに隆起し，結果として海成段丘がよく発達している(吉川ほか,1964;米倉,1968)。中でも，室戸岬付近では隆起量が大きく，最終間氷期(Riss-Wurm)極相期(約12.5万年前(太田・成瀬,1977))の旧汀線高度が160～180m(吉川ほか,1964)となっている。しかしながら，本地域は日本の海成段丘の模式地とされ，地震とのかかわりで地殻変動についてよく研究されてきた地域であるが，旧海水準高度の認定，地震1サイクルの変動様式と地形形成とのかかわり合いなど解明すべき基本的かつ重要な課題がいくつか残されている。

海岸地形，とりわけ海成段丘やベンチなどの分布高度から，完新世の地殻変動の様式を定量的にさぐる試みは，日本では房総半島や（Sugimura and Naruse, 1954, 1955；中田ほか，1980など），喜界島（中田ほか，1978；大田ほか，1978など）などにおいて先駆的に研究が行なわれてきた．これら従来の研究では，海成段丘などが模式的に発達する半島先端部など，比較的限られた地域のみにおいて地殻変動を検討したものが多く，広域的な旧海水準高度の変化やそれから求められる隆起量の分布などについて，連続的に明らかにされたものは少ない．また，海岸地形から明らかにされた完新世の隆起量分布を基にして，隆起の原因となった地震の規模・場所，震源断層の断層パラメータなどについて検討した研究はあまりみられない．

演者は，西南日本外帯の南部にあたる紀伊半島や四国南岸に分布する海岸地形や石灰質生物遺骸（ヤッコカンザシ）を基に，完新世の旧海水準高度の変化を連続的に復元した．その結果，それぞれの地域で3～4回の（プレート内）地震（event）が発生し，これらによって本地域が隆起してきたということが明らかになった．また，各地域においてそれぞれの地震に伴う隆起パターンの概略を復元することができた．さらに，それぞれの半島で個々のeventとして認定されたこれらのプレート内地震の中には，お互いの発生時期がきわめて近いか，もしくはほぼ同時期のものがあり，実際には1つの地震が複数の半島を同時に隆起させている可能性が考えられる．このような考えに基づいて，四国・紀伊半島沖で発生したプレート内地震について，発生

時期と震源断層の方向を指標にして対応関係を検討した結果，A，B，Cの3つの震源域において，複数の半島を隆起させる比較的大規模な地震と，隆起域が1つの半島に限られる比較的小規模な地震に分けられることがわかった．各々の半島において別個に認定されていたeventについて，お互いの対応関係が明らかになったため，event A1，event B2のように震源域名に対応させてeventの名称を付け直した（図1）．ただし，規模の小さい地震（小さい楕円で囲まれた地震）については，event A'1，event B'1のように示している．

このようにして対比された地震（event）の地表変位パターンを基にして，断層モデルを用いて，震源となった断層の位置・長さ・幅・変位量・変位の向きなどの各種の断層パラメータを推定する試みを行なった．地表変位に関するデータから直接断層モデルを用いて断層パラメータを厳密に推定することは必ずしも容易ではないが，第一近似を求める手法としては有効であると言える（松浦・佐藤,1975）．なお，本研究では，Smylie and Manshinnha（1971）による断層モデルを用いている．四国・紀伊沖合で完新世後半に発生したプレート内地震の内，比較的広域にわたる隆起を伴ったevent（A1～3，B1～3，C1～3）について（図1），各eventの断層パラメータを推定した（表1）．

一つの断層系において時間と変位量の関係がわかれば，断層運動の周期性が明らかになり，地震発生時期や規模の長期的将来予測が可能となる（Shimazaki and Nakata,1980）．完新世後半に巨大プレート内地震を発生させた各震源域（A，B，C）において，震源断層にそれぞれ震源断層A，震源断層B，震源断層Cと仮に名前を付け，それぞれの断層について時間－変位量図を作成した（図2～4）．なお，地震発生時期の誤差の幅は，図上では網の幅で示しているが，平均変位速度などは，便宜的にその平均値（中央値）を使って算定した．

震源断層Aは（図2），完新世後半に3回の活動をしており，その中ではevent A3の時の変位量が最も大きい．平均活動周期は2200年で，平均変位速度は5.7m/1000yである．地震断層Aは低角の斜めずれ断層なので，垂直成分の平均変位速度（断層線付近における上盤側の平均隆起速度）と水平成分のそれをそれぞれ求めると，2.3m/1000yと4.0m/1000yとなる．平均隆起速度についてみると，日本の陸上活断層にはこのような大きな隆起速度を持つ断層はなく，プレート衝突帯に位置するヒマラヤ前縁断層（HFF）と同程度（最大2.5m/1000y（中田,1982））の隆起速度を持っていることがわかる．また水平変位速度は，中央構造線活断層系の変位速度（5～10m/1000y（岡田,1973），5～8m/1000y（Tsutsumi *et al*,1990））よ

り若干小さい．

震源断層Bは（図3），完新世後半に3回活動しており，平均活動周期は2300年で，平均変位速度は4.3m/1000yである．震源断層Bは低角逆断層であることから，平均隆起速度は，平均変位速度に断層傾斜角の正弦を乗ずることによって2.5m/1000yと求められ，震源断層Aよりやや大きい値を示す．event B3とevent B2の時間的間隔が，event B2とevent B1の間隔に比べ800年程度長いが，断層変位量はどの地震も10mで同じである．

震源断層Cは（図4），完新世後半に3回活動しており，平均活動周期は1900年で三つの震源断層中最も短い．平均変位速度は5.3m/1000yで三つの震源断層中最も大きい値になっている．震源断層Cも震源断層Bと同じく，低角逆断層と考えられることから，平均隆起速度は3.0m/1000yと算出される．eventの発生間隔はほぼ同じであり，地震発生の周期性が他の震源断層に比べて高いと言える．

断層運動の再来モデルには，strictly periodic model，time predictable model，slip predictable modelの3つが提唱されている（Shimazaki and Nakata,1980）．本研究で取り上げた3つの震源断層は，完新世後半の活動歴のみから判断すれば，時間－変位量図における階段状折れ線グラフの角が，上下それぞれ地震発生時期の誤差の範囲内で一直線上に乗ることから，ほぼstrictly periodic model にあてはまりそうである．陸上や沿岸の活断層では，time predictable modelを支持する活動歴を示すものがよく知られている（島崎ほか,1986など）．陸上または沿岸の活断層が，一回の活動における変位量に関して定常性が保たれにくいことの一つの原因として，海溝軸から相対的に距離の隔たった陸上は，比較的単純な地質からなる海溝付近に比べ，複雑な地質・地質構造からなっていることから，断層面の構造も一枚岩ではなく複雑であることなどが可能性として考えられる．

以上のように，従来の海岸地形と^{14}C年代を基にした完新世地殻変動に関する研究では，地震発生の時期はわかっても，規模や場所は明らかにできなかったが，本研究では，より広域的な旧海水準高度を連続的に復元することによって，地震の規模や場所，断層パラメータについても大局的に求めることができた．このような方法は，歴史資料や測地データが得られない先史時代の海底プレート内地震について，断層パラメータを求めるのに有効な手段と考えられる．

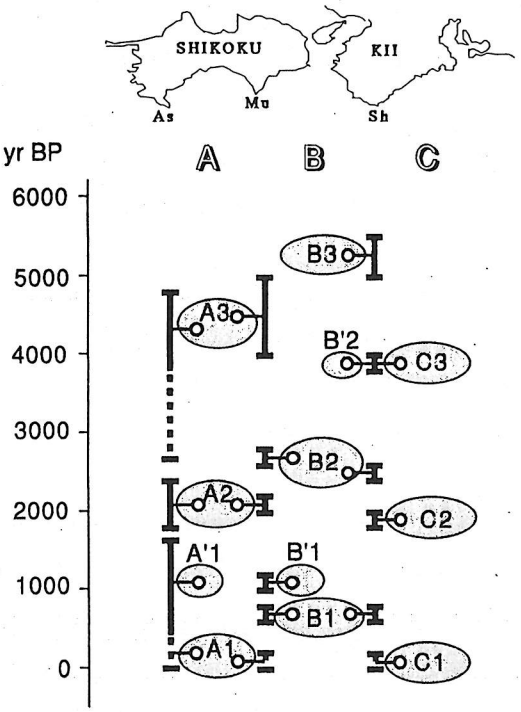


図1　西南日本外帯南部で完新世後半に発生した海溝沿いプレート内地震

表1　各震源域の断層パラメータ

A		B		C	
A3	2L=70, W=42 H0=0, θ=35 λ =45, d=15	B3	2L=70, W=50 H0=0, θ=35 λ =90, d=10	C3	2L=70, W=35 H0=0, θ=35 λ =90, d=10
A2	2L=70, W=42 H0=0, θ=35 λ =45, d=10	B2	2L=60, W=40 H0=0, θ=35 λ =90, d=10	C2	2L=70, W=35 H0=0, θ=35 λ =90, d=10
A1	2L=70, W=42 H0=0, θ=35 λ =45, d=10	B1	2L=70, W=50 H0=0, θ=35 λ =90, d=10	C1	2L=70, W=35 H0=0, θ=35 λ =90, d=10

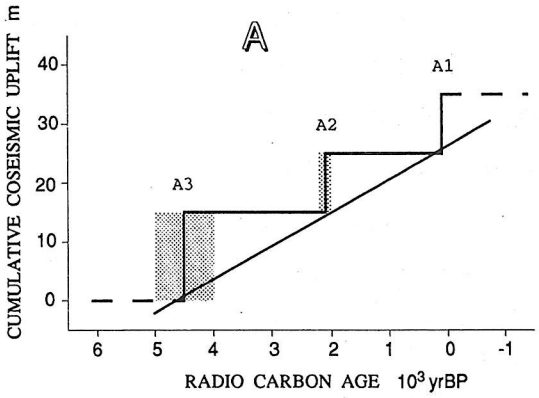


図2　震源断層Aの累積変位と時間との関係

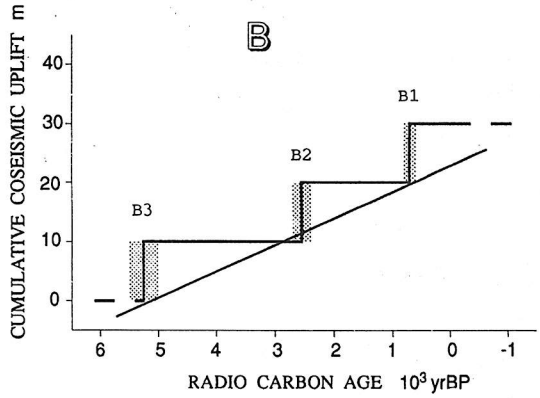


図3　震源断層Bの累積変位と時間との関係

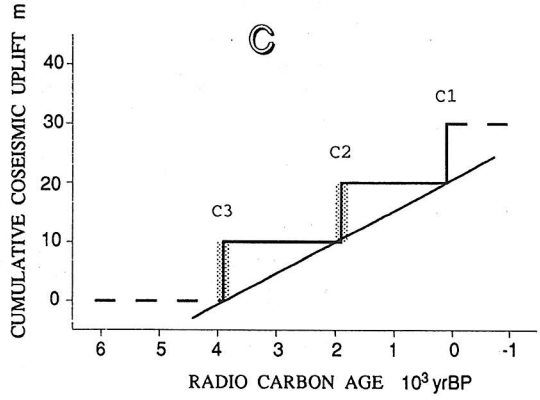


図4　震源断層Cの累積変位と時間との関係

Ｓ４ 西南日本の浅海底に記録された中央構造線系 活断層の完新世活動

岡村　真（高知大学・理）中田　高（広島大学・文）千田　昇（大分大・教）
島崎邦彦（東京大・地震研）

Makoto OKAMURA, Takashi NAKATA, Noboru CHIDA and Kunihiko SHIMAZAKI

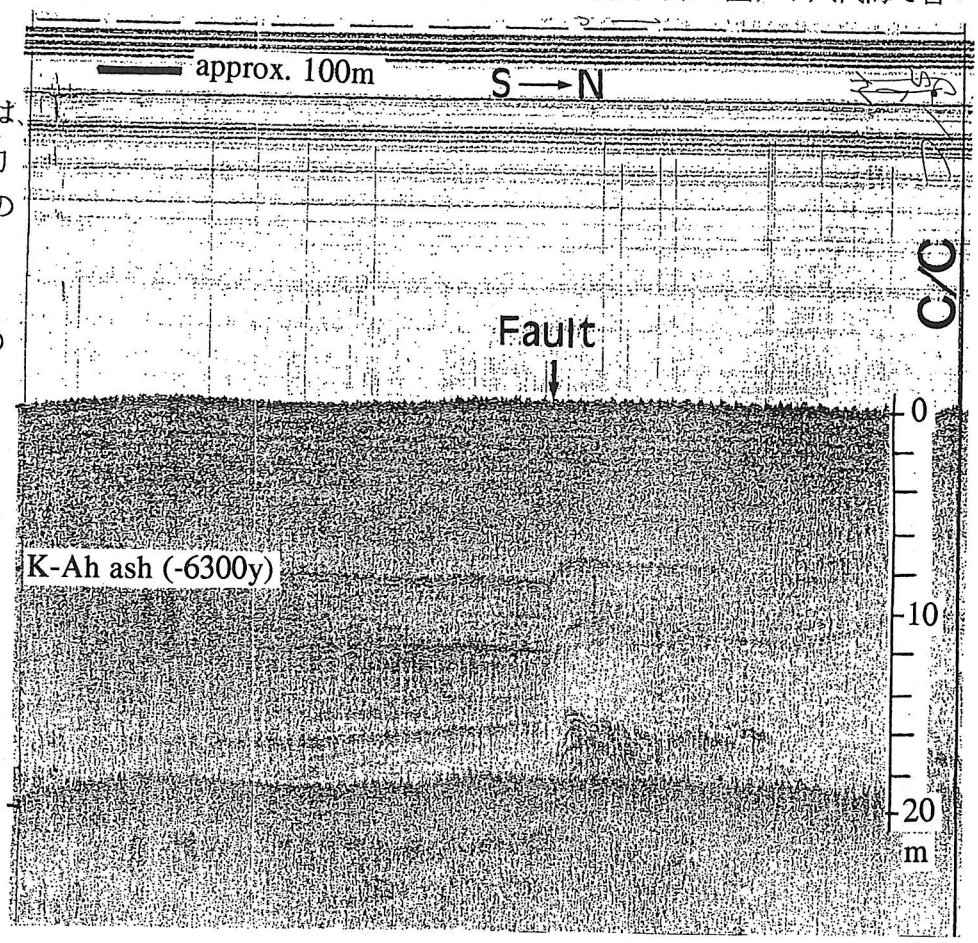
Shallow Marine Active Faults along the Median Tectonic Line, Southwest Japan.

中央構造線活断層系は、西南日本の浅海底域に広く分布する。これらの浅海底活断層は比較的高周波（４-８ＫＨｚ）の音波探査により簡単に見いだすことができる。そこでは、侵食された基盤の上にオンラップする完新世の連続した堆積物中に、断層の活動記録もまた記録・保存されている.

我々のグループでは、ＧＰＳと三角測量法を組み合わせて船位置決めを行い、断層の三次元分布を求めている．地震時と垂直変位量については、断層を挟んだ両側にボーリングやピストンコアリングを行い検討を行った．コア試料に含まれる広域テフラや14Ｃで年代を，帯磁率，火山・陸・生物起源粒子や地磁気などの時間変化による地層対比で変位量をみつもっている.

中央構造線系活断層については，これまでに西より三河湾，友が島水道域，鳴門海峡（第1図），伊予灘〈第2図〉、別府湾〈第３図〉、雲仙西方の橘湾（第４図）や八代海で音波探査を行い、さらにそのうち伊予灘と別府湾では、海底下１８ｍ（約９０００ｙ）までの連続試料を採集した.

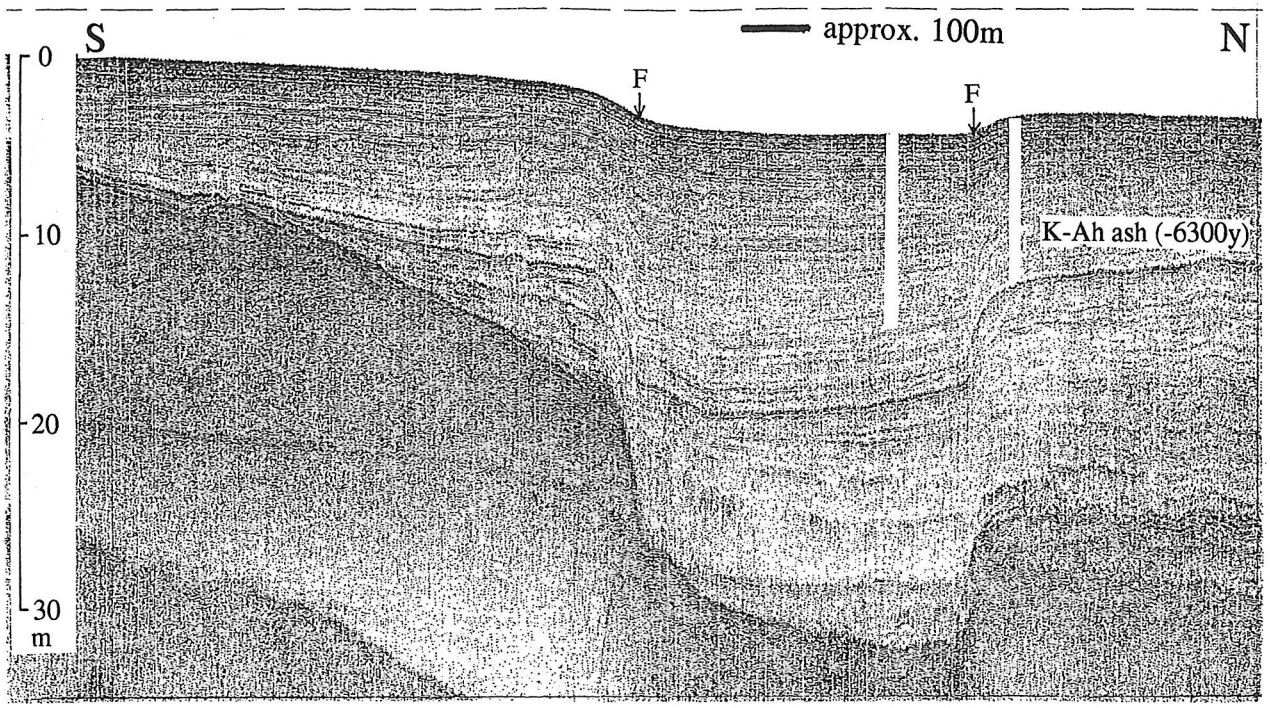
今回はこれらの結果について紹介する.



第１図．徳島県鳴門市沖ＭＴＬの南北音響断面．縦軸は海底面からの深さ（ｍ）を、横軸は距離（ｍ）を表す．Ｋ－Ａｈ火山灰層準で約２ｍ、沖積／洪積境界層準で約６ｍの累積変位を示す.

友が島水道と鳴門海峡域でＭＴＬは、強い潮流のため音響基盤が露出し、そこに南落ちのずれは認められるものの、明瞭に完新世を切る断層は小鳴門沖数測線で観測されたのみである．その代表的な記録を第１図に示す．ここでは赤ホヤ層準で約２ｍの変位が、また音響基盤で約６ｍの累積変位が認められた．また断層北側ブロックにはリッジ状の盛り上がりもみられ、横ずれを伴う変位の存在をうかがわせるが、一方向の測線のみで詳細は不明.

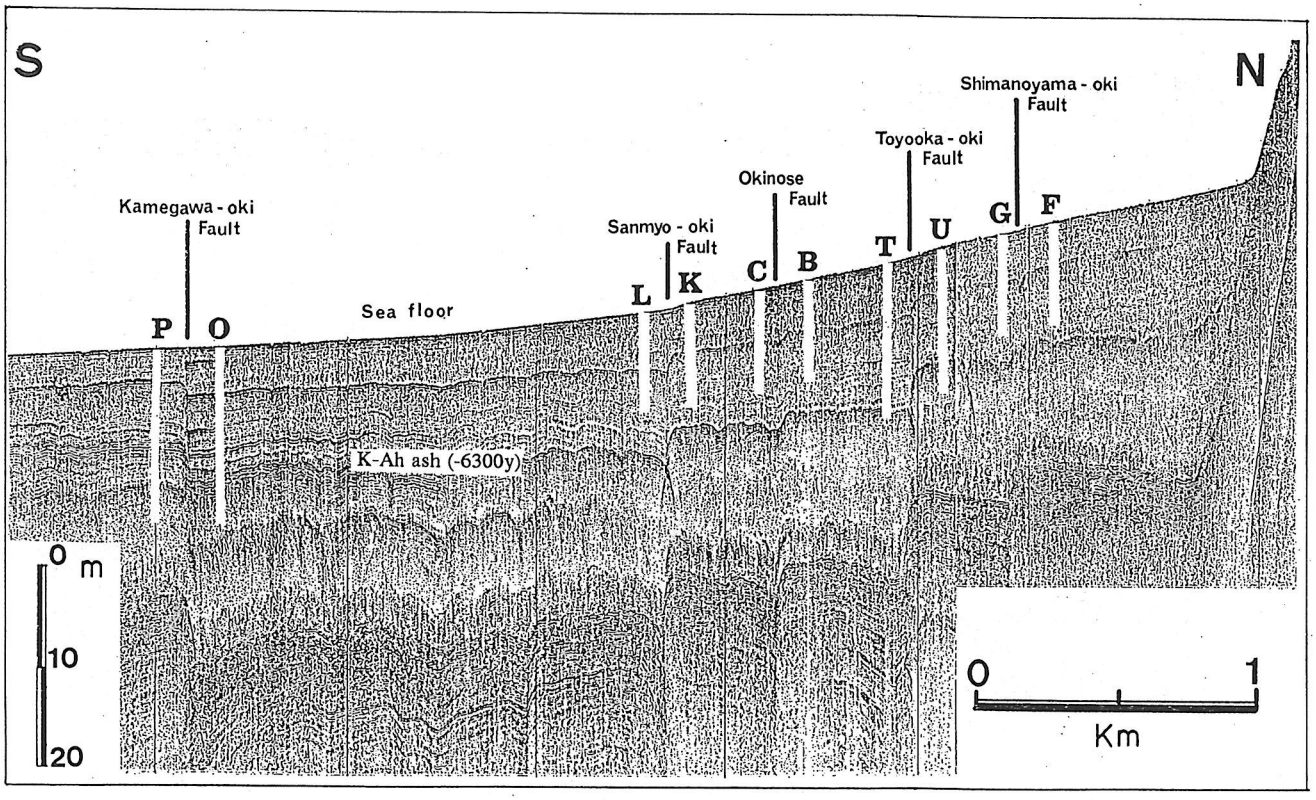
伊予灘北東部においても同様に、高知大学理学部所有の音波探査器を用い、活断層の分布調査した（第２図）．その結果，中央構造線活断層系郡中断層の西南延長部にほぼ同じ走行を持つ海底活断層が分布することが明かとなった。これらの海底活断層は左雁行状に配列して右横ずれ変位を示しており，中央構造活断層系の海底延長部と考えられる。南西部では大きな上下変動も認められ，活断層の分布は地溝状となっている。地溝の北西壁を形成する上灘沖北断層の両側で、海底下約 10 m までの堆積物をピストンコアリングにより採取した。この結果、海底下約 10 - 20 m の音響反射面が 6300 年前の火山灰層 （アカホヤ）であることが判明した。この層の上下変位量は最大 12.8 m であり、この断層は A 級の上下変位速度を持つ。断層両側の堆積物の対比から、断層の西北側の海底下約 1 m の層準で約 3 m の上下断層変位が見いだされた。年代測定はまだ行われていないが、堆積速度一定の仮定から約 600 年前の活動と推定される。この地域の中央構造線活断層系の最新地震活動は比較的最近（ 14 ないし 15 世紀頃）であったと思われる。



第２図．愛媛県伊予郡上灘沖ＭＴＬ系正断層の南北音響断面．２本の断層によりグラーベンを形成し、K-Ah火山灰、沖積／洪積境界までの累積変位量はそれぞれ、北断層で５ｍと７ｍ、南断層で６ｍと９ｍである．最も新しい変位は、２本の断層とも海底面から３ｍより浅い．白いバーはピストンコア長を示す．

別府湾北西部では、顕著な南落ち４本と北落ち１本の東西性断層が分布する．いずれも約４ないし５ｋｍの長さをもつ正断層である．これらの正断層はいずれも、陸源の細粒砂と火山灰よりなる４層の強い音響反射面を切っており、その変位量には累積性が認められる(第３図)．まず断層ごとの変位量分布は、音響断面より容易に読み取ることができる．いずれの断層も、繰り返す地震ごとに変位量の大きい箇所は常に大きく、小さな所では小さい．このことは断層が相似形に発達してきたことを示している．

さらに、断層両側にピストンコアリングを行い、断層の活動時期と変位量を見積もった．コア試料は、Ｖｐ１．４８－１．５２Ｋｍ/ｓｅｃ．を示すほぼ均質の青緑色泥である．試料の地磁気永年変化（東大地震研．大野正夫氏測定）は西南日本の考古磁気変化曲線（Ｈｉｒｏｏｋａ，１９７１)とよい一致を示し、採取されたコアの堆積速度がほぼ一定であったことを示唆する．　１８ｍまでの長いコアはいずれもＫ－Ａｈ火山灰を貫いており、 隆起側の平均堆積速度６３０ｙ－５００ｙ／ｍが得られた．　この堆積速度一定の仮定のもとに、５本の正断層の活動時期と（変位量）は島の山沖断層、－１２６０ｙ（１００ｃｍ）；豊岡沖断層、－１７８０ｙ（１４０ｃｍ）、－３１１０ｙ（１２０ｃｍ）、－５３３０ｙ（１００ｃｍ）；沖の瀬断層、－１４３０ｙ（１００ｃｍ）；三名沖断層、－７８０ｙ（１８０ｃｍ）；亀川沖断層、－６５０ｙ(１２０ｃｍ)、－３３５０ｙ（６０ｃｍ）、－５０６０ｙ（１８０ｃｍ）と求められた．　これらの結果より、豊岡沖断層の活動間隔は先行する地震の断層変位量に比例し、一方、亀川沖断層は地震の発生間隔がこれから活動する断層の変位量に比例しているようにみえる．



第３図．別府湾北西部ＭＴＬ系正断層群．４本の南落ち、１本の北落ち正断層より構成される．すべて累積変位をもつ．音響反射面は陸源の砂層、火山灰層や泥炭層よりなる．

別府湾北西部に続き中央部においても音波探査を行い、６３００年間で２０ｍの累積変位をもつ別府湾中央断層を見いだした．この南落ち正断層についても断層を挟んで１６．５ｍと１７ｍのコアを採取し、現在解析中である．

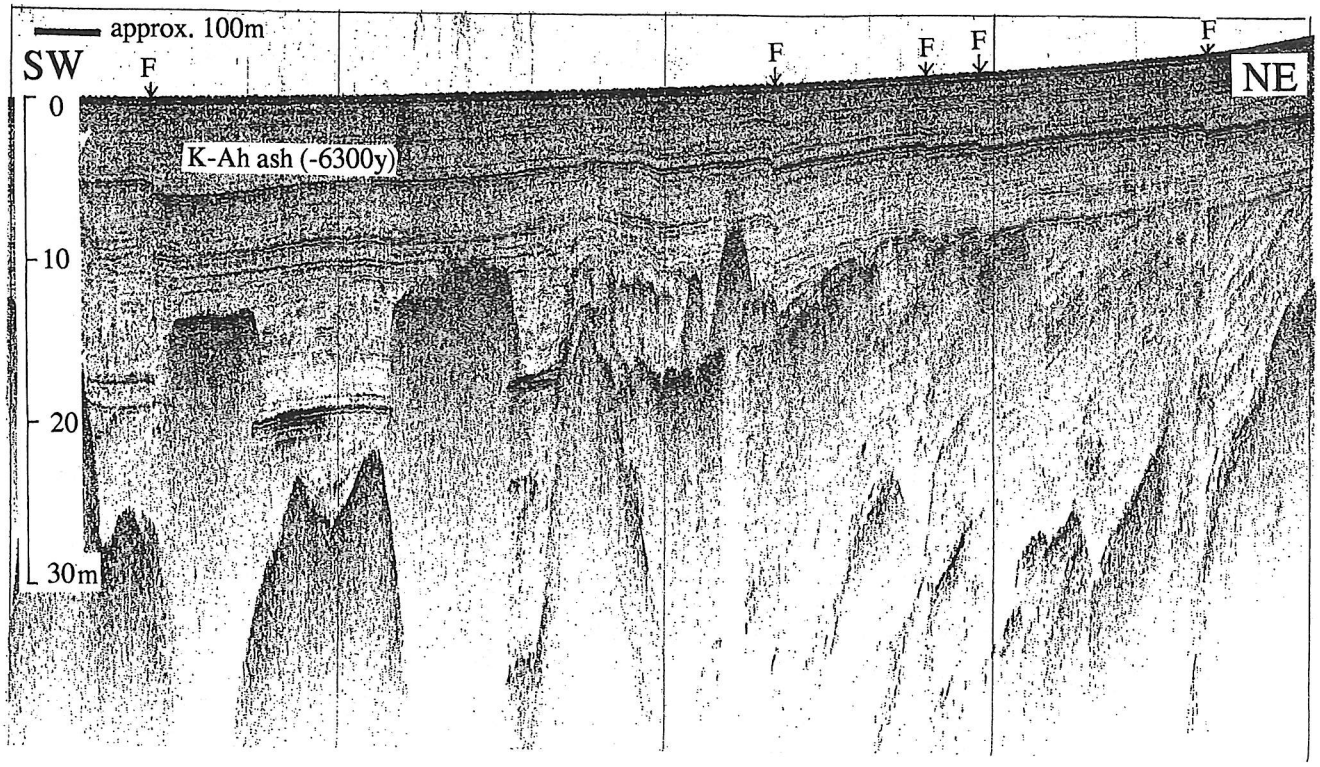
九州では雲仙岳西方域の橘湾（第４図）と八代海において予察的音波探査を行った．橘湾の南北測線には、侵食基盤にのる沖積層中に２０本以上の活断層を見いだした．断層の分布密度は別府湾より高く、そのうち数本は明瞭な累積変位をもつものの、残り多数は１万年以降一回の地震活動を記録するのみである．

八代海の東西断面においては、獅子島の南東沖約４ｋｍに累積変位の見られる１本の断層が分布するのみで、橘湾や別府湾と比較すると活動度は明かに低い．しかし、日奈久断層の海上延長部では強い音響散乱層に阻害され、よい記録は得られなかった．

九州中部域のＭＴＬ系活断層は、約１万年以降の活動で判断する限り、東西性の活動が卓越するといえよう．

以上述べてきたように．西南日本の浅海底に捉えられた中央構造線系活断層は、四国東部では一本であったものが、西部では引張性の割れ目を伴う右横ずれ断層系に、さらに九州では北部がより活動的なスプレイ状に分散するようすがとらえられた．

今後のＭＴＬ研究において海底活断層調査から解明が期待される問題は、まず横ずれ変位累積性を断層に沿う、より精度の高い位置決定と音波探査により明かにすることであろう．さらに、陸上活断層や断層地形などの地学的証拠との関連性について考察を深めることも必要である．



第４図．雲仙岳西方、橘湾の南西ー北東方向音響断面．湾内では２０本以上の正断層が確認された．図中では累積変位のみられる１本の断層と、みられない４本が示される．

S 5 琉球石灰岩の $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定結果からみた過去 30 万年間における海岸線の変化

大村明雄（金沢大）・太田陽子（横浜国大）

Akio OMURA and Yoko OTA ; Former Shorelines during tha last 300,000 Years, Defined as a Result of Alpha-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ Dating of the "Riukiu Limestone".

南西諸島の島々に分布する更新統（Riukiu Limestone; Hanzawa, 1935）の形成年代は，近年開発された“ウラン系列年代測定法（例えば，$^{230}Th/^{234}U$・$^{231}Pa/^{235}U$・$^{226}Ra/^{238}U$ 法）”や“電子スピン共鳴（ESR）法”によって，次第に明らかにされてきた．本研究では，これまでに喜界島・波照間島・南北大東島および与那国島などから得たサンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値をもとに，過去 30 万年間の海岸線の変化を明らかにしながら，それら島々のサンゴ礁段丘の発達史について考察する．

現在までに求めた $^{230}Th/^{234}U$ 年代値は，図 1 に総括したように合計 200 を越えるが，図中の島々のうち，徳之島を除く 6 島から，“最終間氷期最盛期（oxygen isotope stage 5e ; OIS-5e）”相当の年代が得られ，喜界・波照間・与那国の 3 島から“OIS-7（penultimate interglacial）”と“OIS-5c”，さらに喜界・波照間両島から“OIS-5a”，さらに“OIS-3”相当の年代値は喜界島のみから得られている．上記の酸素同位体ステージは，いずれも相対的な高海水準期にあたり，当時南西諸島域にサンゴ礁が形成されていたことは間違いない．

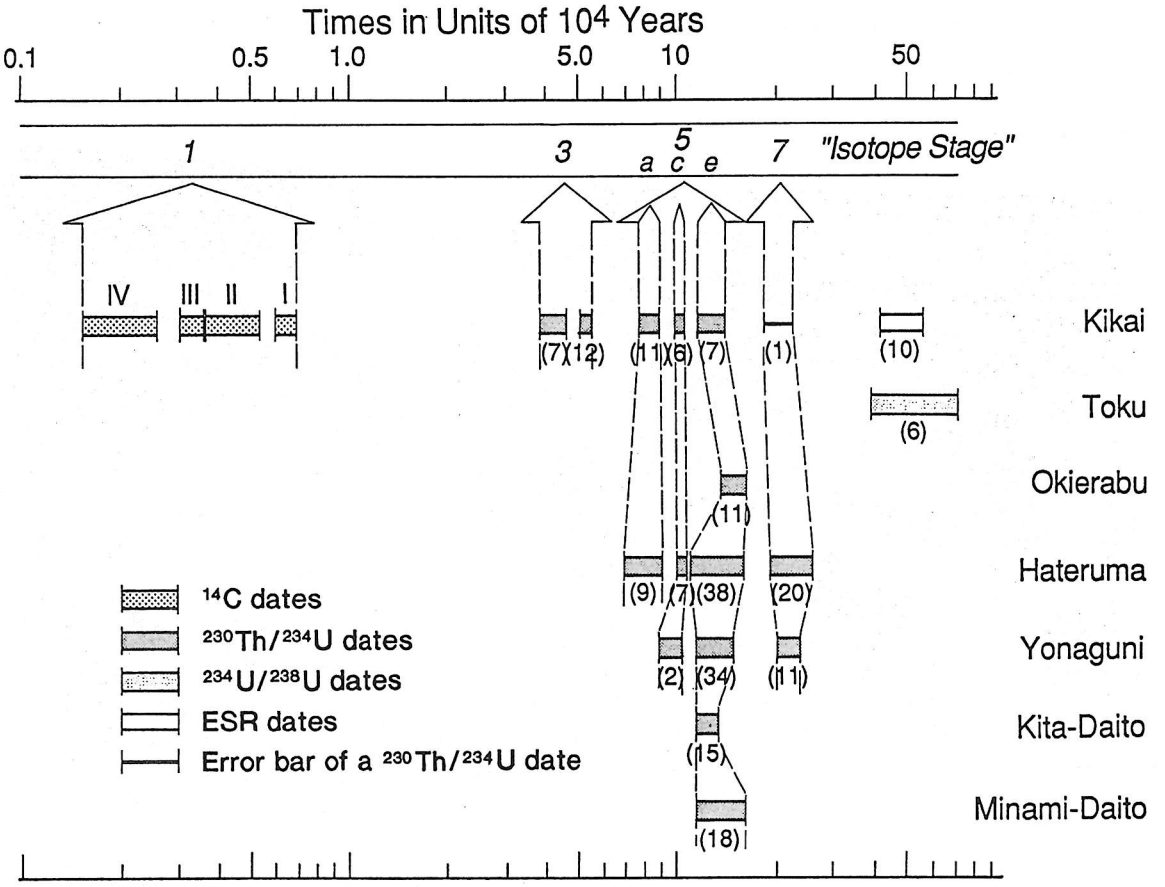


図 1 喜界島・徳之島・沖永良部島・波照間島・与那国島および南北大東島の更新統に関する年代測定結果

サンゴ礁の形成場が，その主要構成要素（礁性サンゴおよび紅藻サンゴ藻）の生息深度に支配されるため，陸上に露出する礁性石灰岩は，形成当時の海面高度の推定に有効な“古検潮儀”として利用できる．例えば，サンゴ礁段丘が発達する地域では，各段丘ごとの旧汀線高度が，他地域より精度よく決まる．一方，段丘構成物としての石灰岩中には $^{230}Th/^{234}U$ 法に最適なサンゴ化石も多いため，その汀線の年代を特定できる．図2および3は，地形区分・礁性石灰岩の岩相・年代測定結果などをまとめたもので，波照間・喜界両島でみられる海岸線の後退（海退）の様子を示している．図4は，最終間氷期最盛期（OIS-5e）より新し

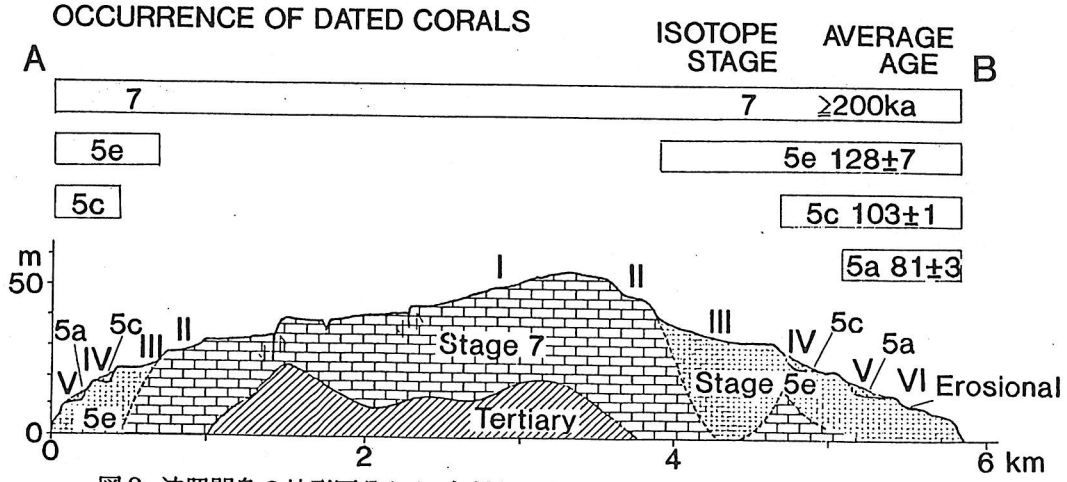


図2 波照間島の地形区分および $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定結果を示す地質断面図

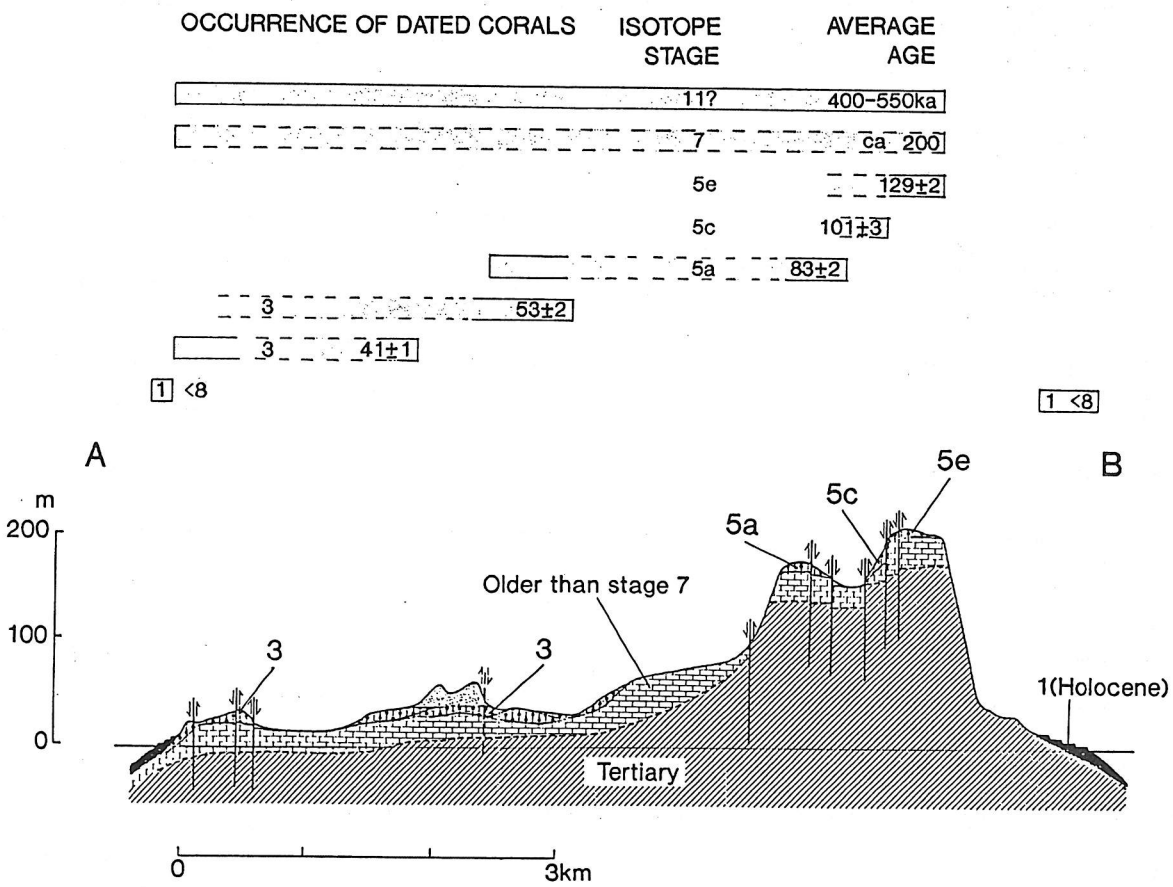


図3 喜界島の地形区分および $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定結果を示す地質断面図

い $^{230}Th/^{234}U$ 年代値・年代測定用サンゴ試料の採集高度とそれぞれの岩体について推定される堆積時の旧汀線高度を示すが，同じ時期の汀線高度が島ごとで異なる．このことは，それぞれの島の過去 13 万年間の隆起量に顕著な差があることを意味している．すなわち，OSI-5e の礁性石灰岩に関する情報をまとめた表1からも明瞭なように，ユーラシアプレート上の海溝近くに位置する喜界島や波照間島と比べ，フィリッピン海プレート上の南北大東島の隆起量は，極端に小さい．また，同じ南西琉球に位置する波照間・与那国両島間では，海溝に近い前者の隆起量は比較的大きい．また，ニューギニア・ヒュオン半島のサンゴ礁段丘から推定された各高海水準期

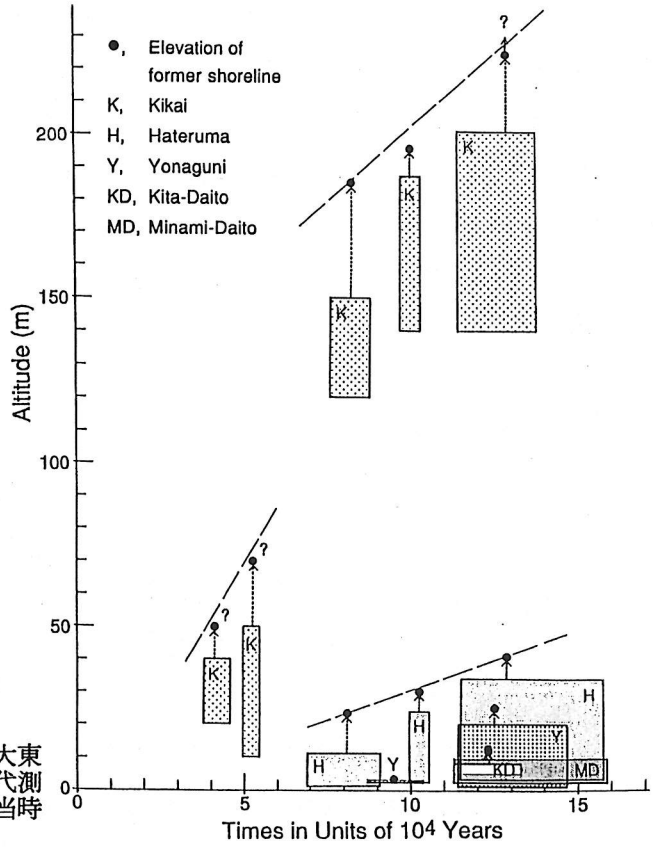


図4　喜界島・波照間島・与那国島・南北大東島から得られた $^{230}Th/^{234}U$ 年代および年代測定試料の採集高度範囲と各礁性石灰岩堆積当時の旧汀線高度

表1　最終間氷期最盛期（OIS-5e）のサンゴ礁段丘に関する年代値・試料高度および推定隆起量のまとめ

Plate	Island	Total Number of Dated Samples	Maximum Sampling Altitude (m)	Average $^{230}Th/^{234}U$ Date (ka)	Indicator of Paleo Sea-Level and Its Altitude (m)	Average Uplift Rate (m/ka)**	Reference
Eurasian	Kikai	85	205	129±2	Highest point of coral reef terrace 224	> 1.8	Konishi et al., 1974 Omura, 1988
	Hateruma	82	34	128±7	Inner margin of coral reef terrace 41	0.3	Ota and Hori, 1980 Ota et al., 1982 Omura, 1984
	Yonaguni	40	19	129±3	Highest point of coral reef terrace ca. 25	0.2	Omura et al., unpub.
Philippine Sea	Kita-Daito	27	8.1	123±1	Raised surf bench ca. 10	0.03	Ota et al., in press
	Minami-Daito	23	9.6	123±1	Raised surf bench 12.7	0.05	Ota et al., in press

の海面高度(Chappell and Schakleton, 1986；表2）を参照すると，喜界・波照間両島の隆起の等速性は，過去 13 万年間に関する限り，否定せざるを得ない．

最高地点（百之台の 224 m）が OIS-5e の礁性石灰岩で覆われていることから，喜界島は，最終間氷期最盛期海面下に没していたと考えられる．すなわち，隆起による喜界島の誕生は，

表2 最終間氷期最盛期（OIS-5e）以降の喜界・波照間両島のサンゴ礁段丘高度および隆起量

Age of high sea-level stand (m)	Present highest altitude of former shoreline (m)		Paleo sea-level height (m)	Expected altitude assuming the constant uplift rate since ca. 130 ka (m)		Difference between the expected height and the present one (m)		Apparent amount of uplift (m)	
	Kikai	Hateruma		Kikai	Hateruma	Kikai	Hateruma	Kikai	Hateruma
ca. 120~130	> 224	41	+ 6	—	—	—	—	218	35
ca. 100	195	30	- 9	171	19	- 24	+ 11	204	39
ca. 80	185	23	- 19	125	4	+ 60	+ 19	204	42
ca. 60	70	—	- 30	78	—	- 8	—	100	—
ca. 40	50	—	- 41	31	—	+ 19	—	91	—

OIS-5e 以降といえる．それに対し，表3中に示した他の島の隆起開始時期はそれ以前で，波照間島の隆起は OIS-7（おおよそ 21万年前）以降と思われる．$^{230}Th/^{234}U$ 法によって形成年代が明確になった礁性石灰岩の岩相や分布状態と基盤岩類との関係から，それぞれの島は，表3に示したような型のサンゴ礁を形成させながら成長してきたと考えられる．

最終間氷期以降の構造運動に注目すると，喜界島は，多くの断層で切られ，西側へ傾動しながら，急速な隆起で特徴づけられる．そのような隆起は完新世まで続き，その結果が，島の周囲に4段の完新世段丘を発達させている．波照間島や与那国島は，比較的緩慢に隆起し続けてきた．両島の海岸線に沿う完新世段丘がみられないが，そのことは，最近の数千年間における両島の隆起が，殆どなかったか，あるいは認識できない程緩慢なものだったことを示唆している．隆起速度は遅く，その量も小さいものの，波照間島は西方に緩やかな傾動を示し，与那国島はブロック運動で特徴づけられる．

表3 喜界島・波照間島・与那国島および南北大東島上のサンゴ礁段丘と各島の発達史に関するまとめ

Plate	Eurasian			Philippine Sea
Island	Kikai	Hateruma	Yonaguni	Kita- & Minami-Daito
Distance from the trench (km)	ca. 80	ca. 100	ca. 130	ca. 150
Age of the oldest reef (ka)	400 to 550	210	400?	> 2,000?
Altitude of reef during the last interglacial maximum (m)	> 224	41	25	10~12
Uplift rate since the last interglacial maximum (m/ka)	1.8	0.3	0.2	0.03 ~ 0.05
Altitude of Holocene terraces (m)	13 (subdivided into four steps)	——	——	——
Estimated age of emergence of island (ka)	< 130	< 210	>> 400	> 1,000 ~ 2,000
Evolutional history of reef	table reef —> fringing reef	table reef —> fringing reef	fringing reef	atoll —> fringing reef
Tectonic characteristic	rapid uplift with faulting and westery tilting	slow uplift with small amount of westery tilting	slow uplift with block movement	very slow uplift

S6 琉球列島への黒潮流入とサンゴ礁形成

木庭元晴（関西大学地理学教室）

Motoharu KOBA ; An Influx of Kuroshio Current into Okinawa Trough and an Inauguration of Quaternary Coral-Reef Building in the Ryukyu Island Arc, Japan.

琉球列島はサンゴ礁の島々からなる。ところがそのサンゴ礁形成の歴史は意外と新しい。第四紀更新世のサンゴ礁堆積物は琉球層群であるが，この堆積開始年代は６０～７０万年前である。この年代はＥＳＲ法によって求めた（Koba et al., 1985）。琉球層群より前のサンゴ礁堆積物となると，始新世まで遡ってしまう。なぜサンゴ礁はこのように永く形成されなかったのであろうか。サンゴ礁形成の開始までを表１にまとめた。

琉球がサンゴ礁の海になる契機について，中川（1977, 1983）の次のような考えがある。サンゴは清澄な海水を好むので，サンゴ礁が形成されるためには陸源の土砂が琉球列島に供給されないことが必要である。大陸からの土砂の流れを堰止める（＝ トラップ trap する）沖縄トラフ（図１）の出現によって，琉球にサンゴ礁が形成されるようになったという。沖縄トラフ土砂トラップ説とでも称せよう。中川はこの主張の根拠を挙げているが，ここでは省略する。個々の主張に対する木庭の考えは木庭（1990）に示した。

中川の沖縄トラフ土砂トラップ説は，島尻層群の終了時期と琉球石灰岩の堆積開始時期を同一視しているが，これには無理がある。琉球石灰岩の堆積の始まりは，６０～７０万年ほど前である。島尻層群の堆積終了と琉球石灰岩の開始の間には約１００万年の時間間隙がある。しかしながらこの時代のサンゴ礁石灰岩は認められていない。島尻層群の堆積時代にサンゴ礁が形成されなかった原因は，マッドコントロールではなく，水温が十分で無かったと考えた方がこの琉球の海では自然ではないか。

琉球列島は世界でも有数の暖流である黒潮に洗われている。この黒潮は，北赤道海流の延長であるから，熱帯の水界生物を多量にこの琉球に運び込んでいる。そのため現在の琉球は，世界でも最も生物の種類が多い海域の一つになっている。図１には，琉球付近における海陸分布と５００ｍ・１０００ｍ等深線の上に，過去３０年間の２月上旬（年最低）の平均水温分布と黒潮の流路などを示している。２月上旬が最も冷たいが１・２月の変化は小さい。この図に見られるように水温は黒潮の大陸側では急激に低下している。礁原（reef flat）を構築するほどのサンゴ礁が形成されるための限界水温はほぼ２０℃と考えられるが，黒潮のすぐ大陸よりの東海では，これを割っている。

最も高温を記録する８月上旬にはこの図の１０℃線が２７℃線，２０℃線が２９℃線となり，東海と琉球列島の気温差はほとんどなくなる。

中国大陸から泥や砂が供給されるような島尻層群の堆積時代には，当然琉球列島は大陸の沿岸水塊の影響下に在ったのである。すなわち当時の琉球列島の水温は，サンゴ礁が形成されるほど高くは無かったと考えることができる。それでは琉球の海が大陸の沿岸水塊から離脱して，サンゴ礁を招きいれる契機は何であったのか。

琉球列島南部の慶良間海裂（図１，ＫＧ）より西に位置する琉球列島を南琉球と称するが，与那国島を除く南琉球の島々はすべて，一つの５００ｍ等深線で囲まれている。この地域の島棚を氏家（1980）は５００ｍ島棚と称した。現在の黒潮の主流は，台湾島とこの５００ｍ島棚の間の深さ５００ｍ以深の部分，すなわち島弧の切れ目から琉球列島の内側に流入し，沖縄トラフを通って，トカラ構造海峡（図１，ＴＣ）（更新世サンゴ礁石灰岩の北限）から外に抜けている。その結果，黒潮の太平洋側は熱帯水塊となっているのである（図１）。一般に黒潮は幅２００ｋｍほど，その流れはかなりの深さまで達し，７００ｍの水深で毎秒５０ｃｍの速度があることも珍しくないという。それゆえ北赤道海流がフィリピン諸島にぶつかり黒潮となり，その東岸に沿って流れ，琉球弧の内側に入る場所としてはこの切れ目以外にありえないのである。もちろん，この切れ目から入った黒潮が流れるための通路，沖縄トラフが準備されていなければならないことは言うまでもない。この切れ目の形成以前は，琉球弧は黒潮を排除するバリアの役割を果していたものと考えられる。

この切れ目にはパラウィリッジから続く右横ずれ断層（Karig, 1973）がある（図１，ＹＤ，与那国凹地と仮称）。この断層は台湾ブロックと琉球ブロックを分ける構造線と考えられている（Wu, 1979）。この構造線こそ，黒潮に琉球列島を横断する切れ目を提供し，琉球を大陸の沿岸水塊から解放しサンゴ礁の海にしたといえる。与那国凹地に流入前の黒潮の流路は，現在琉球列島の太平洋側を流れる黒潮の支流の位置にほぼ対応するであろう（図１）。

以上に示した仮設を立証するには沖縄トラフ底をボーリングし，堆積物中の微化石を解析し，６０～７０万年前付近に急激な群集変化を見いだす必要があろう。先に示したように，現在の夏の水温分布を見ると黒潮が流入していない陸棚奥深くでも海面水温は平均２６℃前後となっている。それゆえ黒潮が横断できるほど琉球弧が切れていなくとも，間氷期の夏には琉球列島全域が相当の高温になったことであろう。そのため，微化石群集を解析する場合，単に水温の復元ではなく，黒潮の流路を直接捉える方法が必要とされる。

講演時にはＥＳＲ年代に基づいて，台湾島も視野にいれて論じる。

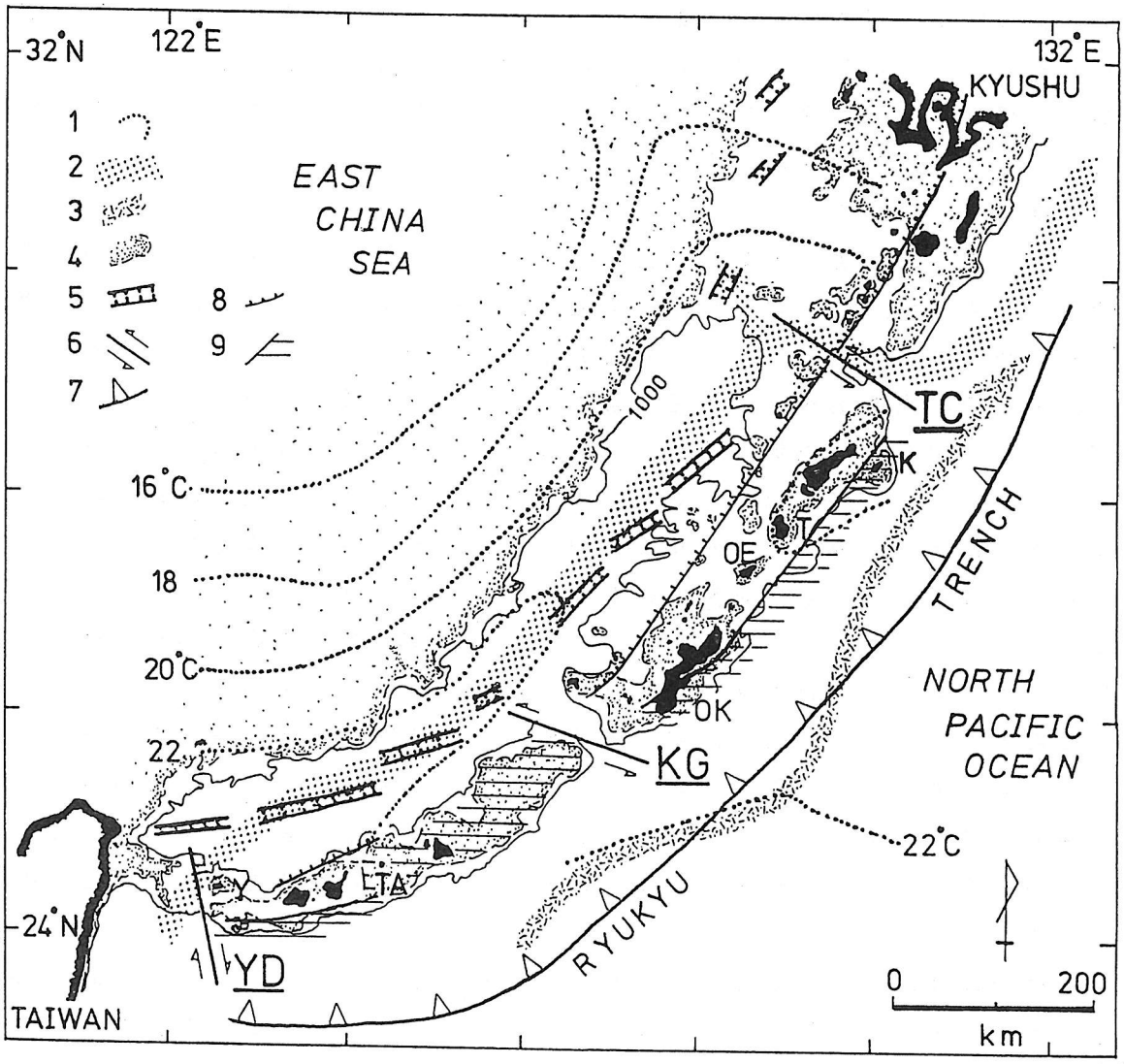


図１．琉球列島の海底地形と黒潮の流路

Fig. 1. Geological settings, bathymetries, and water temperatures in the vicinity of the Ryukyu Islands.

