S 1　シンポジウム "高精度年代測定と第四紀研究" 基調報告

町田　洋（東京都立大）

Opening Address, Symposium "High Resolution Dating for Quaternary Research"

Hiroshi MACHIDA (Tokyo Metropolitan University)

1.　シンポジウムの趣旨

このシンポジウムは、高精度年代決定に関わる新しい年代測定法、およびそれらの第四紀学的意義について、最近の成果をレビューし、今後の方向を探るところに目的がある。

周知のように、第四紀年代測定法の最近数十年間の進展は、第四紀学および関連諸歴史科学の発展を促す大きな要因となった。1980年代の後半までには、わが国でも諸外国でも、主要な第四紀の地層・現象には年代値が付与されたが、それ以後、新たな測定法の発展、測定値の大量生産によって、従来の編年が大幅に見直される段階に入った、とみることができる。さらに第四紀古環境研究の現代的意義が重要視されるようになった現在、過去の諸現象発生の由来と影響を解析するためには、年代測定の高精度化が必須であることは論を待たない。過去2000年間の古環境研究には、少なくとも十年、できれば年あるいは季節単位の分解能をもつ年代決定が、またそれより古い時代についても従来より高い精度の年代決定が要求されるのは当然である(IGBP-PAGES, Rept. 19)。

ところで年代測定法が発達し、多彩な成果が得られるようになると、おなじ地層や現象に異なった年代が与えられる場合が生じ、新たな混乱を生む事態を避けることができない。こうした混乱を解消し発展を期すために、各方法についての理解を深め、何が最も有意義であるかの討論を行う必要がある。

異なった方法で同一現象を年代測定し、それらの異同を検討することは、諸方法のもつ特質（精度、問題点）を明かにするばかりでなく、各年代測定の原理にかかわる現象の解明にまで導き、新たな発展を促す場合がある。たとえばYounger Dryasについての、C-14法とmass spectrometryによるU-series法とのクロスチェックは、グローバルな物質循環問題に興味ある話題を提供している。

このような観点から、本シンポジウムでは次の諸点をつよく意識して今後何をなすべきかを討論したい。

1）各方法について国際レベルおよびわが国での現状と問題点をレビューする。2）年代測定の前提条件、年代値の信頼性をチェックする方法、各方法で達成可能な測定精度に言及する。3）最近の数千年間についてはできるだけ暦年を明らかにする。4）可能な限り、広域にわたる共通のdatum level、たとえば、B/M boundary、鍵テフラ層、特定生物の出現と消滅、isotope stage, Younger Dryasなどについての高精度年代決定を主題とする。5）他の測定法による年代値との異同をチェックし、その由来を考察する。

2.　日本における諸鍵テフラ層の噴出年代にかかわる諸問題

火山地域とその周辺地域で第四紀編年を行う場合、広大な地域に分布するテフラ層が、水陸にまたがる重要な基準を与える。図1は、過去およそ30万年間の日本周辺のテフラ層序と編年の成果を示したものである。ここに示した噴出年代・層位は、さまざまな測

定法によって得られた年代に加えて、テフラ間の層位関係、気候・海面変化史中のテフラの層位（テフラの有孔虫殻酸素同位体比編年や花粉層序さらに諸地形面層序などでの位置）などから総合したものである。一義的に噴出年代が決定しているテフラはむしろ少なく、どのテフラの年代も今後改良されるに違いない。各指標テフラの噴出年代を独立の方法でかつ高精度で測定することは、ローカルな編年のみならず、グローバルな第四紀編年の精度を高めることに多大な寄与をするものである。研究の進展が望まれる由縁である。