凡例：　１．最寒月（２月，１９５３－１９８２）の平均水温線　２．黒潮の現主流路　３．黒潮の現支流路　４．５００m以浅の島棚または陸棚　５．沖縄トラフの中軸リフト　６．琉球弧を横切る横ズレ断層　７．琉球海溝　８．火山フロント　９．島尻帯

表１．琉球列島第四紀サンゴ礁の形成開始に至る地史

TABLE 1. The Inauguration of Quaternary Coral Reef Building in the Ryukyu Island Arc, Japan.

Geologic Time	Movement of Land & Sea	Geologic History
700,000 yr B.P.	Sea-level rising	Inauguration of Quaternary coral-reef building. ‖ Inflow of the Kuroshio current behind the Ryukyu Island Arc Backed by Abrupt sea-level rise at oxygen isotope stages 15/16
△ Depositional Hiatus ▽	Block movement (Fault movement) Upheaval	↑ Segmentation of the island arc by the movements of the Kerama Gap and the Yonaguni Depression and Formation of the abrasion platform, especially developed in the Shimajiri Group area composed of loose deposits. ↑ Formation of the land bridge or island shelf from Taiwan to the Tokara Structural Channel ↑ Upheaval of almost the whole island arc.
Late Miocene ～Early Pleistocene (600～160 myr B.P.)	Submergence	Deposition of the Bathyal Mudstone and sandstone of the Shimajiri Group.
△ Pre-Late Miocene	Upheaval	Formation of the Geanticline of the present-day Ryukyus.

S 7 黒潮域における最終氷期以降の環境変動

大場忠道（金沢大・教養）・安田尚登（高知大・理）

Tadamichi Oba and Hisato Yasuda; Paleoenvironment in the Kuroshio region since the last glacial age

日本列島の南岸を流れる黒潮は、日本の陸上の気候、植生、風土に大きな影響を与えているばかりではなく、北太平洋全体の海流の循環にも強い影響を及ぼしている。この黒潮の流れが第四紀の特に最終氷期以降に、どのような変遷をたどってきたかということは、「黒潮圏の第四紀古環境」の中心的研究テーマの一つでもある。

本研究では、日本列島の南岸の3海域から採集された海底コア（図1）および縄文海進のころに黒潮の影響が及んだと予想される鹿島灘沖の海底コア（図1）に含まれる有孔虫の殻の酸素同位体比の測定結果に基づいて、最終氷期以降の海洋環境の変遷を考察する。

有孔虫の殻（$CaCO_3$）の酸素同位体比（$^{18}O/^{16}O$）は、その殻が形成された時の海水の酸素同位体比と水温によって決定される。特に、氷期と間氷期が繰り返された第四紀における海水の酸素同位体比は、気候変動に伴う大陸氷床の規模の変化とそれに連動する氷河性海水準変化と密接に関連して、海洋全体として変化する。そして、その変化はこれまでに多くの深海底コア中の底生有孔虫殻の酸素同位体比の測定結果から得られている（図2において、太い実線で示したカーブが標準的な酸素同位体比カーブである）。

もし、黒潮域において最終氷期以降に表面水温が変化せず、海洋全体として海水の酸素同位対比のみが変化したのであれば、その海域から採取された海底コア中の有孔虫殻の酸素同位対比カーブは、図2の太い実線で示すカーブと同様になることが予想される。ところが、日本列島南岸および東岸の海底コアの酸素同位体比カーブは標準的な酸素同位体比カーブとは異なり、最終氷期から後氷期にかけてのそれぞれのカーブの振幅は標準的な酸素同位体比カーブのそれより小さい。また、日本列島南岸の海底コアの酸素同位体比測定値は、最終氷期に3海域とも同様であったのに対して、後氷期になるとそれぞれ異なってくる。このことは、現在と同様な海洋環境が後氷期になってから形成されたことを示唆する。

以上のような考察によって、海底コア中の有孔虫殻の酸素同位対比測定結果から過去の海洋環境を推定することができる。（学会発表において、もし時間的余裕があれば、さらに他のコアの結果との対比や炭素同位体比についても言及する予定である）。

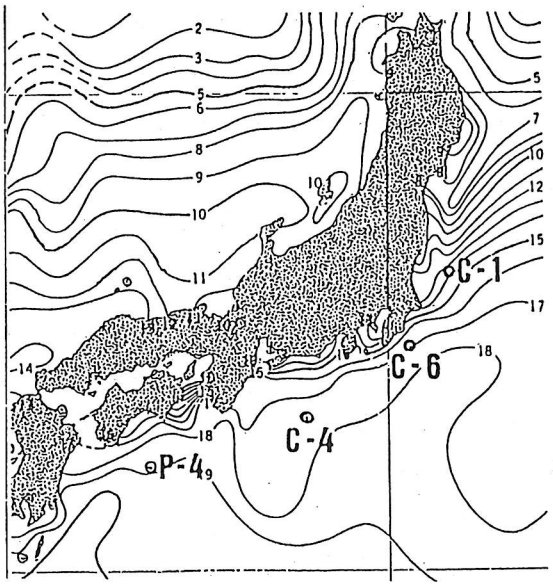


図１。本研究に用いた海底コアの位置。

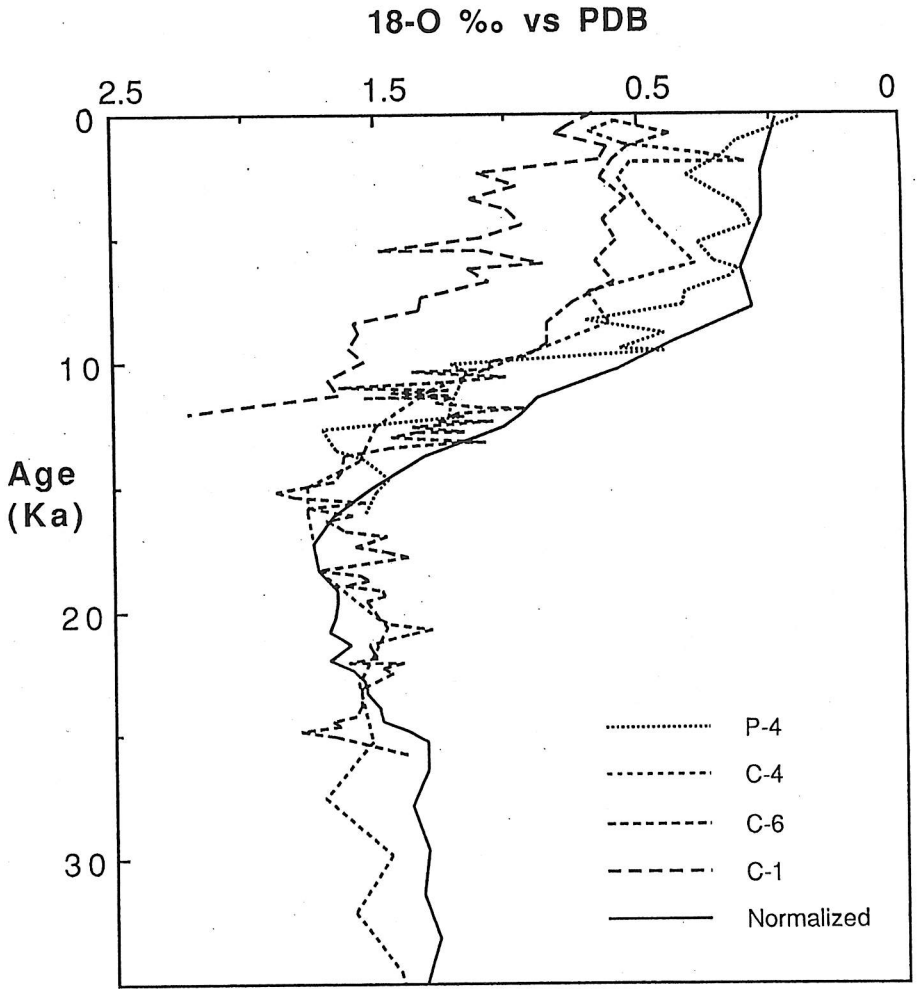


図２。図１に示す海底コア中の浮遊性有孔虫（Globorotalia inflata）の殻の酸素同位対比カーブ。太い実線は、Martinson et al. (1987)がまとめた深海底コアの標準的な酸素同位対比カーブで、他のコアの結果と比較し易いように横軸をずらしてある。

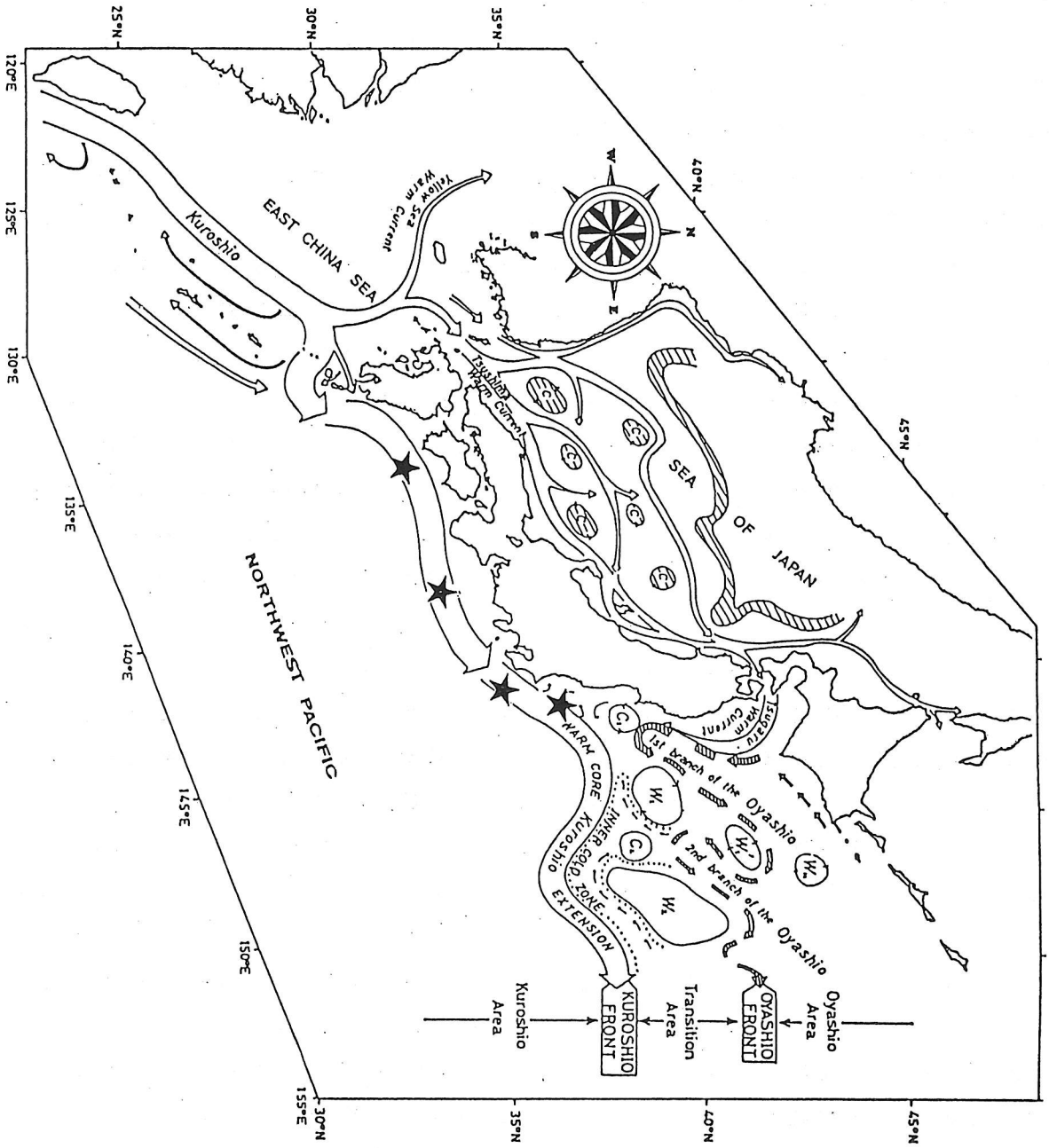
S8　浮遊性有孔虫からみた黒潮域における最終氷期以降の海洋変動

尾田太良　（熊本大学・理）

Motoyoshi Oda ; Planktonic foraminifera off Pacific coast of Japan during last 20、000 years.

本州周辺の太平洋では黒潮と親潮およびそれぞれの北限・南限である黒潮前線と親潮前線の間に広く混合（乱）水域が、さらに沿岸域に津軽暖水が存在し、また沖合に分布する太平洋中央水塊などが表層水として識別される。浮遊生物はもっぱら水の動きにしたがって移動・分散することからその生活の場である海水の温度・塩分などの要素を測るものさしとして適しており、水塊の指示者になりえることを示している。このように、過去の古海洋の変遷を復元するうえで、本州周辺海域における水塊と浮遊生物との対応関係を明らかにしておくことは重要なことである。

今回、本州周辺の太平洋の海底表層堆積物中の浮遊性有孔虫の遺骸群集の分布と表層水塊との対応を検討した結果を報告する。また、中緯度海域は過去の海洋気候の変遷が顕著に現われる海域で北から南にかけて、小名浜沖（深度１５４５ｍ）房総沖（深度２０２０ｍ）・御前崎沖（深度３３３４ｍ）の３本の柱状堆積物中の浮遊性有孔虫群集の解析をおこなった。以上の資料をもとにし、さらに現在検討中の四国沖（深度２７００ｍ）の柱状堆積物の資料による浮遊性有孔虫群集の解析結果をも考慮して日本周辺黒潮流域の最終氷期最寒期から現在にかけての古海洋の時間的変遷を考察する。



Location map of studied cores.

S9 黒潮圏における完新世の植生変遷

松下まり子（神戸大学・教養）

Holocene Vegetation History along the Pacific Coast Influenced by Kuroshio Current; Mariko MATSUSHITA

晩氷期以降の急激な温暖化にともなう植生変遷史に関しては，各地の平野下堆積物の花粉分析によってしだいに明らかにされてきた。これらの研究は後氷期の温暖化とともに植生がどのように移り変わったかを具体的なものにしてきたが，日本が海に囲まれる島国であるにもかかわらず，海況変化とのかかわりについては着目されてこなかった。演者はこうした状況をふまえ，これまでに最終氷期以降の海況変化，なかでも太平洋沿岸海域を北上する規模の大きな暖流である黒潮の動向や海水準変動と植生の関係について研究を行ってきた。ここでは黒潮の影響を大きく受けてきた九州南部，四国南部のこれまでの研究成果を概観し，さらに演者が研究をすすめてきた太平洋沿岸域での植生変遷，なかでもこの地域の植生の代表である照葉樹林の発達史について紹介する。

南九州における完新世の植生史

九州地方の植生史研究は少なく，とくに南九州では数えるほどである。南九州における完新世の植生史研究は宮井による宮崎県甑岳（1933),屋久島花之江河(1939)にはじまる。その後，竹岡による九州地方における天然スギの分布に関する研究(鹿児島県薩牟田池・宮崎県白紫池;1970,宮崎県甑岳;1980)がなされるまでほとんどみられなかった。これらの研究によって，完新世の温暖な時期にカシ類，シイノキ，ヤマモモなどの暖温帯性の常緑広葉樹が優占していたことが明らかになった。しかし，完新世の全期間にわたる堆積物を対象とした研究は，今までに外山(1982)の宮崎平野の研究がある以外みられない。外山(1982)は宮崎市大淀川下流域を対象に，宮崎平野を構成する地形の区分，ボーリング資料による沖積層の区分および堆積物の花粉分析を行うことによって，宮崎平野の地形の発達過程を明らかにし最終氷期最盛期以降の古環境を復元した。宮崎駅構内では樹木花粉の層位的産状から3つの花粉帯を設定し，モミ属，ツガ属，トウヒ属，五葉マツを含むマツ属中心の針葉樹林からコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林，そしてアカガシ亜属に代表される常緑広葉樹林への変遷史を明らかにした。宮崎平野南部の海岸には完新世段丘がよく発達している。この最上位の海成層には厚いアカホヤ火山灰が堆積している。長岡ほか(1991)は宮崎平野のほぼ中央を流れる石崎川下流，佐土原町から完新世堆積物の層序と^{14}C年代値，テフラおよび貝化石の種類組成を報告した。演者はこのテフラ（鬼界アカホヤ火山灰層）下の貝化石を含むシルト質砂の花粉分析を行った。ここでは *Castanopsis*が50-70%の高率で優占していた。この層準で得たハマグリ

の^{14}C年代が 7480 ±80y.B.P.(HR-294)と測定されていることから当地域では鬼界アカホヤ火山灰降灰以前の7500年前頃にはシイの極相林が成立していたといえる（図１）。また，野井ほか(1990)は宮崎市浮田地域を流れる大谷川でカキ床を含む沖積層の花粉分析を行い7000年前以降の海水準変動と浮田地域の環境変化をまとめている。当地域では，7000年前にはすでに *Cyclobalanopsis*, *Castanopsis*, *Myrica*などの暖温帯常緑広葉樹が優占する照葉樹林が卓越していたとする。HATANAKA(1985)は九州および隣接地域５０地点での資・試料によりウルム氷期以降の植生変遷をまとめた。この中で，HATANAKA(1985)は鹿児島県吐噶喇列島で花粉分析をおこなった。その結果，約3000年前には *Castanopsis* が55-90%を占め圧倒的にシイが優占していたことを明らかにした。

九州は日本列島の南西端に位置し，緯度的にみても亜熱帯に近く，中でも太平洋に面した九州南東岸は黒潮に洗われているため温暖で，年平均気温は17°C 前後，１月の平均気温も 7-8°C，暖かさの指数は140-180,年降水量も2000-3000mm に達する。上述の吐噶喇列島は黒潮の流路にあたっており，暖かさの指数は180-200 に達する。このような九州南岸および南方の島嶼では最終氷期の最寒冷期にも照葉樹林は残存しており，晩氷期以降の急激な温暖化とともにその分布を拡大していったものと思われる。

南四国における完新世の植生史

南四国における完新世の植生史研究は，中村が低地の湿原を対象に花粉分析を始めて以来，多数みられる（中村,1948,1965,1969；中村・甲藤,1953；中村ほか,1972；甲藤・阿子島,1980；山中,1984,1986；山中・石川,1988；松下ほか,1988)。中でも，中村(1965)による南国市伊達野・高知市野市の研究は西南日本でのスタンダードとされるものである。中村(1965)は伊達野において沖積世初期から現在までの連続堆積物を分析し，中村(1952)の花粉帯ＲＩ，ＲⅡ－Ⅰ，ＲⅡ，ＲⅢを対応させた。高知平野でのこれまでの研究（中村,1948,1965,1969；山中,1984,1986；山中・石川,1988）から，当地方では完新世の温暖期にはカシ類を主とする照葉樹林が優占するが，同時に中間温帯林的な性格をもつモミ・ツガ林が成立し比較的最近まで分布していたことが明らかにされている。一方，室戸岬での研究（中村ほか,1972；甲藤・阿子島,1980；松下ほか,1988）から，室戸岬では約8500年前にはシイの極相林が成立しており，少なくとも6500年前まで存続していたことが明らかにされている（図２）。太平洋に面する室戸岬は黒潮の影響を大きく受け温暖で，室戸岬津呂の年平均気温17.７°C,最寒月の平均気温8.1°C,暖かさの指数152.8 となっている。当地方において完新世の初期からシイを主とする照葉樹林が成立しえた条件として黒潮の影響をあげることができるであろう。

太平洋沿岸域における完新世の植生史

演者はこれまでに，太平洋沿岸域における完新世の植生史を明らかにしてきた（松下ほか,1988 ; MATSUSHITA & SANUKIDA,1988 ;松下,1989,1990,1991)。その結果，これら地域の植生を代表する照葉樹林の拡大や種構成の違いに現れる植生の分化に黒潮暖流が大きくかかわってきたことを明らかにした。紀伊半島新宮（松下ほか,1988)ではコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林の時代から照葉樹林の時代への交代が完新世初期の約7500年前にみられた。照葉樹林の主体はシイとカシ類の両者で，シイの勢力は大きくヤマモモ，マキ属などを随伴していた（図３）。大阪平野，京都，近江盆地など近畿地方内陸部ではコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林からカシ類を主とする照葉樹林への交代が鬼界アカホヤ火山灰降灰期頃の約6000年前にあったことが知られている(MAEDA,1976;古谷,1977 ; 安田,1978 ; 中堀,1981 ; 石田ほか,1984)。この様に太平洋に面する新宮は，内陸部に比べ照葉樹林の発達が著しい。遠州灘に面する浜名湖・御前崎（MATSUSHITA & SANUKIDA,1988 ;松下,1989)では約7500年前を境にクリ，モミなどを主とする森林から急激にシイ林に交代しその後6000年前頃からカシ類を伴うようになる。またコナラ亜属，ニレーケヤキ属などの落葉広葉樹が完新世を通して存続する。東海地方での花粉分析の報告はこのほか濃尾，伊勢平野（中村,1972)，知多半島先苅貝塚（前田,1980)などがある。先苅貝塚では8000-7000 年前にすでに *Cyclobalanopsis,Castanopsis,Mallotus* などが出現しており，知多半島，浜名湖，御前崎は太平洋に面し黒潮の影響が大きく照葉樹林の発達が良いものと思われる。伊豆半島南西部松崎（松下，1990）では照葉樹林の成立は早く,8500 年前にはシイ林が成立した。カシ類の出現はシイに比較して遅く勢力も小さいが7000年前には出現する。ここではスギ林が完新世を通じて優勢で，コナラ亜属などの落葉広葉樹の分布はきわめて少ない（図４）。房総半島南西端館山（前田,1980)では7000年前代にすでに照葉樹は自生し，カシ類とともにシイの出現が報告されている。銚子半島高神低地（松下，1991）では照葉樹林の成立が5500年前頃にみられ，照葉樹林の発達様式は，関東平野のそれに似ており，太平洋に面する伊豆半島，浜名湖，紀伊半島，室戸岬などでみられた完新世初期におけるシイ林の成立とその顕著な発達はみられなかった。伊豆半島松崎，房総半島館山は御前崎の東方に位置しているにもかかわらず，照葉樹林の拡大，成立時期が早かった。これは両地域が南に突出した半島先端部に位置し，黒潮の影響を直接受ける温暖湿潤な海洋気候のもとにあったためであろう。因みに，伊豆半島長津呂の年平均気温は，16.2°C,最寒月の平均気温は7.2 °C, 暖かさの指数は134.6,年降水量は1869mmである。

照葉樹林の成立と黒潮

九州南部から房総半島までの太平洋沿岸地域では完新世の初期からシイ林の発達が顕著にみられた。中でも日本列島の中央部より東方に位置する伊豆半島や房総半島南端で照葉樹林の発達が良く，その拡大，成立時期も早かった。ところで，最終氷期以降の黒潮前線の北上の様子が鎮西ほか(1984)によって示されている。太平洋沿岸の深海底堆積物中のプランクトン化石群集の組成変化から，遠州灘沖は13000 年前にはすでに黒潮前線の南側に入り，房総沖は10000 年前に前線が通過し，那珂湊沖には6500年前に前線が達したとされている。この結果からみると，九州南岸から房総沖にいたる海域は10000 年前には黒潮の影響下に入っていたといえる。黒潮暖流は冬季温暖で湿潤な海洋性気候をもたらし，このことが照葉樹林の発達を促したといえる。さらに太平洋沿岸域において10000 年前以前に照葉樹林構成要素が存在していた可能性が考えられ，その後の急激な温暖化とともに照葉樹林は南方から日本列島を北上するとともに各地から一気にその分布を拡大していったものと思われる。

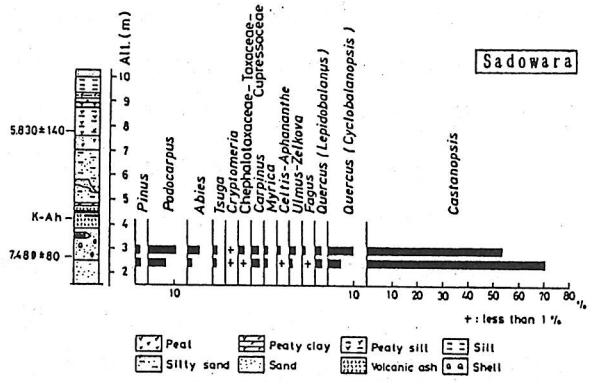


図 1．宮崎県佐土原町の花粉ダイアグラム

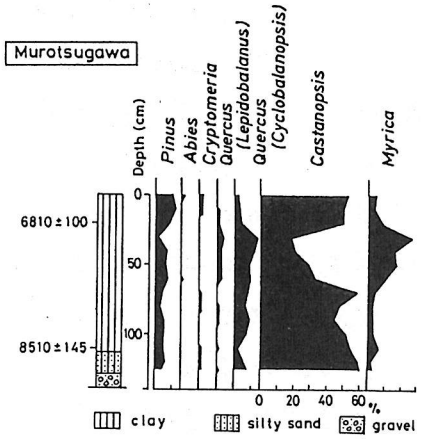


図 2．高知県室津川の花粉ダイアグラム

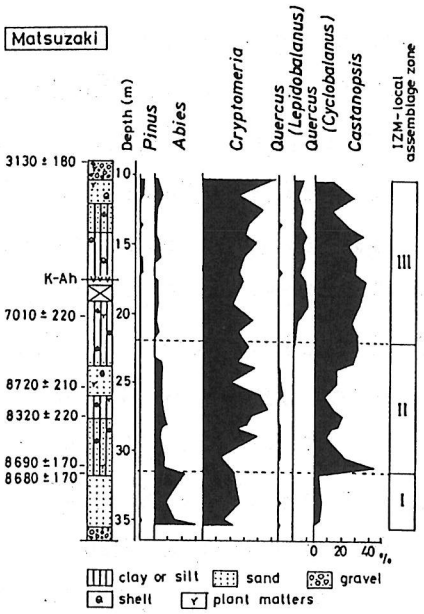


図 4．静岡県加茂郡松崎低地の花粉ダイアグラム

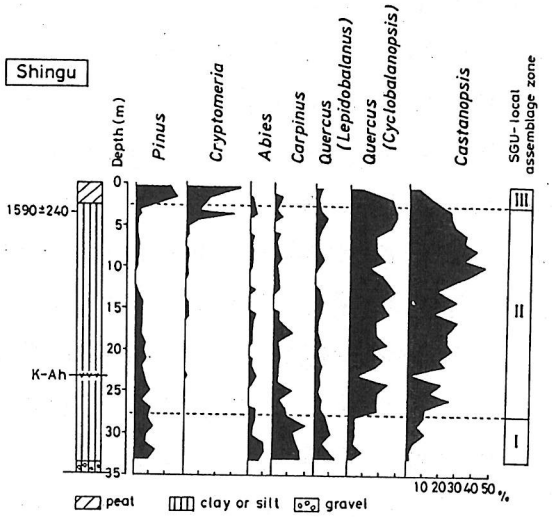


図 3．和歌山県新宮市浮島の森湿原の花粉ダイアグラム

S10 南四国における第四紀以降の植生変遷

山中三男（高知大・理・生物）

Mitsuo YAMANAKA; Vegetational history since the Pleistocene in southern Shikoku

南四国における植生変遷の研究は，主に中村によって行われてきた。その概略をまとめると次のようになる。

（1）更新世前期：高知県東南部の唐の浜層群に存在する亜炭層の花粉分析結果をみると，*Alnus* が優勢な時代と *Taxodiaceae* の優勢な時代とがある（甲藤他 1953）。両時代とも *Fagus*, *Ulmus*, *Pinus*, *Abies*, *Picea* などが同時に出現するとともに，*Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya*, *Keteleeria* なども含まれている。おそらく鮮新世末期から更新世への移行期を示していると考えられ，植生は *Alnus* 優占の湿地植生から，地下水位の低下にともなって，*Alnus*-*Taxodiaceae* 時代，さらに *Taxodiaceae* 時代へと遷移していった。　高知市北方の万々層の花粉分析結果（中村・甲藤，1953，甲藤・中村 1954）も，優勢な樹種は *Taxodiaceae*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Larix*（又は *Pseudotsuga*）で，これに *Betula*, *Ulmus*, *Aesculus*, *Fagus* *Pterocarya* などを伴っている。さらに下層部からサ量ながら *Liquidambar* や *Nyssa* が検出されていることから，万々層の下部は更新世初期に相当する可能性がある。なお最近，塙塩・山中（1987）によって行われた万々層の分析結果も，中村・甲藤（1953）のそれとよく似ているが，*Liquidambar* や *Nyssa* は検出されておらず，同じ万々層でもいくらか新しい時代の堆積物と思われる。いずれにしてもこの時代の気候は現在にくらべてかなり寒冷で，森林帯は 500～800 m 降下していたものと考えられている。

（2）更新世中期：高知県西部，四万十川河口付近の平野および中筋川流域の山田の海成層が，この時代の堆積物と考えられている。その花粉組成は，*Cyclobalanopsis*, *Lagerstroemia*, *Gardenia*, *Podocarpus*, *Sapium*, *Celtis* など主に暖温帯に分布するもの，*Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Betula* など冷温帯に多いもの，*Alnus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Symplocos*, *Zelkova* など冷・暖温帯にみられるものと多様である。また *Pinus*, *Abies* *Tsuga* などの針葉樹が検出され，暖地性のシダ *Gleicheniaceae*, *Pteris* などの胞子も出現している（高知第四紀研究グループ，1972，中村他 1972）。さらに *Fagus* 花粉には，花粉粒が大小2型みられ，大型の方はブナに，小型のものはイヌブナに由来する可能性が強い。このように冷・暖両温帯に産する樹種が混在する例としては，群馬県の中の条湖成層（更新世中期）や大阪層群（Ma 7-8）がある。これらの堆積物中にはいずれも2種類の *Fagus* を含む冷温帯性樹種，*Lagerstroemia* などの暖温帯性樹種，多種類の針葉樹

が混在している。したがって，平野・山田地区の堆積物は，古土佐湾海進期による堆積物で，Mindel-Riss間氷期のものと考えられている。

中村（1969）は高知平野の中央部，高知市吉田町から得られたボーリングコアの花粉分析結果を発表している。それによると，深度30.00m～23.70mの部分でAbies，Picea，Alnus，Fagus，Cryptomeriaなどが優勢で，その他にPinus，Tsuga，Ulmus，Zelkova，Pterocaryaなどが常に出現する層準がある。この時代には冷温帯的な植生が高知平野に発達していたと考えられ，年平均気温にして現在よりも4～6°C低温であったと推定されている。このボーリングコアの深度約16mのところの絶対年代が>37,800y.B.P.となっていることから，上記の花粉含有層はRiss氷期の堆積物の一部である可能性もあるとみられている。野田（1962）は，高知県西部，窪川町の中位の河成段丘中から得たシルトおよび粘土の花粉分析を行った。この堆積物もやはりRiss氷期のものと考えられている。Pinus，Picea，Cryptomeria Tsugaなどの針葉樹花粉とともに，Alnus，Fagus，Pterocaryaなど広葉樹花粉も含まれている。なおこの試料中にはFagus crenata，Picea polita，Picea maximowiczii の遺体も含まれており，当時の植生は冷温帯上部のそれに相当するものと思われる。

（3）更新世後期：前記高知市内のボーリングコアの深度20.00～16.05mの間に，AbiesとTsugaが優勢でCyclobalanopsisも増加する層準がある。ここではFagusは5%以下となり，Piceaは全く出現しない。一方，少量ながらCastanopsisやPodocarpusのような暖温帯要素の花粉が検出されている。年代的には一応Riss-Würm間氷期に相当するのではないかと考えられる。

明らかにWürm氷期のものと判明している花粉含有堆積物も南四国では比較的少ない。高知平野の東部，南国市伊達野のボーリングコア中にAbies，Tsuga，Cryptomeria，Alnus，Fagus，Betula，Quercus，Fraxinus，Ulmusなどの優勢な層準がある（中村，未発表）。年代的に46,500$^{+3,800}_{-5,500}$ y.B.P.から29,100±1,000 y.B.P.の間の堆積物で，明らかにWürm氷期のものであり，その花粉組成から判断される森林植生は，現在の温帯混交林から冷温帯下部に相当する。これとよく似た花粉組成をもつ層準が，高知市丸池町のボーリングコアからも見出されている（山中，1984）。

いわゆる晩氷期の堆積物と考えられるものは，高知平野（高知市，南国市，香美郡野市町など）から見出されている（中村，1965・1969，山中，1984，未発表）。これらの試料中の花粉は，Pinus，Abies，Tsugaなどの針葉樹，Alnus，Quercus，Pterocarya，Ulmus，Zelkova，Carpinusなどの落葉広葉樹のものが多い。またPiceaやFagusなども検出されており，場所によってはCryptomeriaが優勢なこともある。

（4）完新世：完新世初期から現在までほぼ連続している堆積物の花粉分析結果が中村（1965）によって報告されている。前述の南国市伊達野の堆積物がそれで，完新世初期には *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*, *Quercus* が優勢である。しかし程なく *Cyclobalanopsis* が出現しはじめ，針葉樹と *Quercus* は減少する。さらに *Castanopsis* も分布し，完新世中期には *Myrica* も出現して本格的な照葉樹林が形成される。約4,500年前から *Abies*, *Tsuga*, *Castanopsis*, *Cyclobalanopsis*, *Myrica* の変動がはげしくなる。このような変化が起った原因としては，完新世後期の気候の変動（冷涼化）や人間活動の影響が考えられる。　高知県東部，室戸市の室津川の露頭から採取された堆積物の花粉分析結果によると，*Castanopsis* が非常に優勢で，*Myrica* の優位な層準もある。この堆積物は，約8,500年前から6,800年前のものであることから，室戸岬付近では完新世初期すでにシイ類を主とする照葉樹林が成立していたことを示している（松下他 1988）。　高知平野南部の吾川郡春野町から得られたボーリングコアは，約8,500年前から現在までほぼ連続した堆積物と考えられるが，その最下層付近では *Myrica* が優勢で，これに *Castanopsis*, *Cyclobalanopsis* が伴っている（山中他，未発表）。ここでは完新世初期にヤマモモを中心とした照葉樹林が発達していたものと思われる。

南四国の山地の植生変遷に関する研究としては，次の2つがあげられる。高知・徳島の県境にある野鹿の池山湿原（海抜1,200 m）の堆積物は，約6,500年以降のものであるが，全層を通して *Fagus*, *Quercus* が優勢である。（中村・山中，1951，山中他　未発表）。ここは冷温帯下部にあたり，湿原形成当初からその周辺はブナやミズナラの夏緑樹林におおわれていたと考えられる。　同じ冷温帯下部にありながら，高知・愛媛の県境にあるカラ池湿原（海抜1,220 m）の堆積物とその花粉分析結果は，野鹿の池山湿原のそれとはかなり異っている（山中・山中，1977）。堆積物は泥炭と粘土の互層で，その最下層は約6,000年前のものとみられる。花粉分析結果は，全般的には *Fagus* と *Tsuga* の優勢を示しているが，下層部で *Cryptomeria*，上層下部で *Abies* がそれぞれ増加し，植生にかなりの変動があったことを示している。

最後に稲作に関する花粉分析学的研究にふれておく。中村（1977）は高知市水久保から得た堆積物の花粉分析を行い，約3,000～2,800年前からイネ属（*Oryza*）花粉が出現することをみとめた。山中（1986）は，高知平野東部，南国市田村遺跡から採取した，約3,300年前の堆積物中に *Oryza* を見出した。さらに同遺跡の弥生時代前期（約2,200～2,000年前）の水田遺跡から多量の *Oryza* が検出された。また高知平野東南部，香我美町遠崎遺跡において，縄文時代晩期ないし弥生時代前期にかなりの割合で *Oryza* が出現している（山中・石川，1988）。このように高知平野においては，縄文時代後・晩期に

すでに稲作が行われていた可能性がある。しかしはじめのうちはかなり粗放的なもので，集約的な稲作が行われるようになったのは，おそらく弥生時代以降のことと思われる。

S11 黒潮圏の先史文化

小田静夫（東京都・文化課）

Prehistoric Culture of Black Current Region

Shizuo ODA

黒潮はフィリピンのルソン島海上を出発点にし、台湾東沖を北上し、東シナ海を南西諸島の西岸沿いに進み、本流は種子島、屋久島の南から日本本土の太平洋岸を流れ、伊豆諸島の御蔵島と八丈島の間を通り、犬吠崎付近で流路を東に転じて黒潮続流となる。

こうした黒潮の流れは、「海上の道」となって先史時代以来、多くの南方的な要素を日本文化にもたらしたと考えられている。ここでは、大きく南西諸島と伊豆諸島の二つの島嶼地域をとりあげ、そこに反映された考古学的資料から、黒潮圏の先史人の動態を探ってみようとするものである。

南西諸島の考古学

南島と呼ばれる大隅諸島から先島諸島までを、大きく三つの地域に分けることができる（国分1972ほか）。種子島、屋久島を中心にトカラ列島までを北部圏、奄美大島から沖縄本島を中心にする中部圏、宮古列島、八重山列島を中心とする南部圏である。このうち北部圏は南九州に接していることから、同じ文化圏としての要素が強い。中部圏は北部圏との間に黒潮本流が流れ、また各島々の環境が異なることから独自の文化圏を発達させている。南部圏も中部圏との関係をあまり持たず、むしろより南方の影響を強く受けた文化要素を示している。

南島にはじめて人々が住み始めるのは旧石器時代で、約30,000年前頃の沖縄本島である。約20,000年前頃になると宮古島、奄美大島にも旧石器人が生活している。南島の旧石器遺物は化石人骨と骨角器だけであったが、奄美大島では石器が発見され注目されている（高宮1991ほか）。

縄文時代になると南九州の早期縄文人が北部圏に進出していき、前期には中部圏の沖縄本島にまで至っている。後期人は特に海洋進出が盛んであり、北部、中部圏に多くの遺跡を残している。晩期になると、中部圏（沖縄本島）で生まれた土器がはじめて黒潮本流を渡って北部圏（屋久島）にまで北上している（上村1990ほか）。

弥生時代は水田稲作農耕と金属器の伝来で開始される。北九州地方に大陸から渡来した弥生文化は非常に早いスピードで日本列島に拡散していった。しかし、南島は水田農耕には適さない自然条件だったこともあり、弥生人の本格的な定住は認められていないが、北部、中部圏で弥生土器、大陸系磨製石器、ガラス玉、金属器などが発見されている。弥生人を南島に最もひきつけた品物に、ゴホウラ、イモガイ、オオツタノハ貝の入手がある。これらの

南海産の貝類は貝製腕輪の原料として、西北九州の弥生人は多用した。中部圏の沖縄本島には、交易用と考えられるゴホウラ、イモガイの集積遺構が数多く発見されている。また、この南海産貝製腕輪の分布は、黒潮の流れに沿って北海道にまで至っており、「貝の道」が存在した証拠である（三島1977ほか）。

宮古、八重山列島を中心にした南部圏は、八重山編年と呼ばれる独自の文化圏を形成している。第Ⅰ、Ⅱ期が先史時代で、第Ⅰ期は、無土器、第Ⅱ期に土器が出現するが、このⅠとⅡの編年が最近逆転し前期、後期に区分されることもある。中でも前期に伴うシャコ貝製の斧は、製作法、形態においてフィリピンの新石器文化の貝斧に類列が求められるという。また、地理的に台湾に近く、台湾巨石文化期との類似品の出土も指摘されている（安里1989ほか）。

伊豆諸島の考古学

大島から神津島、三宅島、御蔵島までを北部伊豆諸島、八丈島、青ケ島を中心にした南部伊豆諸島とに分けて考えることもできる。それは、御蔵島と八丈島の間に黒潮本流が流れており、これがこの両地域を区分する大きな要素になっているからである（小田1977ほか）。

伊豆諸島にはじめて渡った人々は、旧石器時代で約30,000年前頃に神津島の黒曜石を採取しにいったのである。神津島産黒曜石はそのご連綿と使用され、縄文中期には約200km以上の範囲に分布が認められている。その一部は、北陸、東北地方にまで運ばれている（鈴木1973,74ほか）。

縄文時代に入ると本土から望見できる北部伊豆諸島に、各期を通じて多くの縄文人が渡島している。その大半は関東、中部地方の縄文人であるが、東海、近畿地方の縄文人も黒潮を利用し渡来した。そして、前期終末から中期初頭にかけての時期が、最も海洋進出が盛んで黒潮本流を越えた八丈島にまで渡っている。イヌをつれ、イノシシを飼育した形跡が認められている（小田1991ほか）。

縄文の終末から弥生初頭には、東海地方の弥生文化、東北地方の縄文晩期文化が大島と新島で認められている。弥生中期の三宅島にオオツタノハ貝が多く出土していることから、南西諸島と同様の貝の道をこの南部伊豆諸島から想定しようとする試みもある（橋口1988ほか）。

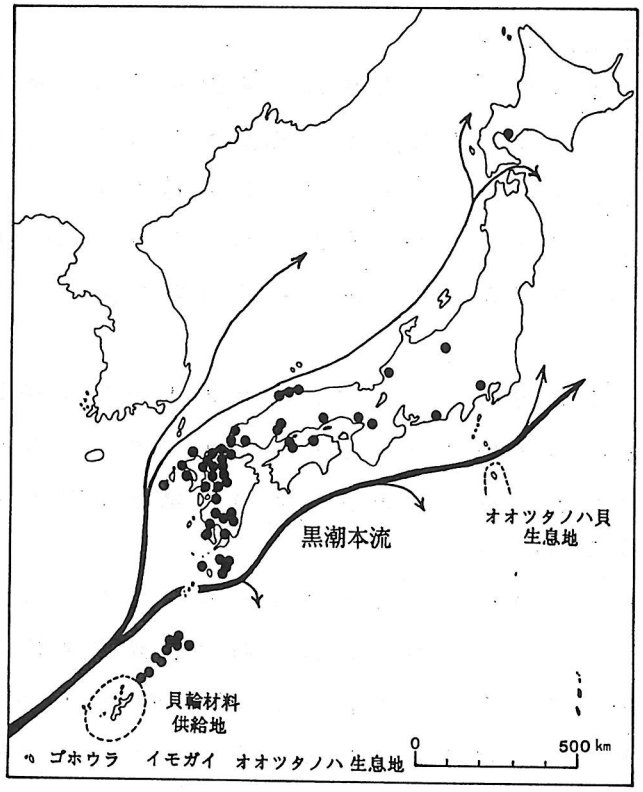
黒潮本流を越えた南部伊豆諸島の八丈島には、縄文文化のほかにもう二つの先史文化が存在している。その一つは八丈島編年の第Ⅰ期で、無文丸底の土器文化で特殊な打製石斧を多くもっている。年代はK-Ah（約6,300年前）の降灰期頃である。類似資料は縄文本土には未だ発見されていない。もう一つは第Ⅲ期で、断面が円筒を呈する磨製石斧の一群である。発掘例はないが、よ

り南の小笠原諸島にも同様の石斧類が見つかっている。そして、マリアナ諸島からは多量の出土があり、こうした地域との関連性が指摘されている（小田 1990ほか）。

			薩南諸島			琉球諸島			沖縄編年		八重山編年
			大隅諸島	トカラ列島	奄美諸島	沖縄諸島	先島諸島 宮古列島	先島諸島 八重山列島			
300	弥生時代	V	○		○	△ ○			III	新石器時代後期	後
A.D. 0		IV			○	△ ○					
B.C.		III	○	○	○	△ ○			II		
100		II	○ ○		○	△ ○					
300		I	○ ○	（黒 ○	○	△ ○			I		
1,000	縄文時代	晩	○ △	潮 △ ○	○	△	×	×	V	新石器時代前期	前
2,000		後	○ ○	○	○	△ ○		×	IV		
3,000		中	○	本					III		
5,000		前	○	流）	○	△ ○			II		
8,000		早	○ ○		△	△			I		
10,000		草									
11,000	旧石器時代	IV								旧石器時代	
12,000		III									
20,000		II			●	▲					
30,000		I				▲	▲				

○九州土器文化　△沖縄土器文化　×八重山先史文化　●九州旧石器文化　▲沖縄旧石器文化

南西諸島の先史文化編年

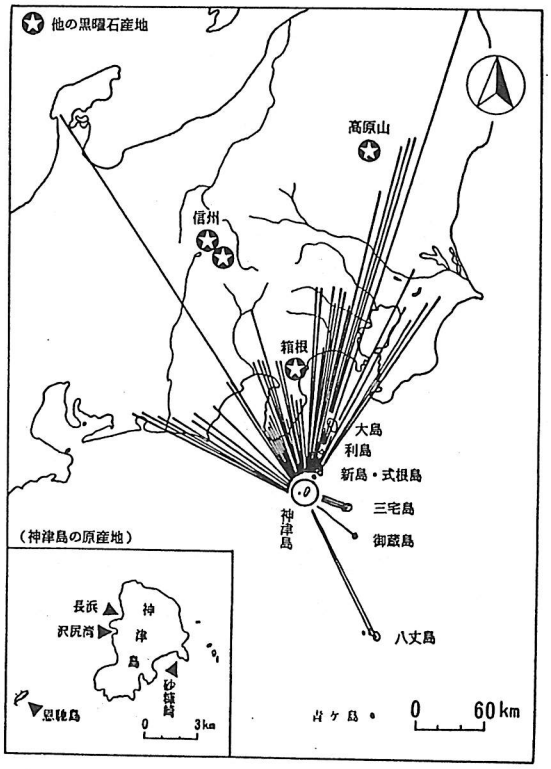


南海産貝製腕輪の分布（縄文後期～古墳前期）
（池畑1990ほかに加筆）

伊豆、小笠原諸島の先史文化編年

			伊豆諸島									小笠原諸島			八丈島編年	マリアナ編年
			大島	利島	新島	式根島	神津島	三宅島	御蔵島	八丈島	青ケ島	父島	母島	北硫黄島		
300	弥生時代	後	○		○		●	○		○						
A.D. 0		中	○	○	○		●		(黒潮本流)							
B.C. 100		前			○△		●	○								
300																
1,000	縄文時代	晩	○		○△		●	○△							III	先ラッテ期
2,000		後	○△	○	○△		○△	○								
3,000		中	○△	○△	○	○△	○	○	○	○△					II	
5,000		前	○△		○△	○	○△	○	○△	○△						
8,000		早	○△	○△	○	○	○	○	○△	○					I	
10,000		草					●									
11,000	旧石器時代	IV					●									
12,000		III					●									
20,000		II					●									
30,000		I					●									

○関東・中部土器文化　△東海・近畿土器文化　⁄⁄⁄⁄ マリアナ先史文化　●黒曜石採取



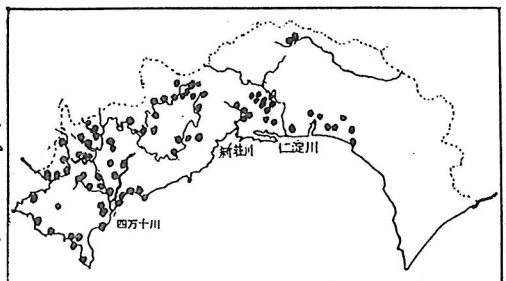
縄文時代の神津島産黒曜石の伝播（小田1990）

S12 高知県の縄文遺跡とその文化

木村剛朗（幡多埋蔵文化財研究所）

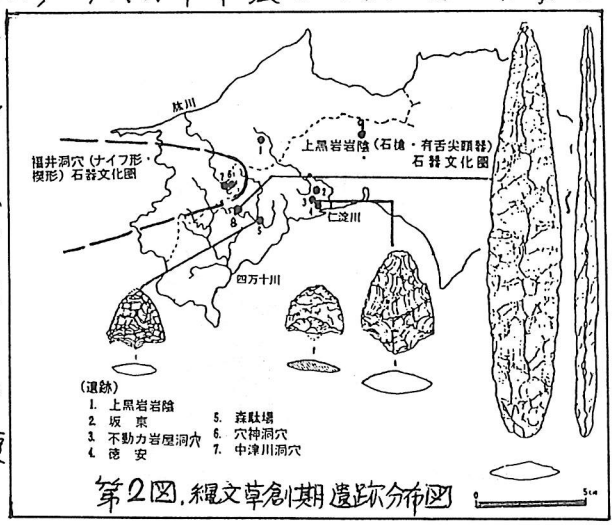
TAKEO KIMURA; The Jomon ruins and the Culture in Kōchi Prefecture

高知県における縄文遺跡の分布を概観してみると，その密度は西部に高く，中でも西南部の幡多地方が断然トップで，次に仁淀川流域の佐川盆地，次いで須崎湾に注ぐ新荘川流域の3地域に遺跡密集地が大別できる。中央部から東部にかけては，遺跡の分布も散在的である（第1図）。西南部に遺跡が多いのは，この地域は気候温暖で，県下最大の河川四万十川が内陸山地を貫流し，沿岸部はリアス式海岸を形成するなど，当時の人間が生きて行くための自然環境が他地域に比べ優れていたからに外ならない。縄文遺跡は，四万十川流域の河岸段丘上や海岸部の海岸段丘上に立地し，豊かな生活を営んでいた。



第1図 高知県縄文遺跡分布図

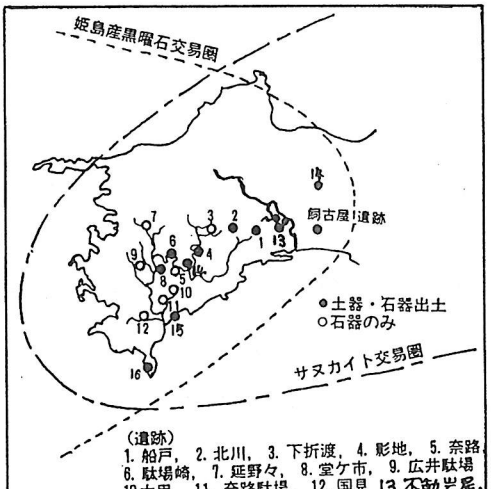
この地域には，後期旧石器遺跡が明らかである。遺跡は，海岸部の中村市双海・宿毛市宇須々木，四万十川流域の梼原町影野地・西土佐村広井駄場などである。(1) 遺物はナイフ形石器，三稜尖頭器，細石核などで，ナイフ形石器は県下最古とされている。三稜尖頭器は，サヌカイト製であり交易の初源を示す。縄文草創期はこの地域の四万十川中流地帯，十川駄場崎遺跡に芽生え，豆粒紋土器や石槍が出土している。(2) これは四国で最初の発見，縄文期では県下最古である。次の段階の遺物として細隆起線文土器と有舌尖頭器，石槍が佐川町不動ヶ岩屋洞穴遺跡に出土し，(3) 大正町森駄場遺跡と佐川町坂東・徳安両遺跡から(4)は石鏃化した小形有舌尖頭器や粗製の石槍が出土している（第2図）。これらの石質は，頁岩・チャートで，中にはサヌカイトも含まれている。