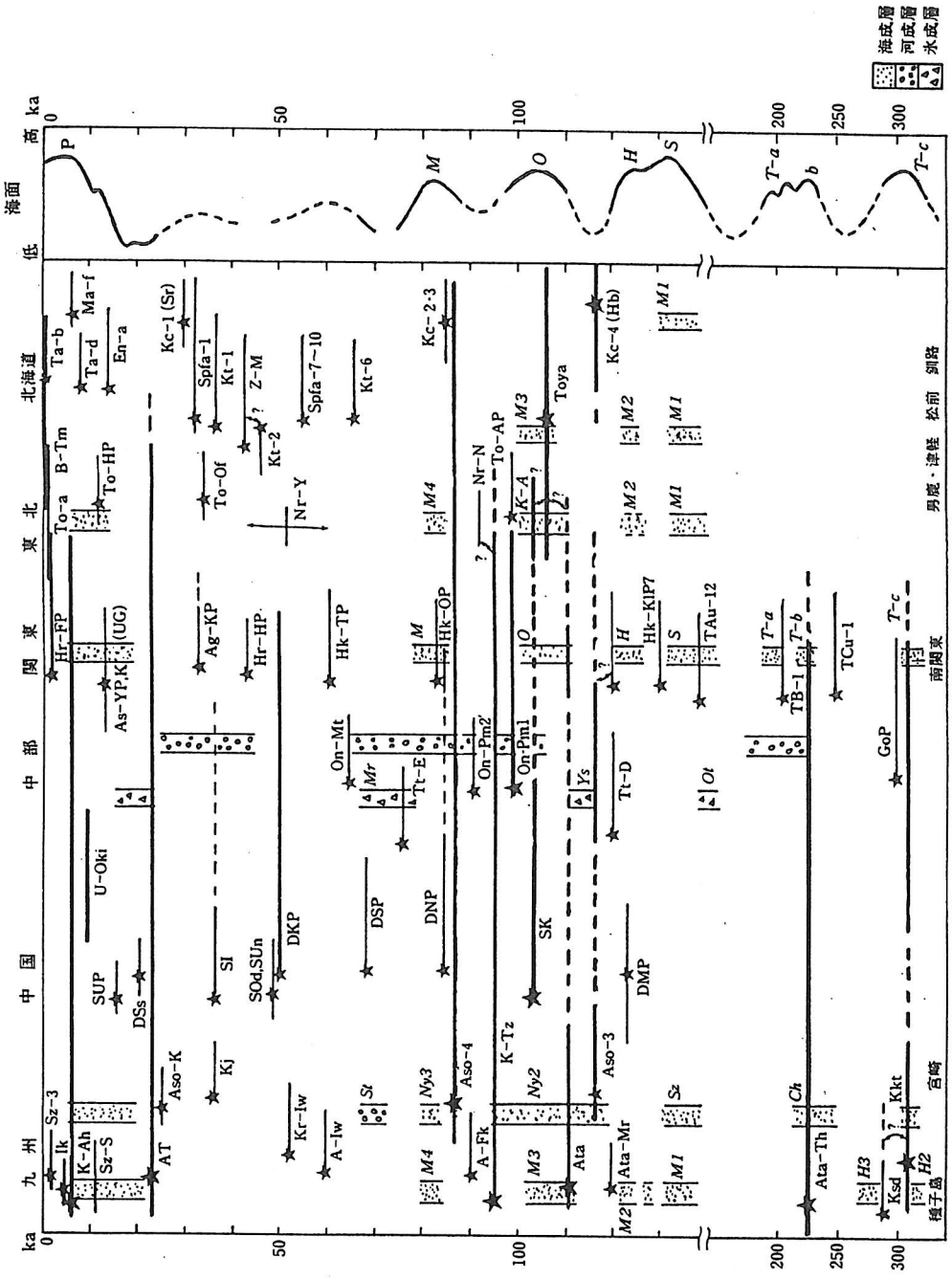


図1. 広域テフラを中心とした過去約30万年間の日本層序編年図.
Ch：茶臼原，*H*：引橋，*H2, 3*：高位段丘2, 3，*K-A*：鬼界-安田，*M*：三崎，*M1-4*：中位段丘1-4，*Mr*：室堂火成堆積物，*Ny2, 3*：新田原2, 3，*O*：小原台，*Ot*：大谷原火成堆積物，*S*：下末吉，*St*：西都原，*Sz*：三財原，*T-a, b, c*：多摩a, b, c，*Ys*：横尾火成堆積物．テフラ略号は第II編参照．[Machida (1991) を補訂]

S2　わが国における年輪年代法

光谷拓実（奈良国立文化財研究所）

Takumi MITSUTANI; Dendrochronology in Japan

1. はじめに

樹木の年輪は、毎年一層ずつ形成される。その幅は年によって広かったり、狭かったりする。この年輪の変動変化に着目し、年代を割り出す方法を考え出したのが、アメリカの天文学者、A・E・ダグラスであった。今世紀はじめのことである。

彼がはじめたのは、年代不明木材の年輪が今から何年前に形成されたものか、それを確定する年輪年代法（Dendrochronology）と、さらにその年輪のできた年の気象を推定復元する年輪気象法（Dendroclimatology）とであった。年輪年代法は、C^{14}年代測定法や熱ルミネッセンス法などのように内在する複雑な仮定は何もないので十一何年といった統計的誤差は原則として発生しない優れた方法である。彼によって創始されたこの研究は、1937年アリゾナ大学に設置された年輪研究所を中心に著しく進展した。さらにその後、ヨーロッパにも及び、現在では世界20か国以上において、この分野の研究が実施されている。

日本においては、ダグラスの業績を知った建築史や気象学、あるいは、林学などの分野の研究者のなかに、試行的研究を実施するものがあらわれた。しかし、それらは、広範な継続的な研究には発展せず、大きな成果をもたらすまでにはいたらなかった。それは、「日本のように湿潤温暖の気候のところでは、樹木の年輪は特定の気候変化を反映しにくい。そのうえ地勢が複雑で、地方ごとに降雨量の多寡の差がはげしいことも、年輪法の発達を阻んでいる」とする考えが、一般に受け入れられていたためであった。

このような状況のなかで、奈良国立文化財研究所では、年輪年代法の可能性あるいは限界を確認するため、1970年ごろに一度研究テーマにとりあげたことがあったが、本格的な研究の開始までにはいたらなかった。その後、10年のちの1980年にふたたび試行的研究を再開、この分野の研究が日本でも十分実施可能であることを確認し、1985年からは、本格的研究に着手し、日本各地の考古学、建築史学、美術史学、地形地質学などに関連した木材の年代測定にその威力を発揮している。

2. 原理

樹木、とくに、ヒノキ、スギなどの針葉樹の横断面には、色調の濃淡としてあらわれた1年を1単位とする生長輪、すなわち年輪をみることができる。この年輪は、樹種、樹齢、立地、気象、結実、病害虫など、さまざまな要因

によって、年ごとに変動変化するが、とくに、形成年における気象環境の違いを反映して、その構造と生育量に変化が生ずる。この年輪幅の変化は、経年的に過去に遡って調べてみると、生育環境の共通する一定の地域内においては、樹種ごとに固有の共通した変動パターンをえがく。したがって、このような特性をそなえた樹種ならば、それぞれの材の年輪変動パターンを作成対比することによって、同年代に生育した年輪かどうかの判定が可能となる。この同年代に生育した複数個体（普通、20点前後）の年輪を総平均すると、標準になる年輪の変動パターン（以下、標準パターンと略称）を作成することができる。さらに、現生木、古建築部材、遺跡出土木材などから作成したこの標準パターンのあいだで、同じ変動パターンをもつ年代部分を相互に照合し、合致した部分で重ねあわせ、連鎖していくと、過去に遡った長期におよぶ連続した標準パターンを得ることができる。こうして作成した一連の標準パターンでは、現生木の伐採年代は判明しているから、これを構成する年輪の暦年はすべて確定していることになる。これが年代を割り出すときに基本となる暦年標準パターンである。