第2図．縄文草創期遺跡分布図

縄文早期を迎えると，遺跡はやや増加し，西南部の四万十川流域と海岸部，新荘川流域や佐川盆地周辺，東部の土佐山田町飼古屋岩陰遺跡(5)・長岡郡本山町長徳寺遺跡など多く見られる。土器は尖底，砲弾形を呈し，外面を山形・楕円・格子目文などの文様で飾る。佐川町不動ヶ岩屋洞穴・同町城台，大正町江師・十和村十川駄場崎，飼古屋岩陰などは代表的遺跡。石器は石鏃・尖

頭状石器・スクレイパー・局部磨製石斧・叩石などがあり，最も多い石鏃の石質はチャート・サヌカイト・姫島産黒曜石などがある。姫島産黒曜石製石鏃の出土量は西南部が圧倒的に多く，足摺半島にある唐人駄場や双海遺跡[6]は，おびただしい出土量を誇る。四万十川上流の船戸遺跡ではチャート製が，東部の飼古屋岩陰遺跡はサヌカイト製が多く特徴的である。交易によって運び込まれたサヌカイトや姫島産黒曜石は，中央部から西部一帯に及ぶ（第3図）。

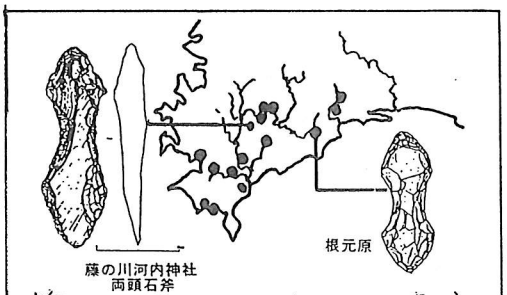


第3図 早期遺跡と姫島産黒曜石・サヌカイト交易圏

縄文前期は，県下で20個所余りの遺跡が確認されているが，そのほとんどが県西部からで，中でも西南部に集中している。西南海岸部の遺跡には九州系の轟B式が，東部には瀬戸内系の羽島下層式がそれぞれ単純に出土し，四万十川中流から上流地帯の内陸山地に見られる遺跡からは轟B式と羽島下層式が混在して出土し両文化の影響下で発展する[7]（第4図）。石器は石鏃・スクレイパー・石匙・礫器・乳棒状磨製石斧・玦状耳飾などがある。西南部の遺跡では姫島産黒曜石が石鏃やスクレイパーに，内陸山地ではサヌカイト・チャートが多用されている。特に四万十川上流地帯の影野地遺跡は，光沢を有する良質のチャート製石鏃を多量に出土することで著名。この時期の内陸山地にある十川駄場崎遺跡では集石炉が出現し，肉の丸し焼き料理の行われていたことが分かっている[8]。玦状耳飾は広瀬と唐人駄場に出土し，共に蛇紋岩製である。

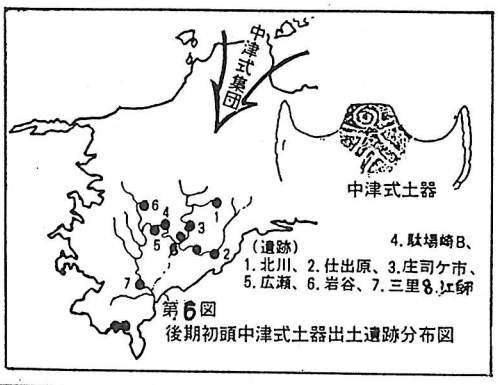
第4図 前期前半姫島産黒曜石・サヌカイト出土遺跡分布図

縄文中期は遺跡が少なく，しかも小規模で出土品も貧弱である。遺跡は西部に偏在し，中でも西南部に集中する（第5図）。四万十川流域や西南海岸部に遺跡は見られ，土器は総て瀬戸内系の船元式である。宿毛市宿毛貝塚や新荘川中流地帯に所在する葉山村新土居[9]・永野[10]両遺跡には良好な資料を見る。いずれにしてもこの時期の南四国は，瀬戸内文化の影響を強く受けていたと考えて大過ない。永野遺跡に見つかった多量の石鏃の石質は，大半がサヌカイトであった。また，蛇紋岩製の玦状耳飾が宿毛貝塚や土佐清水市松崎遺跡に出土している。

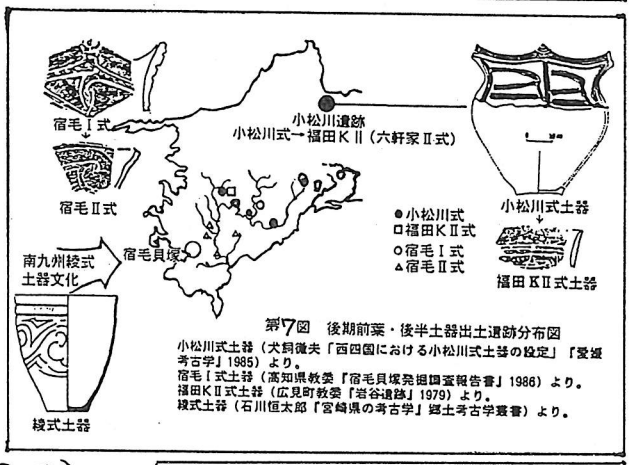


第5図 中期 船元式土器出土遺跡と両頭石斧出土分布図

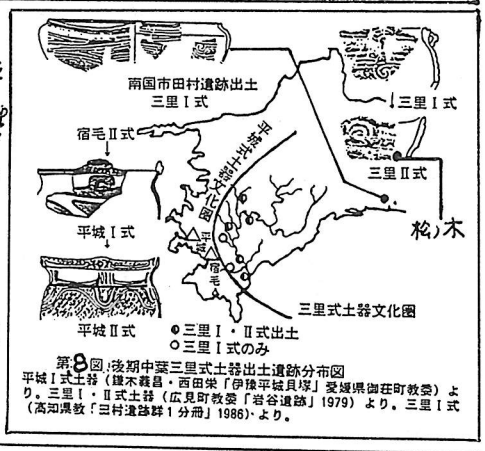
後期は，遺跡が爆発的に増加し，縄文期を通じ最も栄えた時期にあたる。遺跡は西部に多く，依前として西南部に集中する。初頭は瀬戸内から中津式土器文化が北四国を越え本地方へと波及し，その土器文化一色となり繁栄する（第6図）。中津式を祖型として次の前葉を迎えるが，本地方では独自に発展し，地方色豊かな宿毛貝塚出土の宿毛式土器の生成に至る（第7図）。この土器を出土する遺跡は，宿毛貝塚を核として四万十川流域に多くが分布する。中葉では，瀬戸内の津雲A式土器文化の影響下で中村市三里・同市踊場山・十和村広瀬などの内陸山地で発展し，西南海岸部では豊後水道両岸に栄えた平城貝塚の平城式土器文化圏の中に含まれ発展する（第8図）。ただ，東部の吉野川上流地帯に近年発見された長岡郡松ノ木遺跡出土の土器は畿内地方の影響が認められ，内陸山地におけるこの地方独自の様相を呈している。後葉は，平城式を祖型とし生成された片粕式土器文化圏としてする。この片粕式には畿内地方からの影響が少し認められる。次に片粕式を祖型として伊吹町式が誕生し，片粕式土器文化圏内にその土器を出土する。後期末葉の実態は明確でないが，ただ，新荘川流域の葉山村姫野々上町遺跡には瀬戸内文化の影響下によって成立した福田KⅢ式土器の出土がある。



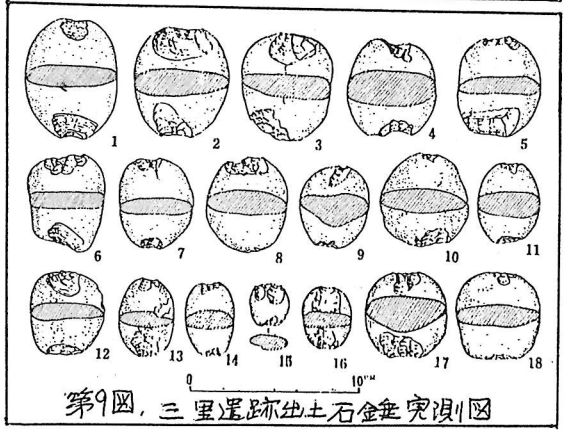
第6図
後期初頭中津式土器出土遺跡分布図



第7図　後期前葉・後半土器出土遺跡分布図
小松川式土器（犬飼徹夫「西四国における小松川式土器の設定」「愛媛考古学」1985）より。
宿毛Ⅰ式土器（高知県教委「宿毛貝塚発掘調査報告書」1986）より。
福田KⅡ式土器（広見町教委「岩谷遺跡」1979）より。
綾式土器（石川恒太郎「宮崎県の考古学」郷土考古学叢書）より。



第8図　後期中葉三里式土器出土遺跡分布図
平城Ⅰ式土器（建木義昌・西田栄「伊豫平城貝塚」愛媛県御荘町教委）より。三里Ⅰ・Ⅱ式土器（広見町教委「岩谷遺跡」1979）より。三里Ⅰ式（高知県教「三村遺跡群1分冊」1986）より。

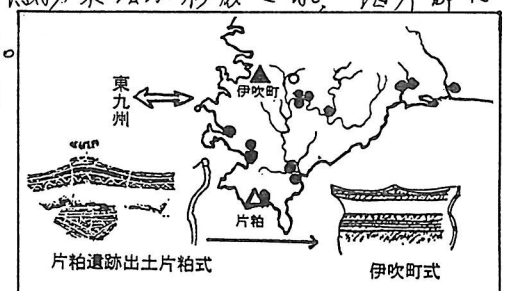


第9図，三里遺跡出土石錘実測図

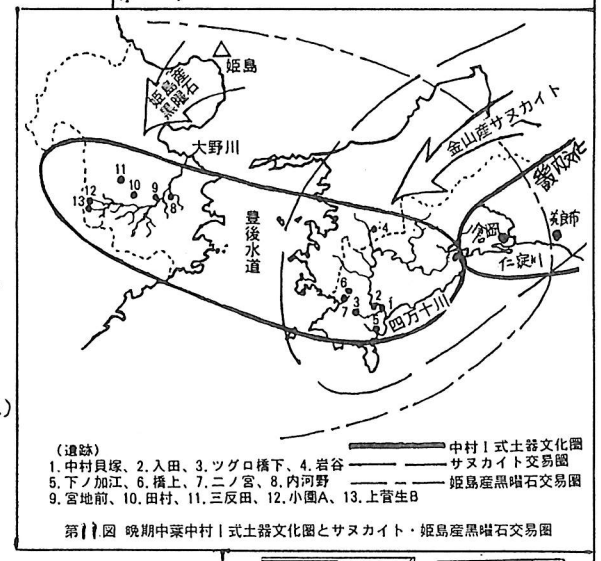
石器は，石鏃・スクレイパー・石錘・叩石・磨製石斧・打製石斧と，新たに漁網用の石錘が登場する（第9図）。小形石器の石質はチャート・姫島産黒曜石・サヌカイト・頁岩などがあり，磨製石斧には蛇紋岩製がある。石錘は河川端や海岸部にある遺跡のほとんどに出土し，四万十川流域の三里[11]・川口ホリキ・江師・広瀬や，海辺の宿毛貝塚・片粕などの遺跡には多数出土し，網漁撈の

盛んであったことを示す。この後期は，狩猟に漁撈を合わせ持ったところに大発展の要因が求められている。河川端には漁撈集落が形成され，海岸部には貝塚が出現するなど，遺跡は大規模化する。

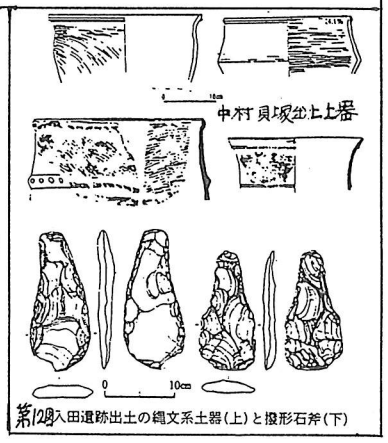
縄文晩期は前半が不明，後半の遺跡は西南部の中村貝塚や入田，東部は倉岡遺跡が代表で，低地に立地する。東部では畿内地方からの文化流入が看取され，西南部は瀬戸内と東九州からの文化波及が認められる。中村貝塚・入田遺跡の土器は刻目のない中村Ⅰ式，刻目突帯の中村Ⅱ式，前期弥生土器を伴う入田B式が在し，中村Ⅰ式は大分県田村遺跡の田村上層式に酷似する。倉岡遺跡では滋賀里Ⅲb式と突帯文土器である滋賀里Ⅳ式が見られる（第11・12図）。石器は磨製石剣・石斧・打製石斧・石鏃などがあり，サヌカイト・姫島産黒曜石(12)は多い。なお，入田遺跡では籾痕土器や打製石斧が大量に出土し，稲作・畑作農耕の全盛期を迎え，縄文時代の幕を閉じる。



第10図 伊吹町式土器 出土遺跡分布図



第11図 晩期中葉中村Ⅰ式土器文化圏とサヌカイト・姫島産黒曜石交易圏



第12図 入田遺跡出土の縄文系土器(上)と投形石斧(下)

（文献）

(1) 山口将仁 1990「高知県における後期旧石器時代の様相」『旧石器考古学』旧石器文化談話会

(2) 山本哲也・岡本桂典 (1989)『十川駄場崎遺跡』十和村教委

(3) 岡本健児・片岡慶り (1967)「高知県不動ヶ岩屋洞穴」『日本の洞穴遺跡』

(4) 野田耕一郎 1970「佐川付近の段丘堆積物と縄文早・後期遺跡群」『佐川高等学校研究誌』創刊号

(5) 宅間一之・森田尚宏 1983『飼古屋岩陰遺跡調査報告書』高知県教委

(6) 木村剛朗 1978『姫島産黒曜石の交易』土佐考古学叢書 2

(7) 木村剛朗 1978『高知県樫原の縄文遺跡と遺物』土佐考古学叢書 1

(8) 木村剛朗 1983「北幡の縄文時代」『十和村史』十和村教委

(9) 山本哲也 1984「新土居宇津ヶ藪遺跡」『葉山村埋蔵文化財調査報告書』

(10) 岡本健児・木村剛朗 1978『永野遺跡出土の遺物』葉山村教委

(11) 岡本健児・広田典夫・木村剛朗 78『三里遺跡』中村市教委

(12) 木村剛朗 1987『四万十川流域の縄文文化研究』幡多埋文研

1　パラオ諸島堡礁の地形・生態区分と浅層構造

茅根　創（地質調査所・海洋）

Hajime KAYANNE: Zonation and shallow structure of the barrier reef on Palau Islands.

サンゴ礁における炭素循環とその収支とを明らかにするために，サンゴ礁形成の核心域に位置するパラオ諸島のサンゴ礁において，地形・地質・生態・化学調査を実施した．本講演では，パラオ諸島サンゴ礁の地形構成・生態区分と浅層構造について報告する．

パラオ諸島サンゴ礁は堡礁（barrier reef）と呼ばれる型で，100以上の島々が礁湖（lagoon）を隔てて沖合いの堡礁に取り囲まれる．堡礁はとくにパラオ諸島西岸で発達がよく，幅 1.5－2kmの堡礁が北東－南西方向に約 120km続く．西岸の礁湖は幅最大 20kmで，水深は中央部でもっとも深く 50－60mになる．礁湖内には，径数10m－数100mの多数のパッチ礁が分布しており，その一部は頂面が海面に達している．

堡礁は海側から，鉛直に切り立った礁斜面（outer slope），水深 1－2mの平坦な礁原（reef flat），礁湖の地形分帯構成をもつ．礁斜面は水深500－2000mまで続き，20m以浅には塊状・葉状のサンゴが密に生育する．礁原は，地形・堆積物・生物の特徴によって，さらに礁嶺（reef crest），礫－サンゴ帯（gravels and corals zone），ハリメダ砂帯（Halimeda sand zone），砂帯（sand zone）に分けられる．礁嶺は低潮時干出する．海側では礁岩（reef rock）上を褐藻がおおい，現生サンゴは認められない．陸側には様々な種類のミドリイシ（Acropora）類が密に生育する．礫－サンゴ帯には，径数mのサンゴパッチが分布し，パッチ間をサンゴ礫が埋める．サンゴパッチは陸側ほどまばらになる．ハリメダ砂帯，砂帯はハリメダ片，サンゴ片などの生物遺骸砂からなる．堆積物の粒径は陸側ほど細かく，砂帯には砂浪地形が認められる．

パラオ諸島堡礁の内部構造と形成年代・成長過程を明らかにするために，堡礁上の２点（PLⅠ，Ⅱ）と礁湖内パッチ礁上の１点（PLⅢ）でオールコアボーリング調査を行なった．完新統・更新統の境界は，PLⅠで 14.6m，PLⅡで16.2mであり，完新統の堡礁は現海面下 16－18mの更新統のサンゴ礁上を15m程の厚さでおおっている．パッチ礁（PLⅢ）では完新統サンゴ礁の層厚は 24.0mであった．

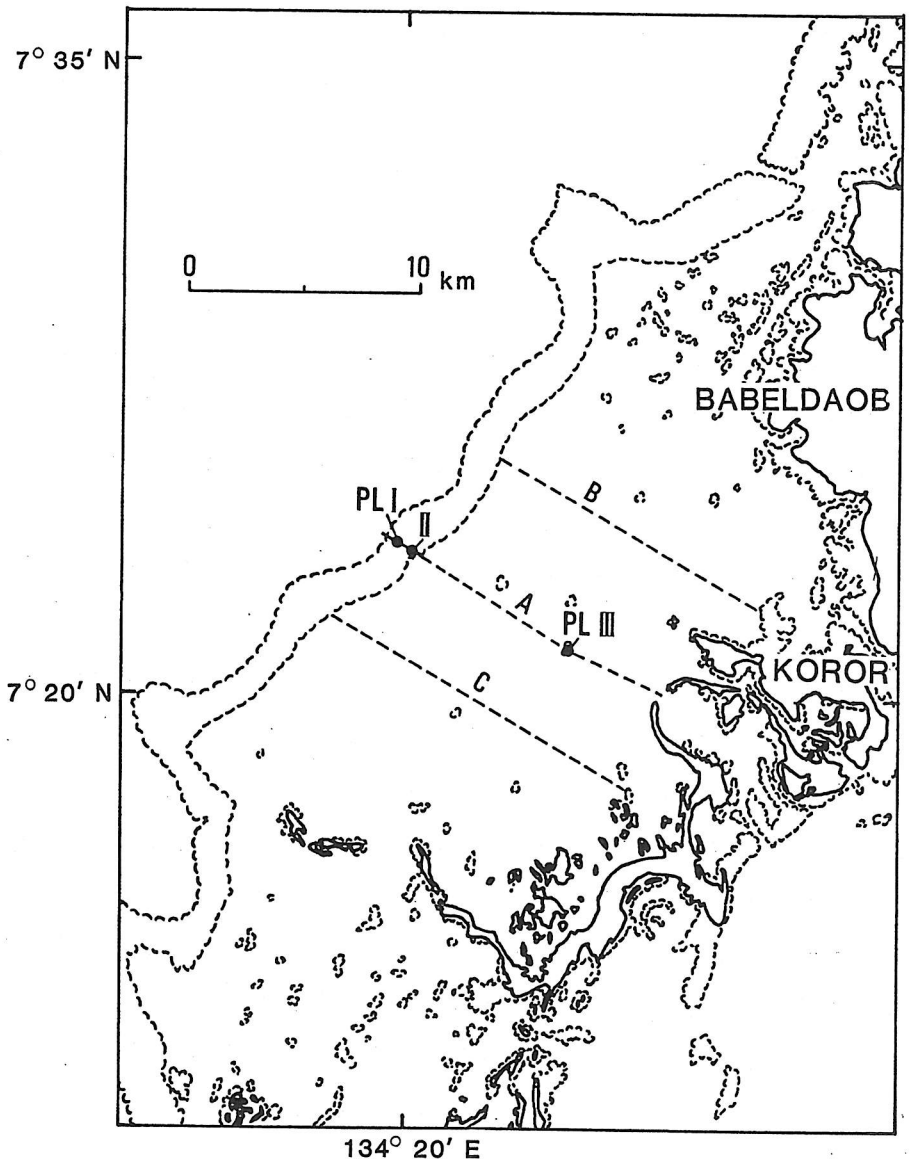


図 1　調査地点位置図

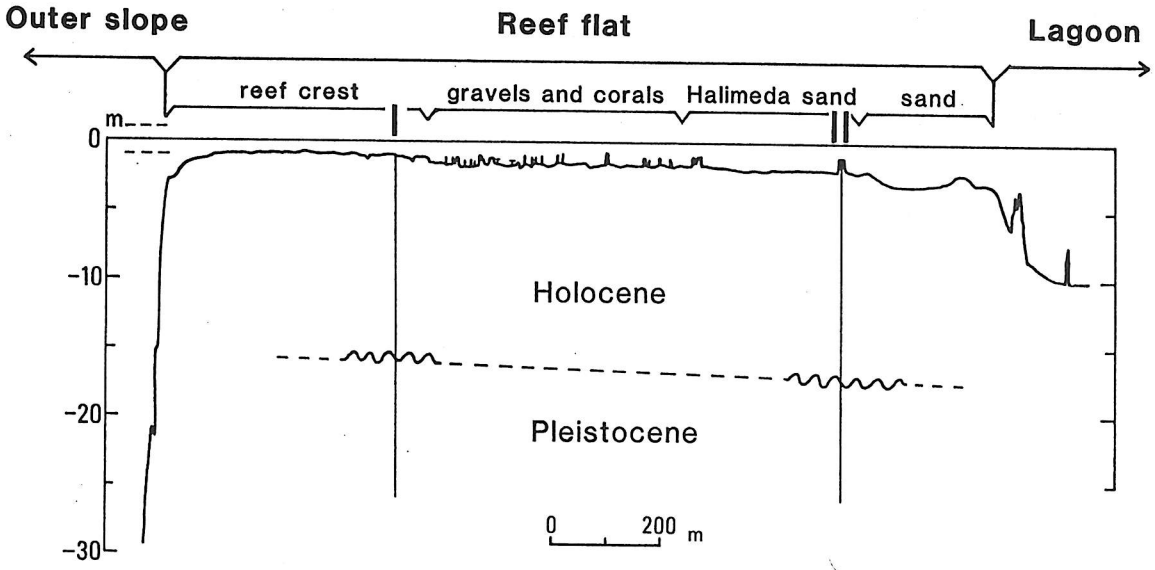


図 2　パラオ諸島堡礁断面図（Ⅰ，Ⅱ：掘削地点）

2　花粉分析からみた南大東島オヒルギ群落

黒田登美雄（琉大教養）・古川博恭（九州東海大）・宮城康一（琉大理）

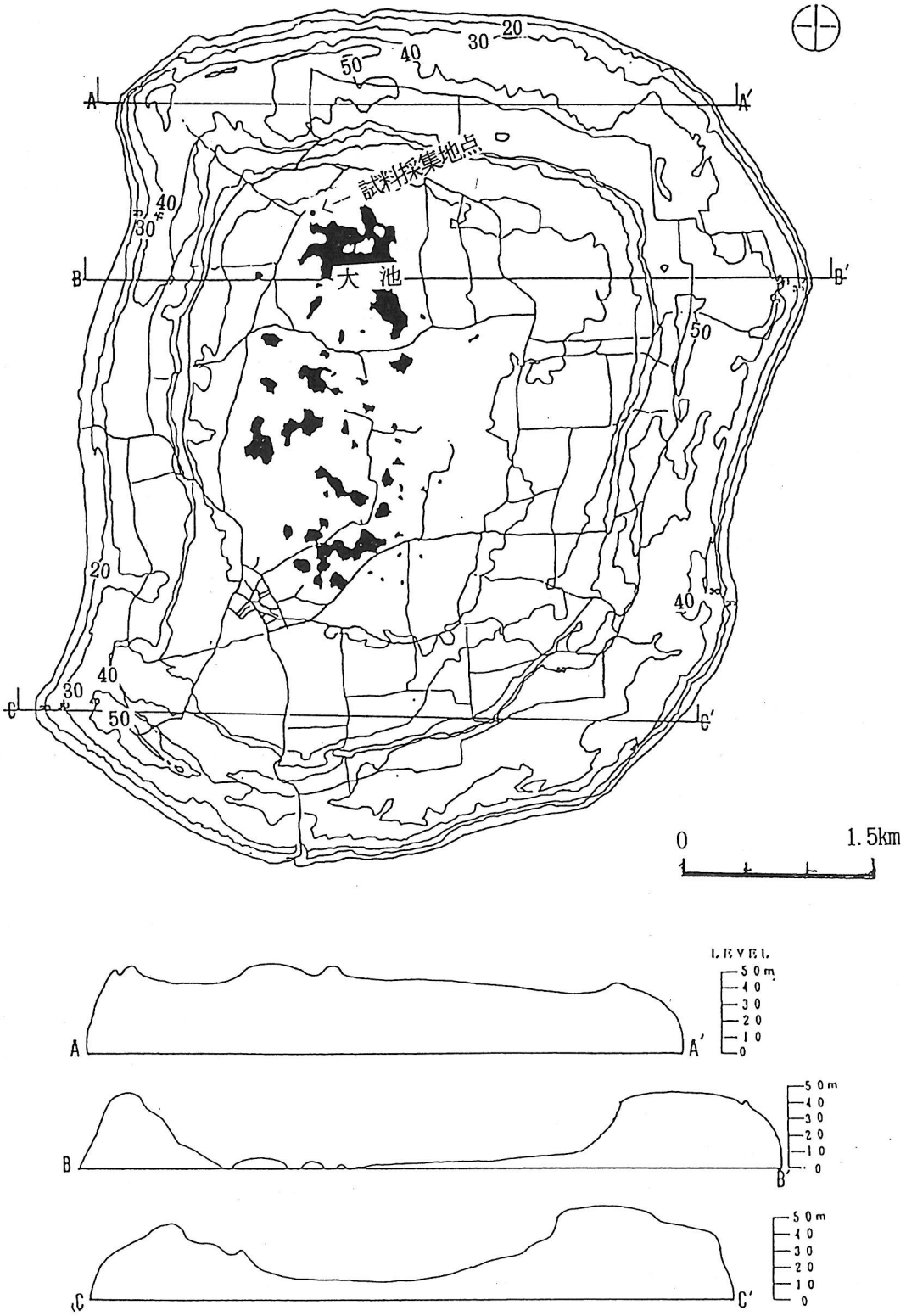
Tomio KURODA, Hiroyasu FURUKAWA and Yasukazu MIYAGI; The change of the Bruguiera gymnorrhiza community grown up the Minami Daito-Jima Island from the viewpoint of pollen analysis

南大東島は沖縄本島の東約380km に位置し，南西諸島と直交する大東海嶺上にある．南大東島は東西約 6km，南北約 7km，周囲約21kmの短楕円形をした珊瑚礁の隆起した島で，海岸線から内側に環状に露出した石灰岩地帯が発達している．島の周囲は幕上(ハグウエ)と呼ばれる高度 30 ～40m からなる同心円状に配列した平坦面とリッジから構成されている．幕上の幅は約0.5 ～2.0 kmと狭く，外縁(海岸付近）では階段状に低下した段丘面が認められる(太田ら，1990).

島の中央部には，幕下(ハグシタ）と呼ばれる標高 5～15m をしめす盆地上の低地が発達する．この盆地状の低地はかってのラグーンで，完全には埋積されておらず，「大池」「瓢箪池」をはじめとする多数の湖沼・湿地が散在している．

本島北部にある「大池」の北端周辺の湿地には，オヒルギ(Bruguiera gymnorrhiza）が群生している．オヒルギは，通常海岸に面した泥土質の汽水域に成育するマングローブ樹林を構成する樹種である．ところが，本島に分布するオヒルギ群落は，内陸封鎖型の特異な生態を示し，学術上にも極めてその価値は高く，天然記念物としても指定を受けている．このオヒルギ群落の植生変遷史は，南大東島の起源である珊瑚礁の発達史ならびに，その地殻変動に連動していると考えられ，その解明は地質学的にも生物学的にも極めて重要である．

今回，右図の地形図に示す大池北端部のオヒルギ群落が分布している湿地帯において，ヒラー型ハンドボーラーを使用して，深度（地表から）8.3 m の試料が得られたのでその花粉分析結果について報告する．



南大東島等高線図及び東西方向断面図

3　与那国島に分布する琉球石灰岩の230-Th/234-U年代

児玉京子・大村明雄（金沢大・理）

230-Th/234-U age of the Riukiu Limestone on Yonaguni Island, South-western Ryukyus, Japan. : Kyoko KODAMA, Akio OMURA

与那国島上の琉球石灰岩(Hanzawa, 1935)分布地域には明瞭な段丘地形が認められ，Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳの４面に区分することができる．それらのうち，Ⅳ面下の石灰岩中には，岩相上，下部より“Rhodolith 石灰岩（推定堆積深度60-200m; Tsuji *et al.*, 1988）”，”Halimeda石灰岩（50-90m；鈴木・井龍，1991）”，”サンゴ石灰岩（60m 以浅）”から成る上方浅海化のシークエンスがみられ，本島の北部海岸に沿ったほぼ全域に追跡できる．演者らは最上部を構成する”サンゴ石灰岩”から，230-Th/234-U法によって年代測定可能な未変質試料を採集した．測定結果は表に示す通り，平均 128±2ka 及び 223±5ka であり，それぞれが，Shackleton and Opdyke (1973)によって定義されたisotope stage 5e，および 7の年代に相当する．それらの結果を総合すると，本島北部地域では断層に区切られたブロック（図１）ごとに，各温暖期に形成された石灰岩の分布の様子に以下のような差異があることが分かった．

１・北西（久部良北方）海岸

海抜高度 20m前後に分布する”サンゴ石灰岩”からisotope stage7および5e相当の年代が得られた．これらの高海水準期に形成された個々の石灰岩体は岩相上酷似し，ほとんど識別できない．

２・北中（北牧場周辺）海岸

この地域のⅣ面を構成する石灰岩の地表面からはisotope stage5e に相当する年代値のみが得られ，Ⅲ面からstage7相当の年代が得られた．この様に，ここでは２回の高海水準期に形成されたサンゴ礁段丘が明確に区別できる．さらにstage7と5eの石灰岩の境界部では溶蝕地形がみられ，stage7の礁形成後，その一部が溶蝕され，それを5eのサンゴ礁が覆って形成されたと考えられる．

３・北東（祖納地域北方）海岸

stage7および5eに相当する年代値が北西部と同じくⅣ面を構成する石灰岩の中から同時に得られた．しかし，各年代を示す石灰岩体の分布域には僅かながら高度差が認められ，それぞれの区分が可能である．

本研究では，琉球石灰岩の岩相と230-Th/234-U年代に基づいて与那国島の形成史を論ずる．特に，isotope stage7以降の変動には断層で境される各ブロック間で変動量や変動時期の違いが推定される．例えば，5e当時のサンゴ礁段丘の分布最高高度から推定される過去１３万年間の変動量は上記の１，

２，３地域について，それぞれ，22m，28m，14m と計算される．なお，完新世の礁構成物の離水は認められず，このことから過去数千年にわたり本島の隆起はなかったものと推察される．

表１．
与那国島産
サンゴ化石の
年代測定結果

Field No.	Locality	Elevation (m)	Genus	Size(cm)	Lab. No.	230-Th/234-U Age (ka).
89-10-12-01	N coast of Kubura	16.2	*Porites*	10	KK-14	147±7
89-10-15-01	N coast of Kubura	18.9	*Porites*	30	KK-15	210+16-14
89-10-15-02	N.coast of Kubura	18.0	*Porites*	70	KK-16	141+7-6
89-10-15-03-B	N coast of Kubura	13.8	*Porites*	23	KK-26	120±4
89-10-15-04	N.coast of Kubura	15.4	*Porites*	65	KK-18	
89-10-15-05	N.coast of Kubura	3.5	*Montipora*	65	KK-17	236+22-18
89-10-16-01	N coast of Kita-bokujo	5.5	*Porites*	18	KK-23	142+7-6
89-10-16-02	N coast of Kita-bokujo	18.3	*Porites*	24	KK-27	131+5-4
89-10-16-04	N coast of Kita-bokujo		*Porites*		KK-25	135±5
89-10-16-05	N coast of Kita-bokujo	20.2	*Goniastrea*	75	KK-24	127±5
89-10-22-01-A	Urano-bochi	ca.1.5	*Porites sp.*	70	KK-19	262+27-22
					KK-20	230+18-15
89-10-22-01-B	Urano-bochi	ca.1.5	*Porites sp.*	50	KK-21	390+125-60
90-11-11-01	Kita-Bokujo	8.8	*Porites*	28	KK-30	125±4
90-11-11-02	Kita-Bokujo	9.8	*Goniastrea*	45	KK-29	125±4
90-11-12-01	Kita-Bokujo	8.4	*Porites*	30	KK-31	122±4
90-11-13-02	Kita-Bokujo	29.3	*Porites*	33	KK-32	127±4
90-11-13-03	Kita-Bokujo	34.2	*Montastrea*	80	KK-28	235+13-12
90-11-15-02	Kita-Bokujo	7.0	*Porites*	130	KK-33	131±4
KA-01	N coast of Kubura	13	*Cyphastrea*		KK-13	293+39-29
					KK-22	311+35-27
KA-02	N coast of Kubura	8	*Porites*		USC-22	221+14-12
					KK-05	232+18-15
KA-04	N.coast of Kubura	15	*Porites*		USC-28	117±4
KA-05d	N coast of Kubura	15	*Porites*		KK-12	125±6
KA-05e	N.coast of Kubura	10+	*Porites*		USC-23	138±5
KA-07	N coast of Kubura	6	*Porites*		USC-24	136±4
KA-09	N.coast of Kubura	7.5	*Porites*		USC-25	131±4
KA-12	N.coast of Kubura	4	*Porites*		USC-26	122±4
KA-13	N coast of Kubura	3	*Porites*		USC-27	99±4
					KK-07	91±4
SA-12	N coast of Slobara	5	*Porites*		YK-01	141±7
SA-17	N coast of Slobara	1.5	*Porites*		USC-19	124±8
SA-19	N coast of Hikojo	10	*Porites*		USC-20	126±4
SA-22	N coast of Hikojo	13	*Porites*		KK-01	125±12
SA-29	N coast of Hikojo	13	*Porites*		KK-02	128±7
SA-30	NE coast of Kita-bokujo	2	*Porites*		USC-21	223+13-12
					KK-03	216+28-22
SA-31	NE coast of Kita-bokujo	3	*Porites*		KK-06	127±6
SA-34	NE coast of Kita-bokujo	4.5	*Porites*		USC-13	142±5
SA-35	NE coast of Kita-bokujo	7	*Porites*		USC-14	125±4
SA-36	NE coast of Kita-bokujo	12	*Porites*		USC-15	117±9
SA-38	NE coast of Kita-bokujo	13	*Porites*		USC-16	138±7
SA-39	NE coast of Kita-bokujo	18	*Porites*		USC-17	142±5
SA-40	NE coast of Kita-bokujo	19	*Porites*		USC-18	133±9
SA-47	Sanninu-dai	ca.15	*Porites*		USC-12	229+15-13
					KK-04	∞
SONAI A-01	Urano Coast	3	*Porites*		AO334	132±7
SONAI A-02	Urano Coast	10	*Porites*		AO335	142±8
SONAI A-03	Urano Coast	6	*Porites*		AO336	141±8
SONAI A-04	Urano Coast	6	*Porites*		AO339	143±7
SONAI A-05	Urano Coast	6	*Porites*		AO338	201+13-12
SONAI A-06	Urano Coast	13	*Porites*		AO337	229+20-18
SONAI A-07	Sonai Bay	2	*Porites*		AO342	126±6
SONAI A-08	Urano Coast	10	*Porites*		USC-09	115±4
SONAI A-09	Urano Coast	1	*Porites*		USC-11	131±4
SONAI A-10a	Urano Coast	6	*Goniastrea*		AO340	
SONAI A-11	Urano Coast	6	*Porites*		USC-10	126±4
ZZZZZZ		2.8	*Porites*		AO229	114±5

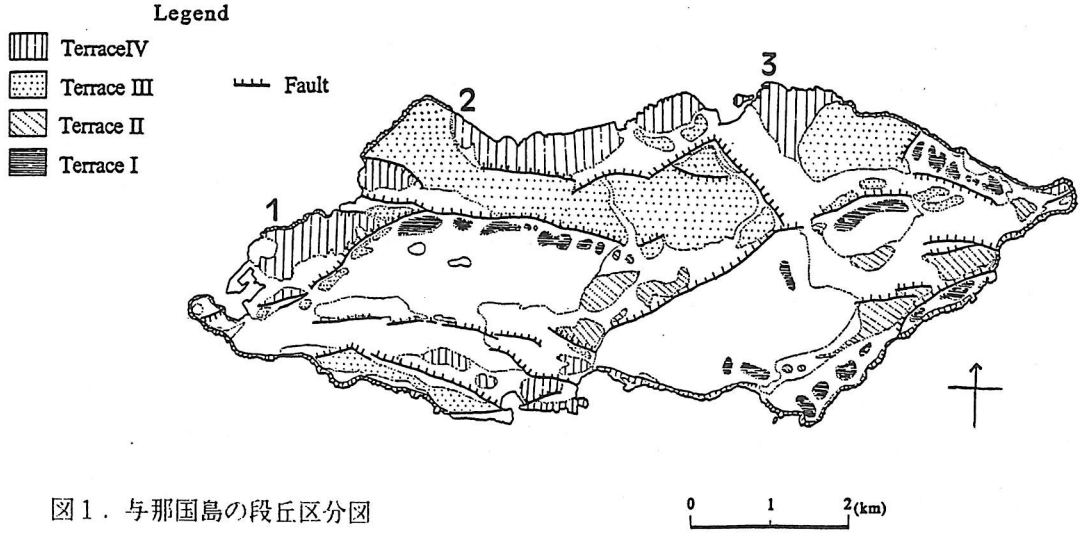


図１．与那国島の段丘区分図

4　完新世の黒潮域における熱帯種の消長

松島義章（神奈川県立博物館）

Yoshiaki Matsushima : The historical changes of the tropical speceies during the Holocene in the Kuroshio rigion

最終氷期が終り約１万年前の完新世に入って，地球規模の気候温暖化に伴う海水面の上昇と黒潮の北上は，日本列島の浅海域に生息する貝類に大きな影響を与えた．中でも約6000年前の変化は，海面が現在より２ｍから３ｍ高い位置に達したことで広く知られている．この海面上昇により日本列島の沿岸海域は，急激に拡大して，そこに生息する貝類にとって最適な環境が形成されたことが明らかになってきた．このような沿岸浅海域の環境変化に対応して，黒潮域では黒潮の趨勢により熱帯系貝類が，時間・空間的にどのような変遷を経て現在に至ったか明らかにしてみる．注目した主要な貝類はタイワンシラトリガイ（Tellemactora edentura ），カモノアシガキ（Dendostrea paulucciae ），ベニエイ（Barbatia bicolor）などと，亜熱帯種のハイガイ（Tegiliarca granosa），シオヤガイ（Anomalocardia squamos），コゲツノブエ（Clypeomorus coralium），ヒメカニモリガイ（Proclava pfefferi ）などである．これらの暖流系種は，完新世に入ってからの気候温暖化に伴う海面の上昇と黒潮の北上により，縄文海最高期には現在の分布の北限よりもずっと北，すなわち日本列島の高緯度ま進入していたことが明らかになってきたためである．

このところ宮崎平野と鹿児島湾湾奥を含む南九州，伊豆半島と駿河湾湾奥，房総半島・三浦半島を中心とする南関東に至る黒潮沿岸地域では，そこに分布する海沖積層の研究が進み各地より多数の貝化石が産出し，それらの生息年代も明らかになってきた．その中でタイワンシラトリガイに焦点を絞ると，その産出はすでに房総半島九十九浜茂原の茂原貝層と三浦半島鎌倉の材木座貝層より知られていた．最近の調査では，宮崎平野の石崎川流域と房総半島の夷隅川低地から新たにタイワンシラトリガイが多くの熱帯系種を伴って見つかり，しかもそれらの生息年代も明らかになった．それによると宮崎平野では，平野北部の石崎川沿いに海成沖積層が連続的に分布していて，上流の佐土原町浮橋付近と中流の片瀬原付近ではタイワンシラトリガイが普通に産出する．本種は浮橋ではハイガイ，ハマグリ，シオヤガイ，マテガイ，イボキサゴ，イボウミニナ，ヘナタリなどの干潟群集あるいは内湾砂底群集構成種に伴って産し，その年代が7480±80年前である．中流の片瀬原ではキサゴ，サトウガイ，ゲンロクソデガイ，オニアサリ，チゴバカガイ，チヨノハナガイ，サクラガイなど主に沿岸砂底群集構成種を伴って，本種が主要構成種として見られる．その年代は6900±140 ～6145±125 年前を示す．特にアカホヤ火山灰層層準直下から直上の層準で優勢となる．この時期に宮崎平野でタイワンシラトリガイが大発展し

たことを示唆する．一方，本種は房総半島の夷隅川低地では，低地中央部に位置する桑田で国吉層上部砂層よりマテガイ，キサゴ，イボキサゴなどの内湾砂底群集構成種に伴って産した．共産したキサゴによる14-C年代値は6560±140年前であり（関本・遠藤,1989），南関東では最も古い年代を示す．この出現時期は宮崎平野より約 900年遅れていることを表わす．三浦半島ではいまのところ鎌倉に限られて産出し，JR鎌倉駅を中心に鎌倉滑川低地の中央部に分布する上部砂層中にみられる．本種は，カガミガイ，ハマグリ，バカガイ，イボキサゴなどの内湾砂底群集構成種に伴って産する．これまでに明らかになった生息年代は，5890± 140，5750± 210，5740± 135，4820±90，3490±85年前である．これらの年代値を示す貝層の上に重なる約4200年前以降の貝層からは，サギガイがハマグリ，シオフキ，カガミガイ，マテガイやイボキサゴなどに伴って産出し，タイワンシラトリガイが見られない．このことは約4200年前を境にタイワンシラトリガイの生態的地位が，サギガイに置換えられたことを示唆する．したがってタイワンシラトリガイは，南関東へは南九州より約 900年遅れの縄文海進最高期に進出してきて，約2300年間だけ生息した典型的な熱帯種である．本種の南関東へ進出した時期が，房総半島南端の沼サンゴ層を形成した造礁サンゴの進出時期とも一致する．このことは南関東沿岸域で黒潮の勢いが最も強く影響した時期を示すものであり，縄文海進最高期と一致する．

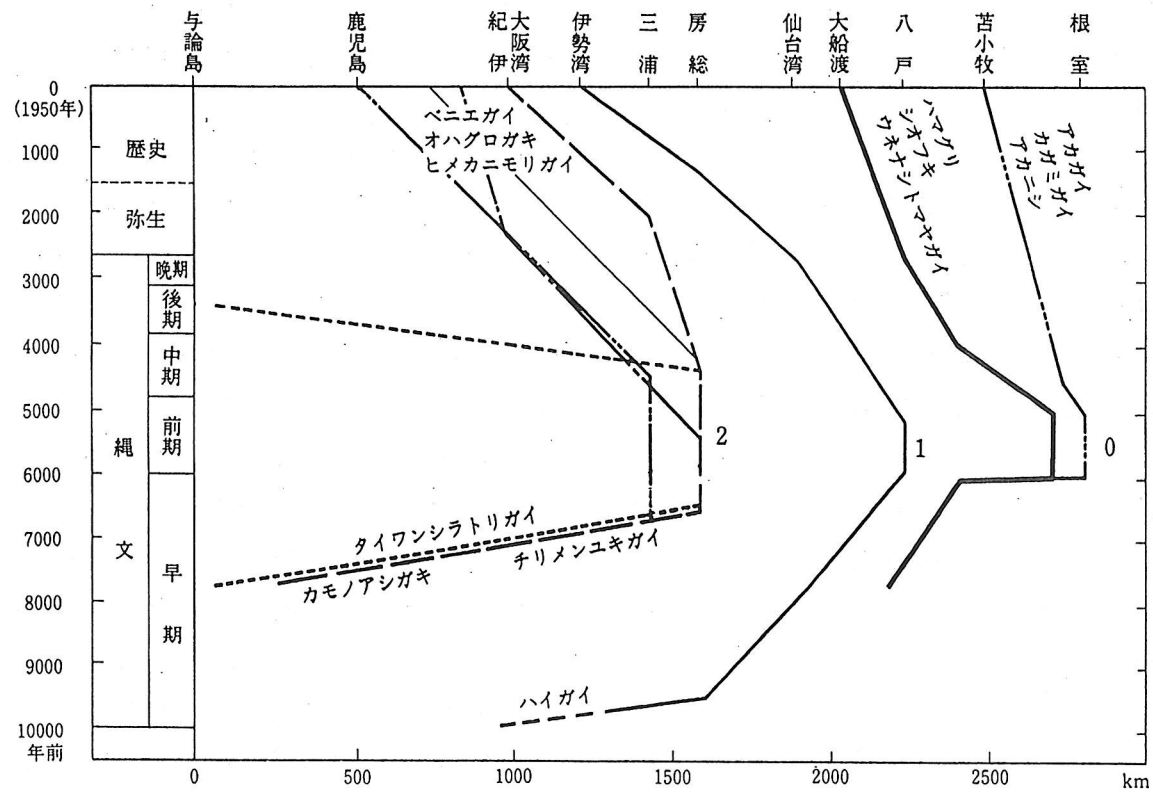


図　日本列島太平洋岸にみられる縄文海進にともなう温暖種の時空分布
0：温帯種、1：亜熱帯種、2：熱帯種（松島，1984に新資料加筆）

5　北部九州の緩斜面上に発達する細粒表層物質の起源と年代

溝田智俊（岩手大）、磯望（西南学院大）、下山正一（九大）、窪田正和（九大・院）、竹村　恵二（京大）、小林　茂（九大）

MIZOTA C., ISO N., SHIMOYAMA S., KUBOTA M., TAKEMURA K. and KOBAYASHI K.; Sauces and Ages of fine subsurface materials deposited on gentle slopes in northern Kyushu.