この暦年標準パターンができあがっておれば、任意の樹木、たとえば遺跡出土材をとりあげ、その年輪幅を計測して年輪パターンを作成、この年代未知パターンと暦年標準パターンとを照合し、双方の年輪パターンが合致する年代部分を発見することができれば、暦年標準パターンのなかの年輪データの暦年は確定しているから、合致部分の暦年を年代未知パターンにあてることによって、試料とした遺跡出土木材の最終形成年輪の暦年を決定することができる。したがって、年輪年代法においては、暦年標準パターンの作成が第1段階の、そして不可欠の重要な作業となる。ちなみに、アメリカでは、現在から8200年前までのヒッコリーマツの暦年標準パターンが、ドイツでは、約10000年前までのナラ類の暦年標準パターンが作成されている。

3、樹種の選定

年輪年代法が適用できる樹種は、同年代に形成された年輪パターンのあいだに有意な相関関係が存在しなければならない。そこで、コンピューターによる相関分析手法を採用して樹種別に検討した結果、これまでのところ針葉樹12種類（ヒノキ、サワラ、アスナロ、ヒノキアスナロ、クロベ、ツガ、スギ、カラマツ、エゾマツ、トドマツ、ヒメバラモミ、コウヤマキ）と広葉樹2種類（ミズナラ、ブナ）が判明している。この数は、今後の検討によってさらに増えるであろう。これらの樹種のなかから長期にわたる暦年標準パターンを作成するとなると、ヒノキ、スギ、コウヤマキの3樹種に限られてくる。これらの樹種は、他の樹種にくらべて古代から現代にわたって幅広く使用されてきた樹種であり、しかも樹齢が長く、植生分布も広いことなどから

長期の暦年標準パターンの作成が可能である。現在のところ、ヒノキが現代から紀元前734年まで、スギが現代から紀元前651年まで、さらにコウヤマキが741年から22年までのものが作成済みである。

現在では、これらの暦年標準パターンを応用して、青森から福岡あたりまでの広い地域において、考古学、建築史学、美術史学、地形地質学などに関連する木材の年代測定を実施し、多くの成果をあげている。

4. 標準パターンのネットワーク

1地域で作成した暦年標準パターンが遠く離れた地域のものと高い相関関係がみられれば、その適用範囲が広くなることであるから、年輪年代法の研究には有利である。また、1種類の樹種で作成した暦年標準パターンが他の異なった樹種とのあいだで有意な相関関係にあれば、1種類の暦年標準パターンでもって、他樹種の年代測定が可能となり、これもまた年輪年代法にとって有利に働くことになる。いずれにしても、これらの検討は、年輪年代法にとって不可欠である。まず、木曽系ヒノキの暦年標準パターンを基準にしてみると、約400km離れた高知県魚梁瀬産のヒノキやスギの標準パターン、約520km離れた秋田スギの標準パターンや、約700km離れた青森県下北半島のヒノキアスナロの標準パターンとも照合が成立することが判明している。つまり、本州中央部の木曽や裏木曽で採取した試料で作成したヒノキの暦年標準パターンは、紀伊半島や四国、さらに秋田、青森あたりの年代未知試料の年輪年代を確定できる可能性のあることを示している。

長期におよぶ暦年標準パターンを作成すると、これを用いて様々な木材試料（遺跡出土木材、古建築部材、美術作品、埋没樹幹など）の年輪年代を確定することができる。

ここでは、埋没樹幹の年輪年代について紹介する。埋没樹幹は、過去の自然災害によって埋没したものであるから、年輪年代が判明すれば、その発生年が確定でき、災害予知にとって重要な年代情報となる。

5. 埋没樹幹の年輪年代

日本各地で、地中深く埋れたスギやヒノキの大木がしばしば発見されることがある。これらは古いものだろうと推定して、神代スギや神代ヒノキと呼んでいる。その多くは、過去の火山噴火や地震、大雨などによる泥流、土砂崩壊、斜面崩壊などで埋もれたものである。いわば自然災害の生き証人である。

a 山形県最上郡出土の埋没スギ

1982年6月、山形県最上郡真室川町秋山の原野で統合中学校建設予定地の整地工事がおこなわれた。この時、地下6mから多数のスギが埋没した状況で発見された。なかには、根元の直径が3m、樹高が40m以上のものもあっ

たと伝えている。現在そのうちの1本が真室川町立歴史民俗資料館に保管されている。東北地方の遺跡出土木材の年輪データを使って作成したスギの暦年標準パターン（405年～1285年）と照合した結果、最終形成年輪が850年のものであることが判明した。さらに、最終形成年輪のなかの細胞の形成状況を顕微鏡下でみてみると、春材と夏材がともにできているので、850年から翌851年の秋から初春にかけてのあいだに多数の巨木を埋没するような災害が発生したのである。

記録によると、嘉祥三年（850）10月16日に発生した大地震で、出羽国に多くの圧死者が出て、国府（山形県酒田市にある史跡城輪柵）の城柵も傾き壊れたという。中学校建設予定地の地下6mから発見された埋没スギは、この嘉祥三年の地震の証人とみてよかろう。

b　長野県飯田市上郷出土の埋没ヒノキ

1990年8月、長野県飯田市の林務課の寺岡義治氏から5点の埋没ヒノキの断片が年代測定用のため送られてきた。このうち最終形成年輪の残っていたものが2点あり、木曽系ヒノキで作成した暦年標準パターン（1009年～1984年）と照合したところ、いずれも最終年輪が形成された年が1585年であることが確定できた。さらに、顕微鏡で最後の年輪の細胞の形成状況を観察すると、その年の秋から翌年の4月ごろまでのあいだに枯死した樹木であることも確認できた。

『理科年表』（昭和56年版）の「日本付近の被害地震年代表」をみると、「天正13年11月29日（1586年1月18日）、畿内、東海、東山、北陸諸道：飛騨白川谷で山くずれ、城、民家300余戸倒壊埋没、多数圧死。大垣壊家多し、尾張長嶋被害大。近江長浜で数十人圧死。阿波にも地割れ余震は年をこえてもやまなかった。」と記している。埋没ヒノキ2点の年輪年代からみて、これらの埋没ヒノキはこの天正13年の大地震によって発生した山崩れに巻き込まれ、土中に埋ったものと見てよかろう。

今後、日本列島各地で過去に発生した自然災害に関する情報を集めていく上で、年輪年代法の果たす役割は大きい。

S 3　天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼堆積物

福沢仁之（都立大・理・地理）

Hitoshi FUKUSAWA : Lake Sediments as an unartificial good timekeeper and detector of environmental changes

［１．はじめに］1993年は異常気象にみまわれたが、これが気候変動に結び付くとは一般には考えられておらず、気候は百年あるいは千年という長い期間にゆっくりと変わるものと考えられている．しかし、グリーンランドの氷床中の酸素同位体分析結果によれば、地球の年平均気温はわずか50年で７℃上昇した報告（Dansgaard et al.,1989）もあり、実際の気候はかなり劇的に変動している．いままで気候がゆっくりと変動するという暗黙の了解が出来上がった背景には、分析の精度とくに時間精度が数百年とか数千年のレベルであったことが挙げられる．したがって、気候変動のスピードとその実態を明らかにするには、より細かな精度でしかも寒暖や乾湿の変動を直接検出する指標を使って古気候の復元を行わねばならない．