【調査の目的と課題】

北部九州の台地や緩斜面上に発達する細粒の赤黄色土は、従来、残積性土壌の二次堆積物または火山灰を母材として成立したものと考えられてきた。しかし、最近、川崎（1982）やMizota（1982）などにより、これらの赤黄色の土壌とその土壌母材とみなされる火成岩類との間には、粘土鉱物学的異常の存在や石英の$^{18}O/^{16}O$比の明瞭な差異が見い出され、この土壌の成因の一つとして、大陸起源風成塵（レス）の集積が認められるようになった。しかし、日本列島における大陸起源の広域風成塵を母材とする土壌の存在や風成層の分布とその年代については、対比のための有力な鍵層の欠如や同定のための手法が確立していないために、日本の第四系の中では従来エピソード的にしか取扱われてこなかった。今回、北部九州の緩斜面上の細粒物質は後述する理由により、主として大陸起源の風成塵を起源とする細粒物質から構成されると判断されること、また細粒物質の中にK－Ah火山灰やAT火山灰に由来する火山ガラスが含有されていることなどから、細粒物質の堆積時期や堆積速度についてもある程度検討できることが判明した。

【調査地点と試料】---今回細粒表層物質の試料を採取した地点は、(a)太宰府市内山の九重原の海抜273mの開析扇状地、(b)唐津七ッ釜の海抜5mの玄武岩台地上の２地点である。九重原の扇状地主部は、中位段丘の礫層から構成される。礫はほとんど中生代の花崗岩に由来する。九重原の試料はその最上部に発達する厚さ 1.2m以上の黄色の細粒質土層を中心に採取された。七ッ釜の試料は鮮新世の玄武岩の最上部の風化層の上に認められる厚さ1mの黄色細粒土層を中心に採取した。両試料とも10cm間隔でサンプリングしている。

【試料の分析と結果】---採取した試料について次の分析を行った。(1)石英粒子の粒径分布の測定、(2)石英粒子の$^{18}O/^{16}O$比の測定、(3) $^{87}Sr/^{86}Sr$比の測定、(4)火山ガラスの粒子個数百分率の測定、(5)火山ガラスの屈折率の測定; 以上の分析によって明かとなった主な結果は次の通りである。

(1)石英の粒径分布は、九重原・七ッ釜とも互いによく類似し、大部分の粒子の粒径が５０μm以下である。これらは福岡市での黄砂現象にともなう泥雨堆積物中のもの（MIZOTA・MATSUHISA, 1985）とほとんど差がない。

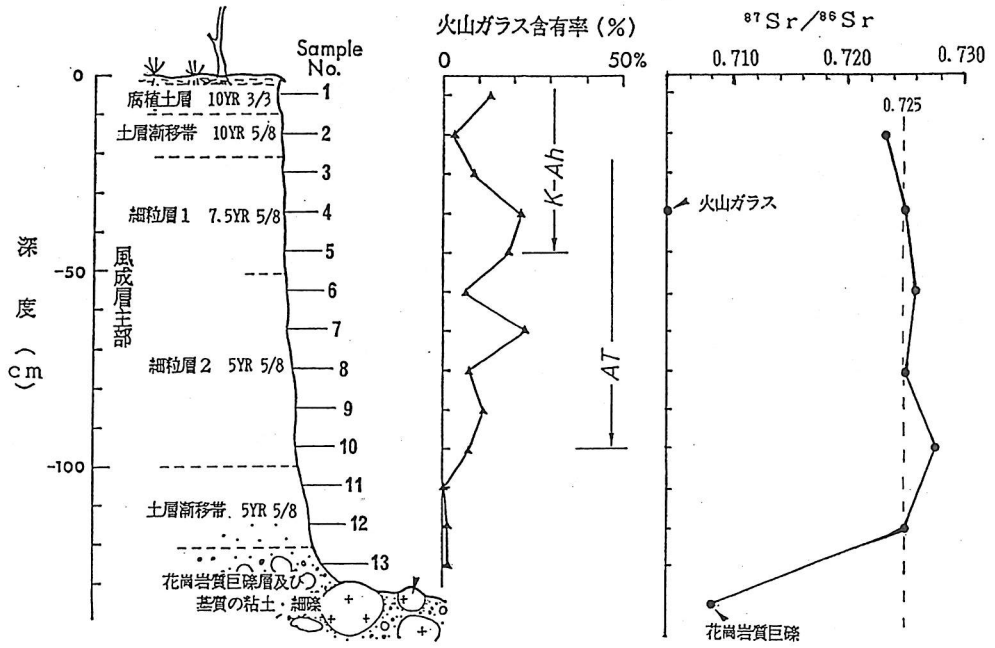
(2)微細石英（φ1～10μm）の$\delta^{18}O$値は、九重原試料: +16.6‰ 、七ッ釜

試料: +17.7‰を示し、北部九州の各地の赤黄色土や黄砂中の石英の値（MIZOTA・MATSUHISA, 1985）の+15～17‰の範囲に入る。これに対し、日本列島の花崗岩類中の石英の一般的な$\delta^{18}O$値は+8.8～12.7‰(MATSUHISAら、1972）である。

(3)細粒土の$^{87}Sr/^{86}Sr$の値は、九重原では深さ110cmまでは0.7237～0.7253の範囲にあるが、同地点のK－Ah火山灰のガラスでは0.7045を示し、また同地点の未風化花崗岩礫の値は0.7082となる（図参照）。細粒土層の値は花崗岩類や火山ガラスの値よりも明らかに大きい。これに対し、中国黄土高原の黄土試料や岩手県沢内村に降下した赤雪中のダストの値（0.712～0.719）にむしろ近い。七ッ釜でも同様の値が得られている。

(4)火山ガラスは九重原で深さ100cm以下ではほとんど含まれないが、それ以上の層準では相当量含まれる。火山ガラスは屈折率1.498～1.500程度（No.10より上の層準に出現）と1.509～1.512程度（No.7より上の層準で出現）の異なるレンジを持つ２つのグループが識別される。七ッ釜でも同様である。

【結論】---以上の分析結果から、九州北部の緩斜面に発達する100cm以上の厚さの黄褐色細粒土層は、広域風成塵起源であると判断される。また、九重原と七ッ釜の両者はＡｓｏ－４噴出のはるか以前に形成された地形面であるにもかかわらず、Ａｓｏ－４起源の火山ガラスは全く検出されなかった。細粒土層の層厚も考察すると、これらの細粒土層はＡｓｏ－４噴出後に降下堆積したものだけが保存され、それ以前のものは侵食されたと判断される。



太宰府市九重原の土層柱状図における火山ガラス含有率（%）と$^{87}Sr/^{86}Sr$比

6　$^{13}C-^{15}N$法による九州古代人の食性分析について

小池裕子（埼玉大学教養部）

Hiroko KOIKE; Paleodiet for the Prehistoric People in Kyushu by the ^{13}C-^{15}N measurements

九州大学医学部解剖学教室では縄文時代から弥生時代・古墳時代・中世および近世にいたる多数の出土人骨が保管研究されてきた（永井、1988）。その中から今回分析させていただいた人骨は、縄文時代に属する轟・山鹿・御領貝塚、弥生時代に属する土井ヶ浜・中の浜・古浦・三津・広田・金隈遺跡、古墳時代に属する草場第二・寺島・谷口・岩屋遺跡（以上前期）、上ノ原・宇土・老司・寺山・下山・城遺跡（中期）、竹並・十一横穴・法恩寺（後期）および中世の吉母浜遺跡と近世の天福寺の各遺跡から出土した人骨である。

分析処理の方法は、常法に従い人骨試料2-3gをセルロースチューブ中で脱灰し、得られたコラーゲン／ゼラチン8mgを真空封入し、520℃で約2時間燃焼しCO_2ガスとした。このCO_2ガスを真空ライン中で精製し、名古屋大学理学部地球科学教室の Varian MAT CH7 型同位体質量分析機で測定した。

分析した人骨の$\delta^{13}C$値をみると（図1）、縄文時代晩期に属する山鹿貝塚出土人骨の$\delta^{13}C$平均値は-14.9‰（食物推定値-19.4‰）で、水産系食物に比較的多く依存していた値を示した。水稲農耕が導入された以降の時代では、弥生時代前～中期に属する土井ヶ浜遺跡・中の浜遺跡・金隈遺跡など$\delta^{13}C$平均値は-18～-19‰（食物推定値-22～-23‰）で互いに類似した値を示した。従って山鹿貝塚人を除くこれらの弥生時代以降の人々は、陸上食糧に多く依存することを示した。

古墳時代では前方後円墳・円墳・横穴墓など社会的地位を示唆する埋葬形式の情報が得られる（図2）。古墳時代遺跡のうち上ノ原遺跡の人骨は横穴墓のみから出土したが、この遺跡における個体間の$\delta^{13}C$値の変異が小さく食性の差は認められなかった。前方後円墳人骨の$\delta^{13}C$測定値はともに海岸部に位置することも関連したためか、より大きな値をとる傾向を示した。大円墳・小円墳人骨の$\delta^{13}C$値は、総じてそれ以外の人骨にくらべより負に傾く、つまり陸上食糧に多く依存することを示した。分析された人骨が古墳時代であることを勘案すると、このような強い負の$\delta^{13}C$値は米食の比率が高かったことを示すものと考えられる。上ノ原を含め横穴墓から出土した人骨の$\delta^{13}C$測定値は、米食の比率が比較的低かったことを示唆するものと考えられるが、それをおぎなうものとして、海産物か、あるいはヒエ・アワ・キビなどC4植物の両者の可能性が考えられる。今後N15法によって動物と植物と割合を推定しながらこの点を検討していきたい。

図 1　西日本出土人骨のδ13C測定値と年齢

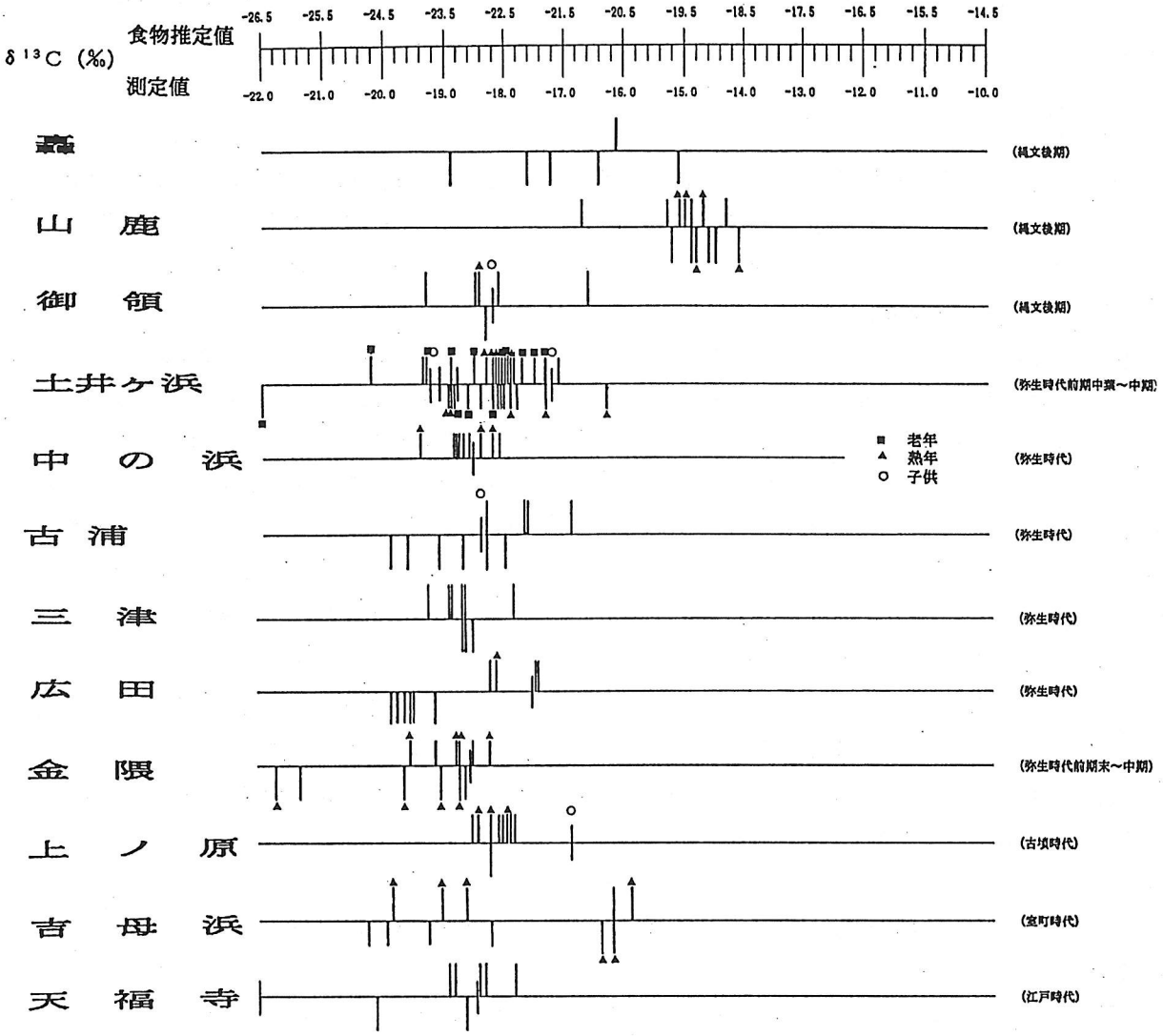
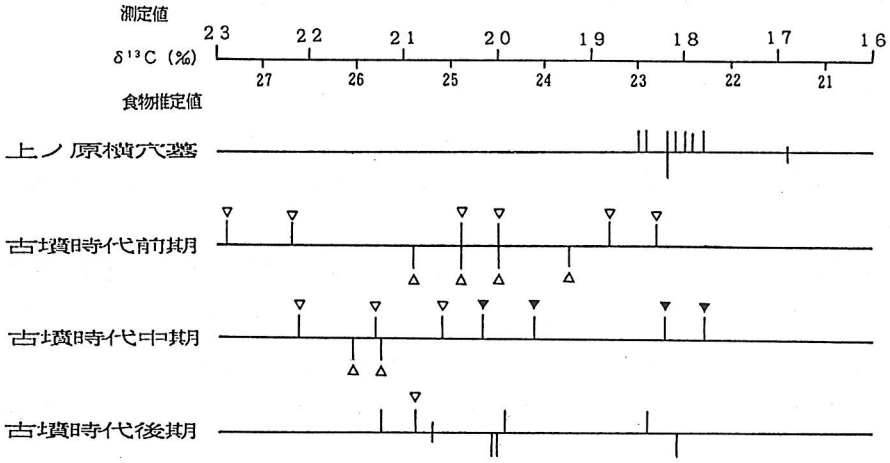


図 2、古墳時代遺跡出土人骨のδ13C値

（上段が男性、下段が女性、中間は小児）

▲は前方後円墳、△は円墳、無印は横穴墓出土人骨



7　土佐湾南西岸の海成段丘とその変形

太田陽子（横浜国大）・小田切聡子（国土地理院）

Marine terraces and their deformation in the southwestern coast of Tosa Bay, Shikoku, Southwestern Japan

1．研究地域と目的

土佐湾南西岸の土佐佐賀付近から足摺岬を経て千尋岬付近に至る延長約80kmにわたる海岸線にそう海成段丘を対象として調査をおこなった．海成段丘の分布，構成層に基づいて段丘の形成期を明らかにすること，およびそれらの段丘の高度分布から地殻変動の様式，その推移を検討することを研究目的とする．

2．海成段丘の分類と構成層

海成段丘は高位からH1，H2，H3，M1，M2，　およびL1面に分類できる．これらのうち，H2面とM1面は調査地域全域に連続する面で，M1面はとくに連続性と，原面の保存がよい．L1面は伊ノ岬付近のみに分布する．このほか，足摺半島には2段の離水ベンチや離水ノッチで表される旧汀線があり，これをL2，L3面とよぶ．

足摺半島以外でのH1～H3面はすべて基盤が露出するか，ごく薄い海浜堆積物からなる波食台である（図1A）．M1面は外洋に面するところでは波食台的であるが，大きな河川の河口付近では，厚い谷埋め性の堆積物からなる堆積面である．たとえば，入野，四万十川河口，大岐などでは観察された限りでは最大20mに達する厚さの海成堆積物が起伏のある基盤の谷地形を埋めている（図1B）．また堆積物の層相は，基底部の粗粒な堆積物から次第に上部にむかって粒径を減じ，最上部でふたたび粗くなるという一連の海進とそれに続く離水を示している．足摺半島北部には以布利礫層（中川，1975）とよばれる礫層があるが，海成段丘との関係については問題がのこっていた．今回の調査で，H2面は以布利礫層をきる薄い海成堆積物におおわれていること，H1面の頂部まで本礫層がみられることなどがわかった．したがって本礫層はH1面の形成と同時と思われる（図2）．本礫層は北方から由来した可能性が大きい．

3．海成段丘の形成期

M1面は，上記の構成層の特色からもっとも顕著な海進期，すなわち最終間氷期最盛期（Isotope stage 5eに対応）に形成されたとと考えられる．田野浦付近では段丘堆積物をおおう砂丘砂中にテフラがあり，その中に含まれる石英の特色から約7～8.5万年前のKTZテフラと同定できる（町田　洋氏の御教示による）．このことは前記の形成期の推定と調和する．L2およびL3の離水期は，付着する化石の年代からそれぞれ約4800 yBP（前杢,1988），400～700　yBPと推定できる．L1面は後氷期海進最盛期に対応すると判断されるが，年代資料は得られなかった．H1面およびH2面については，形成期を示す直接的資料はないが，それらの高度とM1面の高度との直線状の関係（図3）から，それぞれ約28万年，20万年前と推定される．

4．海成段丘の変形

旧汀線高度測定値の多く得られたM1面およびH2面についてその等値線をひくと図4のようになる．旧汀線高度はM1面では70mから20m，H2面では110mから50mと変化し，Ota（1975）が指摘したように，研究地域は全体としてほぼ北西に向かって傾き下がる傾動を示しており．Kato（1983）のいうように伊ノ岬付近のみに特有な変形は認めがたい．なお，田野浦付近にはH2面，M1面ともに高度が低く，等値線を引きにくい場所がある（図4のアミ模様の部分）．これは中筋川地溝帯の東方延長での局地的変形に当たる可能性が大きい．両面の等値線のパターンはよく似ているが，傾きはH2面の方が大きい．完新世の変形様式もほぼこれと同様であるが，足摺半島基部ではやや複雑な変形がありそうであるが，全般的には第四紀後期での累積的傾動変形が明らかである．この変形は海底活断層の活動に伴う地震性の変動に由来すると考えられるが，震源断層を特定するにはいたっていない．

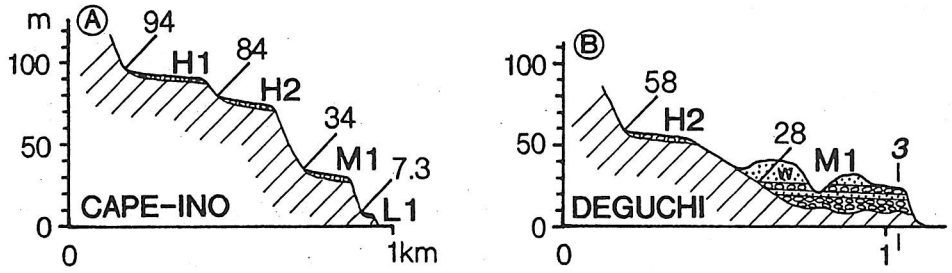


図1．海成段丘と構成層の模式断面図（A，伊ノ岬付近，B，出口付近）

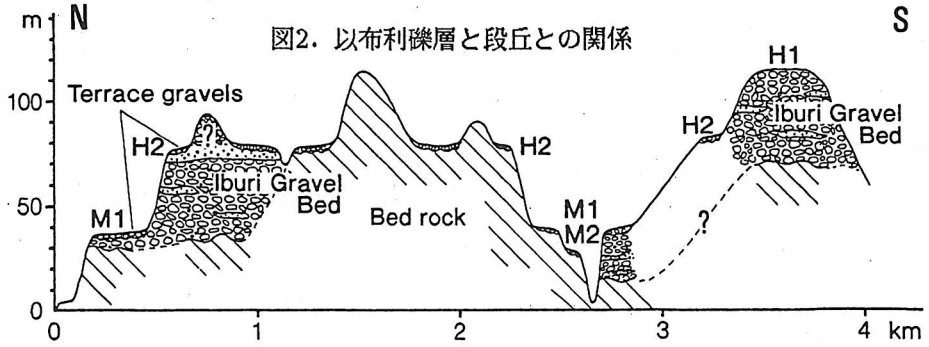


図2．以布利礫層と段丘との関係

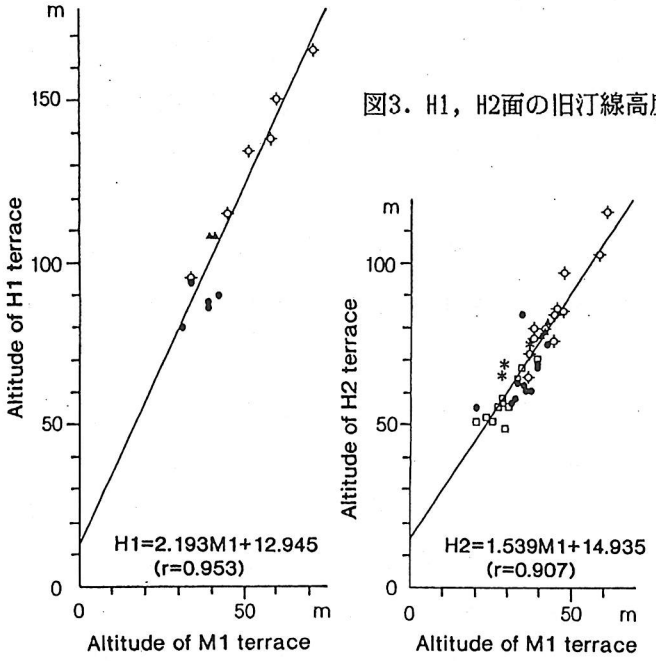


図3．H1，H2面の旧汀線高度とM1面の旧汀線との関係

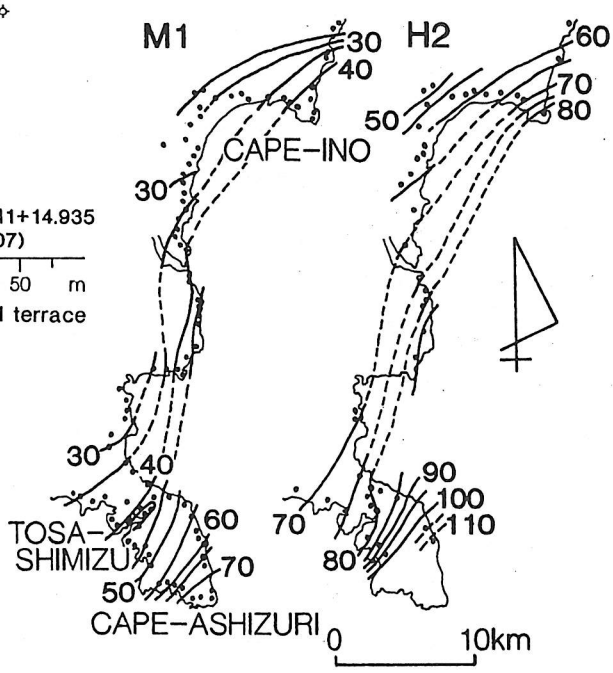


図4．H2面およびM1面の旧汀線高度の等値線

8 高知県産陸生哺乳類化石

野田耕一郎

Koichiro NODA ; Land-mammal Fossils from Kochi Prefecture

四国島南部を占める高知県は洪積層の分布が狭く、陸生哺乳類化石の産出例が少いが、それでも旧象関係では確実なものが二つあり、ゾウ以外でも僅かながら報告がなされている。

佐川産ナウマン象は、明治38年東京上野博物館に収蔵せられ、大正13年東北大学の松本彦七郎教授により、産地と種名が報じられた（MATSUMOTO, 1924）が、昭和20年戦災で焼失したとされており、層位や佐川での採集場所など詳細は不明のままになっている。

いま一つは、大正9年高岡郡与津岬（現 窪川町興津岬）沖海底産の東洋象化石であり、現在須崎市民図書館に収蔵されているが、昭和43年横浜国立大学の鹿間時夫教授が記載を行い、筆者もこれに加わったことがある（SHIKAMA and NODA, 1968）。

石灰岩地域の洞穴や裂かの堆積物から得られたもののうち、昭和16年佐川町虎杖野城ノ台洞穴出土の大型オオカミについては、東京大学の長谷部言人博士がサカワオオカミと命名した（長谷部, 1941）。この洞穴からは山型押型文土器片や人骨が出たことから、約7000年前の縄文時代早期のものとされている。

また小型オオカミでは、昭和48年佐川町鳥ノ巣山の石灰採石場出土のものを、筆者はトリノスオオカミと仮称し、洪積世後期か沖積世初期のものであろうと考えた（野田, 1975）。

他の哺乳類については、稲生下田石灰採石場のニホンシカ、佐川町近傍洞穴のアナグマ、竜河洞のタヌキなど産地と種名について明かにされたことがある（直良信夫, 1954, ほか）。その他、猿田洞からはニホンアカジカ、荒倉山石灰採石場からはニホンムカシジカが、古く出土したと言われているが、何れの標本も残存しておらず、再検は不能となっている。

採集時期は概ね昭和40年台であるが、上記以外で現在までに判明しているものについて述べると、次のとうりである。

佐川町西山ヒジリタキ山には深さ約28mのポノールがあり、ここから得たものは、サル、イヌ、タヌキ、ウサギその他である。サルは頭骨最大長87、頭骨最大幅64、頭骨基底長123（各単位mm）、ほぼ完形で、ニホンザルである。表層部からの出土なので沖積世のものであろう。

このイヌは吻部が欠損しているが、頭蓋骨長は155.5程度と推定され、下顎骨の大きさからみても中型日本犬である。ただし前頭部の勾配は現生の

中・小型犬よりも小さいのが特徴的である。東方40mに有舌尖頭器や細隆起線文土器を出土した。縄文早期初頭の不動ノ岩屋洞穴遺跡があるところから、このイヌは縄文犬で、しかも四国犬（中型犬）の祖型を示すものと考えられる。

シカは洪積世哺乳類のうち主要なものとされているが、佐川町西山―岩井口間の峠南側のポノールをはじめ、塚谷山、岩井口などのポノールから、シカの角、四肢骨、脊椎骨、頭蓋骨など数多く採集した。下顎骨の測定値（内側M_2中央部、単位mm）では、塚谷山のものは下顎骨体高34.6　他の三例は29，29.5，30　下顎骨体厚径18.8　他の三例は13.9，15.3，15.9　ときわだって大きく、当時京都大学の亀井節夫教授の鑑定ではエゾシカ型で、他のものもほとんどエゾシカ系統だということであった。この場所は沖積面との比高20m、発掘深度2mであったので、時代的に洪積世以後とは考えられない。今日エゾシカは北海道に残存するにすぎないが、氷期に於ては北方系の南下が佐川盆地にも及んでいたことを証拠付けるものであり、沖積世における気候の温暖化により、当地方では絶滅したとみなすべきであろう。

ウマについては佐川町岩井口のドリーネ底より得た小型馬臼歯がある。当時国立科学博物館の長谷川善和氏の鑑定を受けたが、隠岐馬の測定値に近く、在来馬のものらしかった。日本における在来馬の起源は縄文時代から弥生時代とされている。臼歯はM_1またはM_2と左下顎M_3の二本で、歯冠長はそれぞれ20.5，33.4　歯冠幅はそれぞれ24.2，21.3　である（各単位mm）。歴史時代土佐駒と呼ばれる小型馬が存在していたことが知られているので、これの先祖か、土佐駒そのものの臼歯であろう。

また佐川町鳥ノ巣山の石灰採石場からは、ウマの狼歯（P_1）が産出した。これは土佐山田町の獣医師岡本豊氏の鑑定によったが、上顎前臼歯の直前に現われる本来のP_1であり、これについては在来馬のものか野生馬のものか判別はできないものの、既報の小型オオカミと同一裂かからの出土であり、沖積世初期から洪積世末までさかのぼりうる可能性がある。

タヌキはヒジリタキ山ポノール産のものは最大前頭幅30，脳頭蓋長59.5，脳頭蓋最大幅39　（各単位mm）であった。

その他アナグマ、ウサギ、ネズミ、モグラ等小動物の骨や歯があったが計測はしていない。

以上　ニホンザル、縄文犬、エゾシカおよび在来馬についての資料を得たわけであるが、寒冷型動物の代表ともいうべきオオツノジカは未発見である。

高知県の哺乳類化石の研究には、今後石灰岩地域の新たな開発に際しての発見が期待されるところである。

9 四国の沖積平野の山塊２タイプにおける野ネズミ３種の地形的分布

金子之史（香川大・教育・生物）

Yukibumi KANEKO:Topographical distribution of three small rodents in the alluvial area of Shikoku, Japan.

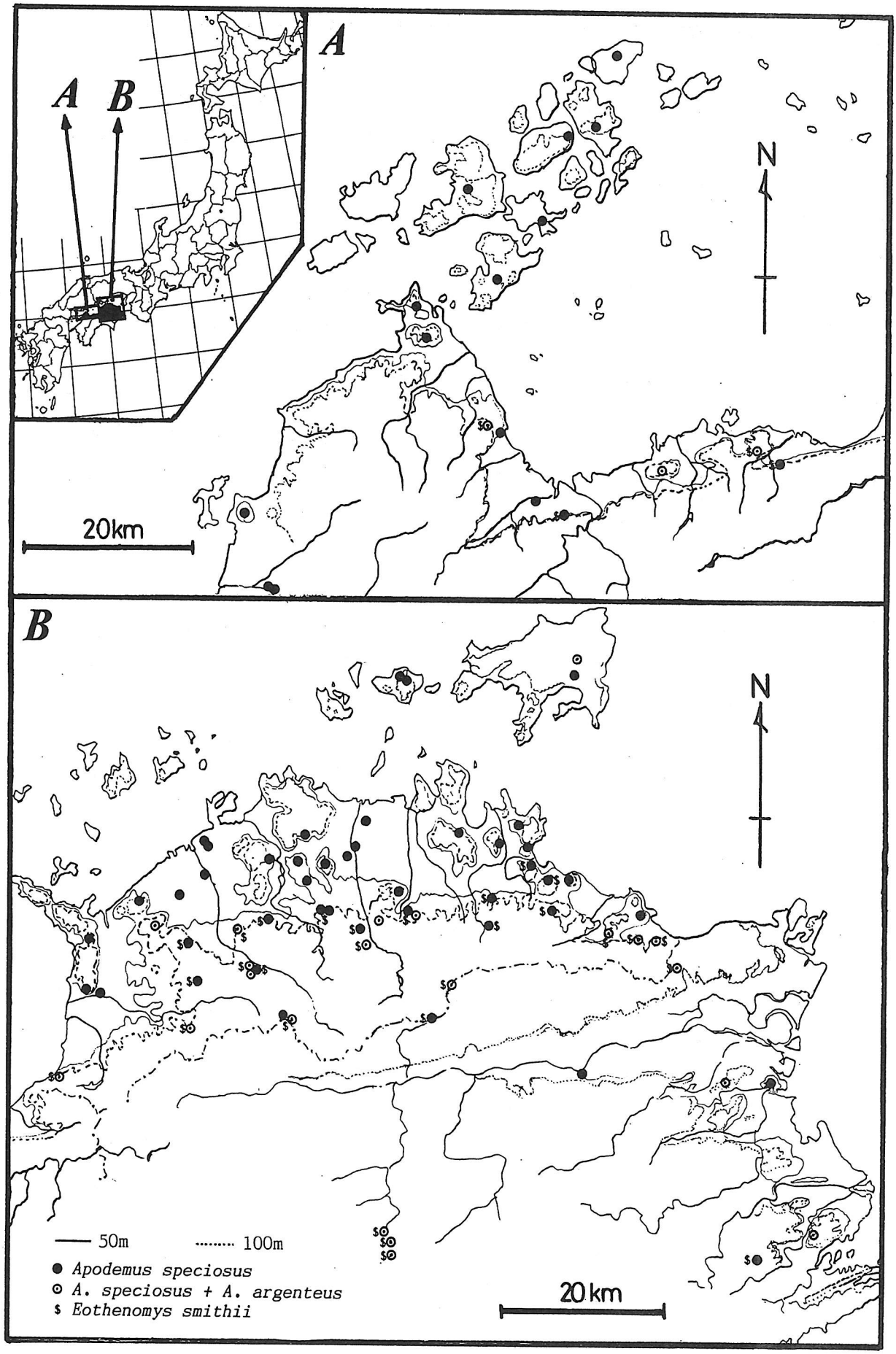
生物の種の分布には，地理的分布と生態的分布の概念が従来用いられてきた（橘川，1967）．四国の讃岐平野・新居浜平野・松山平野・徳島平野とその周辺部で，生態的分布条件を考慮して野ネズミ３種の分布調査を実施した．その結果，生態的分布と地理的分布では説明できない，地形的分布とよべる現象が明らかになった。また，従来の報告から本州の２地域で類似した現象が得られた．これらの知見を報告する。

四国にある沖積平野には地形的にみると，四国山地に引続く山塊の末端にある「枝」と沖積平野の中に独立した丘陵状の「浮き島」から構成されている．このような「枝」と「浮き島」において，スミスネズミ*Eothenomys smithii*(Es)，アカネズミ*Apodemus speciosus*(As)，およびヒメネズミ*A. argenteus*(Aa)を対象に，1981～86年にかけて2･3月に採集をおこなった．低地においてもっとも採集の困難なEsは，繁殖期にともなう個体数の急激な増大が2･3月にみられるので（金子，1990），採集はこれらの月に限っておこなった．カボチヤ種子をエサとして81個の金属製ギロチントラップを各地点に１晩設置した．棲息場所の類型は，竹藪，畑斜面，放棄田，提斜面，水田の畔，石垣，伐開地，果樹園，果樹園の端，ススキ原，ササ原，マツ林，マツ林の端，若令針葉樹，老令針葉樹，スギ造林地，クヌギ林である．採集地点は，香川県36，愛媛県4，徳島県4であり，さらに従来の筆者の報告（金子，1972，1985；Kaneko，1979a，1979b，1983；金子・森井，1976）や筆者の未発表の記録も分布図（図１）に加えた．

この結果，Asは「枝」と「浮き島」と平野部で採集され，水平的に分布域が最も広い．Esは「枝」のみで沖積平野を越えられず山塊が連続していないと分布できない．さらにAaは「枝」と「枝」に近接した一部の「浮き島」（愛媛県西条市の西と徳島県阿南市の南）で採集された．この結果は，従来報告されていた岡崎平野・豊橋平野（宮尾ほか，1984），および多摩丘陵・三浦半島・房総半島（五十嵐，1978；三島ほか，1978；金井，1986；小林・小宮山，1986）における、これら3種の分布状況と一致する．

この３種の地形的分布の相違の説明として，①分布を広げ始めてからの時間の長さ，②「浮き島」における面積制限要因，③分散能力の相違い，について検討してみた．その結果③の可能性が指摘できる．

図１．「浮き島」と「枝」における野ネズミ３種の分布．→


A
A
B
N
20km
B
N
50m
100m
● Apodemus speciosus
⊙ A. speciosus + A. argenteus
$ Eothenomys smithii
20 km

10 中海湖底表層堆積物の花粉分析

― 分布状況と最近20年間の変化について ―

渡辺正巳(川崎地質株式会社大阪支店)・中海・宍道湖自然史研究会

Masami WATANABE and NAKANO-UMI AND SHINJI-KO RESEARCH GROUP; Pollenanalysis in the bottom sediments of the Lake Nakano-umi – Distribution of the Pollen grains and Change for the last 20 years –

中海・宍道湖地域では中海・宍道湖自然史研究会(1982)以来，大西（1986など）などにより花粉分析が行われ，およそ2000年前以降の標準的な花粉帯が設定された．その後渡辺ほか(1988)で各花粉帯の境界の年代推定が行われ，大西ほか(1990)では完新統中海層全体について花粉帯の再設定が行われた．

またこれとは別に渡辺ほか(1989)は，中海湖底表層堆積物の花粉分析を行うことにより，現在という同時間面での，各地点間の花粉組成の違いについて述べ，中海地域の各柱状試料で報告されている花粉帯対比の妥当性を示した．

今回の報告では渡辺ほか(1989)で示したデータを，乾燥試料1g中の花粉粒数に数値計算することにより，各地点での花粉粒の分布状況を示し（図1，2），中海での花粉粒分布の特徴を明らかにした．さらにこの結果を渡辺ほか(1988)のNU86-06コアの分析結果，島倉(1968)の分析結果と比較することにより，特に1968年以降の20年間で Diploxlon が急減することが分かった．そして Diploxlon の減少と，中海周辺地域での「松くい虫」の被害状況（図3，4）との関係を指摘した．

引用文献

中海・宍道湖自然史研究会(1982) 中海・宍道湖の自然史研究－その1．予察的柱状採泥の結果について－．島根大学地質学研究報告，1，p.29-46.

大西郁夫(1986) 中海・宍道湖湖底表層コアの花粉分帯と環境変遷．山陰地域研究（自然環境），2，p.81-89.

大西郁夫・干場英樹・中谷紀子(1990) 宍道湖湖底下完新統の花粉群．島根大学地質学研究報告，9，p.117-127.

渡辺正巳・中海・宍道湖自然史研究会(1988) 中海・宍道湖の自然史研究－その8．中海・宍道湖より得られた柱状試料の花粉分析－．島根大学地質学研究報告，7，p.25-32.

渡辺正巳・中海・宍道湖自然史研究会(1989) 中海湖底表層堆積物の花粉分析．日本第四紀学会講演要旨集．19，p.46-47.

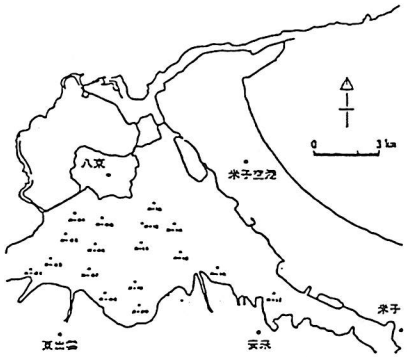


図１．試料採取地点

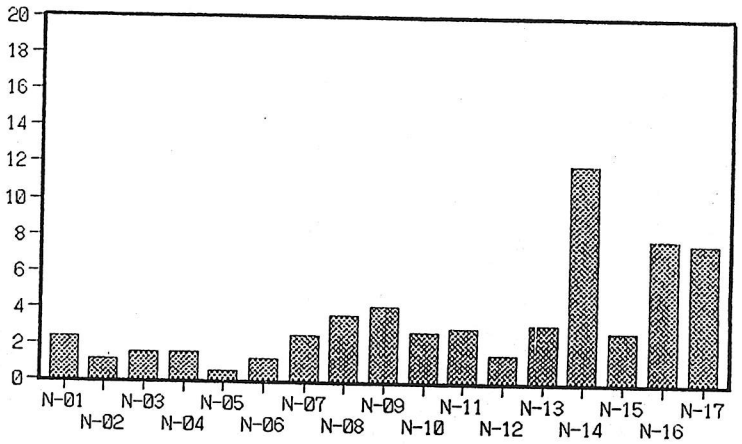


図２．花粉粒の推定量
（縦軸の単位は1000個体）

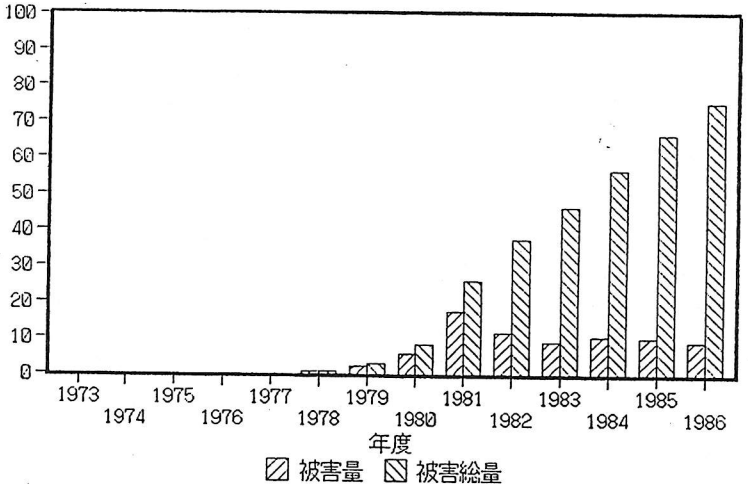


図３．「松くい虫」による被害（安来地区）
（縦軸の単位は1000m³）

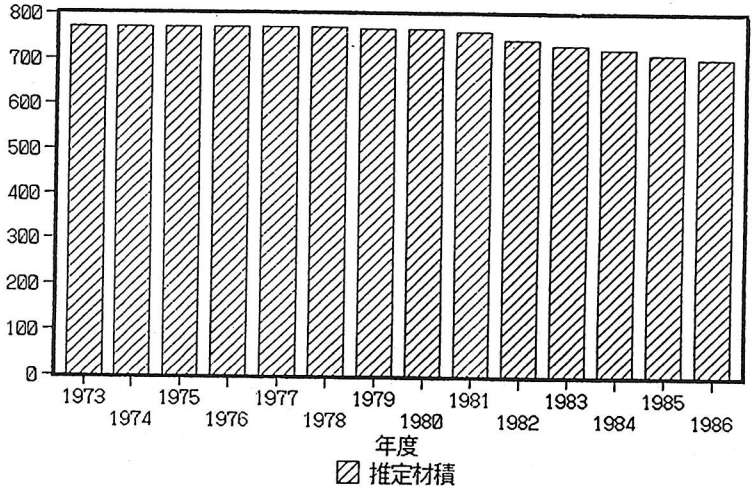


図４．「松くい虫」被害による材積の変化（安来地区）
（縦軸の単位は1000m³，図３，４は島根県のデータより）

１１　大阪平野東北部の活断層

木谷幹一（立命館大学・聴）

Kanichi Kitani; On Active faults in nouth-east Osaka Basin.

大阪平野東北部は東西性の有馬－高槻構造線および南北性の生駒断層系が交差する地形的に特異な地域である.

演者は当地域において断層変位地形を調査し，地形面および堆積物の形成年代などにより活断層の諸性質を明らかにし，活動史を推定した．以下のような結果を得たので報告する.

(1)大阪平野東北部には，1.交野断層（前田，1963），2.交野山断層，3.長尾断層，4.田口断層（活断層研究会，1980），5.招堤撓曲，6.枚方撓曲（高谷・市原，1964），7.豊野断層（木谷，1990）などの南北性の生駒断層系，8.八幡大谷断層，9.淀断層，10.男山南断層，11.船橋断層などの東西性の有馬－高槻構造線，および北西－南東性の12.八幡撓曲，13.杉断層（前田，1963）が分布する。

(2)活断層の諸性質

主要な活断層の諸性質を表１にまとめた．全体に東西性，南北性の断層系と北西－南東性の断層系の３群に分類できる.

(3)活断層の活動史

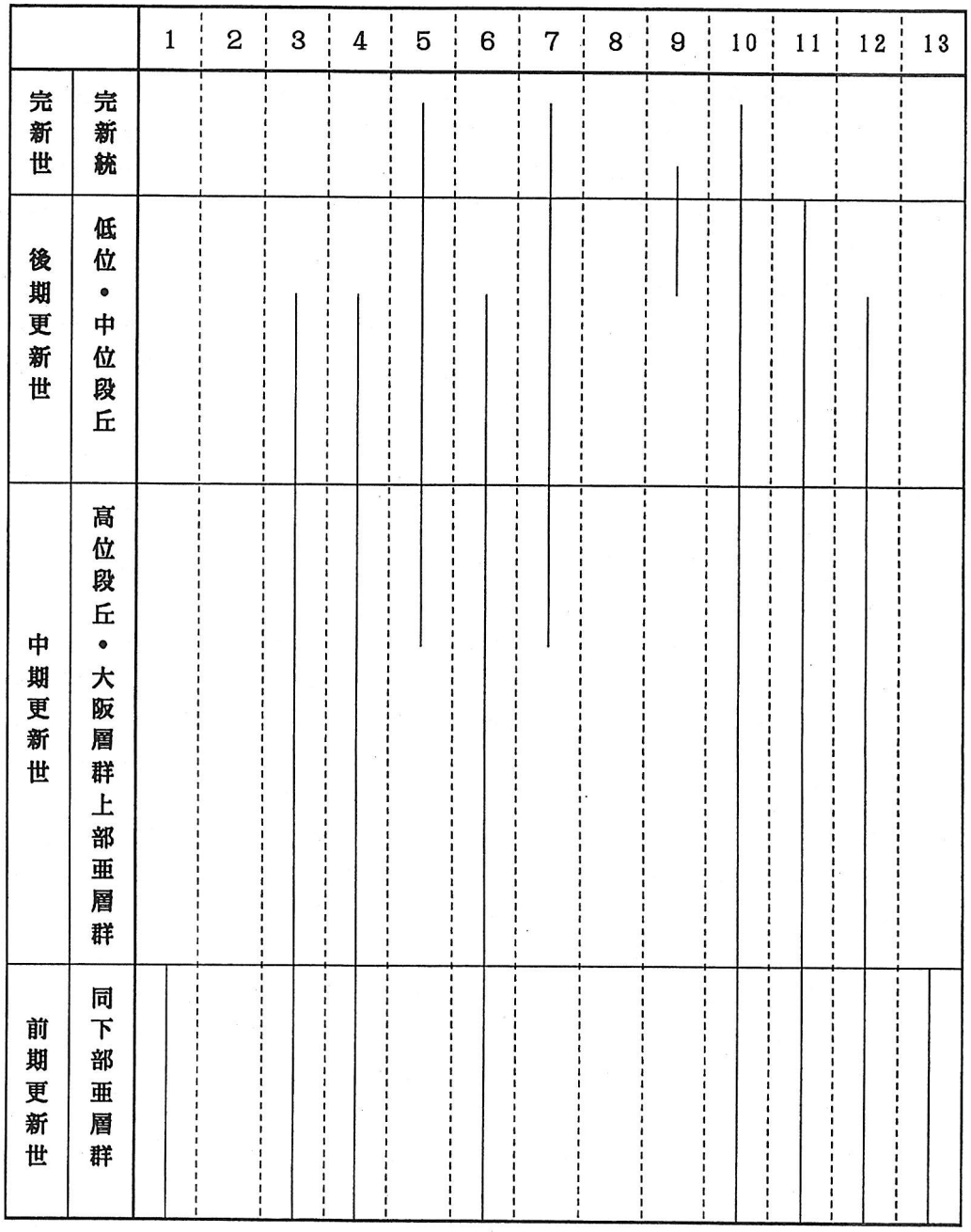
活断層の活動史について表２にまとめた.

有馬－高槻構造線を除いては，山地から丘陵，丘陵から段丘，平野域にまで断層活動が及んでいる.

表１　主要な活断層の諸性質

断層名	走向	断層形態	断層基準	断層変位 隆起側（m）	平均変位速度 m／10^3y
交野断層	NNE	断層露頭	花崗岩／大阪層群	E	
長尾断層	NNE	断層崖	高位段丘面	E（15）	0.075
田口断層	NNE NE	断層崖 地層撓曲	高位段丘面 中位段丘面 大阪層群Ｍａ９	E（20） E（12） S（40）	0.1 0.12 0.133
招堤撓曲	NNE	断層崖	高位段丘面 低位段丘面 完新世段丘面	E（５） E（1.2） E（0.8）	0.025 0.12 0.26
枚方撓曲	NNE	断層崖	低位段丘面 中位段丘面	E（４） E（12）	0.4 0.12
豊野断層	NS	断層崖	完新統基底	E（５）	0.5
淀断層	ENE	地下資料	完新統基底礫層	N（4.2）	0.35
船橋断層	ENE	断層崖	低位段丘面	S	
八幡撓曲	NW	断層崖 地層傾斜	中位段丘面 大阪層群上部亜	SW（10）	0.1
杉断層	NW	断層露頭	花崗岩／大阪層群	SW	

表２　大阪平野東北部の活断層の活動史



(4)まとめ

東西性の断層系（有馬－高槻構造線）は東方に向かうにしたがって，南北性の生駒断層系の影響により，その走向をややＮＥ方向へシフトする傾向がある．逆に生駒断層系は有馬－高槻構造線に近ずくにしたがって，その走向をＮＥ方向にシフトする傾向がある。また，北西－南東性の断層系は微小地震の分布から，おそらく丹波高地付近を模式地とする三峠断層系に属する断層系と考えられる．

これらのことは当地域における堆積盆地発達史，古地理ならびに地形発達史を検討するうえで重要であると考えられる．

１２ 大阪府鬼虎川遺跡の縄文時代埋没海岸地形とその堆積層

松田順一郎（東大阪市文化財協会・地理）

Jun-ichiro MATSUDA; Buried Coastal Landform and its Deposits of Jomon Period in Kitoragawa Site, Osaka Prefecture

大阪府東大阪市鬼虎川遺跡の第32次発掘調査（1989年11月～1990年11月）で検出された縄文時代の埋没海岸地形とその後これを埋積した縄文時代前期から晩期までの堆積層を堆積学的に検討した。鬼虎川遺跡は河内平野の東端、生駒山西麓の扇状地斜面下辺に接する沖積低地に立地し、現地表面での標高は4～6mである。同遺跡は弥生時代中期の集落跡を中心とするが、その下位には「沖積中部泥層」に相当する海成層が分布する。

調査地の東西方向の土層断面図と柱状図を図1に示す。調査地の最下部では姶良Tn火山灰(AT)を含む低位段丘構成層が認められた。同層は調査地の東部とその他の一部の場所に分布する沖積層下部相当層に不整合に覆われる。両層は縄文海進時の海食面を構成する。海食面は、岸側の高さ約3mの海食崖、潮間帯の波食面、これより沖側の緩やかに傾く潮下帯の海食面から構成されている。

潮間帯の波食面の上部、海食崖の基部は現在の大阪湾中等潮位より 1.36m上位にあり、大潮の平均高潮位は0.69mであるから、少なくとも埋没海岸地形形成期の海水準は両高度の差の0.67m現在より高位にあったと考えられる。

埋没海岸地形を埋積した堆積物の粒度分析、ファブリック分析、レントゲン写真による堆積構造の観察などを通じて、以下のような堆積環境の復原を行った。

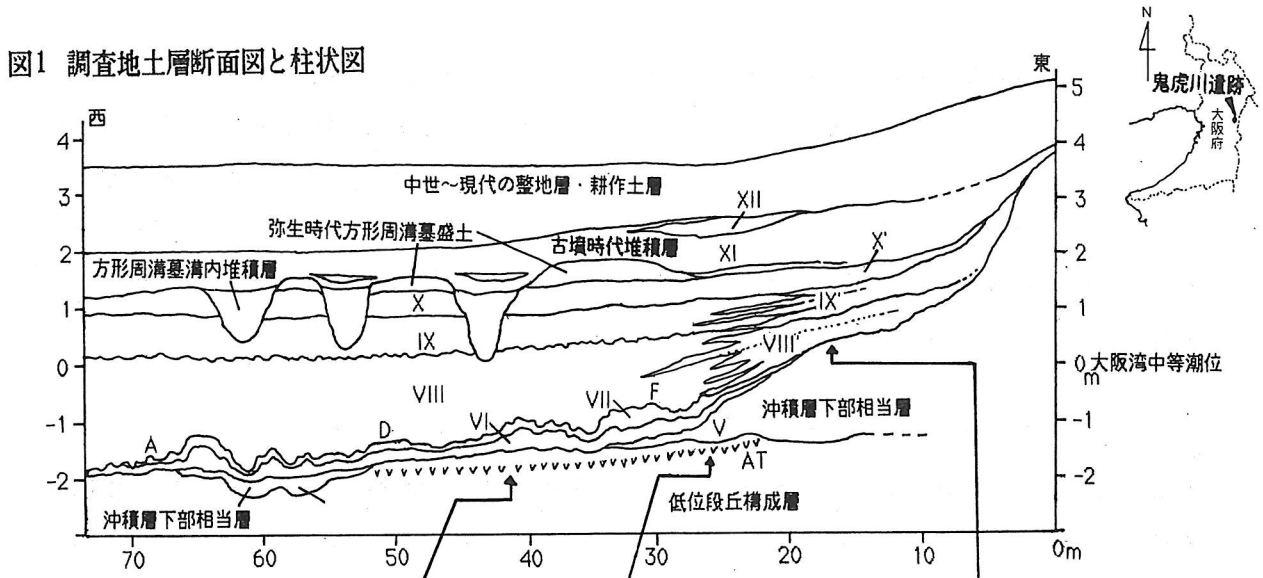
(1)縄文時代前期：埋没海岸地形の海食面形成期に分級の悪いシルト混じり砂礫層(VI層)が堆積した。調査地の西部ではVI層で構成される堤状の高まりが認められた。さらに、VI層の上には波食面の海方端から沖側一帯を覆う形で分級の良い礫層(VII層)が堆積した。同層の下部で部分的に逆級化成層がみられることや、粒径そのものから、同層が嵐の際の乱流によって堆積したものと考えられる。ただし、同層の分布域全体で礫の長軸が主に南北方向を示すファブリックが認められる(図2)。VII層は、海食崖形成期の堆積物であり、河内湾中央部からの波の営力が直接海岸線に到達する海況を示している。

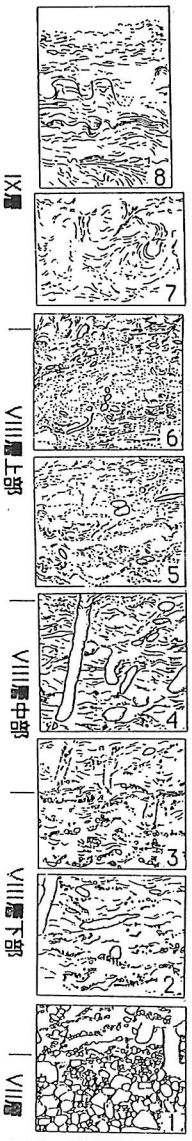
(2)縄文時代前期末～中期：沖側のVII層上には生物による擾乱を示す細礫～砂混じりシルト層(VIII 層)が堆積した。同層については、粒度分析とレントゲン写真による堆積構造の観察を行なった(図3)。同層下部には、VII層堆積時に比べればはるかに弱いが、細礫を掃流させる程度の波の営力が認められる。同時に、岸側では波食面上に細礫～砂の堆積が進み、浜堤が形成された。浜堤堆積層の高度は大阪湾中等潮位より0～0.8m上位にあり、この間に当時の中等潮位を想定すると、海水準の低下があったと考えられる。また、縄文時代前期に比べて著しく波の営力が弱まったのは、河内湾の三角州の発達で鬼虎川遺跡の西方にも旧大和川の一分流が自然堤防や砂州を形成して、遺跡周辺の水域を狭めたためと考えられる。VIII層下部は生痕化石などからみて干潟の堆積環境を示す。VIII層中部から上部では、波の営力はさらに弱まり、沖側の堆積物には主に潮汐流の影響を受けて堆積したシルトと砂の葉層の互層が認められる。岸側では緩慢な砂の堆積が続く(VIII'層上部)。VIII層最上部には、生物による強い擾乱が認められ、水流による堆積作用がかなり弱まったことを示す。

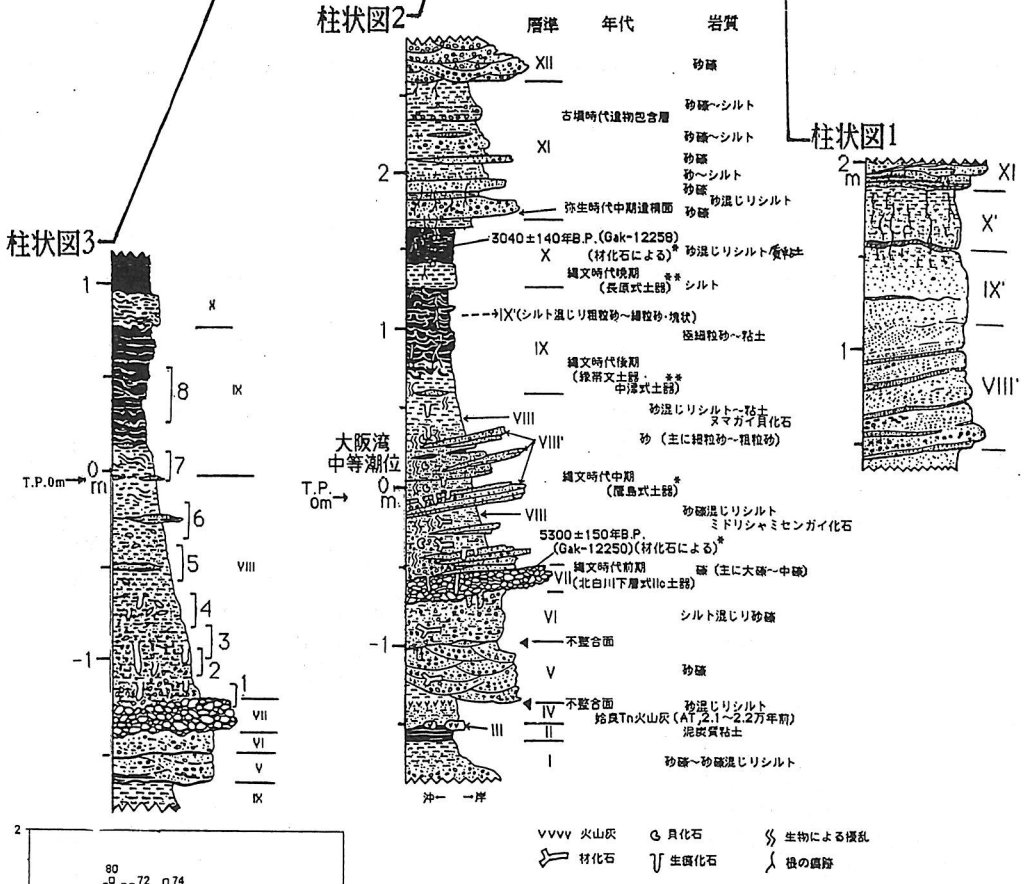
(3)縄文時代中期末～後期・晩期：コンボリュート構造・ロードキャスト構造を示す粘土質シルト～粘土層(IX層)が沖側に、塊状を呈するシルト混じり粗粒砂～細粒砂層(IX'層)が岸側に堆積する。IX層は湖沼の静水域の堆積環境を示すが、レントゲン写真によって確認した上記の堆積構造(図3)や同層中に認められる乾痕は著しい湖水面あるいは地下水位の変動が起きたことを示唆している。IX'層については、粒度分析結果の検討によって風成砂の可能性が高いことがわかった(図4)。

以上の結果は今後、珪藻分析や年代測定の結果と照合する予定である。また、広範囲な遺跡周辺の環境変化の中に位置付けるとともに、縄文時代晩期以降の堆積層と地形の発達に関連させて考察してゆきたい。

図1 調査地土層断面図と柱状図







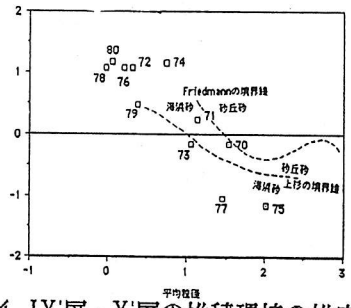


図4 IX'層・X'層の堆積環境の推定
(試料70・71がIX'層・X'層に対応。
Friedman(1961)、上杉(1972)の判定基準による。)

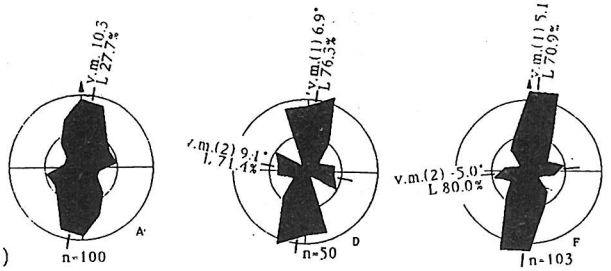


図3 VIII層・IX層の堆積構造
(柱状図3に対応)

図2 VII層ファブリック分析結果
(計測地点は図1に示す)

１３　大阪府堺市，上町台地南部の上部更新統―（その１）火山灰および^{14}C年代

小倉博之・三田村宗樹・吉川周作・此松昌彦・植田弥生（大阪市大・理），
木谷幹一（立命館大・文），石井久夫（大阪自然史博）

Hiroyuki OGURA, Muneki MITAMURA, Shusaku YOSHIKAWA, Masahiko KONOMATSU, Yayoi UEDA, Kanichi KITANI and Hisao ISHII; Upper Pleistocene series in the southern part of Uemachi upland, Osaka prefecture, part 1.

大阪平野の中央部には，大阪城付近より天王寺をへて大阪市南方に連なる幅約２km，比高10～20m程度の上町台地が南北方向に発達している．大阪市と堺市の境界部は，1704年に本台地をほぼ東西方向に横切るようにして開削された大和川が流れているが，今回，この箇所左岸が河川改修工事によって地表面から深度約15mまで掘削され，その露頭を調査することができた．

その結果，ＴＰ約－2m以深に海成層を認め，それより上位，３層準から火山灰を見い出した．このうち最上位のものは，この付近の地表面下約2mに分布する泥炭層に挟在する層厚5～10cmの火山灰層で，分析結果（表１）より吉川ほか(1986)の平安神宮火山灰に対比した．この火山灰層の下位約3mの礫層は，より下位層を削り込んでいる．

中位の火山灰層は，最大層厚5cmのブロック状であるが側方にある程度連続し，最大粒径5mm程度の軽石を含んでいる．本火山灰の火山ガラスの屈折率はn＝1.508付近と1.511付近にモードをもつ．これを「あびこ火山灰」と呼ぶ．

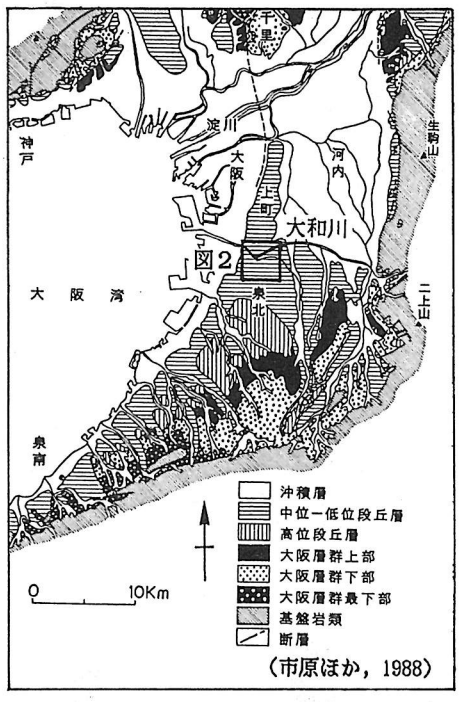


図１　大阪平野の地質図

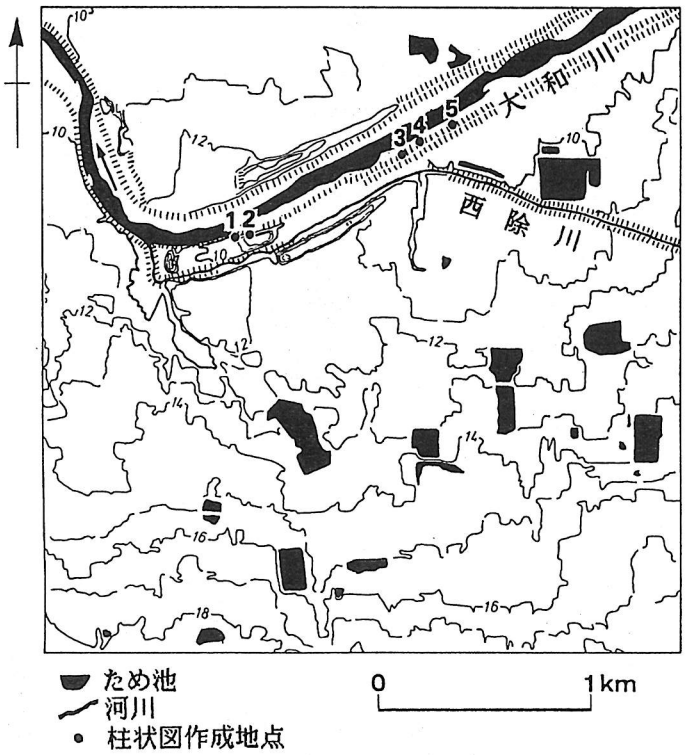


図２　等高線図

等高線の単位はm

あびこ火山灰層の1.2～1.6m下位には，灰色シルト層中に層厚約25cmの淡桃色シルト層が挟在するが，本層中には偏平型火山ガラスと高温型石英（β-石英）が散在しており，これを火山灰降灰層準と認定した．本火山灰を「北花田火山灰」と呼ぶ．

平安神宮火山灰直下の泥炭質粘土に含まれる炭素をSuess(1954)によりアセチレンに合成し，半減期を5,570年としてβ線発生率よりもとめた年代は，23,400±370 y.B.P.(OCU-11)であった．

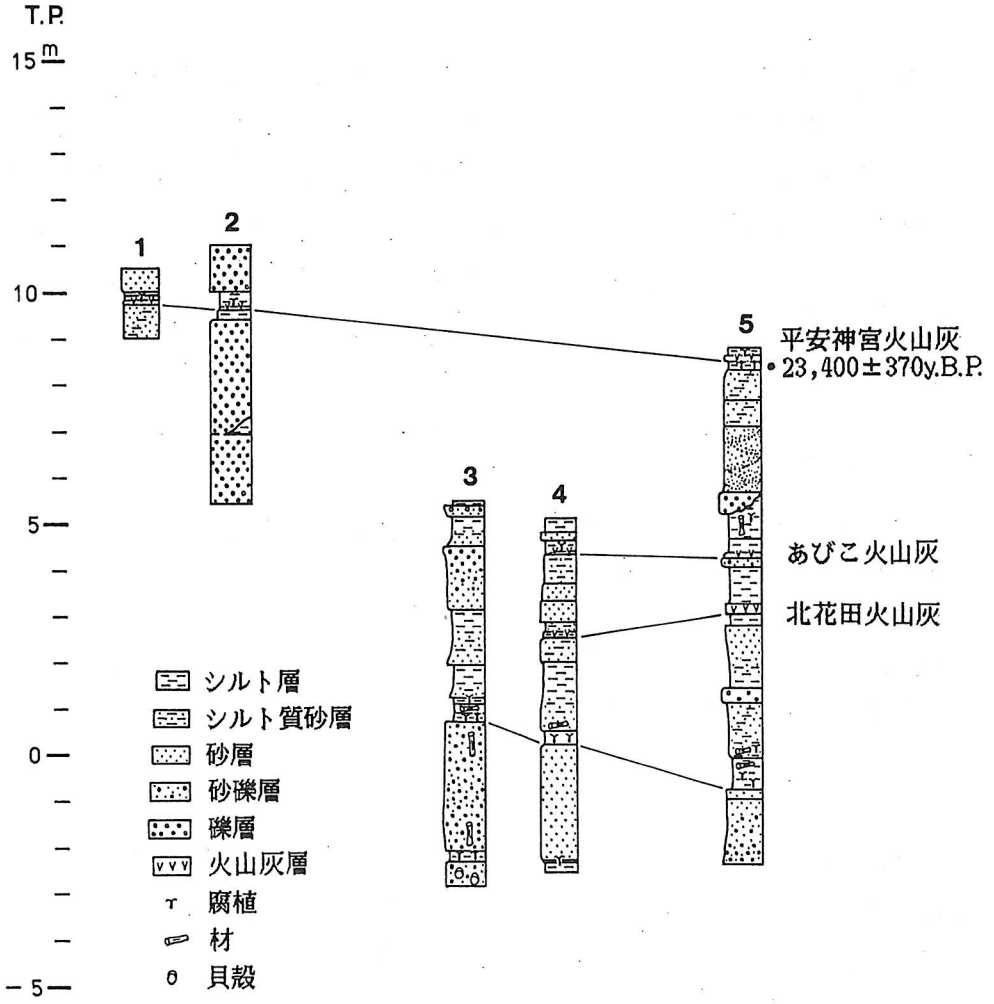


図3　地質柱状図

表1　火山灰分析結果

Volcanic ash	Mineral composition Gl.	Rf.	Fl.	Qz.	Hm. (%)	Glass Shape H.	C.	T.	O.(%)	Refractive Index (mode)	Heavy mineral composition Bi.	Am.	Op.	Cp.	Zr.	Ap.	Oq. (%)
平安神宮	96	2	2	+	+	78	21	1	0	1.498-1.501(1.500)	0	18	38	8	0	3	33
あびこ	81	4	12	1	2	55	17	26	1	1.507-1.513(1.508, 1.511)	+	25	44	23	0	2	6
北花田	++	+	+	+	+	97	2	1	0	1.496-1.499(1.497)	+	+	+				

Gl.火山ガラス　Rf.火山岩片　Fl.長石　Qz.石英　Hm.重鉱物　H.偏平型　C.中間型　T.多孔質型
Bi.黒雲母　Am.角閃石　Op.斜方輝石　Cp.単斜輝石　Zr.ジルコン　Ap.燐灰石　Oq.不透明鉱物

１４ 大阪府堺市，上町台地南部の上部更新統（その２）古環境変遷

此松昌彦・植田弥生・小倉博之・吉川周作・三田村宗樹（大阪市大・理）・木谷幹一（立命館大・文）・石井久夫（大阪自然史博）

Masahiko KONOMATSU, Yayoi UEDA, Hiroyuki OGURA, Shusaku YOSHIKAWA, MunekiMITAMURA, Kanichi KITANI and Hisao ISHII : Upper Pleistocene in the southern part of Uemachi Upland, Osaka prefecture, Part 2.

大阪市と堺市の境界部に流れる大和川で，河川改修工事が左岸（常磐町）で行われた．この掘削露頭より，平安神宮火山灰(Haj)，あびこ火山灰(Abk)北花田火山灰(Kth)や最下部より海棲を示す貝殻が見つかった．そこで今回，最下部の貝殻層から平安神宮火山灰層までの約15mの地層において堆積当時の古環境の復元をするために，花粉・大型植物・材・珪藻・貝の化石を用いて古環境解析を行ったので報告する．

花粉化石

花粉化石はNo.1 ～6および12～14から産出した．

全体的には20～40%の高率なAlnusによって特徴づけられる．下部（No.12～14）ではPinus（Diploxylon），Cupressaceae-Taxaceae，Lepidobalanus，Cyclobalanopsisを伴いながらCryptomeria が増加している．No.6はLepido.・Sciadopitysや挺水植物のTyphaが高率を示す．

No.4,5ではCryptomeriaが急激に減少し，Carpinus，Colylusが出現する．No.2,3では統計処理するほど産出していなく，No.1はPinus（Haploxylon），Picea，Lepido.が高率を示す．

大型植物化石

Pl-1，2から産出し，以下に主要な分類群を示す．貝殻層直上のPl-2ではMelia azedarachi（核），Pinus［Diplo.］（球果），Cyclo.（殻斗），Abies（葉），Chamaeecyparis（葉）などが産出した．Pl-1ではAlnus（果実），Labiatae（果実），Carex（果実）などが産出した．

木材化石

産出層準と樹種は図１の柱状図に示した．立木はQuercus sect. Prinus（コナラ節）だけで，他は倒木である．

珪藻化石

珪藻化石はNo.5,6,8で産出し，すべて淡水性珪藻であった．あびこ火山灰直上No.8では沼沢湿地付着性種群のEunotia sp.p，Gomphonema gracile の破片が産出した．No.6はEunotia sp.p，Pinularia nodosa 最下流性河川指標群のNavicula salinarumが産出する．

No.5では中～下流性河川指標種群のSynedra inaequalis，Acnanthes lanceolataの破片が産出した．

貝化石

主要な化石を示すと<u>Batillaria multiformis</u>（ウミニナ），<u>B. zonalis</u>（イボウミニナ），<u>Scapharca subcrenata</u>（サルボウ），<u>Anomia chinensis</u>（ナミガシワ），<u>Crassoctrea gigas</u>（マガキ），<u>Dendostrea paulucciae</u>（カモノアシガキ），<u>Ruditapes philippinarum</u>（アサリ）が産出し，いずれも内湾の潮間帯から亜潮間帯に生息する種類で，特に潮間帯の種類が優占する．

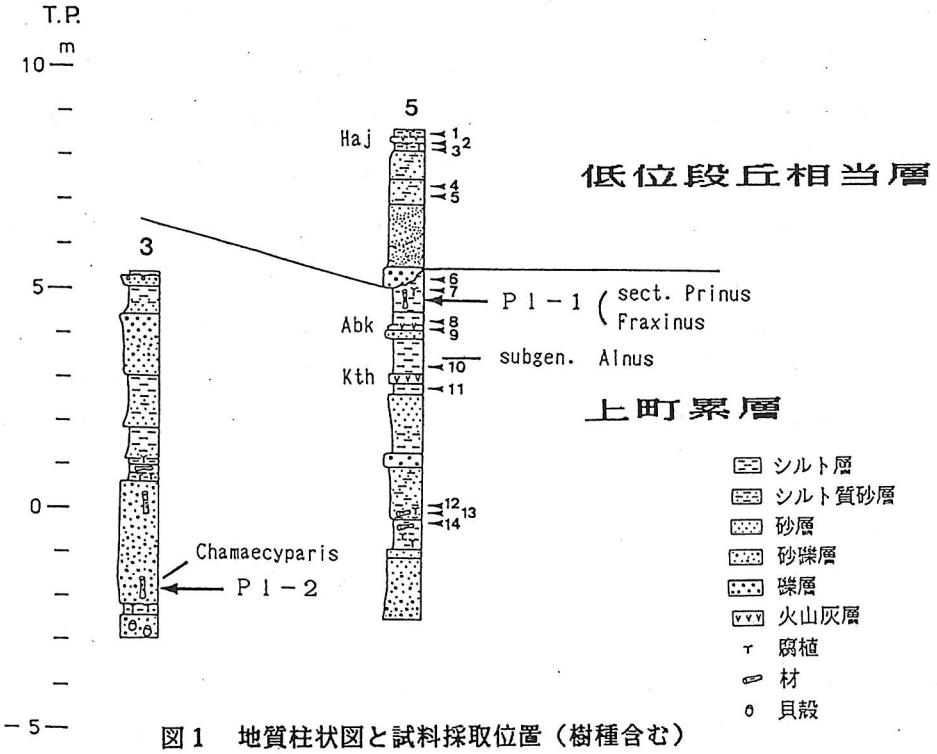


図1　地質柱状図と試料採取位置（樹種含む）

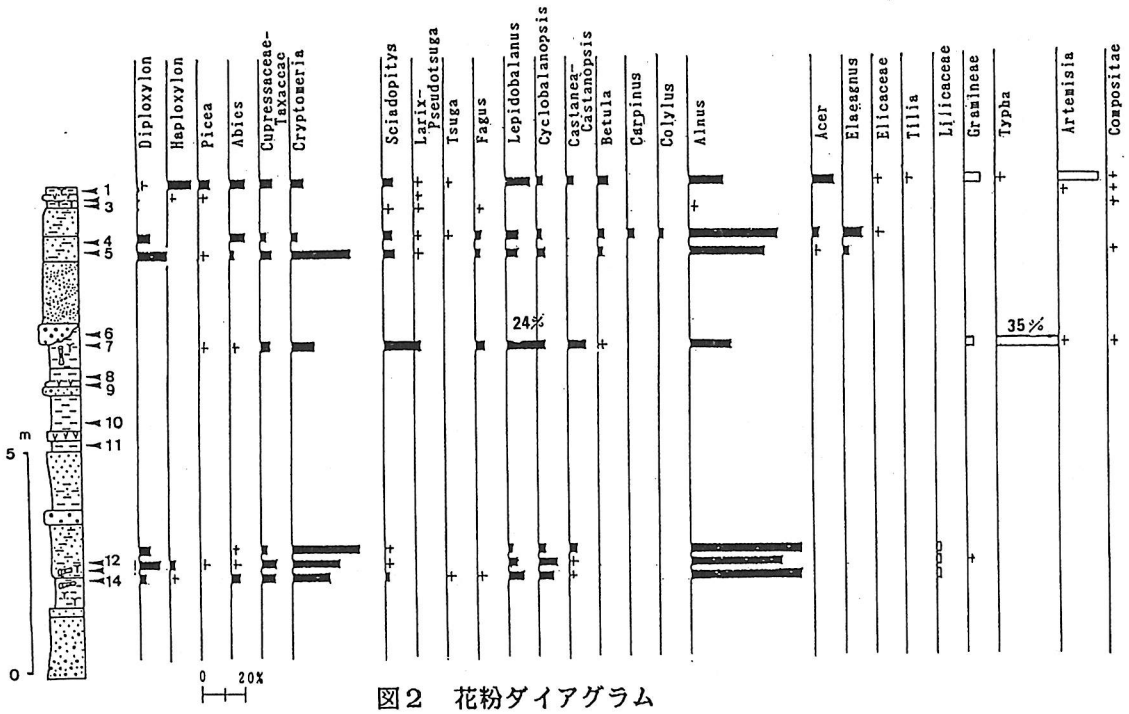


図2　花粉ダイアグラム

１５ 滋賀県愛知川河床から産出した化石林について

山川千代美（滋賀県教育委員会），愛知川産化石林調査会

１９９０年９月、近畿地方に上陸した大型台風１９号の増水により、滋賀県神崎郡永源寺町山上地先の愛知川の河床から、直径約１.５ｍ,高さ約１ｍの大型の化石樹８本が露出した。このため滋賀県教育委員会では、１９９５年開館予定の（仮称）琵琶湖博物館の資料調査および資料収集活動の一環として、化石林産出地点（約１，０００㎡）と周辺の総合的調査を愛知川産化石林調査会等に委託して行ったので、その成果の概要を報告する。

化石樹は、調査地域内に１３２本が確認され、このうち幹の直径が８０cm以上あるような大型のものは９本見られた。これら大型の化石樹は、年輪数の読み取りから、樹齢約３００～４００年であることがわかった。樹種同定の結果からは、大型の化石樹はスギ科の針葉樹であり、その他の小型の化石樹はイチイ科のカヤ（Torreya nucifera）、ハンノキ属（Alnus）、ナナカマド属（Sorbus）、トリネコ属（Fraxinus）などといった落葉広葉樹であることが判明した。

化石林の産出層準は、古琵琶湖層群の蒲生累層（約１５０～２５０万年前）上部である。化石林産出地点（河床部）の層相は、２枚の連続性の良い有機質シルト層を挟んだ河川性の砂・シルトを主とした互層であり、上位のＡ層～Ｇ層までの７層が確認された。このうち大型の化石樹は主にＡ層とＣ層に、小型のものはＢ層に多いが、その他の層準にも散在していた。一方、下流部の川壁にある露頭（河崖部）の最上部は河床部の下部と対比され、この露頭の下部には中火山灰層（Ishida et al.1969）が見られた。中火山灰層の古地磁気の測定結果は、正磁極を示しており、マツヤマ逆帯磁期のオルドバイ事件に相当すると考えられる。

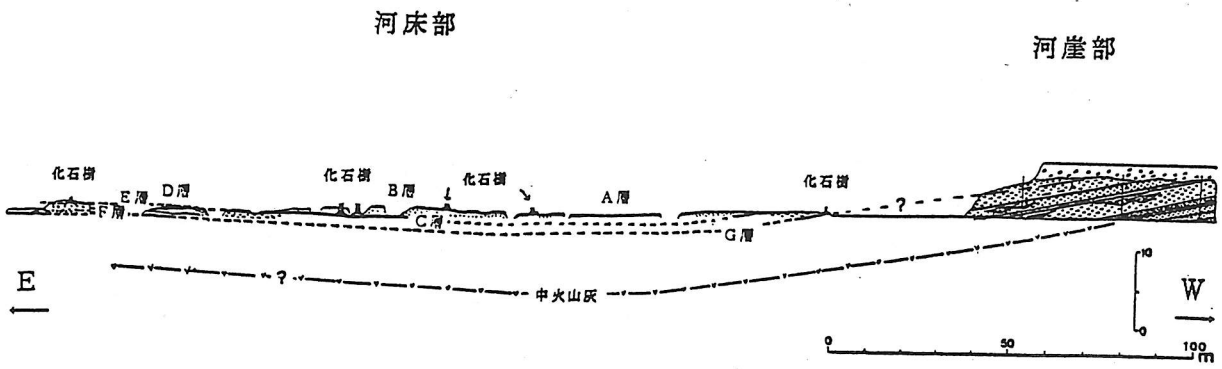
共産する植物化石としては、各層から針葉樹の枝状葉や木本・草本類の球果・種子化石が多数産出したが、針葉樹ではスギ科のメタセコイア属（Metasequoia），スイショウ属（Glyptostrobus）やヒノキ科のサワラ属（Chamaecyparis）などが、落葉広葉樹ではハンノキ属（Alnus），エゴノキ属（Styrax）などが、草本類では カヤツリグサ科のスゲ属（Carex），ホタルイ属（Scirpus）やミツガシワ属（Menyanthes）などの湿地性を好む種類が多産した。花粉分析からは、冷温帯落葉広葉樹のクルミ属－サワグルミ属（Juglans－Pterocarya）、ブナ属（Fagus）などを伴ってマツ属（Pinus）、トウヒ属（Picea）、ツガ属（Tsuga）、スギ科などの針葉樹が出現していることことか

ら、全体として古植生は冷温帯から中間温帯の針広混淆林で年降水量はやや多かったことが示された。

昆虫化石は２点採集され、１つはオオミズクサハムシ亜属のアキミズクサハムシ？（Plateumaris akiensis）、もう１つはアサムシ科ヌレチゴミムシ亜科（Patrobinae）に属するものであった。２点とも湿地および湿った環境に生息するものであり、現在のブナ帯の標高７００～９００ｍに分布している。珪藻化石は分析を行ったが、どの試料からもほとんど検出されなかった。

河床部からは、長鼻目と偶蹄目の足跡化石も同時に確認され、調査地域内で偶蹄目約３５個を含めた１，４５０個が確認された。特にＡ層に数多く残されており、Ｂ・Ｃ層さらにＥ・Ｇ層にも残されていた。追跡可能な行跡は東～東南東方向に歩行していた。

以上の結果を総合すると、本化石林は古琵琶湖層群の蒲生累層上部の時代にあった冷温帯から中間温帯の針広混淆林で、時間的にやや異なる林が複合して露出していたことが確認された。堆積物および共産する化石からは、周辺部に河川があり、その堆積物によって化石林が埋積されていった過程が復元できる。



調査地域の川の上流ー下流方向（東ー西）の地質断面概念図

１６ 琵琶湖底堆積物の花粉分析による最終氷期最盛期以降の古環境変遷

樋口佐紀子（平塚市立金旭中学校）・井内美郎（地質調査所海洋調査部）

Saki ko Higuchi・Yoshirou Inouchi ; The Palaeoenviroment History after the peak of The Last Glacial Age by the pollen analysis of the deposit in Lake Biwa.

1986年に琵琶湖北湖の高島沖（水深63m）において掘削深度141.49mまでのコアが採取された（井内，1987）．上部137mまでは均質なシルト質粘土主体の連続的な地層からなり，はさまれる45層の火山灰層は広域火山灰層と対比されている（吉川・井内，1991）．今回は5cm毎に分割されたコア試料のうち，最上部の8.9mについて20cm間隔に42個を分析した．

高島沖ボーリングコア最上部8.9mの地層を，花粉化石群集に基づいて下位よりLB-1，LB-2，LB-3の3花粉帯に分帯し，さらにLB-1帯は4つの，LB-2帯は2つの亜帯に細分した．

LB-1帯は亜寒帯要素と考えられるマツ科諸属の針葉樹が優占する寒冷な時代であり，最終氷期の後期（約25,000～10,000年前）に相当する。LB-1a亜帯は絶対花粉数が極少であり，ChenopodiaceaeやArtemisiaなどの草本花粉が多いことなどから，疎林または草地の存在が推定される．また水辺にはAlnus，Salixなどの湿地林が形成されていたと考えられる．LB-1b亜帯では絶対花粉数が増加し，木本花粉の占める割合も増加することから森林密度が高まったと考えられる．LB-1c亜帯ではマツ科の諸属が下位の亜帯よりさらに高率となり，落葉広葉樹，特に冷温帯要素が著しく低率であることより，寒冷な気候のもとでマツ科の針葉樹が繁茂する森林が成立していたものと考えられる．最終氷期の最寒冷層準に相当し，広域火山灰層の降下年代を手がかりに求めた堆積速度計算によると，19,600～14,200年前となる．LB-1d亜帯は冷温帯要素の復活する気候回復期であったと推定される．

LB-2帯はQuercus，Cyclobalanopsis，Cryptomeriaの高率から温暖かつ湿潤な時代であったと推定される．この帯と上位の帯は完新世に相当する．LB-2a亜帯はQuercusが優占し，Fagus，Cryptomeriaが増加することから，気候はさらに回復し湿潤化したことが考えられる．LB-2b亜帯ではCyclobalanopsisの急増，Quercusの急減により，森林の優占種は冷温帯落葉広葉樹から暖温帯常緑広葉樹に移行し，気候はさらに温暖化したと思われる．またSciadopitysを伴ってCryptomeriaが増加し，Abies，Tsugaが復活することから降水量が増加したと考えられる．

LB-3帯は二次林要素のPinus，Quercusが急増する一方，Cryptomeria，Tsuga，Abies，Cyclobalanopsisなどが急減する．堆積速度計算では約1,500年前以降の事であり，人為的な植生破壊により二次林が成立したと思われる．

今後はさらに高島沖ボーリングコア全層準の花粉分析を進める予定である．

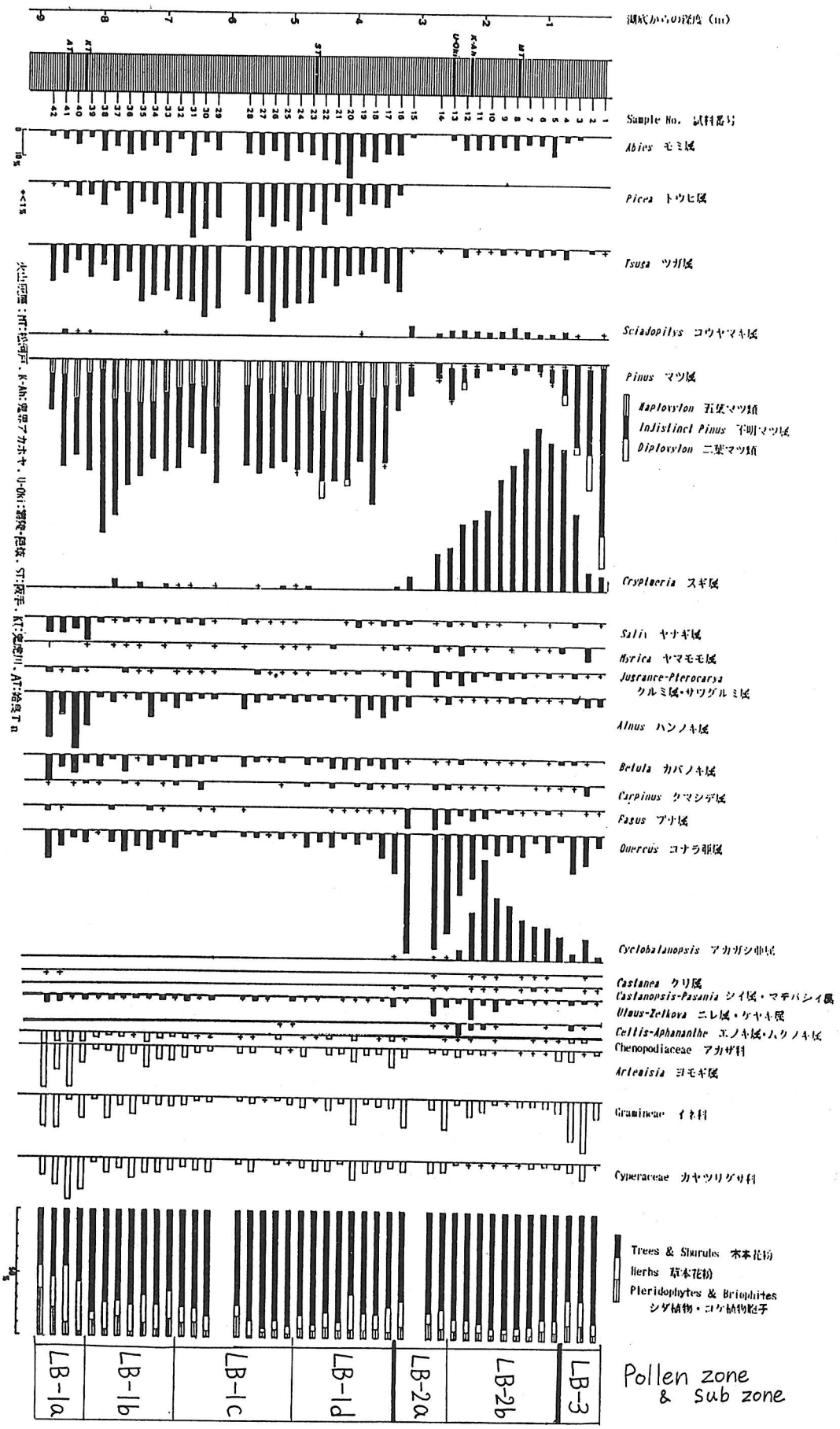


図1. 花粉ダイアグラムと花粉分帯

１７ 東海湖消滅期の火山灰層

松葉千年（桑名市在住）

Chitoshi Matsuba: Volcanic ash layers in the extinction stage of the Tokai Lake.

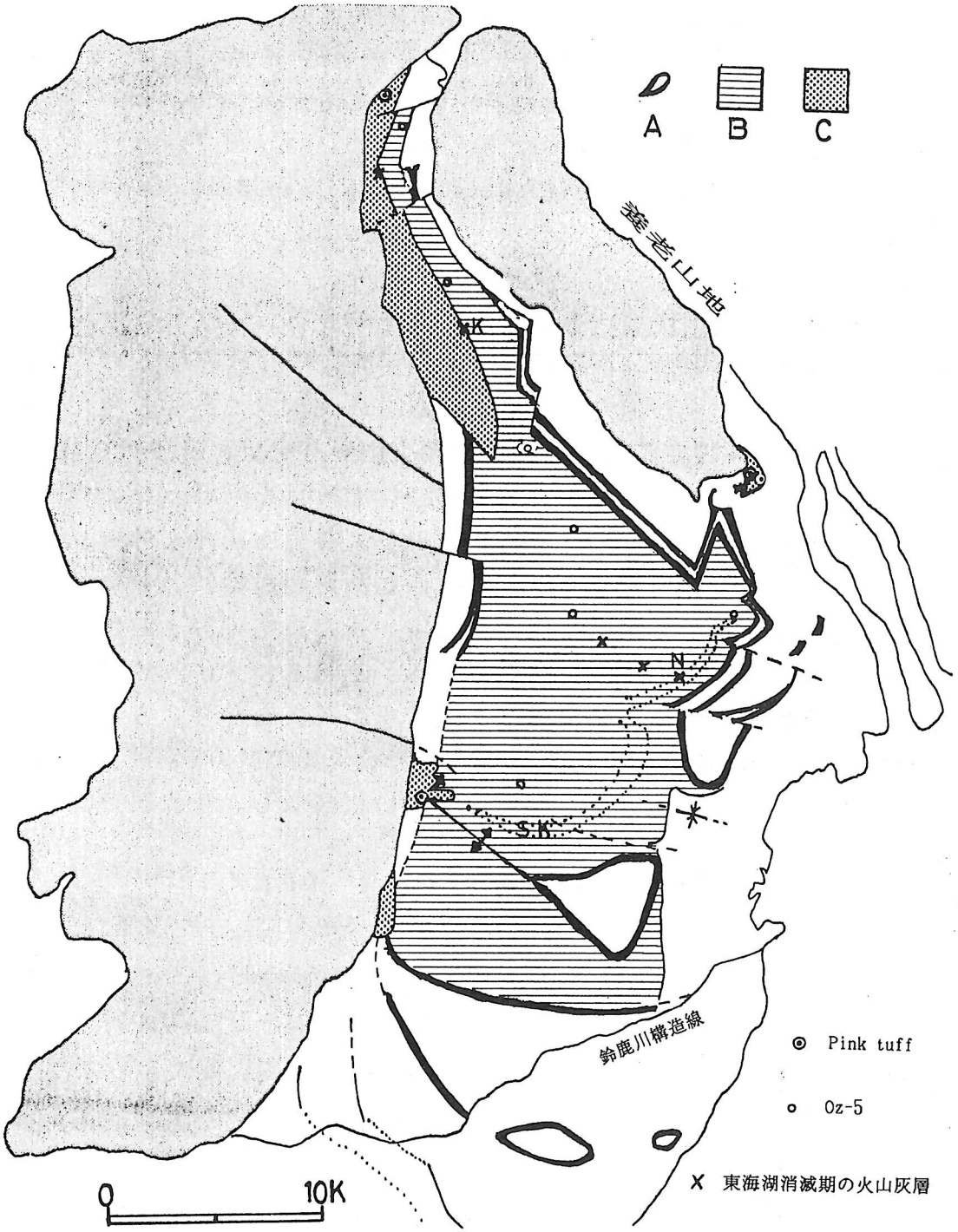
東海湖堆積盆の移動はWrench Zoneを軸とするFossa Magna 以西の地塊の座屈による(曲がり)が 原因と思われる。東海層群火山灰層序を10のテフロゾーンに分けると およそ中期に当たる KR(暮明)期に 桑名-知多Wrench Zoneを軸とする濃尾地塊の反時計回り運動が進行し、養老断層と 鈴鹿川構造線 及び鈴鹿山脈に囲まれた三角形の範囲に近い地域に東海湖盆が縮小した。

OZ(大泉)期には更に圧縮が進行し 最後は 多良盆地、藤原町上相場付近、東員町中上から菰野町に亘る地域に分散して干上がった。

湖の消滅期はOZ-U(大泉層上部)期とTD-L(多度層下部)期の境界に当たりOZ-7火山灰層とKa(上相場)火山灰層の間に位置する火山灰層は長期間の侵食と風化を受け殆ど消滅している。 Oz-10(桑名西高校)火山灰層 及び 大長火山灰層はその名残りと見られる。 重鉱物組成は opx > Ho . 火山ガラスの屈折率のレンジが広い(1.503~1.510)等の特徴から 古琵琶湖層群の池之脇火山灰層及び 中山火山灰層に対比される可能性がある。

TD-Lテフロゾーンから最近 大阪層群の ピンク火山灰層に対比される火山灰層が三個所 発見された(松葉 1987 地質学会演旨P,142. 吉川、吉田、服部1988 地調月報 吉田他1990 第四紀研究。 松葉1990 第四紀学会演旨P.90)

上記の事実から 東海湖の消滅時期は 大阪層群のMa1 より古く、古琵琶湖層群 水口丘陵の 中山火山灰層 以後出ある。



A　KR（暮明）テフロゾーン

B　OZ（大泉）テフロゾーン

C　TD（多度）テフロゾーン

SK　桜台砂層分布域

K　上相場火山灰層模式地

N　桑名西高火山灰層模式地

１８ 中部日本における中期更新世後期の広域火山灰

水野清秀・杉山雄一(地質調査所)・古澤　明(古澤地質)・
牧野内　猛(名城大学)

Kiyohide MIZUNO, Yuichi SUGIYAMA, Akira FURUSAWA and Takeshi MAKINOUCHI; Widespread volcanic ashes of the late Middle Pleistocene in Central Japan.

中期更新世の広域火山灰は、最近になってその分布、年代や噴出源が少しずつ明らかにされつつある。中部地方の中部更新統中に挟在するガラス質火山灰層は、そのほとんどが遠方より飛来した広域火山灰であると考えられるので、今回、特に20-30万年前頃のガラス質火山灰層を集め、その広域性について主に火山灰の記載岩石学的特徴に基づいて検討を行なった。

神奈川県大磯丘陵の早田層中に挟在するガラス質火山灰層、ベージュタフ（最終間氷期の一つ前の海進サイクルの初期にあたる層準）と類似した火山灰層が浜名湖東岸の浜松累層中（Ha-3火山灰）及び濃尾平野十四山ボーリングのAm3層準中（AJ147火山灰）に認められる。これらの火山灰層はどれもバブルウォール型の火山ガラスに富み、また少量の石英を含む。さらに少量含まれる重鉱物は、緑-緑褐色の角閃石を主体とし少量の斜方輝石、微量の単斜輝石、黒雲母を伴う。屈折率（図２）も互いに類似し、特に斜方輝石の屈

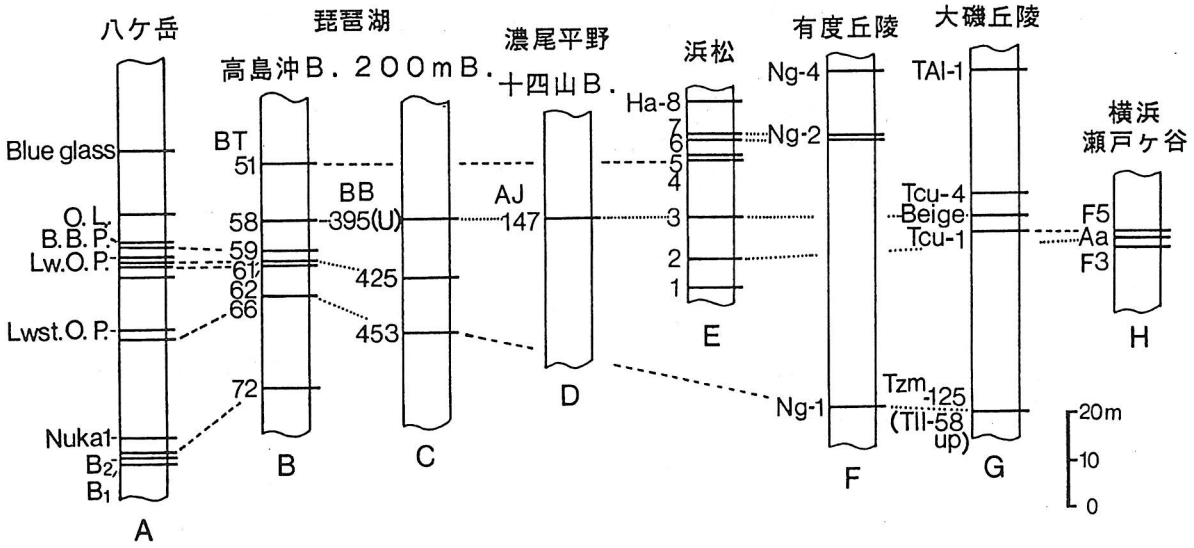


図１　各地の中部更新統の柱状図

A：八ケ岳団体研究グループ(1988)、鈴木・早川(1990)、B：吉川・井内(1991)、C：横山(1986)、D：古澤(1990)、E：杉山(1991)、F：近藤(1985)、G：町田ほか(1974)、関東第四紀研究会(1982,1987ほか)、H：横浜サブ団研グループ(1989)に基づく。また琵琶湖高島沖、200m両ボーリング間の対比は吉川・井内(1991)による。

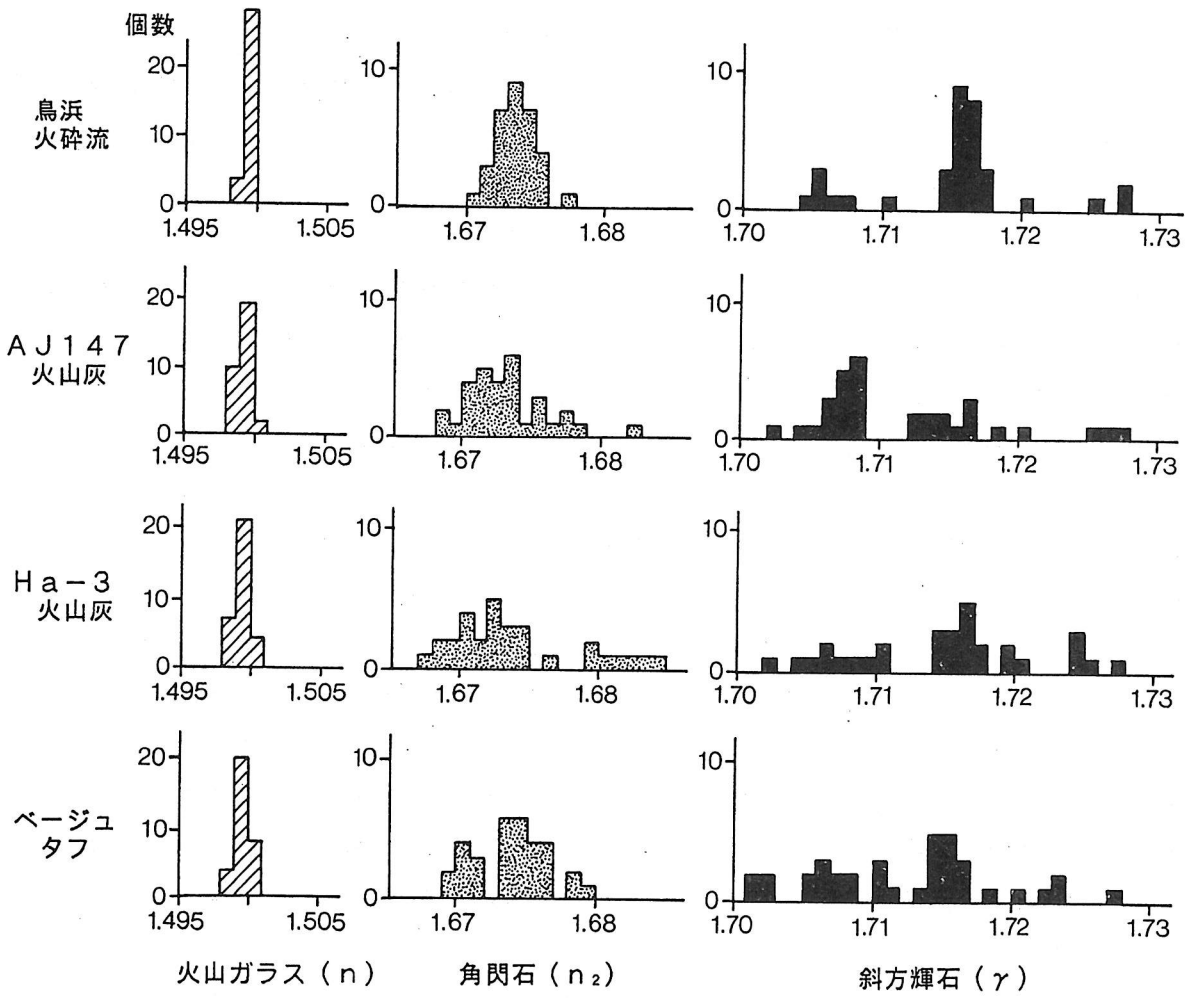


図２　ベージュタフに対比されるテフラの屈折率頻度分布(RIMS87による)

折率が３つのモードを持つ特徴がみられる。さらに各火山灰層は層準的にも矛盾はなく、これらは同一層であると考えられる。琵琶湖底のBB.395(U)火山灰もこれらに対比できる（古澤、1990）。また鈴木・早津（1991）は長野県菅平に分布する真田火山灰をベージュタフに対比し、さらにこれらが南九州の鳥浜火砕流（Ui,1971）に対比される可能性が高いとした。ベージュタフは彼等が指摘するとおり南九州を噴出源とし、ＡＴに相当する規模の広がりをもつと考えられ、指標層として極めて重要になるであろう。

このほか、浜松累層中のHa-2火山灰は横浜・瀬戸ケ谷のAa火山灰にガラスの形状、屈折率および層位から対比される可能性が高い。また琵琶湖高島沖ボーリングコアにはガラス質の火山灰層が多数挟まれており、その詳細な記載がなされている（吉川・井内、1991）が、この中には浜松累層や八ケ岳山麓のガラス質火山灰層と記載岩石学的特徴が一致するものがある（図１で破線で結んだもの）。特に八ケ岳山麓でパンパミとB.B.P.との間にある３枚組のガラス質火山灰層はガラスの屈折率が高く特徴的である。これらの火山灰層が今後多くの地点で発見されることを期待する。

19 中期更新世のアカガシ多産層準

杉山雄一・水野清秀（地質調査所）

Y.SUGIYAMA and K.MIZUNO; A *Cyclobalanopsis*-dominant horizon recognized in the Middle Pleistocene deposits in Southwest Japan

中期更新世は，約10万年周期の氷河性海水準変動に伴い，海進－海退堆積サイクルが繰り返し形成された時代である．最近の中期更新世広域火山灰に関する研究の進展により，従来，関東及び近畿地方の一部に限られていた海進－海退堆積サイクルの広域対比，並びに$\delta^{18}O$変動曲線との対応付けが東海地方や九州でも可能になってきた．このような火山灰による堆積サイクルの広域対比に基づくと，西南日本におけるアカガシ亜属（*Cyclobalanopsis*）の花粉及び大型遺体を多産する層準は，いずれも同時代と考えられる（図１）．また，アデク（*Syzygium buxifolium*）などの暖帯常緑広葉樹を多産し，マチカネワニを産する大阪地域のMa８層もこれらの地層と同時代と考えられる．

アカガシ多産層準及びMa８層の植物群集は，いずれの地域においても中期更新世中で最も温暖な気候を指示し，縄文海進期の群集と共通性を示す．また，宮崎及び渥美半島の花粉群集では，高率のシイ属（*Castanopsis*）を伴う．この時期の気候は，現在と同程度～より温暖・湿潤であり，特に冬季の気候が温暖であったと推定される（西村，1980；野井，1985，1987など）．また，火山灰層（TE-5）によりアカガシ多産層準に対比される房総半島の地蔵堂層は，下総層群中で最も高い古水温を示す貝化石群集を産するほか，サンゴの化石を産する（青木・馬場，1973など）．

アカガシ多産層準は，中期更新世における$\delta^{18}O$変動曲線と海進－海退堆積サイクルとの対応から，酸素同位体層序のステージ11に相当し，その年代はおよそ40～45万年前と考えられる．この時期は欧州のホルスタイン間氷期に対比され，汎世界的な温暖期であったと推定される．

東北日本では，中期更新世の火山灰層及び堆積サイクルに関するデータが少ないため不明な点が多いが，例えば，北海道石狩低地帯周辺に分布する音江別川層及びその相当層は，現在より約８℃も高い年平均水温を示す貝化石（赤松，1987）や温暖な気候を示す花粉（北川他，1988）を産し，この時期の堆積物の可能性が高いと推定される．

アカガシ多産層準の２つ前の堆積サイクルの基底には，一部，顕著な下位層の削り込み（不整合）が認められる．これらは横浜地域の長沼不整合，房総の長浜不整合，大阪湾底の空港島累層基底の不整合，大阪平野周辺の満地谷不整合などである．これらの不整合の時期は，$\delta^{18}O$変動の最も顕著な正イベントであるステージ16（約60万年前）に相当すると考えられる（図１）．

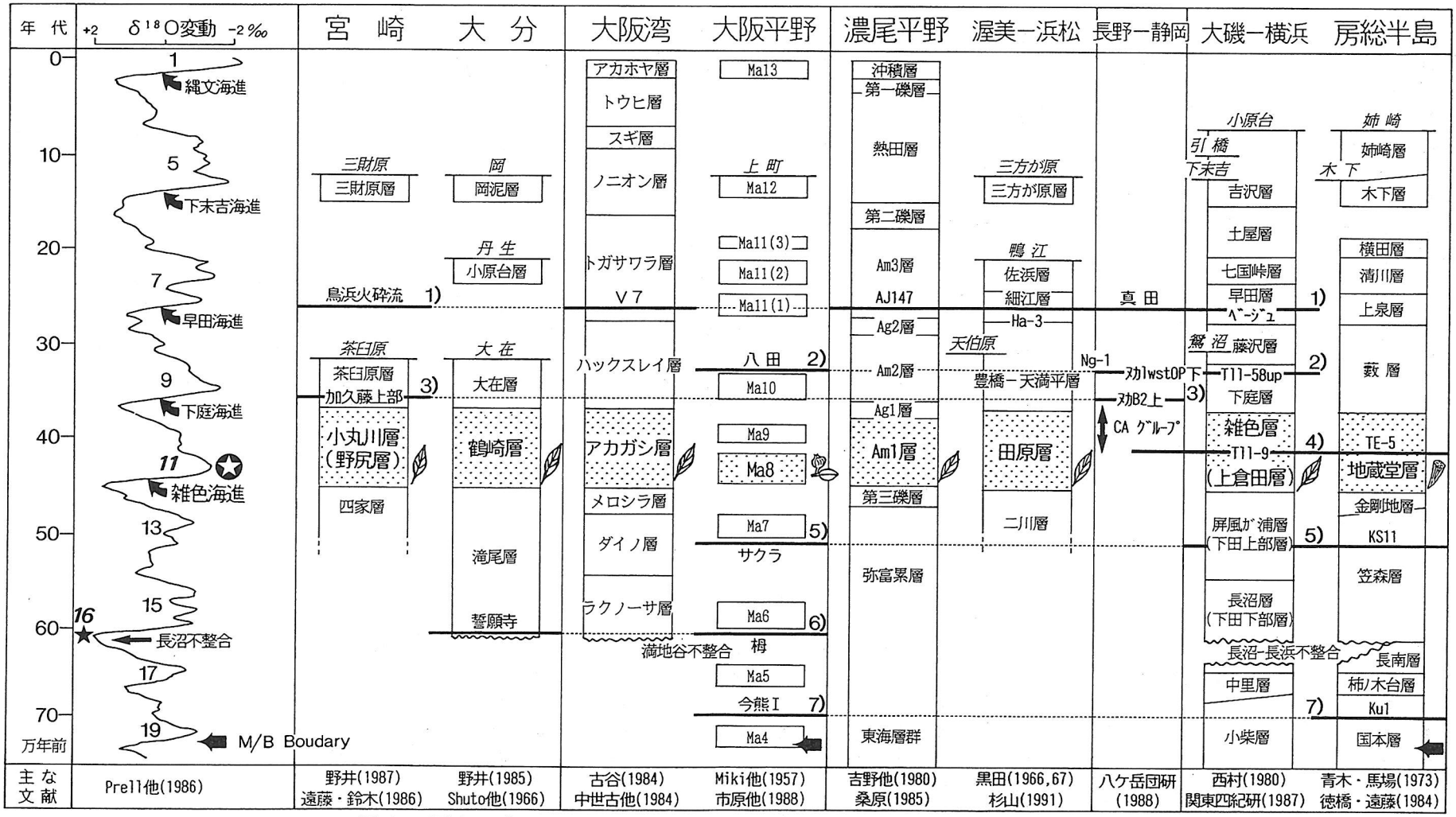


図1　西南日本の中ー上部更新統対比とアカガシ多産層準の同時代性.

🍃: アカガシ多産層準, 🌰: アデク植物群, 🌶: 亜熱帯的海生動物群.

広域火山灰の対比は, 1):水野他(1991), 鈴木・早津(1991)など, 2)と3):吉川他(1991)など,
4):杉原他(1978), 5)と7):町田他(1980), 6):水野他(1989)による.

２０　哺乳動物化石の加速器^{14}C年代測定と^{13}C／^{12}C比による環境変動の追跡——ナウマンゾウ、オオツノシカ、ニホンシカを中心として——

中井信之・有田陽子・森　育子（名大・理）
中村俊夫（名大・年測ｾﾝﾀｰ）
亀井節夫・秋山雅彦・沢田　健（信大・理）
Nobuyuki NAKAI, Yoko ARITA, Ikuko MORI, Toshio NAKAMURA, Tadao KAMEI, Masahiko AKIYAMA and ken SAWADA ; ＡＭＳ Radiocarbon Ages of Mammal Fossils and Environmental Changes deduced from ^{13}C-Measurements of Bone and Tooth Collagen.

加速器質量分析（Accelerator Mass Spectrometry:略称ＡＭＳ）による高感度天然レベル^{14}Cの測定技術の開発は、^{14}C年代測定の学際的な応用範囲の拡大に大きく貢献した。その一つとして、人・獣骨のわずか 1～ 5 gから抽出した硬タンパク質（コラーゲン）で年代測定が約60×10^{3}Yr.BPまで可能になったことがあげられる。

本報告では、野尻湖層から採集されたナウマンゾウの臼歯・切歯、オオツノシカの骨、木片の年代測定の結果、及びHoloceneの関東地方の遺跡から出土したニホンシカの骨の年代測定の結果を報告する。さらに、これらナウマンゾウ・オオツノシカ・ニホンシカなどの草食動物の骨コラーゲンの安定炭素同位体比（^{13}C／^{12}C）から、生存当時の環境（温度）変化の追跡の可能性について報告する。

１．実験法

哺乳動物の骨・歯に残されたコラーゲンを抽出する。まず、試料表面に付着した汚染物質を超音波洗浄(蒸留水中と0.2N-NaOH水溶液中)で除去し、粉砕する。粉砕試料1～5gを用いてセルロースチューブ内で1.2N-HClで溶解(脱灰)し、①蒸留水に不溶性のGelatin collagenと②可溶性のSolution collagenを得る。 得られたコラーゲンの含有量（％）、CN-corderによるC/N比の測定を行い、残存コラーゲンの変質・保存状態を検証する。この検証は、特に年代の古い試料（例えば、ナウマンゾウ試料）の場合に重要である。

次に、コラーゲンを真空中で500℃に加熱炭化する。 この非晶質炭素に銀粉を混ぜ加速器質量分析用の試料ターゲットを作る。この^{14}C測定用のターゲットに用いるＣは2～5mgである。^{14}Cの測定には、名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデトロン加速器質量分析計を用い、加速器ターミナル電圧は1.8～2.0MVで、測定誤差は±1%程度であった。

２．結果

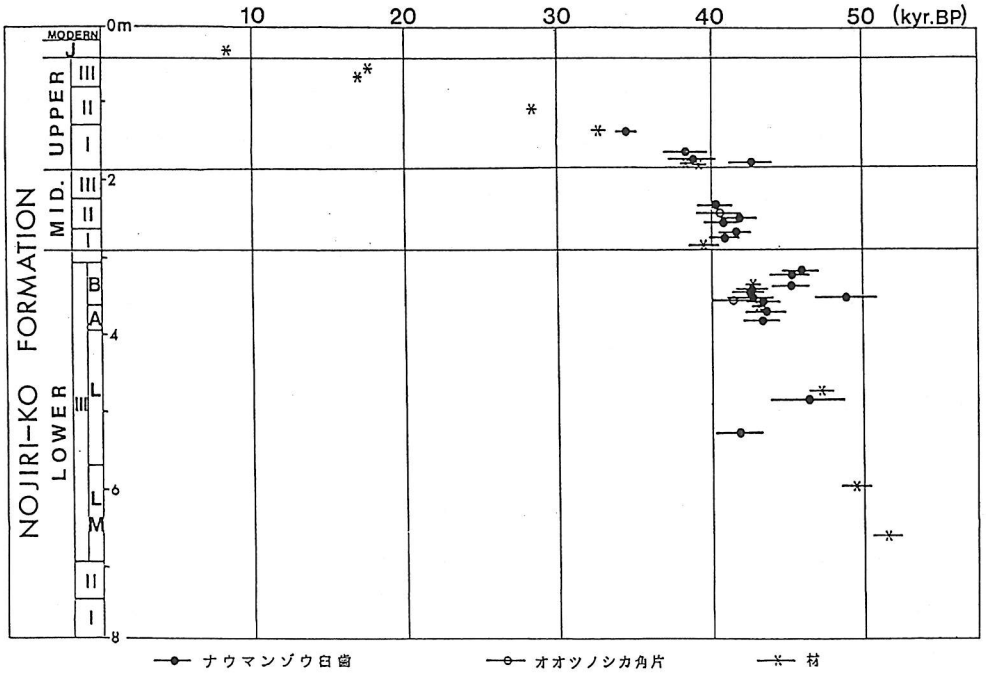
コラーゲンの保存状態によって年代値が大きく変わることを見出だした

ので、骨や歯のコラーゲン含有量・タンパク質(C/N比≒3.5)としての C/N比と^{14}C年代値を比較検討し、次の結論を得た［同一地層の木片の^{14}C年代を正しいとして］。(1)コラーゲン含有量が1%以下、(2)C/N比が4以上の場合は例外なく、数千年～1万年若過ぎる年代が出る。従って、(1)(2)の試料からは正確な^{14}C年代もδ^{13}C値も得られない。以下、これらの保存の悪い試料の結果を除外して、測定結果を紹介する。

野尻湖層から出土したナウマンゾウの^{14}C年代は3.5～5.0×10^3Yr.BPで下図に示す如く、同一層準からのオオツノシカ及び木片の年代と良く一致する。そして、同じ層準からのこれら試料のうち木片とオオツノシカの年代値は最も若い年代値を示し、ナウマンゾウの年代値はそれらに等しいかより古い年代を示す。これは、ナウマンゾウの体格の巨大さを考え妥当と考える。一方、関東地方（千葉県、埼玉県、茨城県）の貝塚から出土したニホンシカ（*Cervus nippon*）の骨の^{14}C年代は2.8～5.1×10^3Yr.BPであった。

このようにしてＡＭＳ法によって^{14}C年代値の得られた草食動物の骨・歯のコラーゲンの安定炭素同位体比（^{13}C，δ^{13}C）から棲息当時の温度変化の推定を試みた。これは、食資源である植物の光合成時の炭素同位体の温度効果を基礎としたものである。その結果は、野尻湖試料からは 5万年BP⇒3.5万年BPの間に温度上昇が見られ、これは最終氷河期の亜間氷期への温度上昇期と思われる。また、関東地方の完新世試料では約 4千年BP⇒3千年BPにかけての小氷期への温度降下が明らかに示された。

本研究にあたり、試料は野尻湖発掘調査団及びお茶の水女子大学の松浦秀治氏のご厚意により提供して頂いた。



21 静岡県浮島ヶ原 雌鹿塚遺跡周辺の自然環境の変遷

松原　彰子（湘南国際女子短大）

Akiko MATSUBARA : Palaeoenvironmental Changes around the Megazuka Site in the Ukishimagahara Lowland.

1．はじめに：富士山南麓部の静岡県沼津市から富士市にかけて東西に広がる浮島ヶ原は，海岸砂礫州背後の泥炭地である（図1）。ここでは3列の砂礫州が　確認され，その一部は泥炭地に埋没していることが明らかになっている（Matsubara, 1988; 松原,1989）。最内陸部の埋没砂礫州の一部は，浮島ヶ原の中央部で微高地として確認され，その上には弥生時代後期の雌鹿塚遺跡が分布する。今回，雌鹿塚遺跡の本格的な発掘調査が行われた（沼津市教育委員会，1990）。本発表では，調査の際に観察された堆積物の層序および年代測定値，テフラ，珪藻・花粉化石の分析結果をもとに推定した遺跡周辺の自然環境について報告する。

2．地質層序（図2）：微高地中心部の西側に掘削された南北方向のトレンチ（長さ約70m,深さ2.5m）で観察した表層堆積物の標準的な地質層序は，下位から順に，暗灰色中砂層，黒色砂混じり泥炭質粘土層，黒色粘土混じり腐植質中砂層，黒色泥炭層，暗褐色泥炭質粘土層に大別される。最下部の中砂層は埋没砂礫州の堆積物にあたり，中央部をピークとして南北にそれぞれ高度を減じる。

3．年代資料（図2）：トレンチに沿った地点1～3において，合計6件のC-14年代測定値が得られた。これらの測定値は，包含遺物の考古学的年代とほぼ対応している。

4．テフラ：トレンチで観察した堆積物中の2層準からスコリアが検出された。このうち上位のものは，産状や鉱物組成などから，浮島ヶ原全域に分布する大淵スコリア（ObS）（1500年前前後に富士山から噴出）に対比される。一方下位のものは，鉱物組成の違いなどからObS とは別のスコリアと考えられ，約2000年前に降下したものと推定される。

5．珪藻・花粉化石：地点2，3での珪藻化石分析の結果，全体に淡水種が圧倒的に多く，海水種や汽水種は極めて少なかった。また，地点3での花粉化石分析の結果，樹木花粉ではスギ属，草本花粉ではイネ科およびカヤツリグサ科が優勢であった。

6．遺物・遺構：今回の調査で出土した遺物の時代は，縄文時代中期から古墳時代中期までにわたるが，特に弥生時代後期と古墳時代中期に集中している。竪穴住居址をはじめとする遺構は，埋没砂礫州の南側の斜面に集中して分布する。

7．まとめ：雌鹿塚遺跡周辺は，少なくとも2600年前には沼沢地環境になった。縄文時代中期以降，沼沢地の中に“砂山”として残っていた砂礫州が人間の生活の場となり，古墳時代中期まで存続した。

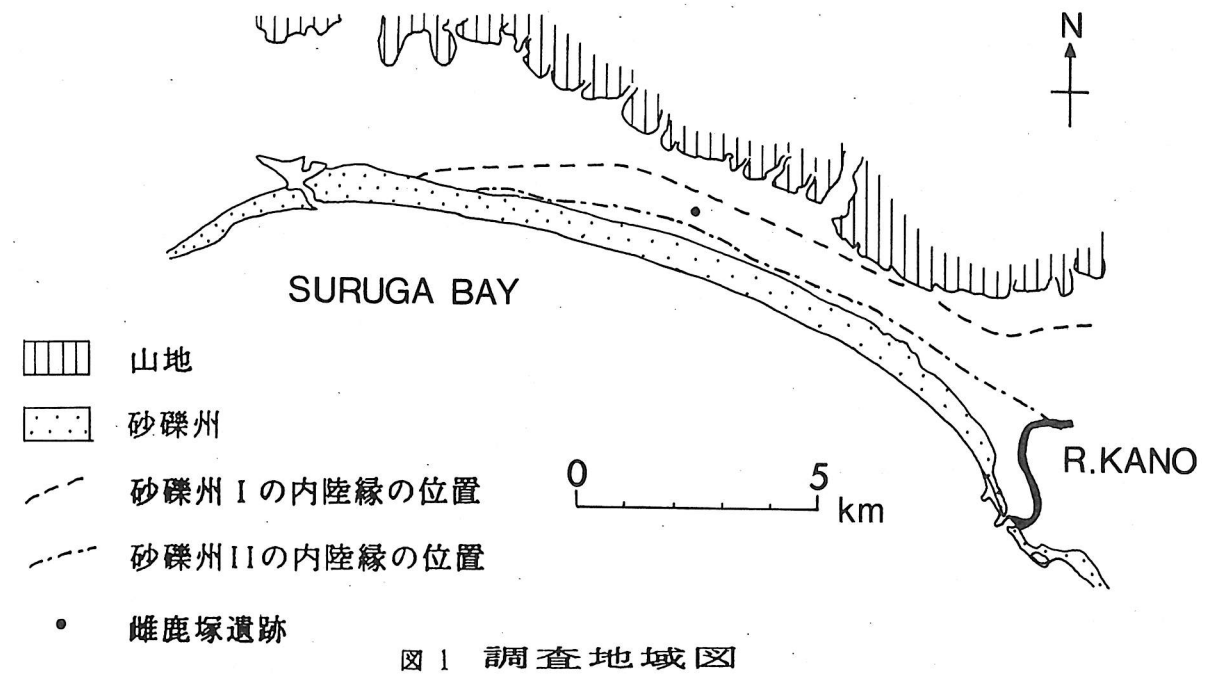


図1　調査地域図

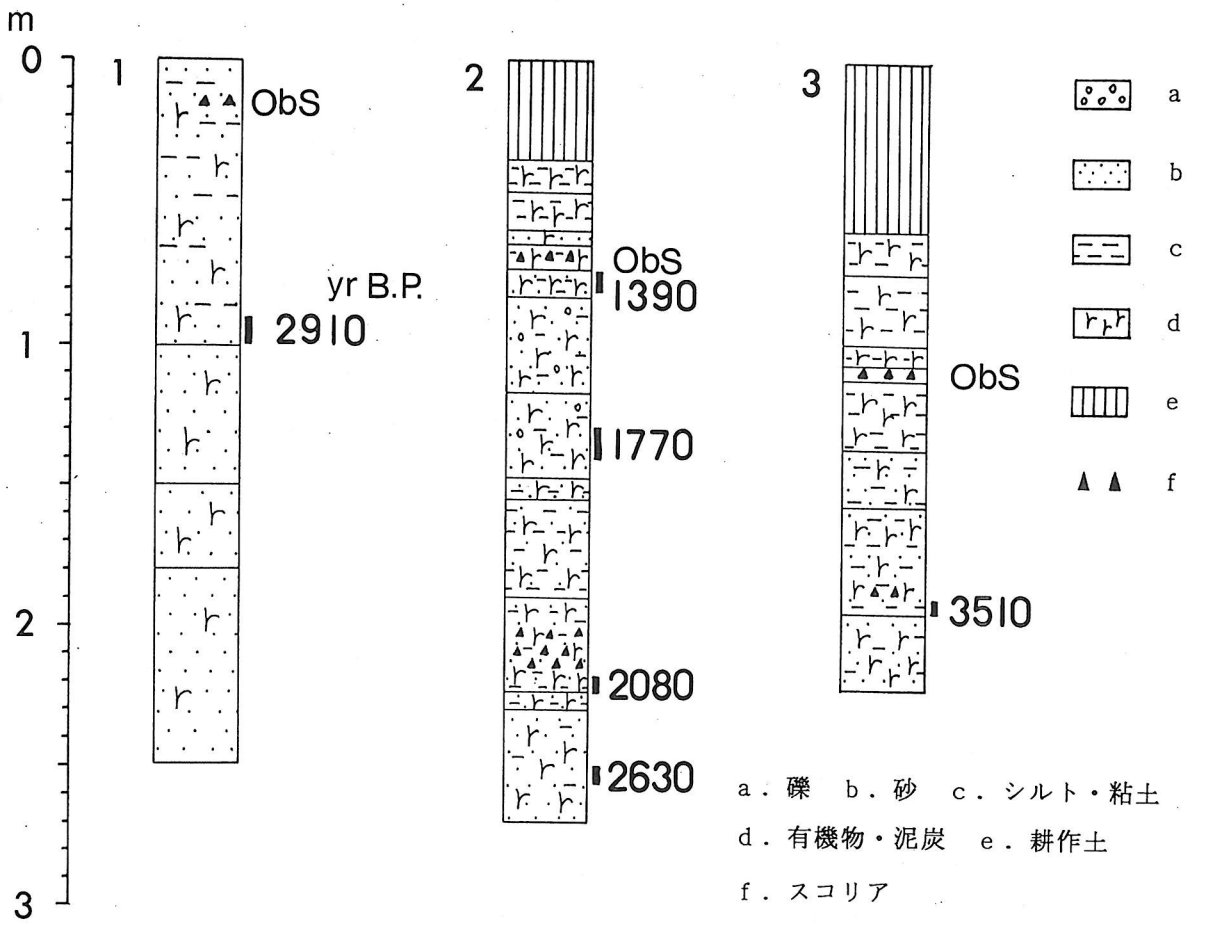


図2　地質柱状図

22 伊豆半島南部蛇石火山大池における最終氷期以降の堆積物の花粉分析

叶内敦子（明治大学・文学部）・津田美弥子（市川自然博物館）・
杉原重夫（明治大学・文学部）

Last Glacial deosits and pollen analysis of Jaishi volucano, Southern Izu peninsula, Japan:

Atsuko Kanauchi, Miyako Tsuda and Shigeo Sugihara

1．はじめに

伊豆半島南部の蛇石火山（図1）は、標高520m以下の 2～3 段の平坦面をもつ安山岩質溶岩の溶岩台地で、その活動は前・中期更新世以前にさかのぼると考えられている。この溶岩台地上には大池、長者原、天神原、一町田とよばれる凹地があって、古くから噴出口または爆裂火口と考えられてきた（Sameshima and Mutsuura, 1954; 沢村, 1970）が、凹地の形成には活断層による山体の変位が大きく関係するという説もある（金子, 1977）。今回、これらの凹地のうち、凹地底が一面の湿原となっている標高380mの大池（小字名は大池田）において、シンウォール・サンプラーを使用して、全長6.3mのボーリング・コアを採取した。

2．植生

伊豆半島は人為的な開発が進み、自然植生は天城山付近と山間地域に点在するほかは、ほとんどがスギ・ヒノキの植林で覆われている。蛇石火山大池は周囲をスギの植林に囲まれた低層湿原で、湿原の一部はかつて水田として利用されたが、現在では放棄されてヨシやスゲ類が繁茂している。

3．ボーリング層序

蛇石火山大池におけるボーリングの結果を図2に示す。湿原の表層部の黒泥層以下は暗褐色～褐色の粘土質泥炭層とシルト質泥炭層からなるが、深度2m付近と 5m 付近には無機物をほとんど含まない褐色の泥炭層が認められた。堆積物中には数枚のテフラが挟まり、このうち深度1.7m付近にある厚さ9 cmの細粒軽石はカワゴ平軽石（Kg）、深度 5.8m 付近にある厚さ10cmのガラス質火山灰は姶良Tn火山灰（AT）と同定できた。AT以下は有機物質をあまり含まない緑灰色の粘土層である。

4．花粉分析

蛇石大池のボーリング・コアからほぼ10cm間隔で分析試料を採取し、花粉分析を行なった。分析の結果、泥炭質堆積物の最下部にあたるAT直下ではPinus、Tsuga、が優占し、Betula、Abies、Piceaがわずかに見られる。深度4.5m付近の褐色泥炭層では、Pinus を主として、Tsuga、Criptomeria、Picea、BetulaとFagus の増加が見られる。さらに上層に向かうと次第にCriptomeria、Sciadopitys、Abies が優占する。このように、最終氷期のAT降下以降に伊豆半島南端部の植生は、Pinus を主とする針葉樹林から、Criptomeria を主とする針葉樹林に変化したことが予想される。

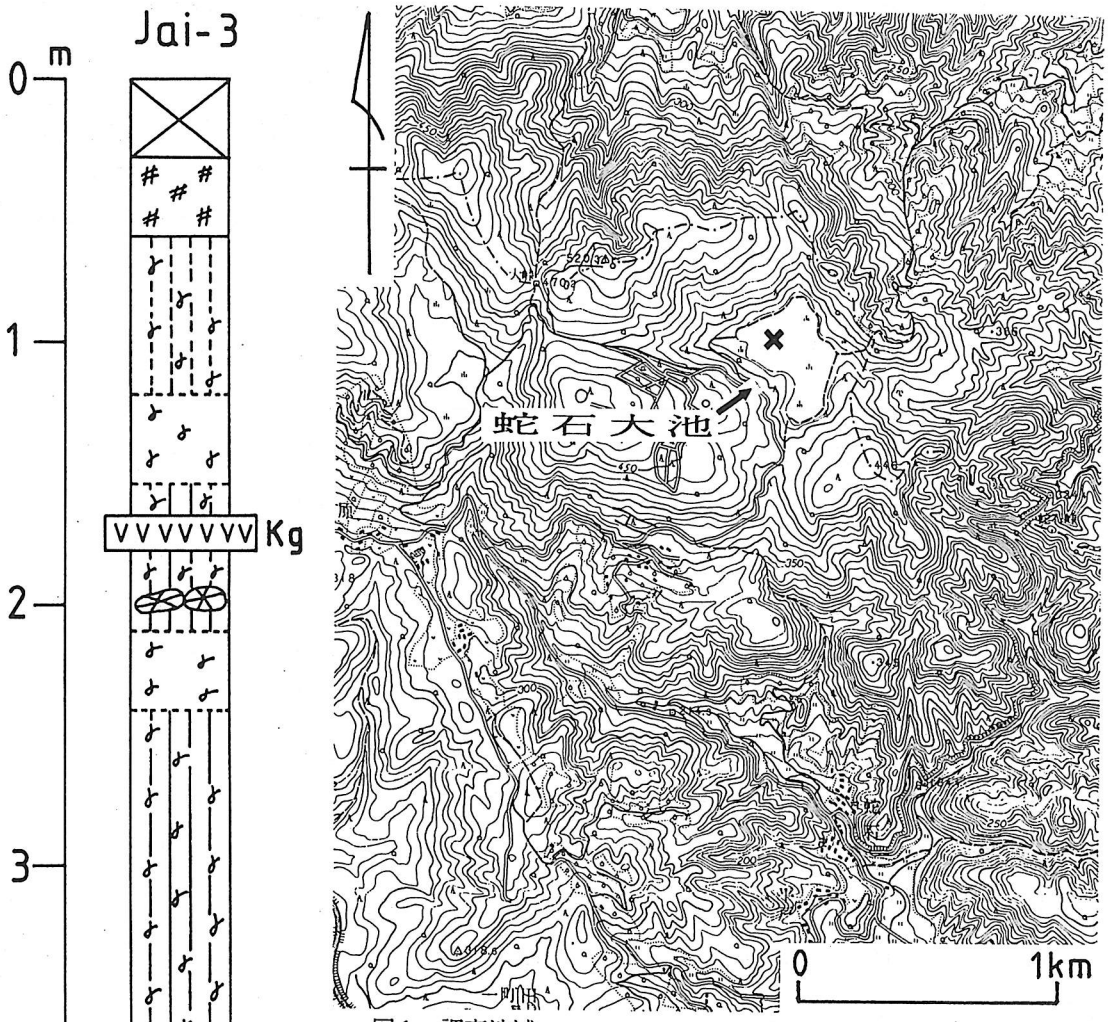


図1　調査地域
×印はボーリング地点
（2.5 万分の1 地形図「伊豆松崎」）

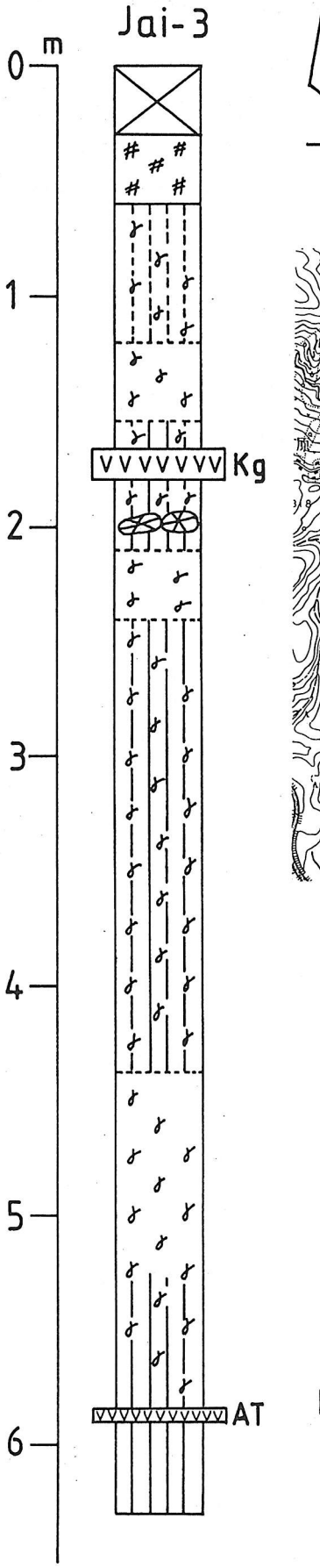


図2　蛇石大池の堆積物柱状図

２３ 南関東の地殻変動と芦ノ湖の湖底堆積物（その1）

-芦ノ湖底の音波探査と柱状採泥調査-

山崎晴雄・井内美郎・下川浩一・水野清秀（地質調査所）

Haruo YAMAZAKI, Yoshiro INOUCHI, Koichi SHIMOKAWA and Kiyohide MIZUNO; Preliminary report on relationship between the lacustrine deposits in Lake Ashinoko and the seismic events in south Kanto, Japan.

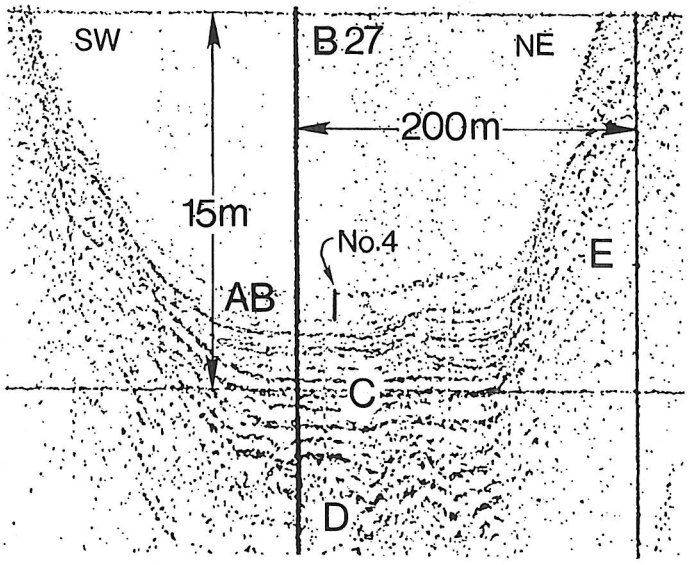
目的と経緯：南関東の地震テクトニクスに関しては石橋(1988)をはじめとして既に多くのモデルが提示されているが、それらを検証するための歴史地震や先史時代の地殻運動に関するデータは極めて乏しいのが現状である。一方、湖底堆積物に関する研究は最近大きく進展し、堆積物の中に残されている過去の大地震や地殻変動の記録を詳しく読み取ることが可能になってきた(山崎他,1990)。湖は大地震を長期間にわたって記録する巨大な地震計と言える。ところで、箱根芦ノ湖はプレート収斂境界域に隣接する湖であり、最大水深も40m以上と大きいので、強い地震動で引き起こされるタービダイトなど、過去の大地震発生を示す手掛かりをその湖底に保存している可能性が高い。地質調査所では相模トラフ周辺の完新世における地震活動や地殻変動の実態を解明するため、この芦ノ湖の湖底堆積物に注目し調査を開始した。平成2年度には湖底の音波探査と湖底表層堆積物の柱状採泥を実施した。今後、湖上からのボーリング調査の実施も計画している。

調査方法：今回の湖底探査は平成3年の１～2月に実施された。音波探査ではユニブーム探査によって堆積物の層序・構造を調べ、サイドスキャンソナーで湖底微地形を観察した。探査測線は湖の長軸方向とそれに直交する方向にとり、測線間隔と測線長は前者が150mと69km、後者が300mと19kmであった。ユニブーム探査では湖の中央部は音波散乱層が存在するため地下構造が不明確だが、それ以外の地域では比較的良好な反射面が得られた。柱状採泥は音波探査結果を参考に、重力式サンプラーを用いて12地点で実施した。採取コア長は平均1mで、各コアについて層相観察、軟X線写真撮影、1cm毎の見かけ比重及び含砂率測定を行なった。

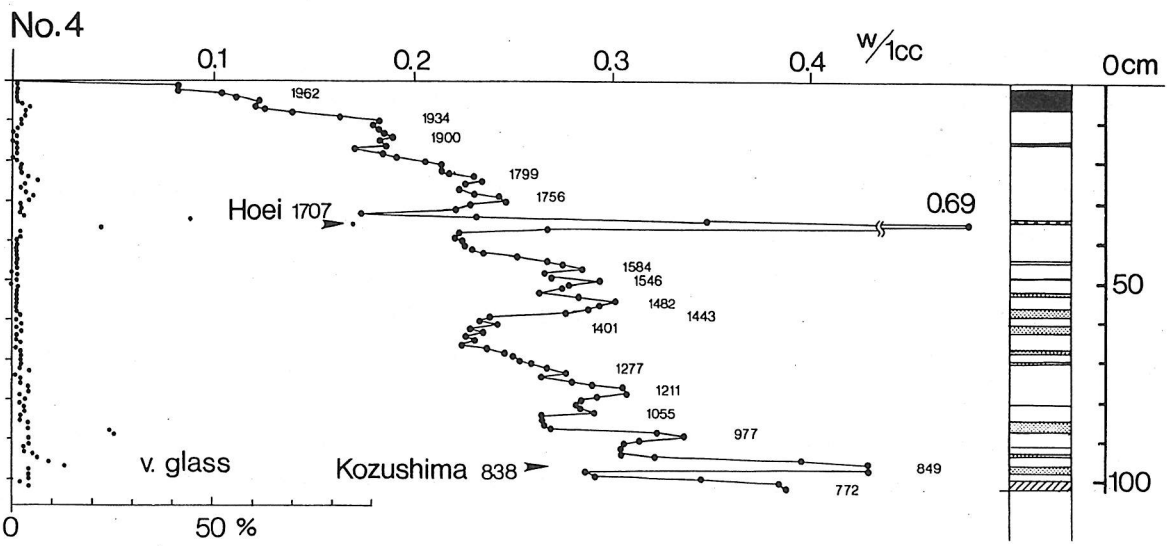
結果：1.湖底堆積物は上位よりA～E層の5層に区分される（第1図）。このうちA～C層及びD層の一部に比較的顕著な成層構造が認められ、湖成堆積物と推定される。AB層は音響的に透明の部分が多く、軟弱な堆積物と考えられる。柱状採泥で採取した地層はこのAB層の一部にあたる。C層はこれとは対照的に明瞭な反射面が多数認められる。D層は音波の浸透が悪く全体として構造は不明である。一部には成層構造も認められるので崖錐～固結した湖成層と考えられる。E層は箱根火山の噴出物である。

2.採泥コアを解析した結果、AB層中には富士山からの宝永火山灰（1707年）と神津島からのガラス質火山灰（838年）の薄層が認められた（第2図）。これからAB層の堆積時期は歴史時代で、堆積速度はおおよそ1m/10^3年と見積られる。1 cm毎に見かけ比重の測定を行なうと、第2図に示すようにかなり不均質な垂直分布を示す。これは相対的に密度の高い堆積物が間欠的に湖底に流入してきたことを示し、その原因として、大地震や洪水によるタービダイトが考えられる。第2図の小数字はNo.4コアの堆積速度に基づいて推定した地層の堆積時期である。見かけ比重の高い部分が南関東の大地震の発生時期と一致する場合がいくつかある。

3.サイドスキャンソナー探査では湖底西縁部に微小な起伏が多数認められ、これらは斜面崩壊で湖底に落下したブロックと思われる。最大の崩壊ブロックは湖北西部の小杉鼻と亀が崎の間の湖底にあり、C層中に崩壊ブロックが挟まれている。ここには崩壊ブロックと共に沈水した立木（逆さ杉）が多数認められ、これは大地震による山津波で樹木が湖水中に流入したとする大木(1990)の逆さ杉成因説を支持する。



第1図：ユニブーム探査断面図
芦ノ湖北部　測線　B-27



第2図：No.4試料の見かけ比重及び含砂率分布（上軸；見かけ比重、下軸；含砂率。小数字は堆積速度に基づく推定年代）

24　山中湖湖底ボーリング・コアに記録された過去2500年間の環境変遷史

小杉正人（日本大）・中井信之・篠原智子（名古屋大）・宮地直道（北海道農試）
・田場　穣・池田光理・江口誠一・矢笠登美子・遠藤邦彦（日本大）
Masato KOSUGI, Nobuyuki NAKAI, Tomoko SHINOHARA, Naomichi MIYAJI, Yutaka TABA, Mitsuri IKEDA, Sei'ichi EGUCHI, Tomiko YAGASA and Kunihiko ENDO：

Environmental History in/around Lake Yamanaka during the Past 2500 Years Based on the Borehole Core

1．はじめに

近年，温室効果ガスの増加などに起因する人為的な地球温暖化現象が大きくクローズ・アップされてきたが，この問題の理解のために，自然環境の過去の動きを探る第四紀研究が注目されている．山中湖の湖底部では，珪藻骸泥の沈澱により堆積速度が早く，また，湖底堆積物中に完新世後半の新富士火山を給源とするテフラ層が多数挟在していることから，現在に連続する比較的新しい時代についても分解能の高い古環境記録を得ることが可能である．本研究では，山中湖最深部で採取されたボーリング・コアを用いて，テフラ・^{14}C年代などの層位学的検討と，珪藻，花粉，プラント・オパールの化石群集の古生態学的検討を行なうことにより，過去2500年間の山中湖とその周辺域の詳細な環境変遷史の復元を試みた．

2．湖底堆積物の地質層序

湖の最深部（−13m）において，打ち込み式サンプラーによって，新富士火山を給源とする８枚のスコリアを主体とする一次堆積テフラ（上位からYM-a〜h)をふくむ全長 255cmの柱状試料が採取された．テフラ以外の水成堆積物の層相は，深度−200 cm付近に挟在するテフラYM-eを境に異なる．すなわち，この下位が部分的に土壌化作用を受けた有機質シルト，上位が珪藻骸泥からなる．最上位のテフラYM-aは，軽石を多く含むことから宝永火山灰（AD.1707)に対比される．堆積物の層相の境界に挟在するYM-eは，湯船第３スコリアグループの岩石学的特徴をもつ．湖底堆積物の^{14}C年代は，図１，２に示すように，YM-cテフラより下位の４層準について，名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計によって測定され，それぞれ1890±170 ，1830±260 ，2460±170 ，2470±170 y.BP. の値が得られた．

3．古生態学的検討

珪藻化石群集の層位分布図を図１に示す．珪藻化石群集の内容は，YM-eを境に大きく異なる．すなわち，この下位のⅠ帯では，好流水性のCymbella属やGomphonema属，湿原生活者のFragilaria属の数種など底生珪藻が優占し，湿原環境を示唆する．上位のⅡ帯では，Melosira属やCyclotella属などの浮遊性珪藻が優占し，水深のある湖の成立を示唆する．

花粉化石群集の内容は，図２に示すように，下位からⅠ〜Ⅲの３帯に区分される．最下位のⅠ帯（YM-eを含む）は Cryptomeriaの高率な出現（50％程度）により，Ⅱ帯（YM-a：宝永火山灰まで）は Quercus, Pinus の増加と Cryptomeriaの減少により，Ⅲ帯は Pinusの急増，Cryptomeria の増加，Quercus の減少によりそれぞれ特徴づけられる．こうした特徴は，Ⅱ帯の時期における相対的な気候の乾燥化あるいは温暖化を反映した可能性があげられる．なお，Ⅱ帯の形成期はいわゆる「中世の温暖期」と時間的にほぼ一致する．

4．山中湖とその周辺域の環境変遷史の特徴

山中湖の成立は，湖底堆積物のテフラおよび珪藻化石，プラント・オパール化石の検討，周辺の地形・地質の特徴により，新富士火山起源のテフラYM-e降下の直後に，YM-eと同時期またはごく近い時期に富士火山から山中湖の方向に流出した溶岩流によってもたらされたと推定される．また，湖底堆積物の樹木花粉化石の層位分布は，珪藻やプラント・オパールの化石群集の層位分布に残された山中湖の形成とその後の変遷史とは独立しており，より広域的な気候変動を記録している可能性が指摘される．

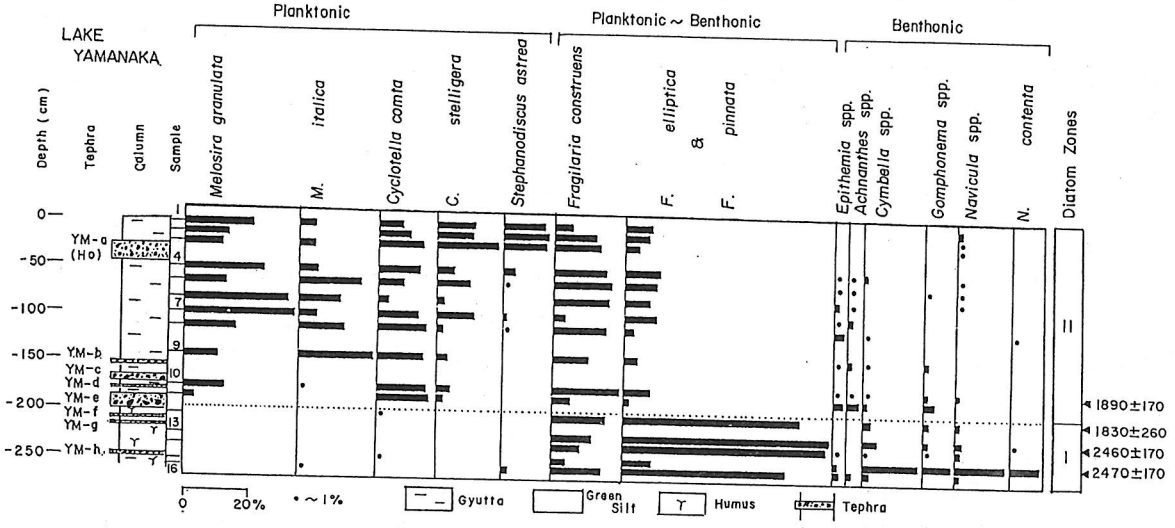


図１　山中湖湖底堆積物の珪藻化石群集の層位分布図

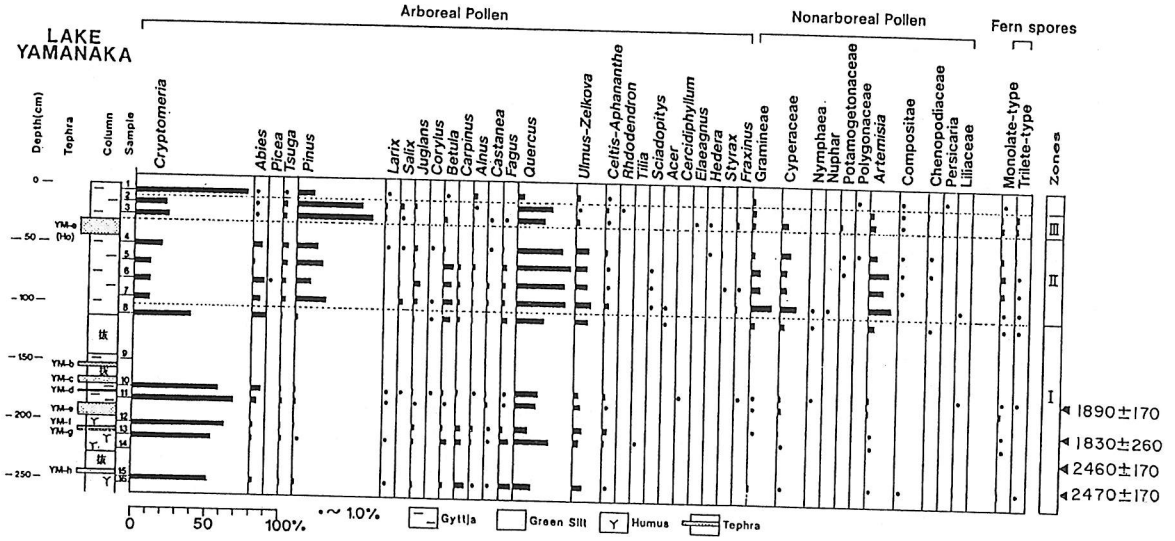


図２　山中湖湖底堆積物の花粉化石群集の層位分布図

25 5000年前にデルタは急成長した？ ―埼玉県三郷市の沖積層の検討から―

遠藤邦彦（日大文理）・中井信之・森　育子（名大理）・吉川昌伸
（パレオラボ）・佐藤直弘（静大理）・片岡久子・小杉正人（日大文理）

Kunihiko ENDO, Nobuyuki NAKAI, Ikuko MORI, Masanobu YOSHIKAWA, Naohiro SATO, Hisako KATAOKA and Masato KOSUGI : Was delta formation accelerated 5,000 years ago ?

1．はじめに

沖積平野のできかたは沖積層の形成過程，海水準変動等との関連の下で，関東平野を始め諸平野において検討されてきた．その結果は，縄文海進の推移と結びついて，大枠の一致をみているといってよい．しかし，縄文海進の最盛期から同海進後に至る沖積層の形成のされ方は充分には解明されていない．例えば，縄文海進によって50Km以上も内陸に広まった奥東京湾が，5300年前頃からの短期間に僅かな海水準の低下（+2.5ｍから+1.5ｍへ）に伴なって（遠藤ほか，1987，1990），一気に離水に転じ，広大な干潟が生じたと考えられるが（小杉，1989），こうした急激な離水と沖積層の形成とはどのように関連するのか充分には明らかではない．

演者らは中川低地を中心に関東平野の沖積層の層序と古環境を検討してきたが，残された問題を解決するため，古東京川の主流路にあたり沖積層が最も厚く充填する埼玉県南部，三郷市域においてオールコア・ボーリング（Ms-3）を行い，中川低地の沖積層との関連の下で検討した．ボーリングコアについては，珪藻，有孔虫，介形虫，花粉，貝類などの化石群集による古環境解析と，地球化学的手法による分析とを加えた．本報告では特に，地球化学的分析結果からもたらされた問題提起に対し，層序や古生物的分析結果からどのような説明が可能かを検討する形で述べる．

2．埼玉県南部の沖積層層序の概要

三郷市域の沖積層層序の概要を図１に示す．本谷内の沖積層はBGを基底に約60ｍ強の層厚を有し，有楽町層の基底は-42m付近にある．

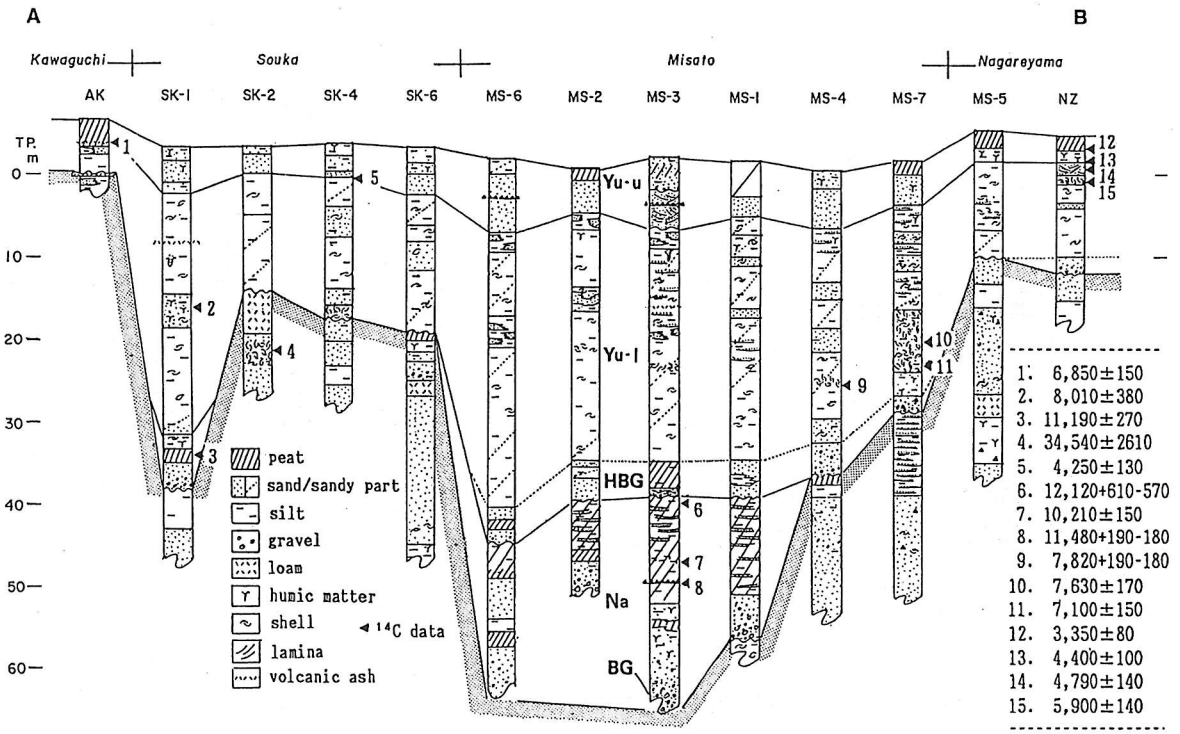


図１　中川低地の横断面図（草加―三郷―流山）と^{14}C年代（加速器によるものは図２）

3．地球化学的分析による問題提起と古生態解析結果の検討

三郷市域のMS-3ボーリング・コアについて，13層準の^{14}C年代測定（内 3ｻﾝﾌﾟﾙ は日本大学で，10ｻﾝﾌﾟﾙ は名古屋大学ﾀﾝﾃﾞﾄﾛﾝ 加速器質量分析計で測定された）とδ^{13}C値の測定を行った（図２）．年代測定結果は，深度24ｍ～12ｍの層準で，5000年前後にほぼ集中した．すなわち，この間の堆積速度は著しく大きかった．さらに，δ^{13}Cは同じ層準で減少を示した．陸源物質の増加を意味するδ^{13}Cの減少と大きな堆積速度の一致は，この間の沖積層の形成が河川からの流入物質の増大により極めて急速に起こったことを示唆する．しかしこの推論には，この地域の内湾の水深変化の裏付けが必要である．

上記層準を中心に複数化石群集の総合的分析を行い，上記推論を検討した．その結果，例えば有孔虫では，深度22～12ｍの層準でAmmonia beccarii, Elphidium somaense等の増加がみられ，水深の減少・強内湾化が進んだと考えられる．珪藻も同様であり，介形虫では深度20～14ｍの層準で無産出となる．図２にはこれらを相対的な水深の変化として表現した．また，花粉化石群集では上記層準でアカガシ亜属が出現し，湿潤化が進んだと解釈すると矛盾がない．

4．考察

地球化学的データや微化石による古環境解析結果は，縄文海進の最盛期にはかなりの水深（約25ｍ）をもっていた中川低地中・下流域の内湾が，5000年前前後にデルタ前縁の急速な前進により埋積されていった過程を示唆する．シルト層に砂の薄層が頻繁に挟まれる岩相からもこの過程が支持される．三郷はこの過程が最も顕著に表われる位置にある．こうした沖積層の形成は，珪藻分析等に基づく奥東京湾の海水準変化と海岸線移動，すなわち5300年前頃の海水準の小低下と急速な離水，浅海底の干潟化ーその結果海岸線は約50Km，草加付近まで移動した（遠藤ほか，1988; 小杉，1989）ーと連動する現象と思われる．内湾の埋積が特定時期に加速的に進むという類似の問題は七号地層～ HBG層準にもあり，さらに解明していく必要がある．

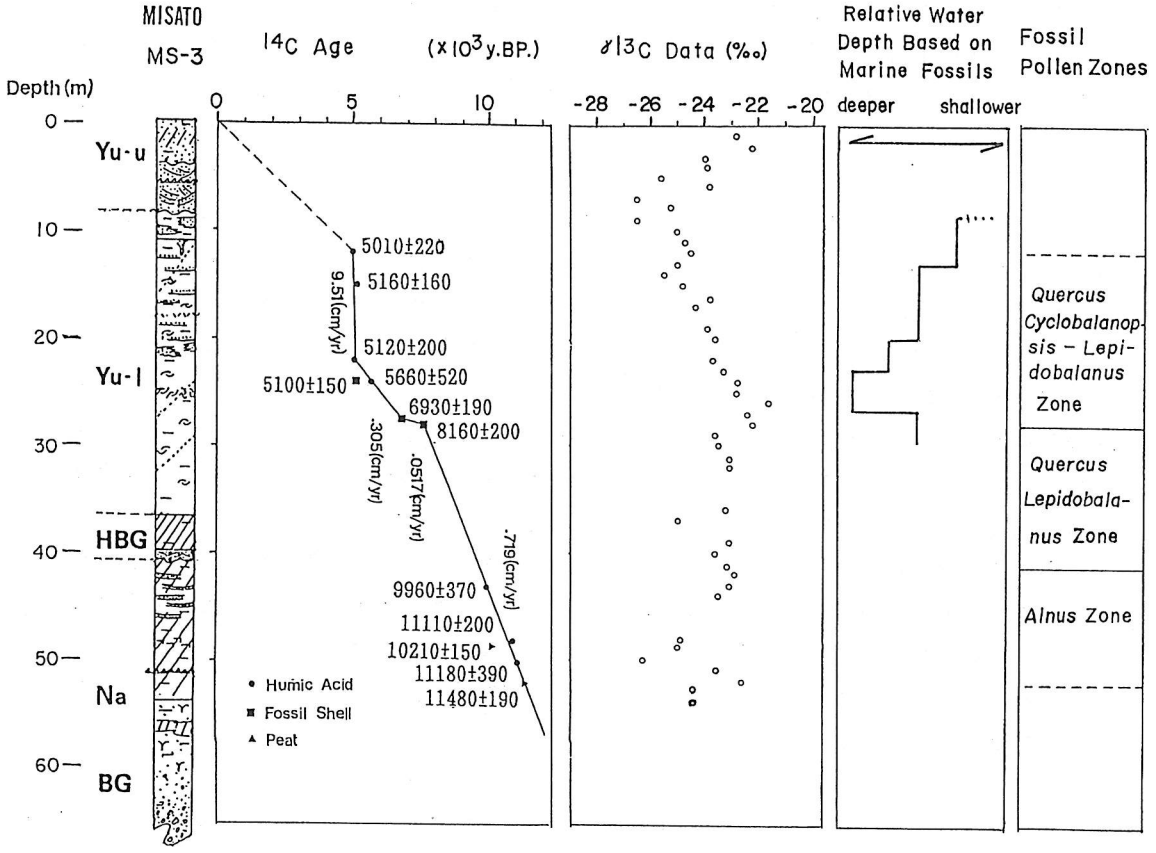


図２　三郷コア（MS-3）の堆積速度変化，δ^{13}C，海生化石群に基く水深変化，及び花粉分帯

２６

表層堆積物中のプラントオパールと現存植生との関係
―― 小櫃川河口域を例として ――

江口誠一（日本大・応用地学）

Sei'ichi EGUCHI : Relationship Between Opal Phytoliths in Surface Sediments and Vegetation
―― Case Study in the Estuary Reach of the Obitu River ――

【　目的　】プラントオパール分析の結果を解釈する上で，対象物であるプラントオパールの形成過程を知ることは，あらゆる微化石分析法と同様，基礎的に重要なことである．特にこの分析の場合，同じく植生を復元する花粉分析と比較して，対象物が生息していた地点からの移動距離が小さいと考えられているにもかかわらず，それを示す研究は従来あまり行われていない．本研究では，沿岸地域における表層堆積物中のプラントオパールと現存植生の関係から，その組成と移動性を堆積環境ごとに検証した．

【　方法・試料採取地点　】調査は，千葉県小櫃川河口域で行った（図１）．当地域は，比較的自然の状態に近い環境が残されており多様な植物が観察できる．この現存植生の分布に対応するように表層堆積物を採取した．それを佐瀬・近藤（1974）の方法で処理し，各試料中における調査地域の現存植物起源ごとの割合を求めた．その際，当地域の植生の記載と対応するように起源植物種の典型的な形態ごとに分類し表示した（図２）．

地点１・２は，小櫃川本流とクリークの分岐点付近でシオクグ・ツルヨシ・ホソムギが生息し，１は満潮時に浸水するが２は浸水しない．地点３はクリークの岸辺でヨシ・シオクグが，地点４はクリークと接するバーム上でヤマアワ・ホソムギ・コウボウシバが生息する．地点５～８は塩水沼周辺で，５は沼の中央，６・７は沼の岸辺でヨシ・シオクグが生息し，８はバーム上でアイアシが生息する．

【　結果・考察　】試料１は，現存植物起源のシオクグ型よりタケ類型が顕著に出現するが，これは付近に生息するアズマネザサの起源のものが移動してきたためと考えられる．試料２は，海水による影響がほとんどないことから１と比較してタケ類型が少なく，ツルヨシ型が多く出現した．試料４は，試料３付近から移動したと考えられるシオクグ型・ヨシ型も多く検出されたが，現存植物起源のヤマアワ型・ホソムギ型・コウボウシバ型の出現率が高くなった．試料５～８では，沼の中央である５からヨシ型が多く検出され，岸辺の６・７からの移動を受けている．８はバーム上で海水の影響が乏しいことから，現存植物起源のアイアシ型が顕著に検出された．

各地点では，周辺に生息する植物起源のプラントオパールがそれぞれ出現し，その移動範囲内であることを示している．現地性に関しては，海水の影響をうけない地点で現存植物起源の割合が高く，影響をうける地点でその割合は低いというように，堆積環境によって大きく左右されることがいえる．全体的にはタケ類型が多く検出されたが，これは生産量や移動の容易さによるものと考察される．

このような基礎調査の結果を蓄積することにより，沿岸域の堆積物についてのプラントオパール分析のデータから，より精度のよい古環境の復元ができるものと考えられる．

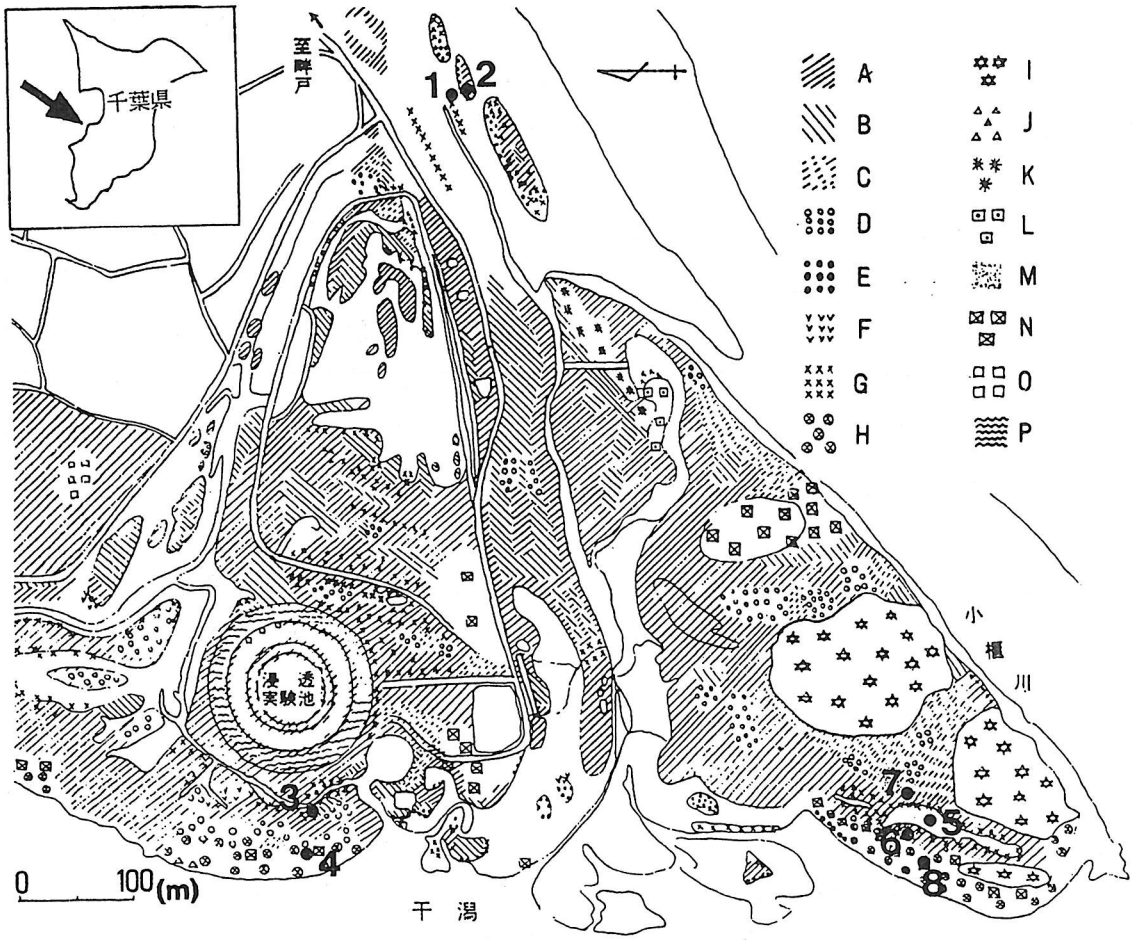


図１　小櫃川河口の植生と試料採取地点（植生図は延原ほか(1980)による）

A：ヨシ　B：アイアシ　C：チガヤ　D：カモノハシ　E：ハママツナ・マツナ・ホスバノハマアカザ・ホコカタアカザ　F：ナカミノオニシバ　G：シオクグ　H：コボウシバ・ハマヒルガオ・ケカモノハシ・オニシバ　I：クロマツ植林　J：コウボウムギ　K：アズマネザサ　L：エノキ　M：シバ　N：メヒシバ・アカザ・アレチマツヨイグサなど　O：ガマ　P：クズ

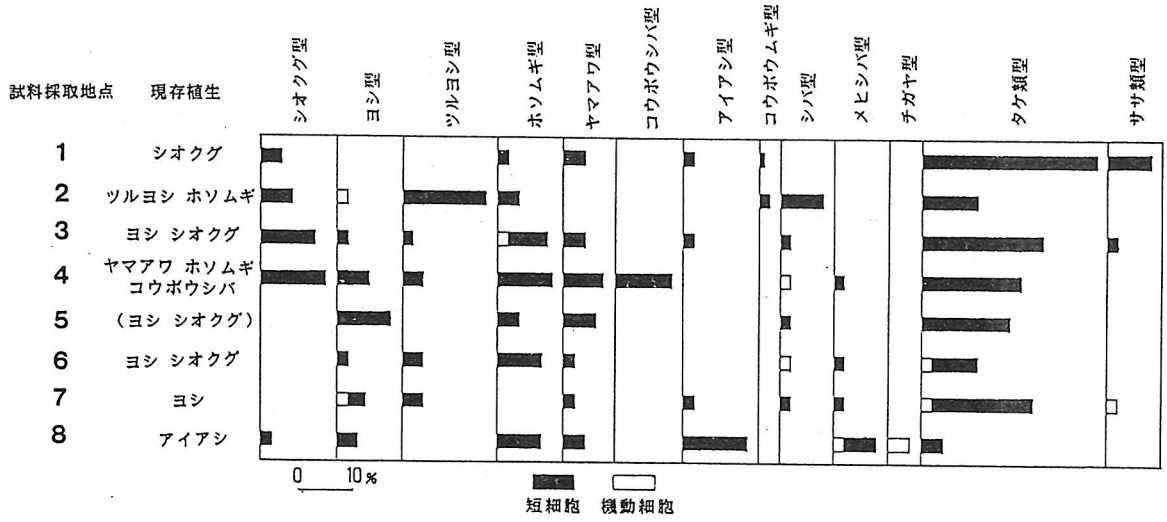


図２　小櫃川河口における表層堆積物中のプラントオパールと植生

27 埼玉県荒川低地における沖積層の珪藻群集と生層序区分

安藤一男（埼玉県立豊岡高校）

Kazuo ANDO;Diatom Assemblages and Biostratigraphic Division of the Alluvium Deposits in the Arakawa Lowland,Saitama Prefecture

Ⅰ．はじめに

演者は，荒川低地の古環境を検討するに当たり，Endo et al.(1982)，遠藤ほか(1983)の見解に従って層序区分を行ってきた．しかし，実際にある地点，あるいはある地域の層序を七号地層と有楽町層に区分しようとしても，その境界位置を決定することが困難な場合があり，特に，中・上流域では境界位置の決定が困難となることが多い．さらに，沖積上部砂層の上位でみられる海成粘土層の存在が明かとなったが，この層準の層序についても明確な判断を下しがたいままとなっている．

そこで演者は，珪藻の環境指標種群によって復元された堆積環境の違いに注目し，これに^{14}C年代測定値，層相，N値を考慮した層序区分を試みた．また，すでに報告されている層序区分との比較検討を行った．

Ⅱ．調査地域と調査方法

調査地域は，現荒川河口から約35～38km内陸側の，志木と南浦和を結ぶ地域である（図１）．

調査方法は，まず，図１に示した各地点から採取されたボーリングコアについて珪藻分析を行った．次に，環境指標種群ごとの珪藻ダイアグラムを作成して古環境の復元を試みた．環境指標種群は小杉(1988)，安藤(1990)の指標種群を使用した．次に，Ａ－Ａ’線に沿う柱状断面図，珪藻分析結果，および^{14}C年代測定結果を合わせた図を作成して（図２），当地域における堆積環境の推移，ならびに層序に関する検討を行った．

Ⅲ．Ａ－Ａ’における堆積環境の推移と層序区分

演者は，環境指標種群によって復元された堆積環境の違いを基準にし，これに層相，N値を考慮して，荒川低地の沖積層を次の７層に細分することを試みた．沖積層基底礫層（ＢＧ）：淡水成の堆積層，　下部シルト・砂層（Ｌ）：淡水成の堆積層，　海域化期の堆積層（U_1）：海域化が進行していく過程の堆積層，　上部海成シルト層（U_2）：安定した内湾での堆積層，上部淡～汽水成砂層（U_3）：海面低下あるいは河川の埋積作用の増大に対応した堆積層，　最上部海成粘土層（U_4）：汽水の要素をもった内湾～干潟での堆積層，　上部陸成層（U_5）：最上部の陸成層．

沖積層を七号地層と有楽町層に区分する場合は次のようになる．縄文海進による海水の影響が加わり始めた以後の堆積層を有楽町層とし，それ以前の沖積層の部分，つまりＢＧの堆積から縄文海進が始まるまでの堆積層を七号

地層とする．このことは上記の区分によると，ＢＧとＬが七号地層，U_1～U_5が有楽町層となる．このようにＬとU_1の間だに七号地層と有楽町層の境界を設定した理由は，U_1は上流からの土砂供給量が多いために形成される，海域化していく過程の堆積層であり，もし土砂供給量が少なければU_1に相当する部分からが縄文海進による海成層となると考えられるからである．また，有楽町層は多くの研究者によって，さらに２層に区分されてきたが，海進における堆積サイクル，即ち，海域化期→安定した内湾期→海退期→陸上期を考慮して，上記のように区分することを試みた．

この層序区分とMatsuda(1974)，Kaizuka et al.(1977)，遠藤ほか(1983)の層序区分との比較を行った．

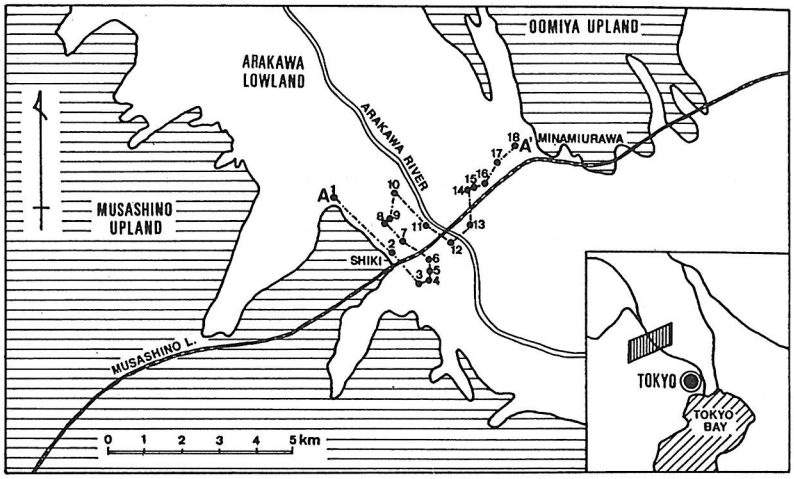
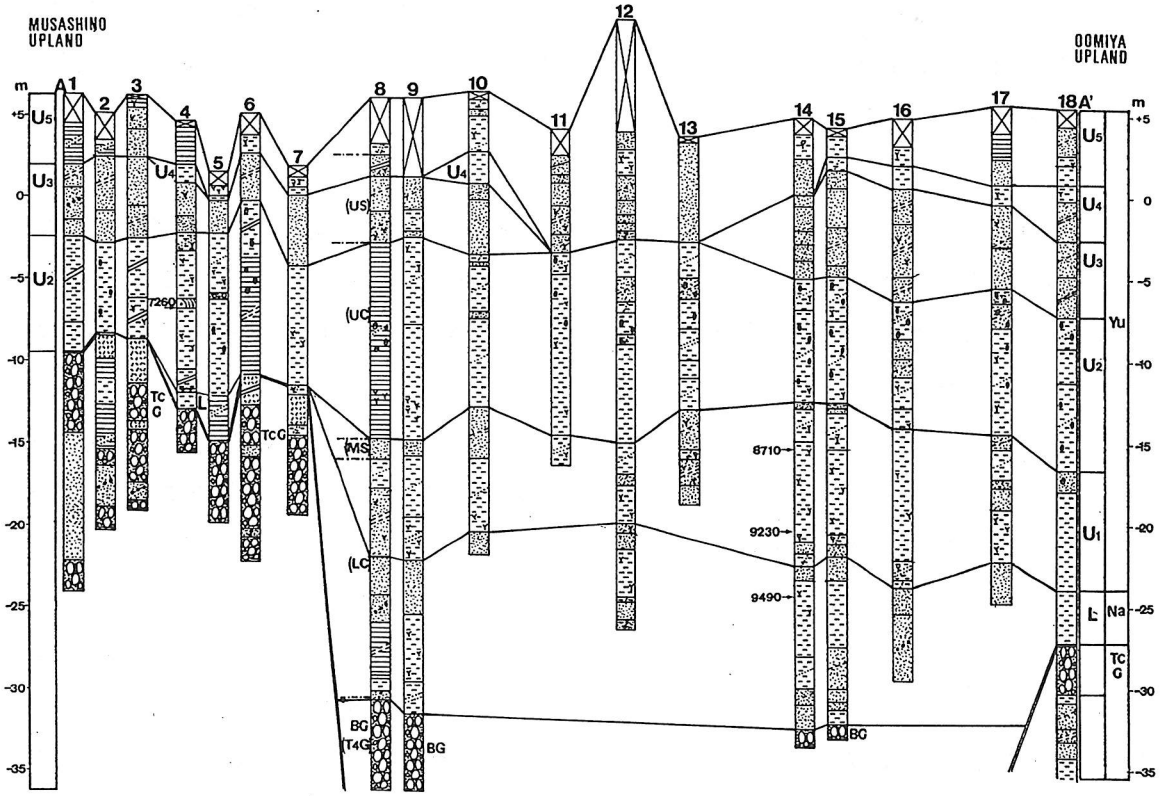


図１　調査地域と調査地点

図２　Ａ～Ａ’線における層序区分



28　二枚貝化石群の種組成からみた最終間氷期の古東京湾の海況と古地理

近藤康生（高知大・理）

Paleoceanography and paleogeography of Paleo-Tokyo Bay in the Last Interglacial: A reconstruction based on the bivalve fossil assemblages

最終間氷期の関東平野には広大な内湾海域が広がっていたことが知られており，その古地理についてはこれまで多くの復元が試みられてきた．古東京湾の研究における最近の重要な進歩は，堆積相の研究が進み，古東京湾の東縁がバリアーアイランドによってふちどられていたことが明らかになったことであろう．さらに，古流系（岡崎，1990）や，波浪条件（増田・牧野，1987；横川，1990）など，古東京湾の海況についても復元が試みられている．

本講演では，水温や底質など古環境を鋭敏に反映する二枚貝類の化石群に認められる種組成の地域的な違いに基づいて古東京湾の海況を復元するとともに，堆積相などによるこれまでの古地理復元との整合性を検討する．

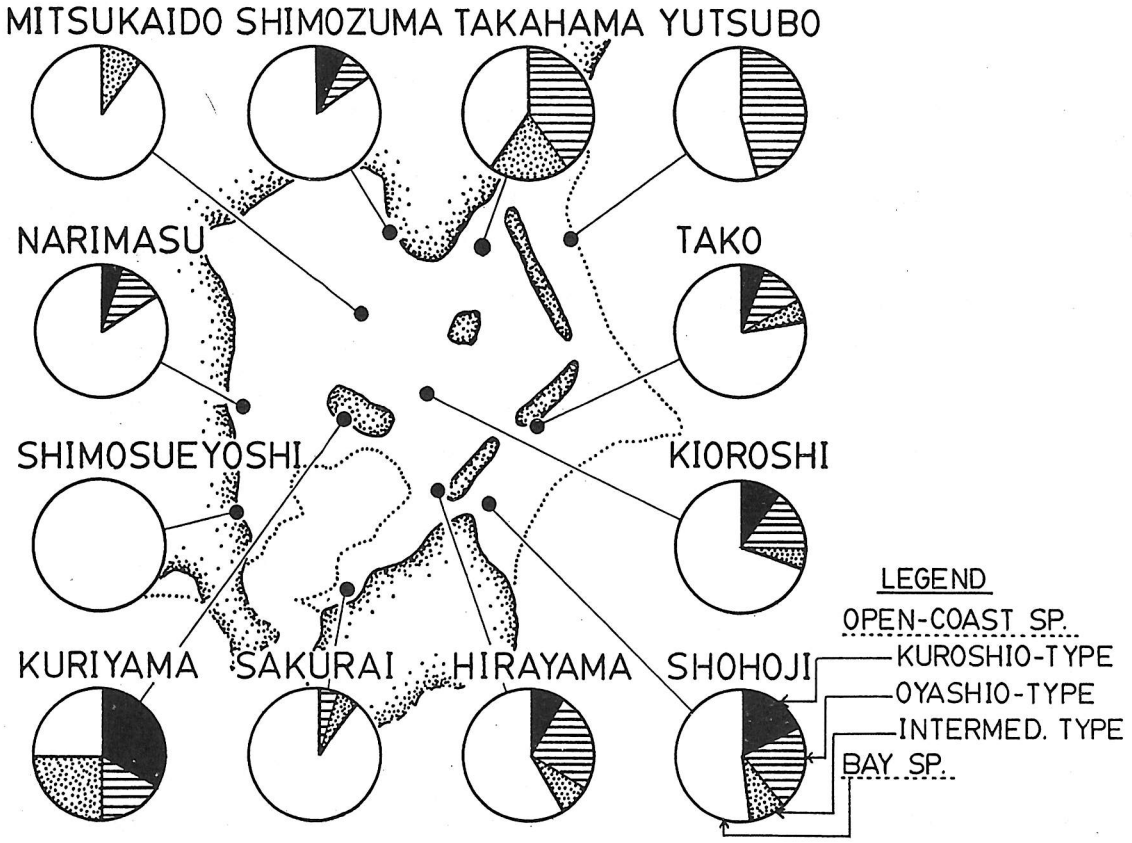
今回扱った二枚貝化石の種組成のデータは，小島(1959,1966)，青木，ほか(1962)，成田研究グループ(1962)，大山(1967)，関東第四紀研究会(1970)，青木・馬場(1971,1979)，大原(1971,1976)，岡，ほか(1984)，長田(1978)，増田，ほか(1987)，近藤(1991)，などである．また，最終間氷期の最高海面期の古環境を復元するため，堆積相および化石相からみて最も水深の深いと考えられる化石群の組成を選び資料として利用した．

多数の化石産地の中から互いに近い種組成を示す地点をまとめていき，特徴ある種組成を示す12地点にしぼり，各地点における二枚貝化石群の種組成を図に示した．今回の研究で明らかになった内容は以下の3点に要約できる．

（1）古東京湾とその周辺の二枚貝化石群の種組成の特徴としてまず指摘できるのは，いわゆる内湾性種と外洋性種がさまざまの割合で混合していることである．このような内湾性種と外洋性種の混合した二枚貝群は，現在でもあまり見られないし，また，沖積層の化石群集でもあまり認められない．

もちろん，ここで言う「混合」は，死後の運搬によるものではなく，生息当時の環境を反映したものである．古東京湾内の堆積物から産する外洋性種の殻の保存状態は内湾性種のものと変わらない．

（2）古東京湾とその周辺の二枚貝化石群の中で，黒潮系外洋性種の出現種数の割合のもっとも高いのは，湾のほぼ中央部に当たる松戸市栗山（近藤，1991：千葉中央博自然誌研報　2：1-8.）である．このことから，最終間氷期の最高海面期



最終間氷期の古東京湾の貝類群の種組成．白抜きは内湾性種，模様をつけた部分は外洋性種を示す．外洋性種は，さらに黒潮系（黒），親潮系（横線），中間種（点），に３区分して示した．なお，それぞれの割合は，種数で算出した．

には，黒潮が古東京湾に流入していたことが推定される．古東京湾の北部では親潮系種の割合が高いが黒潮系種も　わずかにみられる．同様に，黒潮系種の多い湾南部にも親潮系種は見られる．このように，古東京湾全体が，黒潮と親潮の混合水域であった．

（３）古東京湾の外と考えられてきた地点からも内湾性の貝類化石を多産する．これらの地点に含まれる外洋性の貝類化石は少なくはないが，現在の九十九里浜沖など，完全な外洋浅海域の貝類群集とははっきりと区別されるものである．したがって，これらの貝類群集の性格は従来の古地理図では説明できず，これらの地点に内湾をつくり沿岸水を発達させるような地形を想定しなくてはならない．

29 春日部地盤沈下観測井の古地磁気層序

会田信行（千葉県立佐原高校）・関東平野中央部地質研究会

Nobuyuki AIDA & Geological Research Group of Central Kanto Plain ; Paleomagnetic stratigraphy of the Landsubsidence Observation Well at Kasukabe city, Saitama Prefecture

埼玉県が、春日部市谷原1-3 で約600mのオールコアボーリング調査を昨年行った。関東平野中央部地質研究会は1990年11月～12月に調査現場で試料を採取し、現在、微化石（花粉、珪藻、有孔虫）、貝化石、硫黄、砂粒鉱物、礫種等の分析を進めている。筆者は古地磁気用の試料（おもにシルト層）を採取し（85個）、その残留磁気を測定した。試料は採取後PC製サンプルケース（1インチ立方）で整形した後、測定までの間μメタル容器中に保存した。測定は群馬大学教養部のスピナー磁力計で行なった。

1．層序

堀口（1988）の関東平野西部地域の地下地質の層序区分によれば、0～-34mが沖積層、-123.05mまでがA層、-256.68mまでがB_1層、-287.75mまでがB_2層、-324.10mまでがC層、それ以下がD層に対比される。

2．古地磁気

測定結果（伏角、磁化の強さ）を図1に示した。NRM の強さは10^{-4}～10^{-6}emu/ccで、このうちD層の磁化の強さは小さく、そこでの磁化方位はばらつく傾向が認められる。全試料を100 Oe(10mT)で交流消磁すると、-341mまでの試料ではNRMの磁化方位と交流消磁後の磁化方位はあまり違わないが、-364m 以深の試料では、ばらついていた磁化方位が大部分で負の伏角を示す。

以上から、0～-246mの試料（A・B_1層）はブリュンヌ正磁極期（中・後期更新世）に、-259m以下の試料（B_2・C・D層）は松山逆磁極期（前期更新世）に対比される。すなわち、ブリュンヌ・松山期の境界（＝前・中期更新世の境界、0.73 m.y.）はB_1層とB_2層の境界に対応する。また松山逆磁極期の中で、-325～-364m（D層最上部）の試料は正の伏角をもつことからハラミロ・イベント（0.90～0.97 m.y.）に対比されると考えられる。

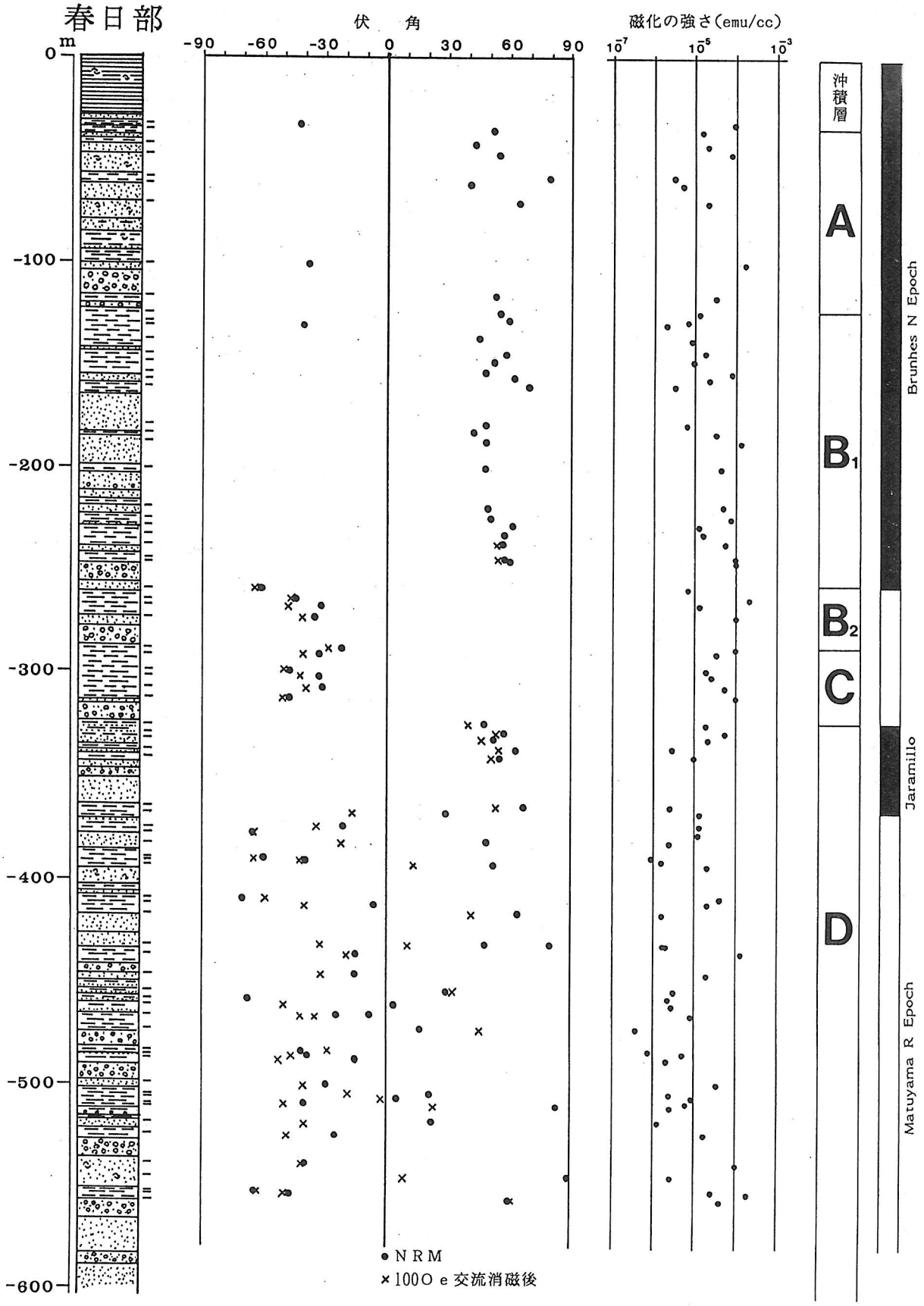


図１．春日部地盤沈下観測井試料の磁化方位（伏角）と磁化の強さ

30 茨城県八郷町の友部層から産出した貝化石群集とその年代対比

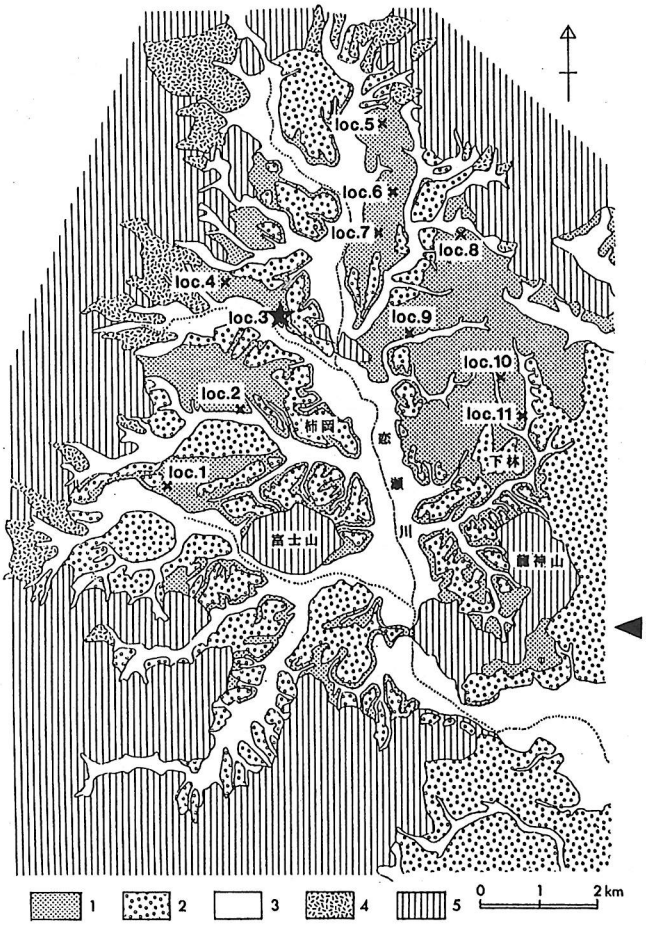
吉岡敏和・佐藤喜男（地質調査所）

Toshikazu YOSHIOKA and Yoshio SATO; Molluscan fossil assemblage from the Tomobe Formation in Yasato Town, Ibaraki Pref. and its geological age.

友部層（坂本・宇野沢，1979）は水戸市西部から笠間市にかけての友部丘陵および八郷町柿岡盆地に分布する海成の第四系である．分布の最高高度は約100mであり，基盤の凹凸を埋めるようにアバットして分布する．堆積時の地形面は残存していない．主として中粒－粗粒の砂層からなり，構造はほとんど水平である．従来，友部層の地質年代については，下末吉層に対比される見和層中部層より下位にあたることから中期更新世と考えられてきたが，年代を示す資料に乏しいため，房総地域との対比や詳細な年代については明かでなかった．今回，八郷町において産出した貝化石群集を検討することにより，他地域との年代対比が可能になったので報告する．

八郷町柿岡盆地周辺は友部層の分布の西縁にあたり，友部層は東に開いた深い入江を埋めるように分布している（第１図）．第２図には各露頭の柱状図を示す．この図からもわかるように，友部層の層相は下部からやや不淘汰な砂層およびシルト層，中部はデルタ成と考えられるクロスラミナの発達した中粒－粗粒砂層，そして上部はやや細粒な砂層およびシルト層からなり，一連の海進に伴って形成されたものと考えられる．砂はほとんどがアルコース質で，粗粒砂にはまれにバーミキュライト化した雲母片を含む．上部および下部の砂層にはしばしば生痕化石が認められる．また，盆地の出口付近のloc.9-11では下部の砂層中に厚さ１－２ｍの風化シルト層ないし腐植質シルト層を挟み，高師小僧を多く含む．

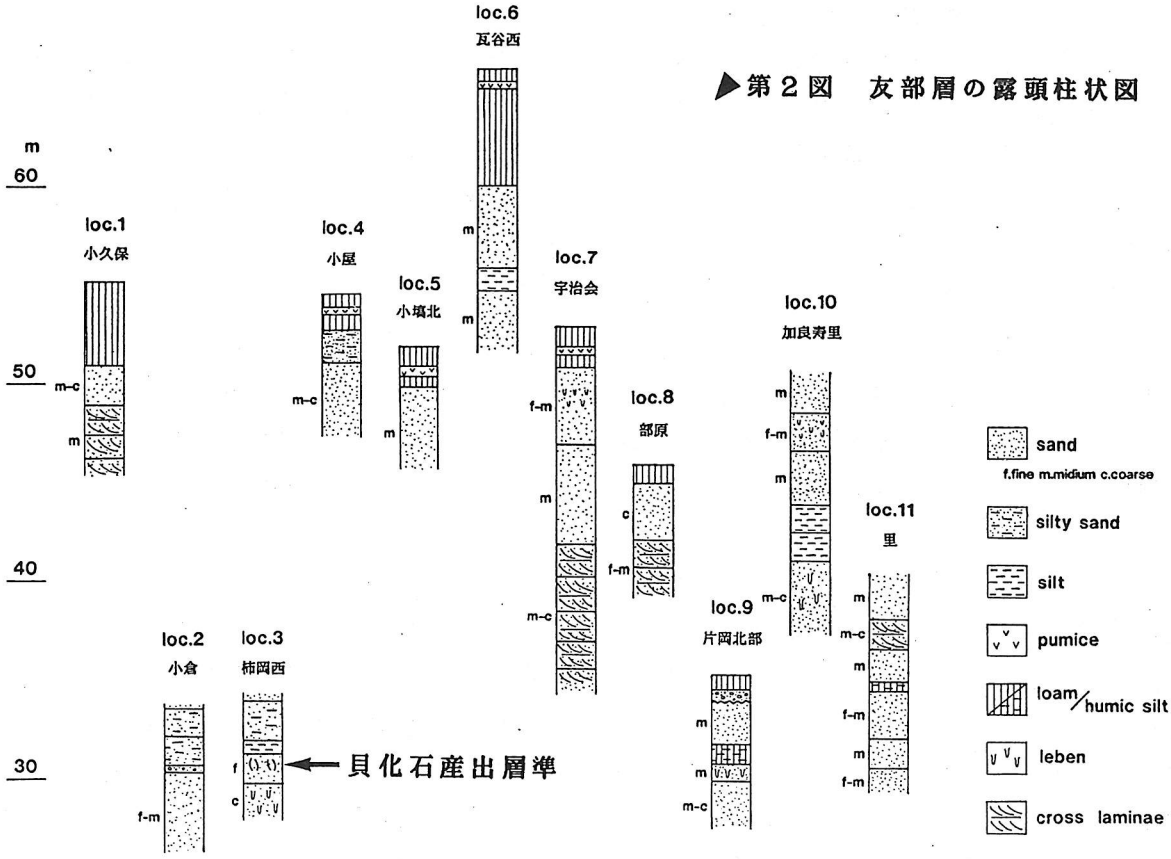
貝化石はloc.3において友部層下部の泥質砂層から散在して産出した．貝殻は全て溶解しておりキャストを残すのみであるが，型の保存は良好である．二枚貝は<u>Panopea</u>，<u>Phacosoma</u>，<u>Callithaca</u>，<u>Macoma</u>が合弁で自生の産状を示す以外は離弁で，特にPectinidae（イタヤガイ科）に属する貝化石（３種）が多量に産出した．貝殻が溶解しているためブロックによるサンプリングを行い，総個体数300を越えるまで，室内において剖出作業を行った．貝化石群は二枚貝18種，巻貝類３種が同定された．現在，Pectinidaeの分類学的な検討や貝化石群の解析を行い，年代対比・古環境の復元を行っているところである．



◀第１図　調査地域周辺の地質図
１．友部層　２．中位段丘堆積物
３．低位段丘堆積物／沖積層
４．緩斜面堆積物　５．基盤岩類

文献

坂本　亨・宇野沢　昭（1979）：茨城県中部，友部丘陵の第四系．地調月報，30，p.269-283．



▶第２図　友部層の露頭柱状図

３１ 東北日本における「新期造盆地活動」の開始時期

鈴木康弘（名古屋大・地盤工学）

Yasuhiro SUZUKI ; Starting time of "the younger basin-forming tectonic movement" in the Northeast Japan.

Ⅰ．東北日本の地形形成期と「新期造盆地活動」

東北日本において明瞭に認められる島弧に平行な地形起伏（山地と盆地）は、新生代後期層の堆積状況から、約７～５百万年前から形成されたと考えられているが、地殻変動は一様に進行したわけではなく、第四紀において加速したことが山地における侵食地形の検討から指摘されている。地殻変動の時間的な変遷さらには空間的な変遷は、この他に、相対的沈降域における堆積地質や、地殻変動を直接的に示す断層・褶曲等の構造を地域ごとに検討して総合的に議論されるべきであろう。本報告においては、このうち堆積地質から得られる情報について整理する。

当地域において、中新世末期～鮮新世の堆積物は、現在も比較的標高の低い盆地周辺地域に分布が限られており、現在まで続く一連の地形形成の初期の段階における「古期」盆地内堆積物とみることができる。これに対し、第四系（上部）は「新期」堆積物としてとらえられるが、両者の分布は微視的にみると必ずしも一致していない（図１）。このことは両時期の盆地形成が異なる様式によって進行した可能性を示しており、区別されるべきものと言えよう。「新期造盆地運動」は、第四紀中に生じた新しい変動として注目に値するが、第四紀中のいつ頃に生じたのであろうか？

Ⅱ．「新期造盆地活動」開始時期の推定方法

新期活動の開始時期を推定し得る根拠を表１にまとめる。新期の活動は盆地を限る活構造の動きと関連が深いため、これとの関わりにおいて推定の根拠は４種類に大別される。

①活構造の沈降側にのみ累積的（整合的）に堆積している地層の最下位の地層の年代（Ｑ）。

②活構造の隆起側にあって、第四紀中に隆起に転じ丘陵地化した場所を構成する最上位の地層の年代（Ｓ）。

③活構造の総変位量を平均上下変位速度で割った値（Ｔ）。

④活構造の隆起側に残存する堆積面起源の高位平坦面の形成年代（Ｕ）。これは火砕流および泥流堆積物が流下し堆積して平坦面を形成した時点において、断層崖がすでにあったとは考えられない場合、堆積面形成期以降に活構造の活動が始まったと解釈するものである。

（推定方法の性格上、実際の開始期はＱよりは古く、Ｓ・Ｕよりは新しいと考えられる。）

Ⅲ．結果

ここに示された活構造の活動開始期は90万年前～20万年前とばらついているが、古い年代値は下限値（ＳorＵ）であること、新しい値は上限値（Ｑ）であることを考慮すると、概ね50万年前を中心とする中期更新世ということで一致しているとみることができる。これまでに年代が推定された地域の中では矛盾がないことから、中期更新世に新たな様式の地殻変動が東北日本全域で発生した可能性が高いと考えられる。50万年を中心とする中期更新世は、日本海東縁部に新たなプレート境界が形成された可能性のある時期としてすでに注目されているが、日本海東縁部に隣接する地域での上述の変化は注目に値すると考えられる。

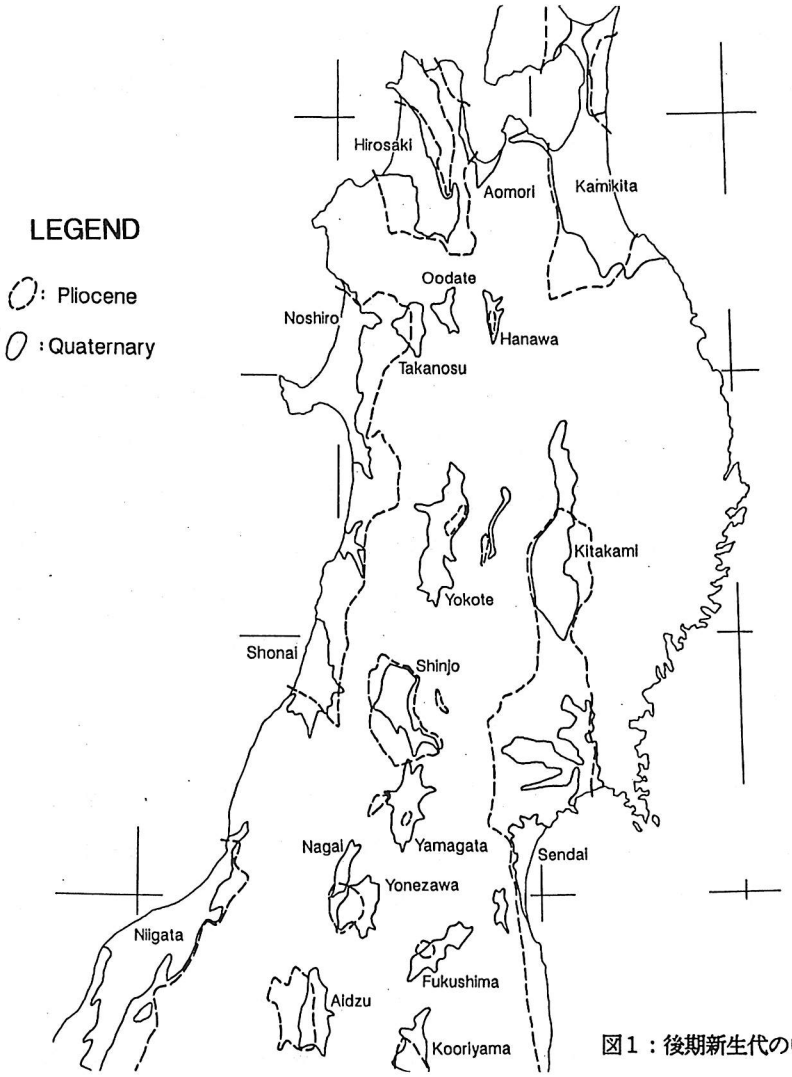


図１：後期新生代の中の２つの時期の盆地域

表１：新期造盆地活動の発生期推定の根拠

盆地名	基準	(種類)	年代（測定方法，参考値など）
青森平野	田代平凝灰岩年代	(U)	1.0～0.8Ma(K-Ar)，0.9Ma(F.T.)
山形盆地	基底年代	(Q)	40万年前（花粉・古地磁気）
横手盆地	断層活動期間 基底年代	(T) (Q)	23～29万年前（総変位量230m，変位速度0.8～1.0mm/y) 17+α万年前（第四系層厚170m，堆積速度1.0mm/y) (C-14年代、花粉）
庄内平野	鳥海火山噴出物年代	(U)	約70万年以降（生出ほか，1989）
会津盆地	塔寺層年代	(S)	70万年以降（古地磁気）
米沢盆地	基底年代	(Q)	20～33万年前(第四系層厚200m，堆積速度0.6～1.0mm/y) (花粉、C-14年代）
能代平野	断層活動期間	(T)	鮮新世末（大沢ほか，1984；地層の変形） 上盤側の離水は中沢層（中期更新世）以降
新庄盆地	山屋層年代	(S)	70万年前以降（古地磁気）
鷹巣盆地	湯車層年代	(S)	70万年前以降（古地磁気）

基準の種類については本文中に記す

32 秋田県北部大野岱向斜盆地における中部更新統

大月　義徳（東北大学・院）

Yoshinori OTSUKI; The middle Pleistocene sediment in the Onotai Basin, Northeastern Japan

1．はじめに

大野岱向斜盆地は秋田県山本郡二ツ井町北方約10㎞に位置する．同盆地は大野岱向斜に伴うかつての小堆積盆であり，現在，同地域には標高約 170～230mの台地が広がっている．堆積盆を埋積する最も新しい地層は陸水成の第四系で，大沢ほか(1984)により中沢層と命名され秋田・男鹿地域の鮪川層と対比されている．しかし，模式地付近の海成層とは異なる堆積盆に属し，独立した盆地埋積層である．そこで，本地域の第四系陸水成層の詳細な分布，構造および堆積年代などを明らかにする目的で調査を行った．

2．岩相

第四系陸水成層の岩相は斜交葉理を有する中（～粗）粒砂岩を主とし，一般に凝灰質の基質に富む．砂岩中には主として含角閃石黒雲母酸性凝灰岩を頻繁に挟み，砂岩と一部漸移している．その他，亜炭層などが認められる．下位の海成下部更新統笹岡層とは不整合関係にある．

3．古地磁気測定結果

第四系陸水成層の連続露頭（直下に笹岡層との不整合面が存すると推定される）において古地磁気試料を９層準（主に酸性凝灰岩）から採取した．消磁テストの結果，最適消磁値は200 Oe程度と判断され，これに基き古地磁気測定を行った．測定は東北大学理学部地質学古生物学教室のスピナー型残留磁気測定装置を用いた．結果を表１に示す．９層準すべて正帯磁しており，本層は Brunhes正磁極期の堆積物（中部更新統）と判断される．

東隣，鷹巣盆地における中部更新統，湯車層とは現在のところ対比し得る層準は認められない．

4．高位段丘面との関係

本地域を含む，能代平野周辺には３面の高位段丘面が認められ，このうちN-H1，H2面が本地域に分布する（1988年第四紀学会にて発表）．鷹巣盆地では最高位の段丘面であるT-H1面が湯車層の堆積頂面と判断されるが，本地域の最高位面，N-H1面は第四系陸水成層を切るものである可能性もある．いずれにしても中期更新世に入り，N-H1面形成時期以前に本地域でも堆積盆の埋積が終了し，以後本地域全体が相対的に隆起に転じたという，鷹巣盆地と同様の傾向を有する．N-H1面の形成時期は風化火山灰層の堆積速度から，ほぼ0.25Maと推定されるが，さらに厳密な年代推定は今後の課題としたい．

図１　米代川流域の地質図　　大沢・須田(1978)を一部修正・簡略化
１：沖積層，低位・中位段丘堆積物　２：高位段丘堆積物　３：湯車層，中沢層　４：前山川層，笹岡層　５：小比内沢層，天徳寺層　６：藤琴川・岩谷層，船川・女川層，遠部・一通・大滝層　７：早口川層以下　８：断層　９：背斜軸　10：向斜軸

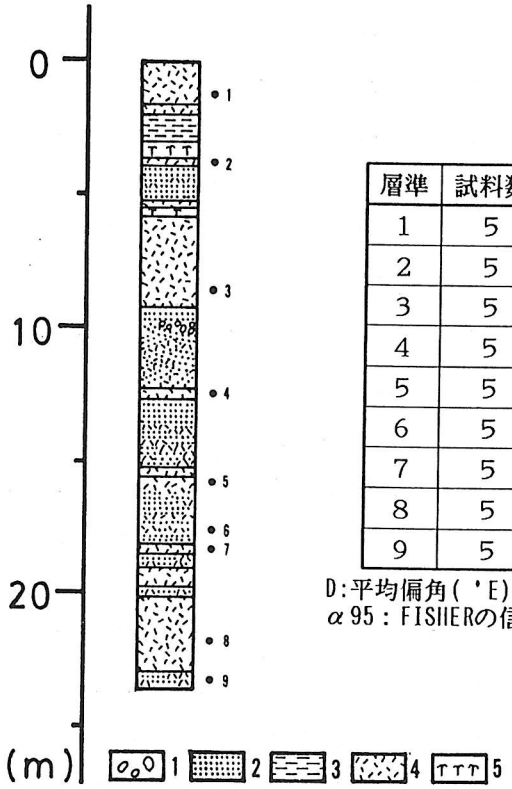


表１　古地磁気測定結果

層準	試料数	D	I	Jn	α95	K	極性
1	5	354.9	51.2	4.42	6.6	133.5	正
2	5	1.3	46.5	3.26	11.1	48.7	正
3	5	5.0	55.5	5.46	11.2	47.9	正
4	5	26.6	71.4	10.5	16.7	22.0	正
5	5	346.0	45.6	9.22	12.8	36.5	正
6	5	351.6	59.5	47.6	8.5	82.5	正
7	5	1.8	52.9	17.6	12.8	36.5	正
8	5	357.6	39.2	1.18	13.8	31.8	正
9	5	342.8	67.3	4.14	25.3	10.1	正

D:平均偏角(°E) I:平均伏角(°) Jn：平均磁化強度(X10^{-7}emu/cc)
α95：FISHERの信頼角　K:FISHERの精度パラメータ

図２　模式柱状図と古地磁気測定層準
１：礫　２：砂　３：シルト　４：凝灰岩　５：炭質シルト・粘土

33 男鹿半島の中・上部更新統貝化石のＥＳＲ年代測定

下川浩一・今井　登・粟田泰夫（地質調査所）

Koichi SHIMOKAWA, Noboru IMAI and Yasuo AWATA; ESR dating of fossil shells in the middle to upper Pleistocene strata in the Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan.

男鹿半島は上部新生界の模式地とされ，特に半島北部の安田海岸には豊富な貝化石を含む海成層が発達している．本地域の海成層は，鮪川層，安田層及び潟西層と呼ばれ，中・後期更新世の海水準変動に伴って形成されたと考えられている（加藤ほか，1979）．最近，安田層に挟在する広域テフラが洞爺火山灰に対比され，このテフラと地形面との関係から，従来の地形面の広域対比が再検討されている（宮内，1988）．さらに安田・潟西及び鮪川層に含まれる海成層が，海水準変動サイクルのどれに相当するのかを判断する基準は，まだ知られていない．

これらの問題を検討するために，今回演者らは，男鹿半島安田海岸において，安田・潟西層及び鮪川層中の貝化石を採取し，そのＥＳＲ年代測定を行った．測定に用いた貝化石は，安田・潟西層中のもの（Ｃ）がサラガイ属，鮪川層中のもの（Ａ，Ｂ）がエゾタマキガイである．ＥＳＲ年代測定の原理は，貝化石のアラゴナイト結晶に蓄積された自然放射線による格子欠陥の総量（蓄積線量）が年代値に比例することによる．図１は，Co^{60}線源により段階的に試料にγ線を照射した際の線量とＥＳＲ強度との関係を示す．ＥＳＲ強度は飽和傾向を示すため，指数関数の飽和曲線で強度ゼロに外挿することによって，蓄積線量が求められる．年間線量は，堆積物自体のＵ，Ｔｈ，K_2Oの含有量からその線量寄与率（Bell，1979）をもとに被爆線量に換算し，さらに，含水率や貝の厚さによるβ線減衰効果及び宇宙線効果による補正を行って求めた（表１）．さらに貝殻自体に含まれるＵ，Ｔｈ，K_2Oの化学分析を行い，それら成分の初期取り込み及び^{238}U系列の放射非平衡を仮定して内部線量の見積りを行った．ＴｈとK$_2$Oは，いずれもほとんど無視できる量しか含まれないが，Ｕの含有量はＡ，Ｂ，Ｃそれぞれ，1.2，0.3，0.8ppmで，これが年間線量の見積りに大きく影響し，内部線量を無視した場合と比較して年代値がかなり若くなる．貝殻中のＵが，いつどのように取り込まれたかを知るのは困難なため，実際の年代値は，初期取り込みを仮定して求めた値と，取り込みが比較的新しいと仮定しその影響を無視して求めた値の間にあると考えられる．　第２図に，貝化石層準を示した地質柱状図，その堆積相及び化石群集に基づく堆積環境の変遷図及び$\delta^{18}O$変動曲線図を示す．これらとＥＳＲ年代値から，鮪川層中のＡとＢ層準の海成層はそれぞれ40及び30万年頃の海進から海退にかけての堆積物であり，安田・潟西層中のＣ層準は，

下末吉海進に伴って形成された海成層であると考えられる．なお，NINAGAWA et.al.(1991)は安田層中のイタヤガイ科貝化石のＴＬ年代測定により，10～13万年の年代値を求めており，今回の年代値とも調和的である．

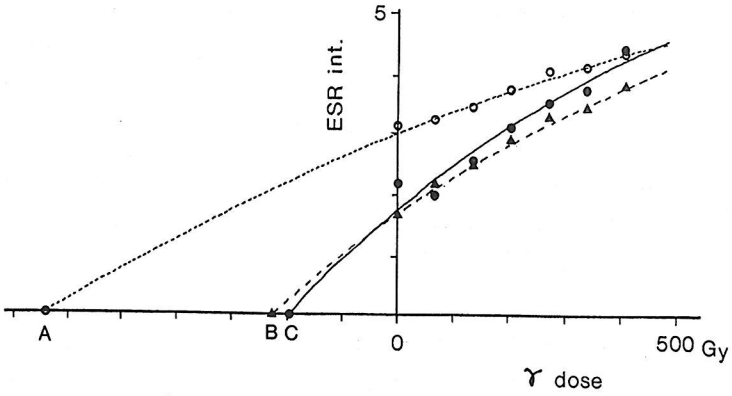


図１．ＥＳＲ信号強度の成長曲線

表１．ＥＳＲ年代測定結果

試料	ＴＤ Gy	U ppm	Ｔｈ ppm	K2O %	含水率 %	貝殻の厚さmm	Dex mGy/y	ＥＳＲ年代 Tex	ＥＳＲ年代 T*(ka)
C	200.3	3.0	4.7	1.87	25.5	1.2	1.38	145.4	114.6
B	229.1	2.0	2.3	0.34	20.1	1.0	0.74	309.9	261.3
A	624.0	1.7	4.1	2.35	18.4	0.9	1.42	440.1	352.6

*内部線量を考慮した年代

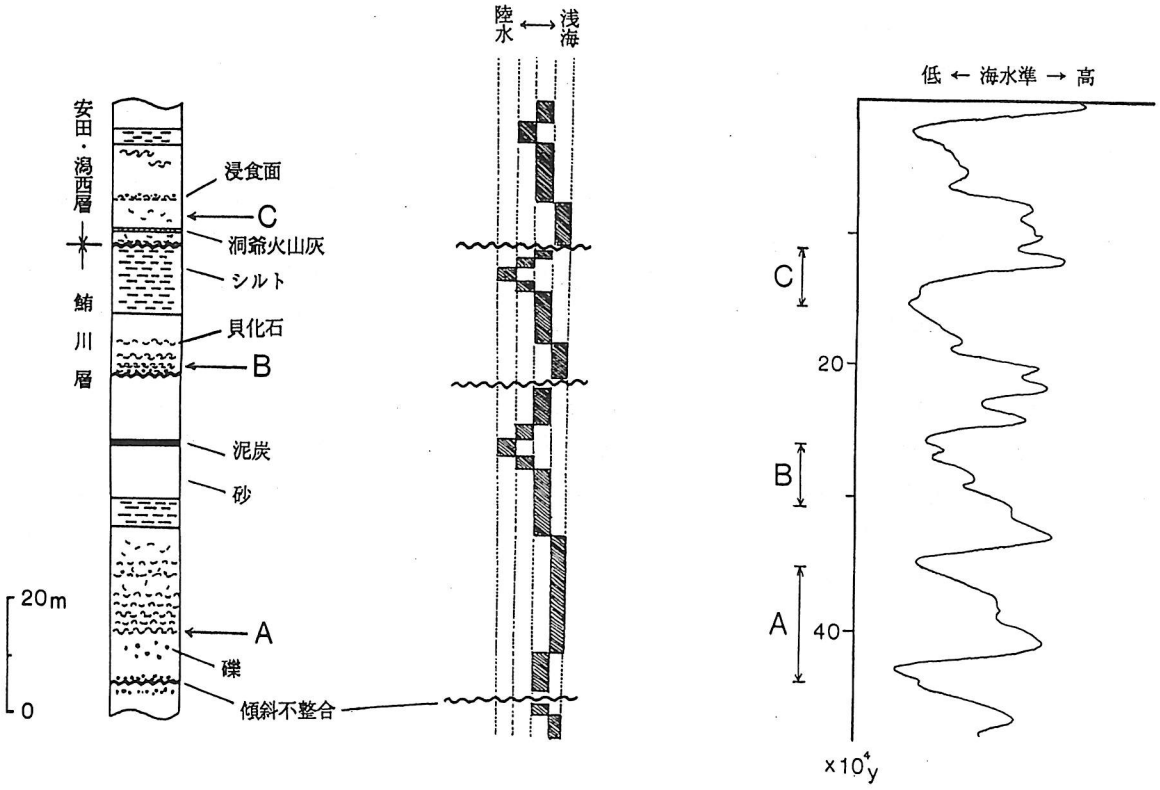


図２．貝化石層準と堆積環境及び$\delta^{18}O$変動曲線

３４　過去３０,０００年における北西太平洋の深層水循環

村山雅史（東大・海洋研）・岩倉央和・松本英二（名大・水圏）・
中村俊夫（名大・年代測定資料研究センター）・安田尚登・岡村眞
（高知大・理）・平朝彦（東大・海洋研）

Masafumi Murayama, Hirokazu Iwakura, Eiji Matumoto, Toshio Nakamura, Hisato Yasuda, Makoto Okamura, Asahiko Taira; Northwest Pacific Deep Water Ventilation Rate During the Past 30,000 years with the AMS ^{14}C Foraminifer Ages.

最近の地質時代、第四紀において、地球の気候はサイクリックに変動し、氷期と間氷期を繰り返してきた。この原因を探ることは気候ダイナミクスを理解するうえでの根本問題である。気候変動の原因が天文学的要因（例えば、ミランコビッチサイクル）にあるとしても、太陽輻射量の変動と気温あるいは、氷床の変動がどのようにリンクしているかは、ほとんど解明されていない。これらの問題にアプローチする場合、地球の熱、物質のシンク及び輸送のメカニズムとして、海洋の循環はもっとも重要な鍵を握っていると考えられる。特に、海洋水の大部分を占める深層水の挙動が注目される。特に、水の循環パターンの復元には、放射性核種^{14}Ｃが、トレーサーとして有効である。

近年^{14}Ｃ年代測定法は、加速器を用いた高感度質量分析法（Accelerator Mass Spectrometry, ＡＭＳ)が開発され、微量試料（元素態炭素で約１mg程度）で測定できるようになった。（中村・中井, 1987, 中井・中村, 1987）ＡＭＳ法を用いて有孔虫^{14}Ｃ年代を測定することは、古海洋学において、２つの大きな意義をもつ。

海底柱状試料の任意の層準に対し絶対年代の見積りができる（CCD以浅）。

同一層準より産出する浮遊性、底生有孔虫殻のそれぞれの^{14}Ｃ年代の差を利用し、過去の深層水大循環の復元が可能である。

今回は、四国沖の下部斜面海盆（水深 2700m）から採取された（図１）ピストンコア ＫＴ８９―１８、Ｐ４コア中に含まれる有孔虫殻の^{14}Ｃ年代測定結果の報告と深層水循環速度に関する議論を行なう。

全長７８３ｃｍのＰ４コアは、olive gray (5Y 4/1)のほぼ均質な泥層からなる半遠洋性堆積物である。コア全体を通して、生物擾乱作用がよく認められるほかは目立った堆積構造は認められない。表層より、１００cm および６２０cmにテフラを含み、肉眼観察・屈折率測定からそれぞれ　K-Ah火山灰（6300年前）、AT火山灰（22000年前）であることが確認された。（図２）

この試料より７層準の浮遊性有孔虫（*Pulleniatina* spp.）、底生有孔虫（Bulk）殻の^{14}Ｃ年代を測定した。その結果から算出された深層水循環速度を示す。（図３）北西太平洋における深層水の循環速度は、最終氷期では2000～3000年の年代差を示し、最終氷期から後氷期にかけての移行期では次第に速くなり（2000～800年）、ヤンガードライアス期にやや停滞し（1300年）、後氷期では再び遅くなっていることを示している。

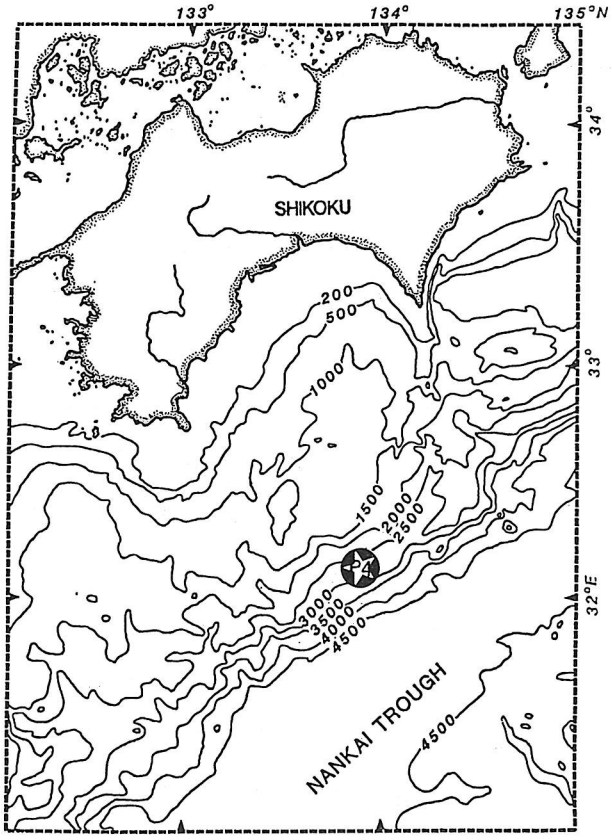


図１　ＫＴ８９-１８ Ｐ４コア採取地点

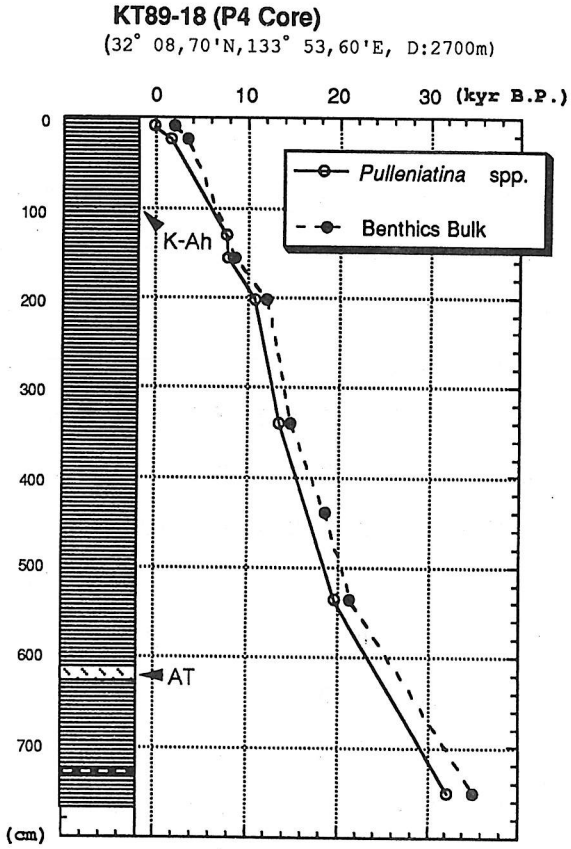


図２　コア柱状図及び有孔虫 ^{14}C 年代

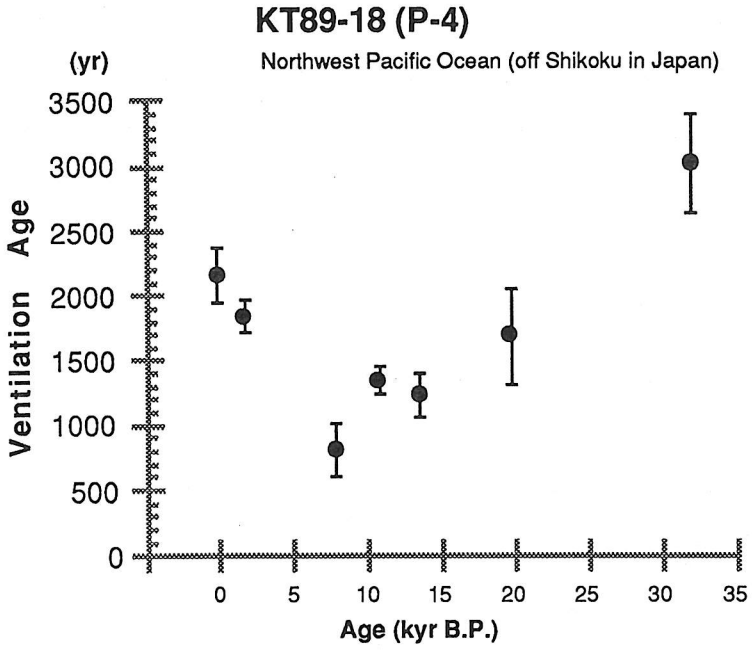


図３　四国沖コアに於ける浮遊性・底生有孔虫殻の年代差

35　自然災害予測と第四紀研究

陶野郁雄（国立環境研究所）・遠藤邦彦（日本大学）
安田　進（九州工業大学）・鏡味洋史（北海道大学）
棚橋由彦（長崎大学）

Ikuo TOHNO, Kunihiko ENDO, Susumu YASUDA, Hirosi KAGAMI and Yoshihiko TANAHASI : Prediction of Natural Disasters and Quaternary Research

1．はじめに

自然災害に関する研究の最重要課題の一つとして，「災害予測」がある．現在いろいろな災害事象について，その災害事象ごとの履歴図や予測図の開発が試みられたり，その精度向上を目指して研究が進められている．ただ，災害予測に関する研究の進展状況は災害事象によって極端な違いがみられ，なかなか同じ土俵の上で論じるのが困難な状況にある．そこで，災害履歴・災害予測図の現状，災害事象が複合的に生じる場合などを分析し，信頼性の高い災害予測図および各種の災害事象を網羅した総合的な災害予測図の作成手法の考え方をまとめることを目的とした研究を行い，その成果を報告書としてまとめた[1]．この中で第四紀研究に関連深い項目を取り上げて述べる．

2．複合災害の誘因

地盤沈下災害など単独で大災害となる可能性が少なく，他の災害事象（地震や豪雨など）と複合して大きな影響を与えることが多いもの，液状化災害など地震が発生しなければ起こらないものがある．一方，地震災害・水害・火山災害など単独で取り扱える災害でも，その規模が大きくなるにしたがって，一つの災害から他の災害へ波及，あるいは一つの災害が他の災害の誘因となって拡大していくため，個別の取り扱いでは不十分になることがある．

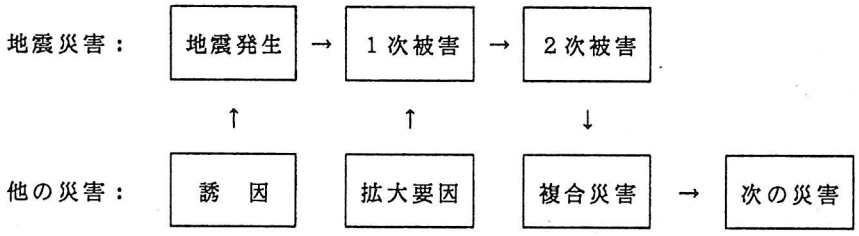


図　地震災害と他の災害とのかかわり

火山活動に地震が伴なうことは言うまでもない．しかし，発生する地震の規模はマグニチュード7程度が上限であり，火山性地震の発生による振動的な被害の例は意外と少ない．1914年の桜島の噴火に伴なった地震（M=7.1）がある程度である．1792年の雲仙岳眉山崩壊のように，山体崩壊により発生した泥流が人家を呑み込むだけでなく，海に流れ込んで津波を発生させ，さらに大きな災害へと発展したような例は少なくない．

3．総合的な災害予測図への取り入れ方

災害の予測図は種々の災害項目，さらにそれらの複合を考え，条件もきめ細かく設定して進めていくと，必然的に枚数も多くなる．きめの細かい予測図が実際の防災対策に有効であることは言うまでもないが，一方，これらを総合し，数少ない予測図にまとめ上げていく努力も必要である．

また，各災害の相互比較を出発点とし，それらの類似性・非類似性を明らかにすることによって，災害に対する特性を明らかにしていく必要がある．それは，一つの災害事象で危険な箇所は他の災害事象でも危険なのか，そうでないのかを明らかにすることである．沖積低地は地盤が軟弱で，地盤沈下が生じやすく，水害や震害の危険度も高いといった例である．沖積平野で地盤沈下に伴なう災害危険度予測図を作成し，これに地震（液状化を含む）・豪雨・高潮災害などの発生危険度を加えて作図し，総合的な災害予測図を作成するようなことが考えられる．

4．あとがき

第四紀学は自然環境を中心に過去から未来にかけての長い時間空間を研究の対象としており，特に未来の自然を含む点に特色がある．自然災害予測は現在から過去にかけての自然現象に関する情報を基として，将来を予測する必要があり，第四紀研究の成果を踏まえなくしては行えない．一人でも多くの第四紀研究者に災害予測に関心をもって，予測に必要な情報を提供していただきたく，一緒に協力しあいながら防災旬年の間に研究を飛躍的に発展させていくことができれば幸いである．

1）陶野郁雄（1991）災害予測図作成手法に関する基礎的研究．平成2年度文部省科学研究費補助金重点領域研究成果報告書（課題番号 02201138），126p.

36 コナラ二次林で生産されるコナラの花粉粒数の推定

清永丈太（都立大・地理）

Jota KIYONAGA; The Estimated Number of *Quercus serrata* Pollen Grain Grains Producted in Secondary Forest Dominated by *Quercus serrata*

1．目的　よく指摘されるように，花粉分析結果における各分類群の出現率は過去の現実の植生における各分類群の相対優占度をそのまま示すものではなく，これを多かれ少なかれ歪めたものになる．その原因の一つに種あるいは分類群によって花粉生産量が異なる可能性のあることがあげられるが，花粉生産量に関するデータはまだあまり蓄積されていない．そこで，わが国の完新世の花粉分析で重要な分類群であるコナラ属コナラ亜属に属するコナラ（*Quercus serrata*）の優占する林分において，その単位面積で生産されるコナラ花粉の数の推定を試みた．

2．方法　1988，1989，1991年のそれぞれ4月に，開葯直前の雄花序のついた枝を何本かのコナラ試料木から採取し，葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，雄花序1個あたりの雄花数を数えた．一方，1988，1989，1990年のそれぞれ4月に，東京都八王子市内のコナラ二次林内に設定した48 m^2の調査区に，開口部の面積が0.5 m^2のリタートラップ10個を設置した．これを1～2ヵ月放置した後に回収し，その内部に落下したコナラ雄花序の数を数えた．これから調査区の単位面積で生産されるコナラ雄花序の数がわかる．これらの計数結果から，コナラ二次林の単位面積で生産されるコナラ花粉の数を求めた．なお，1990年における葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，雄花序1個あたりの雄花数の計数は行なわなかったため，同年の調査区単位面積で生産されるコナラ花粉の数の推定には，1988，1989，1991年に数えて求めた雄花序1個あたりの花粉粒数の平均値を用いた．

3．結果　計数された葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，雄花序1個あたりの雄花数の年および試料木による変化をみると（表1），雄花1個あたりの葯数は変化が小さい．しかし葯1個あたりの花粉粒数と雄花序1個あたりの雄花数は年による変化がやや大きく，しかも葯1個あたりの花粉粒数の多い年は雄花序1個あたりの雄花数も多くなっている．しかし同一年では試料木による差は小さい．調査区単位面積に落下したコナラ雄花序の数も年による変動が比較的大きく（表2），その多い年，少ない年は葯1個あたりの花粉粒数，雄花序1個あたりの雄花数の多い年，少ない年に一致している．これらから調査区単位面積で生産されたコナラ花粉の数を求めると表3の通りで，最大の年は最小の年の4倍以上となるが，1988，1989，1990年の平均をとると1 m^2あたり1.2×10^8個，1haあたり1.2×10^{12}個となる．

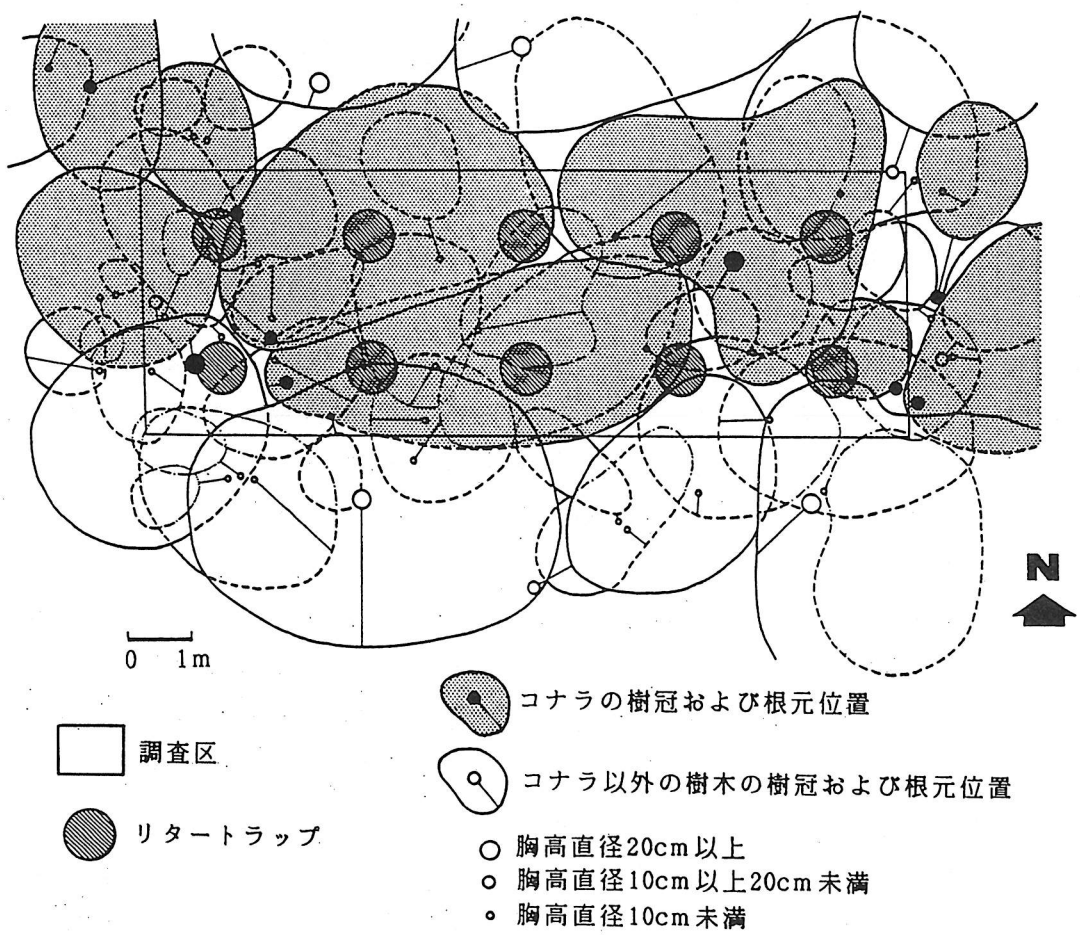


図1．コナラ二次林調査区の樹冠投影図．

表1．コナラの雄花序，雄花，葯，花粉間の数的関係．カッコ内は順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

年	試料木	葯1個あたりの花粉数	雄花1個あたりの葯数	雄花序1個あたりの雄花数
1988	A	2969.4 (51, 642-4613, 880.4)	6.1 (286, 1-17, 2.3)	37.3 (26, 23-52, 6.7)
	B	2524.0 (8, 1173-4525, 1013.4)	6.2 (121, 2-12, 1.7)	37.6 (22, 21-50, 8.3)
1989	A	1100.7 (41, 173-3753, 687.4)	6.0 (115, 2-10, 3.0)	27.1 (88, 6-43, 7.5)
	D	1296.5 (6, 168-2161, 759.7)	6.5 (143, 3-11, 1.5)	25.6 (79, 12-39, 6.3)
	E	1874.7 (54, 339-3852, 726.6)	5.8 (153, 2-12, 1.7)	33.9 (18, 17-49,9.2)
1991	A	2671.6 (17, 1238-3515, 485.8)	5.7 (47, 2-8, 1.4)	36.5 (73, 8-60, 10.8)
	E	2492.9 (20, 1054-3497, 746.0)	5.8 (46, 2-8, 1.3)	37.5 (24, 10-54, 10.5)

表2．コナラ二次林調査区の単位面積で生産されるコナラ雄花序の数．

年	リタートラップ内に落下した雄花序の数	調査区1m²あたりの雄花序数
1988	1572	314.4
1989	907	181.7
1990	1129	223.8

表3．表1および表2から求めた，コナラ二次林単位面積で生産されるコナラ花粉の数．

年	調査区1m²あたりの花粉数	
1988	2.0×10^8	(2.0×10^{12} 個/ha)
1989	4.6×10^7	(4.6×10^{11} 個/ha)
1990	1.1×10^8	(1.1×10^{12} 個/ha)

37 風化年代の異なる完新世火山灰性埋没腐植層のＴｉの形態

尾上潤一郎・大倉利明・坂上寛一（東京農工大学・農学部）

Jun-ichiro Onoue, Toshiaki Ohkura, Kan-ichi Sakagami: The form of Titanium in buried humic horizons derived from Holocene volcanic ash

はじめに

火山灰は年代の経過とともに風化・土壌化が進行する。そして火山灰は風化の進行とともに土壌中に様々な元素を放出する。それらの元素の放出速度や形態は多様である。その中でＴｉは風化抵抗性の大きい元素であり、土壌中での移動性がきわめて低く、他層位からの流出入を無視できると思われる。本報では風化年代の異なる完新世火山灰性埋没腐植層に着目し、Ｔｉを非晶質と遊離酸化物として形態別に定量することによって火山灰土壌の風化程度について検討を加えた。

試料は富士山からの距離を異にする４地点から生成年代が明確で南関東において鍵層である宝永スコリア層直下の完新世第一埋没腐植層（Ｈ－１ＢＢ）と富士黒土層（ＦＢ）を採取し供試した。これらはいずれも富士山起源の火山灰を母材とする埋没腐植層であり、標記の試料として適していると思われた。試料採取地点を図－１に、それぞれの柱状断面図を図－２に示した。Ｔｉの形態別定量には酸性シュウ酸塩（Acid-Oxalate）及びクエン酸ジチオナイト（DC）を用いた。前者は非晶質のＴｉを、後者は非晶質及び遊離酸化物のＴｉを選択的に溶解する。

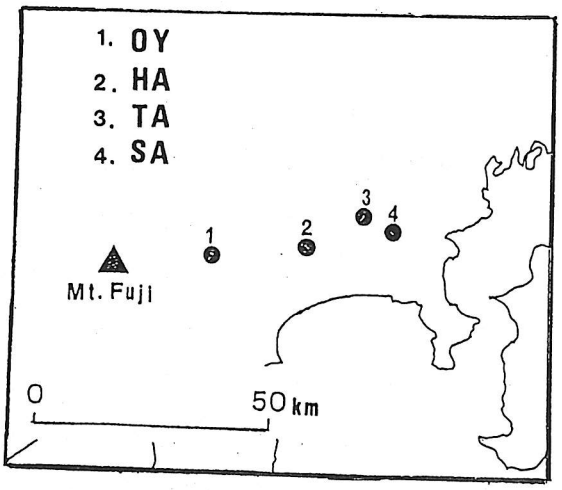
結果および考察

1. 試料採取地点が富士山から遠ざかるにしたがって全Ｔｉ％（Ti_t）は増加した（図－３）。またAcid-Oxalate抽出の乾土当りＴｉ％（Ti_{ox}）は減少するのに対し、DC 抽出のＴｉ％（Ti_d）は増加した。またTi_{ox}／Ti_d（Ｔｉの活性度）は、富士山から遠ざかるにしたがって両層位ともに低下していた。ただし、Ｈ－１ＢＢとＦＢでその傾向は異なった（図－４）。Ｔｉの活性度と結晶化指数（Ti_d－Ti_o／Ti_t）の間には、Ｈ－１ＢＢは活性度の低下とともにに結晶化指数が上昇する傾向がみられたが、ＦＢではＯＹ以外では結晶化指数の上昇のみがみられた。（図－５）。

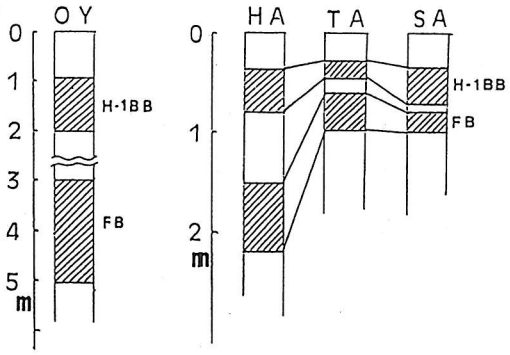
2. このようなＴｉの活性度の変化と鉄の活性度（Fe_o／Fe_d）の変化を対応させたところ、Ｈ－１ＢＢでは高い正の相関が認められた一方、ＦＢはＯＹ以外の地点では１カ所に集中した。このようにＴｉとＦｅは類似の傾向を示した（図－６）。

以上のことから、Ｔｉは風化初期には非晶質の形態であり、風化の進行にしたがって次第に遊離酸化物の形態をとることが考えられる。比較的年代の新しいＨ－１ＢＢでは風化が十分に進行しておらず給源からの距離の差異に

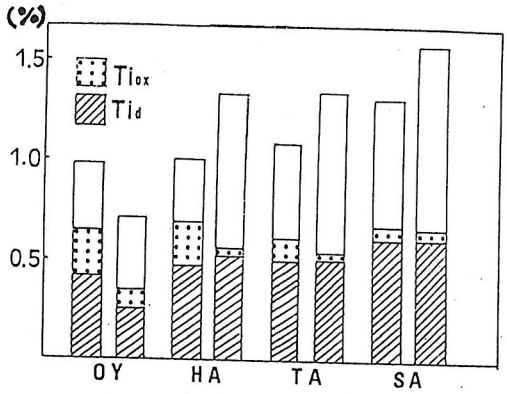
より形態の推移がみられたのに対し、ＦＢではＯＹを除き風化が進行しており遊離酸化物として形態がほぼ安定しているものと思われる。



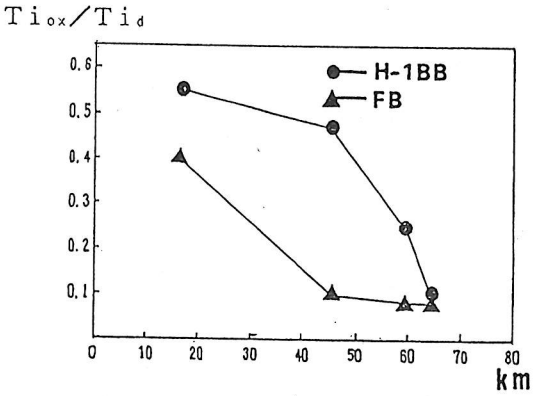
図－１，試料採取地点位置図



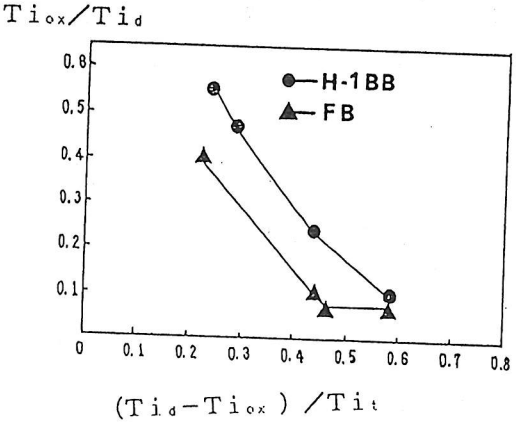
図－２，試料の柱状断面図



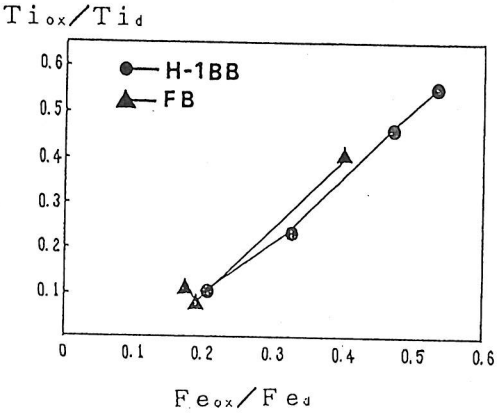
図－３，各地点におけるＴｉの割合
（左側はＨ－１ＢＢ、右側はＦＢ）



図－４，富士山からの距離とＴｉの活性度との関係



図－５，Ｔｉの結晶化指数とＴｉ活性度との関係



図－６，Ｔｉの活性度とＦｅの活性度との関係

38 完新世火山灰性埋没腐植層の有機無機複合体の粒径組成と各画分の性状

高橋英治・大倉利明・坂上寛一・（東京農工大学・農学部）

Eiji Takahashi, Toshiaki Ohkura, Kan-ichi Sakagami:

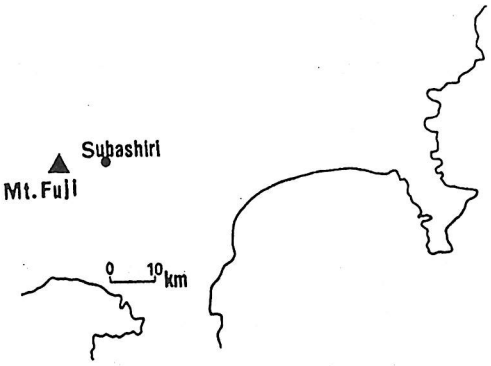
Particle size distribution and characteristics oforgano-mineral complexes in buried humic horizons derived from Holocene volcanic ash

火山灰土壌は日本に最も広く分布する土壌であり、多量の有機物が集積している。これら土壌有機物は土壌中の無機物と結合し、有機無機複合体を形成することによって安定な状態を獲得する。火山灰土壌では有機物と結合する無機物は主にＡｌ，Ｆｅであるとされている。この有機無機複合体の年代経過に伴う変化は土壌粒子の粒径と相関があると考えられている。そこで、生成年代の異なる火山灰性埋没腐植層から採取したサンプルを粒径別に分画し、それらの有機物分解処理前後の粒径組成を比較し、さらに、各画分中の有機無機複合体の性状を有機物と無機物の量的側面から調べた。

試料として富士火山を給源とする静岡県須走断面より完新世第一暗色帯（Ｈ－１ＢＢ）から１点と富士黒土層（ＦＢ）から３点（上部、中部、下部）の計４点を用いた。これらの試料は生成年代が明確で標記の目的に適していると思われた。試料採取地点は図－１、断面柱状図は図－２に示した。試料の粒径別分画は超音波処理後、沈底法と遠心法により、５画分に分画した。各画分の複合体の性状は全炭素量（Ｃｔ）とピロリン酸ナトリウム可溶のＣ（Ｃｐ）とＡｌ（Ａｌｐ），Ｆｅ（Ｆｅｐ）について調べた。

粒径組成については生成年代が古くなるにつれて、砂画分の割合が減少し、粘土画分の割合が増加した。ＦＢ㊦では粘土画分の割合が最も高かった。また、有機物分解処理前後の粒径組成の比較から、生成年代が新しいほど、団粒形成による砂画分への移行が多いことが認められた（表－１）。次に、複合体中の有機物については、全層ともシルト・粗粘土画分に集中していたが生成年代が古くなるにつれて両画分のＣｐ／Ｃｔ比の高まりが明瞭に現れた（図－３）。また、複合体中の無機物と有機物の関係については、Ａｌｐ，ＦｅｐとＣｐとの関係から有機物と結合しているのはＡｌ，Ｆｅであり、Ｈ－１ＢＢよりＦＢ㊤・㊥の方が相関が高かった（図－４，図－５）。

以上のことからＨ－１ＢＢでは有機物中に易分解性のものが残っていて、砂画分や細粘土画分に集中していると思われる。これらが団粒を形成し、有機物未分解の砂画分の増加をもたらす。一方、ＦＢ㊤～㊥では、易分解性の有機物が分解されて、シルト・粗粘土画分で強固に結合している難分解性の複合体が残る。さらに、ＦＢ㊦では無機物の結晶化が進むため、粘土画分における有機物との結合が減少し、有機物のシルト画分への集中がみられる。



図－１　試料採取地点位置図

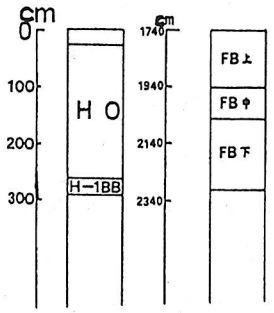
表－１　有機物処理前後の粒径組成

有機物分解処理後の粒径組成

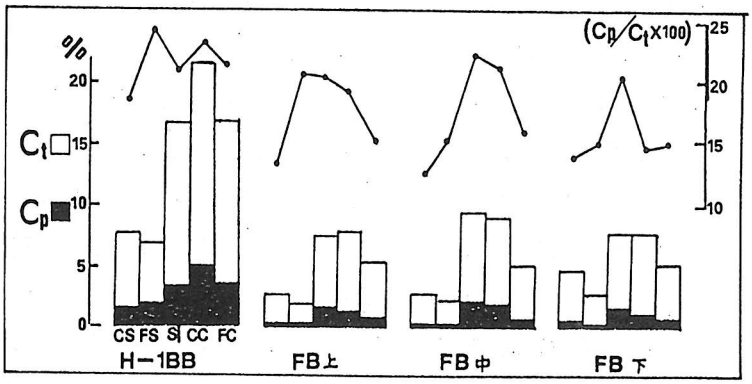
	Sand	Silt	Clay	(%)
H-1BB	48.9	20.2	30.9	
FB㊤	43.5	24.6	31.9	
FB㊥	42.6	24.1	33.3	
FB㊦	28.9	30.9	40.2	

有機物分解未処理の粒径組成

	Sand	Silt	Clay	(%)
H-1BB	70.3	14.4	15.3	
FB㊤	64.8	18.5	16.7	
FB㊥	52.2	24.0	23.8	
FB㊦	33.0	30.2	36.8	



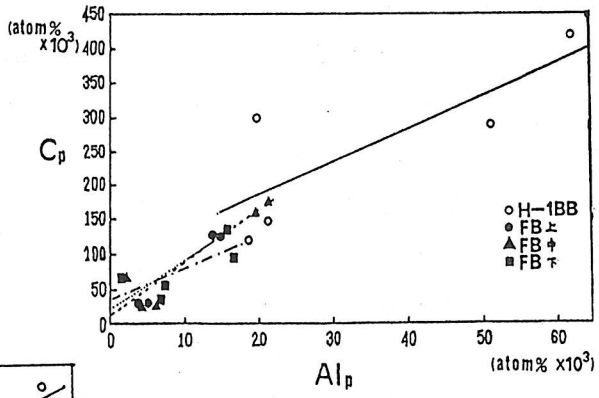
図－２　試料の断面柱状図



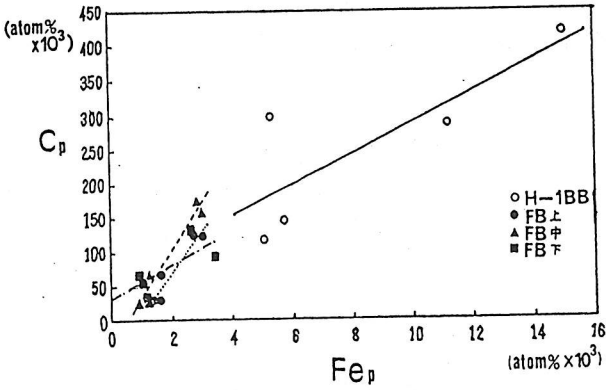
図－３　各粒径画分における有機無機複合体中の有機物の性状

表－２　CpとAlp, Fepの相関係数

	Cp-Alp	Cp-Fep
H-1B	0.798	0.817
FB㊤	0.868	0.948
FB㊥	0.931	0.974
FB㊦	0.735	0.735



図－４　ＣｐとＡｌｐとの関係



図－５　ＣｐとＦｅｐとの関係

39 加速器^{14}C年代測定法により測定可能な古い年代の限界

中村俊夫（名古屋大・年代セ）・中井信之（名古屋大・理）

Toshio NAKAMURA and Nobuyuki NAKAI; A Limit of Old ^{14}C Ages Measurable with Accelerator Mass Spectrometry.

はじめに　考古学や地質学などの分野の年代測定において，放射性炭素（^{14}C）年代測定法は最も盛んに利用されている方法の一つである．^{14}C年代測定法は，1950年頃シカゴ大学のLibbyによって確立された方法であるが，過去40年の間に，放射線測定技術の革新により種々の試料への適用が可能になると共に，さまざまな応用分野で幾多の輝かしい成果をあげてきた．

しかし，^{14}C年代値を利用する地質学・考古学分野の研究者にとって，約3万年前より古い^{14}C年代値については信頼度が低いと思われているようである．

^{14}C年代測定では，^{14}C濃度が平衡状態にある大気中のCO_2を植物などが固定したあと，枯死して，炭素について閉鎖系となり，この植物遺体に含まれる^{14}Cが時が経つにつれて放射壊変により減少する割合を測定し，年代値が算出される．従って，年代の古い試料ほど^{14}C濃度は低い．ベータ線測定法では，^{14}Cが放出する放射線のほかに，検出器の周囲にある放射性元素や宇宙線による放射線が検出器を作動させる．この偽信号を除去するための対策は施してあるが完全ではなく，天然の鉱物グラファイトなど充分に古くて^{14}Cを含まないはずの炭素を測定しても必ず^{14}Cの偽計数がある．これをバックグラウンド計数と称する．年代測定の際は，^{14}Cの総計数からバックグラウンド計数を差し引いて真の^{14}C計数が得られ，年代値が算出される．従って^{14}C濃度が低くなると，^{14}Cの総計数とバックグラウンド計数との差はほとんど無くなり，その濃度の定量は著しく困難となる．バックグラウンド計数は統計的な揺らぎで変動する．そこでベータ線測定法では，真の^{14}C計数として，バックグラウンド計数の変動幅より小さい値が得られた場合には，その値は^{14}Cの壊変によるのかバックグラウンド計数の揺らぎによるのか判別できない．すなわち，揺らぎ幅より小さい真の^{14}C計数は原理上測定できない．この限界となる^{14}C濃度は，年代値に換算すると3～4万年前に相当するとされている．

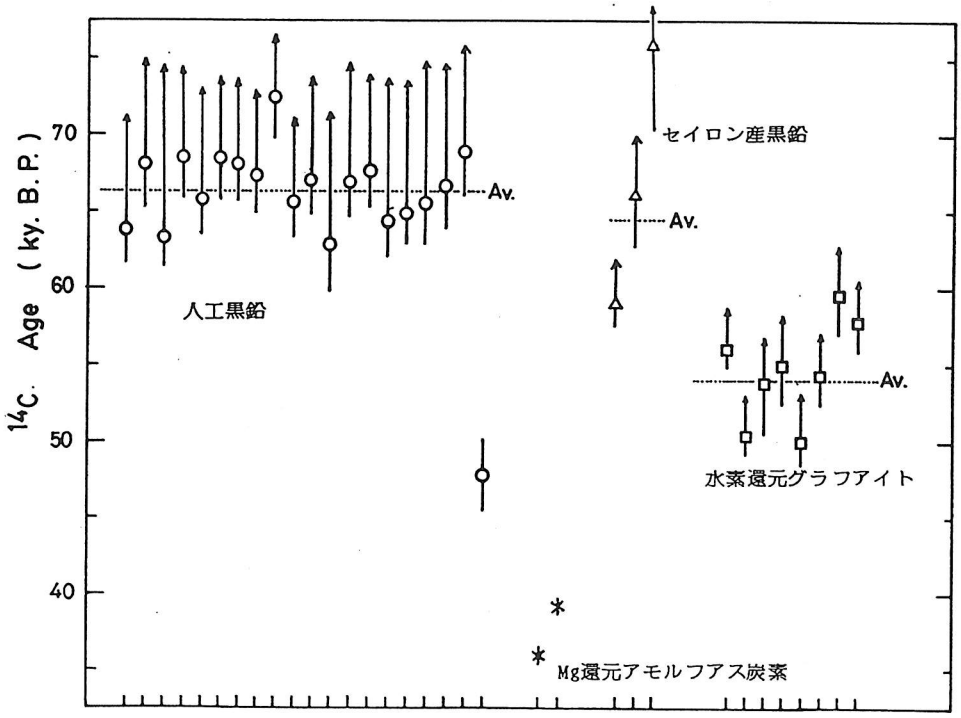
約10年前に開発された加速器質量分析法（加速器法）による^{14}C年代測定法では，試料中の^{14}C原子自身を直接識別して計数する方法であるため，ベータ線計測法に比べてバックグラウンド計数は極端に低い．しかし，充分に古い炭素を測定した場合にも^{14}Cの計数がある．この^{14}Cバックグラウンドは，試料の種類およびそれらの処理方法によって異なり，その大小によって測定可能な古い年代の限界が決まる．この点について今回報告する．

測定可能な古い年代の限界　加速器法による^{14}C測定における^{14}Cバック

グラウンドを評価するために，^{14}Cの半減期に比較して年代が充分古いため^{14}Cを含まないはずの石炭や亜炭から人工的に合成された市販の人工グラファイト，セイロン産の天然鉱物グラファイト，石灰岩を熱分解して得たCO_2から調製したMg還元アモルファス炭素，石炭を燃焼して得たCO_2から調製したH_2還元Fe-グラファイトの計4種類の試料について^{14}Cの濃度を測定し，それを^{14}C年代値に換算した．その結果を図に示す．

人工グラファイトの^{14}Cバックグラウンドは，^{14}C年代値に換算して，62850～72570 y.B.P.の分布（平均値は66340 y.B.P.）を示し，セイロン産の鉱物グラファイトは59030～76030 y.B.P.の分布（平均値64440 y.B.P.）を示した．今回の試料で最も古い年代値が得られたのは，セイロン産グラファイトについての76030+∞/-5690y.B.P.である（^{14}Cの計数は3700秒間で2個）．このように，人工グラファイトおよびセイロン産グラファイトについての^{14}Cバックグラウンドは6万年前を越えている．

一方，地層中や遺跡の発掘で採取された樹木片試料について，特に古い^{14}C年代値は59000～67860 y.B.P.の範囲に分布している（図は省略）．これらの^{14}C年代値は，前章で述べた人工グラファイトやセイロン産グラファイトの^{14}C年代値に比較して，やや若い．すなわち，樹木片の方が^{14}Cバックグラウンドが高い．これは，樹木片の方がグラファイトに比べて，試料調製の操作過程が多く現代炭素による汚染の可能性が高いためと思われる．これらの天然試料の真の年代は不明であるが，恐らく6～7万年前より古いと想像される．



充分に古い炭素試料のみかけ上の加速器^{14}C年代（^{14}Cバックグラウンド）

P 1 博多における縄文海進以降の海岸線の変化と埋積速度

磯　望（西南学院大学）下山正一（九大・理）大庭康時（福岡市教委）
井澤洋一（福岡市教委）池崎譲二（福岡市博物館）小林茂（九大・養）
佐伯弘次（福岡大・人文）

Iso, N., Simoyama, S., Ohba, Y., Izawa, Y., Ikezaki, Z., Kobayashi, S. and Saeki, K.; Chronology of local progradation of the coastal low land shore line along Hakata Beach, Hakata Bay, northern Kyushu.

〔調査地域〕

博多湾南岸に位置する博多の市街地は，縄文海進期にはほとんどの範囲が海域となり，博多湾シルト層（下山，1989）を堆積した後，那珂川と御笠川（比恵川・石堂川）の三角州の成長に伴なって形成された海岸低地である。この地域は近年博多遺跡群として指定され，福岡市教育委員会により継続的な発掘調査が行なわれてきた。この低地の表層は，三角州の陸化過程に堆積した箱崎砂層とこれを覆う盛土層（文化層）から構成されている。表層地質・微地形構成・遺構の年代などは，発掘調査から明らかにされ，更に，文献史料や古地図からも，海岸線を推定する手掛りを得ることができた。縄文海進期以降明治時代までの海岸線の発達を明らかにし，第四紀学的には新しい歴史時代を中心とする地形変化を検討するための資料としたい。

〔旧汀線の年代と位置の決定〕

博多では，図に示すように比較的密度の高い考古学的発掘調査が既に実施されている。①遺構の年代とその性格，②表層地質の層相・葉理・生痕などの観察，③文化層埋没以前の地表の起伏，などは発掘調査に伴って決定・実施することができた。その結果，石塁遺構のように，年代と海岸線の位置双方の推定に利用できるもの（13世紀後半）も最近発掘された。また，箱崎砂層の観察から，旧浜堤とこれを覆う風成堆積物も確認され，その海側の傾斜変換線の位置も決定することができた。

大部分の遺構の年代は，海岸低地の陸化の上限の年代を示したものにすぎないが，埋没地形の傾斜変換線の位置と，遺構の初現の年代の上限の空間的分布は，比較的よく一致していた。これらの関係を利用して，旧汀線の年代と位置を特定した。

また近世以降の海岸線は，正保年間と慶長年間に作成された市街図から比定することができた。これらは沿岸州の形成についても描写しており，海岸部の地形変化過程を示すよい資料となっている。

〔海岸線の埋積速度〕

博多の縄文海進の終了期の海浜の位置は，箱崎砂層の外縁で示される。その年代は博多湾シルト層産貝化石と箱崎砂層産木片の^{14}C年代値から，3,000年

前頃（誤差17%）となる。

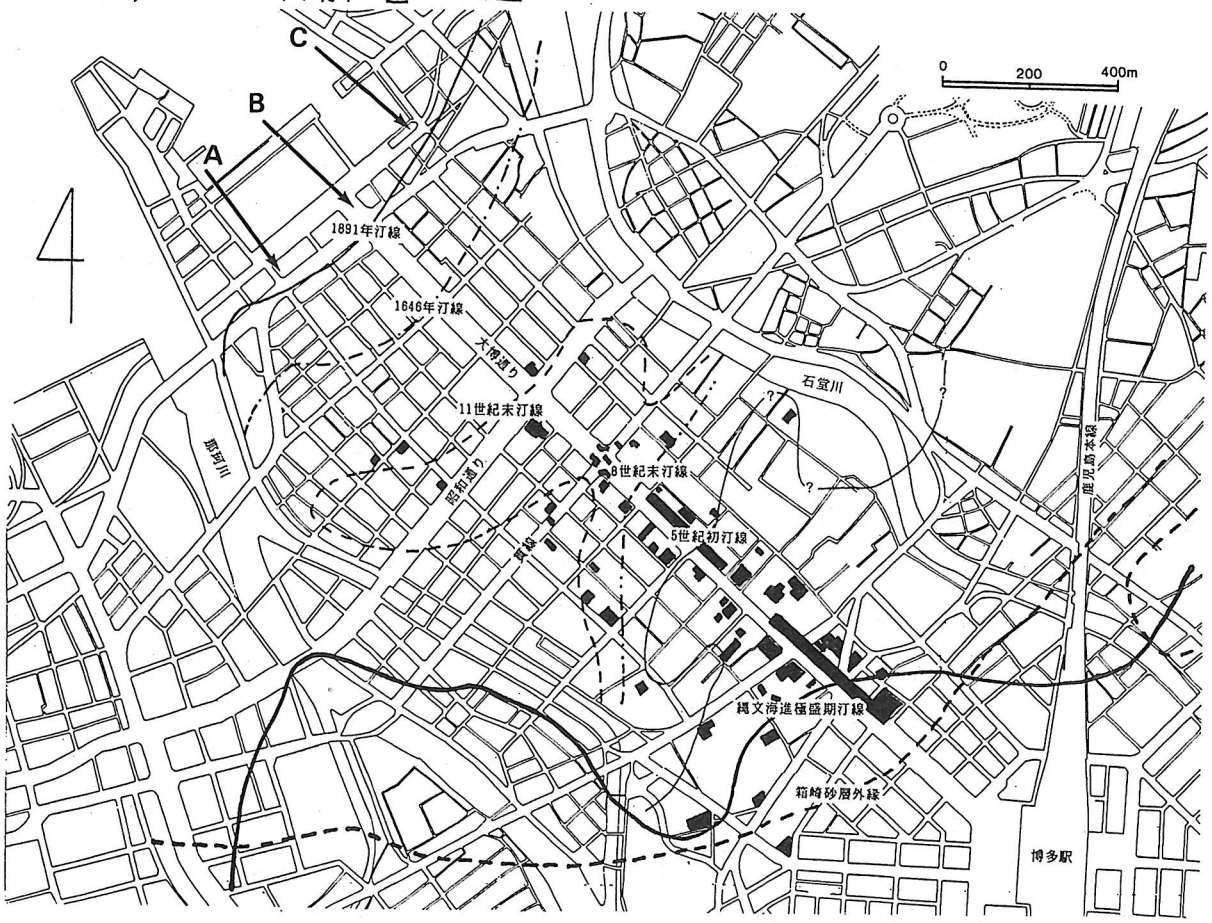
これ以後の博多の海岸線は，ほぼ0.4～0.7m／年の速さで海側へ張り出すが，11世紀頃と17世紀には，急速な堆積が認められた。前者は古代都市博多が貿易を中心に発展する時期に，後者は石堂川の人工改削の時期にそれぞれ対応する。

これらの時期を除けば，博多の海岸線は，数百年単位でみると，比較的一定の速度で堆積されて，新たな海岸低地を作り出していたことになる。

博多地域推定海岸線の前進量と速度

年代 年代間隔	A須崎付近 (那珂川右岸)	B市小路付近 (大博通り)	C堅町筋 (石堂川左岸)	地図 備考
1891年 (192年間) 1699年	148m 0.77m／y	124m 0.64m／y	156m 0.81m／y	明治図海岸線 元禄図海岸線
1699年 (53年間) 1646年	16m 0.30m／y	104m 1.96m／y	60m 1.13m／y	元禄図海岸線 正保図海岸線
1646年 (550年間) 11世紀末	248m 0.45m／y	288m 0.52m／y	296m 0.54m／y	正保図海岸線 砂丘Ⅲ海側限界
11世紀末 (300年間) 8世紀末	測定不能	340m 1.13m／y	344m 1.15m／y	砂丘Ⅲ海側限界 微高地Ⅱ海側限界
8世紀末 (400年間) 5世紀初	64m 0.16m／y	176m 0.44m／y	112m 0.28m／y	微高地Ⅱ海側限界 砂丘Ⅱ海側限界
5世紀初 (1400年間) 前11世紀末	400m 0.29m／y	670m 0.49m／y	760m 0.54m／y	砂丘Ⅱ海側限界 箱崎砂層内縁

年代別海岸線位置推定図



■は発掘調査位置（一部試掘を含む）を示す。

P2 アズキ火山灰ガラスの選択的淘汰

西田史朗（奈良教育大・地学）

Shiro NISHIDA; Selective Sorting of Azuki Volcanic Glass Shards

日本の鮮新・更新統を代表する大阪層群を上部下部に分けるアズキ火山灰層とその相当層は近畿地方に広く分布する特徴のある層相の火山灰層である．アズキ火山灰層の火山ガラスは無色の火山ガラスと茶色に着色した有色火山ガラスからなり，その比率は層内層位で一定の傾向を示して変わることが知られている（横山・楠木，1969）．

無色火山ガラスは透明で形態的にバブルウオール型とパミス型を示し，その比率は層内層位によって大きく変わらないが，有色火山ガラスは薄茶色の透明な火山ガラスから茶色，濃茶色さらに不透明な黒色の火山ガラスまで幅広い色相を示す．形態的にも有色火山ガラスはバブルウオール型・パミス型をはじめとして連球型，液滴型まで多様な姿を示す．アズキ火山灰層では連球型，液滴型火山ガラスは，濃く着色した火山ガラスとして多く見られる．

またアズキ火山灰層は静水域に降灰し成層堆積したものと，流水域で著しい斜交葉理を示して堆積したものがある．前者は基底部に粗粒で白色の火山ガラス部をもち，上部へ移るにつれて特徴的なアズキの色調を深め，少なくともふたつ以上の降灰ユニットを区別することができる．後者は白と黒の著しい斜交葉理で特徴づけられ，含泥率も高かく流水下の運搬堆積が認められる．

ここでは静水域堆積性アズキ火山層として京都市西京区桂原秤谷町のものを，また流水域堆積性アズキ火山灰層として京都市伏見区深草郷ノ山町のアズキ火山灰層をとり上げる．

エネルギー分散型X線マイクロアナライザー（ＥＤＸ）による化学組成分析では，静水域堆積性アズキ火山層の無色火山ガラスの化学組成比は垂直方向で安定しているが，有色火山ガラスでは化学組成比の変動幅が大きいものの系統的に変化することが知られている（西田・和田，1991）．ところが流水域堆積性アズキ火山灰層有色火山ガラスの化学組成比は，無色火山ガラスの化学組成比に近づき，静水域堆積性アズキ火山灰層で見られた系統的な変化が不明瞭になってくる．とりわけ変動幅を大きくしていた濃く着色した火山ガラスの淘汰消失が著しい．

一般に淡く着色したアズキ火山ガラスは，球殻の厚いバブルウオール型を示すが，濃く着色したそれは連球型あるいは液滴型を示す．このことは流水域での両火山ガラスの流体力学的な異質な振る舞いが予想され，運搬過程で分級を予測させる．さらに濃く着色したアズキ火山ガラスは，物理的機械的にも脆い様子で，運搬時の破壊が選択的に進行したと考えられる．

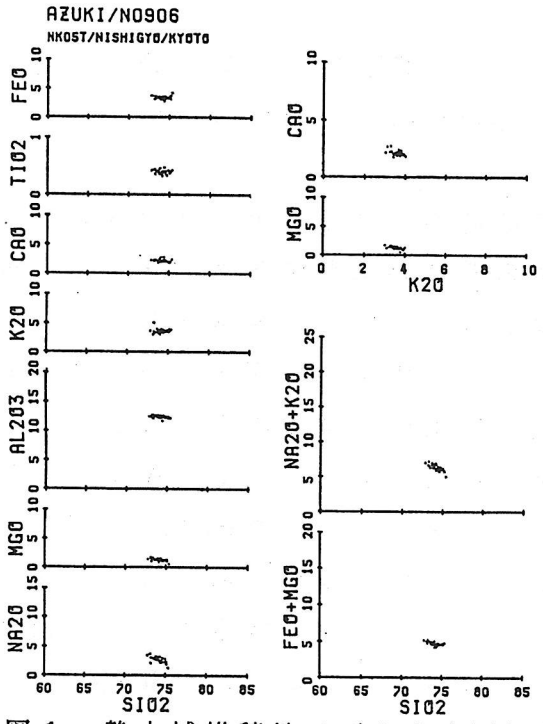


図１．静水域堆積性アズキ火山灰無色・有色ガラスの化学組成．
京都市西京区樫原秤谷町の基底から５cm層準．

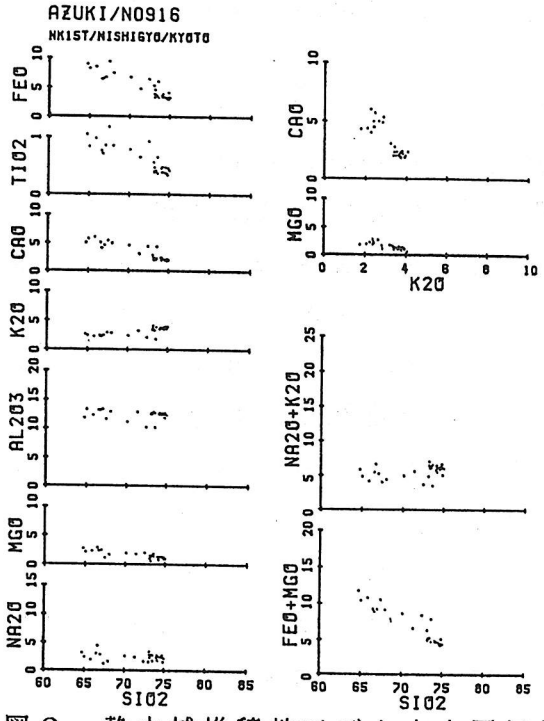


図２．静水域堆積性アズキ火山灰無色・有色ガラスの化学組成．
京都市西京区樫原秤谷町の基底から１５cm層準．

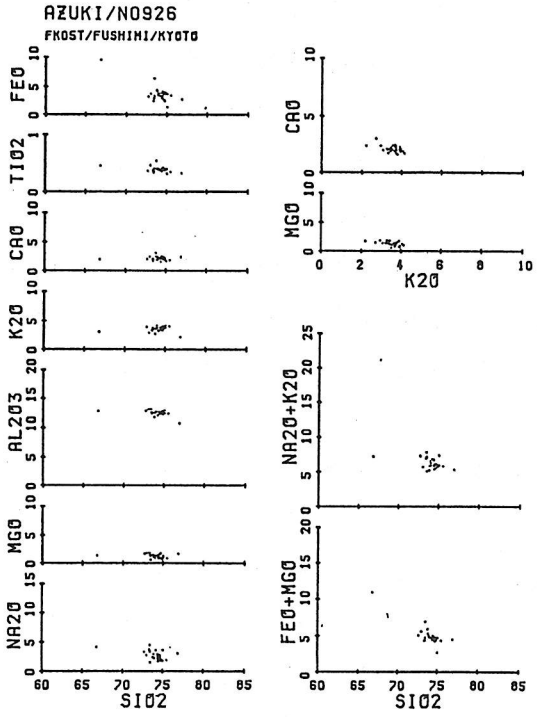


図３．流水域堆積性アズキ火山灰無色・有色ガラスの化学組成．
京都市伏見区深草郷ノ山町の基底から５cm層準．

P3 大野原湿原泥炭中の無機物組成

渡辺栄次（名工試・土壌）

Eiji WATANABE; Inorganic Material Compositions of Peat Profiles at Tsukude-Onohara Moor

I. はじめに　愛知県南設楽郡作手村にはかつて大野原湿原と呼ばれた太平洋側で最も大きな湿原があり、最大数mの厚さの泥炭が蓄積している。現在、湿原は水田として利用され、また水田下の泥炭は土壌改良剤として採掘されている。また、泥炭の下には未固結の多量の粘土層が存在する。数年前から大野原湿原研究会を中心に、この湿原の性質や特徴を明らかにし、その生成環境の再現を目的として、総合的な調査を続けている。この結果、泥炭層には姶良Tn火山灰（AT）、鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）を始め、未同定を含めて数枚の火山灰層を含むことが確認され、また^{14}C年代測定により３万年の古い湿原であることが明らかにされている。演者は研究会の中で、湿原堆積物の起源、堆積後の変化、堆積環境を明らかにするために、無機成分の組成などの面から検討している。

本報告は、機械ボーリングコアやモノリスで採取した堆積物に含まれる無機物（粘土鉱物及び化学成分）の組成について得られた結果を報告する。

II. 実験　機械ボーリングコアを採取したA地点は泥炭が最も厚く堆積した場所（地表下３２８cmまで、下部は青灰色粘土層）であり、^{14}C年代測定により約３万年間の堆積物からなっている。B地点は泥炭層が９０cmから１４５cmの間にあり、その上下は粘土層である。泥炭は２３０００年から２８４７０年の間に堆積したものである。C地点は地下２００cmまで泥炭層で、その下は砂層である。約１万年までの若い泥炭が堆積している。BとC地点はトレンチ断面モノリスを採取した。これら３地点から得られた湿原堆積物を２cmまたは４cmごとに分画し、風乾後、粉砕し、７０メッシュの篩を通して分析試料とした。

粘土鉱物の同定は、過酸化水素水による有機物分解を施したふるい分け試料を常法により水中分散して分画し、その粘土画分について、X線回折法により行った。また、同試料の示差熱、熱重量法（ＤＴＡ－ＴＧ）も併せて行った。

化学成分の分析（全分析）用の試料は上記試料を更にタングステンカーバイトをコーテングしたボールミルによって微粉末になるまで粉砕したのち、真空乾燥した。それぞれ粉末試料　０．９ｇを５．１ｇのセルロースパウダーに加え、ボールミルで３分間振動混合した後、油圧プレスでアルミニウムのリング中に固定した。化学成分を蛍光X線分析装置を使って測定した。

III. 結果及び考察　粘土画分のX線回折結果、泥炭層では花崗岩起源の

一次鉱物である石英、黒雲母及び長石が認められた。二次鉱物として、1：1型粘土鉱物であるカオリン鉱物（カオリナイトまたはハロイサイト）及び2：1型粘土鉱物であるバーミキュライトとAl-interlayerバーミキュライト、雲母族（イライトの可能性もある）のピークが認められた。更にギブサイトのピークがほとんどの層で確認された。これらは湿原の周りの花崗岩の風化生成物と考えられ、風化系列の観点から、黒雲母からまずバーミキュライトが生成し、さらにカオリン鉱物となったものと考えられる。Al－interlayerバーミキュライトはバーミキュライト層間にアルミニウム化合物を取り込んだ形態のもので、強い酸性条件下でバーミキュライトが一部風化変質し生成されたと考えられる。また、長石からもカオリン鉱物が生成した。ギブサイトは最終風化産物と考えられるもので、極めて降水量が多く、温暖な状況下においてカオリン鉱物が分解して生成する。ギブサイトが多いことからこの泥炭は風化がかなり進んだ状態にあることを示している。

ATやK-Ahなどの火山灰層では、X線回折、示差熱－熱重量分析結果からアロフェンが同定された。火山ガラスの存在が認められ、そのほかの成分は少なく、ほとんど純粋な層であることから降灰層準の可能性が高いと考えられる。

無機成分の全分析結果に基づき、風化抵抗性の高いTiO_2含有量を基準として他の成分との比を取り、それぞれの成分量比を^{14}C年代値と対応させて泥炭断面内における変遷を検討した。但し、水田作土層及びその直下では水田耕作に伴う鉄、マンガン、カルシウムなどの無機成分の断面分化が認められるので、この人為的な影響は除いた。また、AT火山灰層などでは、ガラス成分であるナトリウム、カルシウム、カリウム、珪素などが特異的に高いピークとして現われる。鉄やマグネシウム、アルミニウムはピークとしては現われない。

有機物含量をみると、２万年以前の泥炭層では５５％前後の値であった。各無機成分も大きな変化は認められないことから最終氷期の低温条件下で、安定な泥炭生成が進行していたと考えられる。その後、１万年前後には有機物含量は20数％に低下した。温暖化に伴い有機物の分解が大きくなり、堆積物中の有機物量に比べて、無機物量が相対的に増加したものと考えられる。

3600年前以降、有機物含量は再び大きく増加し、60％程度の値となった。湿原は水深が深くなり、安定な状態が保たれていたと考えられる。が、2900年頃洪水などにより土砂の流入があったことがマグネシウム、カリウムなどの成分の増加から明らかになった。