［２．環境変動検出方法］前述の背景に基づいて、1年～数年単位で古気候や古海水準などの環境変動を復元できる試料を分析して環境変動のスピードを検出することが必要である．また、気候変動の指標としては寒暖や乾湿が挙げられるが、これらの関係はまだ漠然としており明らかにする必要がある．日本列島の気候変動を考察する場合、とくに乾湿は日本海における対馬暖流のパルス的な消長にその原因がある．日本海側の汽水湖沼堆積物は、陸上からの栄養塩の継続的な供給によってプランクトンの生産が活発で堆積速度が大きいため、細かな層序単位の分析が可能である．汽水湖の湖底で晶出する鉄鉱物の組成（海水環境では黄鉄鉱(pyrite,FeS_2)・方解石（calcite,$CaCO_3$）、淡水環境では菱鉄鉱(siderite,$FeCO_3$)・藍鉄鉱(vivianite,$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$)）を検討することによって過去の海水準変動が検出でき、その堆積物は天然の検潮儀記録になりうる．また、集水域が小さく、特定される湖であれば、集水域での降水量変動が直接的に湖に流入する陸域起源粘土鉱物量に反映して、その堆積物は天然の雨量計記録になりうる．一方、周辺に粗粒堆積粒子の流入を妨げる高まりをもつ湖沼の堆積物の粒度はシルトサイズ以下を示す．このため、その粘土鉱物組成は中国大陸起源の黄砂量変動を示し、東アジアにおけるモンスーン変動を指示する指標（福沢・小泉、1994）になり、この堆積物は天然の寒暖計・集塵計記録にもなりうる．すなわち、日本海側の汽水湖沼堆積物は、対馬暖流の消長を決定する海水準変動・汽水湖周辺の乾湿（降水量）変動・黄砂フラックスの変動（中国大陸の乾湿変動）を記録して天然の環境変動検出計記録である．

［３．高精度編年方法］１年～数年単位の時間を知る堆積物として、生物擾乱作用に受けない年縞（non-glacial varve）堆積物が有効である．この年縞堆積物は福井県水月湖ピストンコア（SG2）（全長11m）で発見され、細かな^{14}C分析によって年縞であることが明らかにされた（福沢・北川、1993）．なお、先史時代の堆積物に比べて圧密を受けにくい歴史時代の湖沼堆積物は、年縞がはっきりせず、暦年読み取りが困難な場合が多い．しかし、水月湖の場合には表層堆積物に古文書に残された内陸被害地震・洪水・土木工事のイベントが容積・粒子比重や粘土鉱物組成の異常スパイク値として記録されていた（福沢ほか、1994）．年縞堆積物とイベント記録を併用すれば、先史時代以降現在までの１年～数年単位の編年が可能である．一方、気候変動の実態を１年単位で明らかにできることは、数値解析に基づいてそれらの周期性も明らかにできることを意味しており、対馬暖流の消長と日本列島あるいは中国大陸の乾湿変動との間の関係について、タイムラグを含めて明らかにできる．

［４．鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰層の堆積年代］前述の暦年読み取り方法に基づいて、水月湖コア中に認められる鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰の降灰年代は現在より7324年前を示す．アカホヤ火山灰層上下の有機物の^{14}C年代は6818年±94年（北川浩之、未公表）であり、この年代差は当時と現在との大気中の^{14}C濃度の差によるものと考えられる．

［５．歴史時代（過去2000年間）の寒暖・乾湿・海水準変動］水月湖で採取された

ピストンコア（SG2）の上部コアを用いて分析した．紀元0年以降の歴史時代の気候変動を1年～数年単位で取り扱う理由は、日本や中国大陸での古文書記録を使って検証することができるためである．これらの検討結果を図1～4に示す．以下の10点が特徴として挙げられる．1)西暦300年～800年および西暦1050年以降の中国大陸内部は、その前後に比較して乾燥（寒冷）していた．ただし、西暦1500年前後は一時的に湿潤（温暖）化した（図1）．2)中国および日本の歴史古気候記録に基づいた寒暖変動（吉野、1982）と今回の結果を比較すると、両者に矛盾は認められない．とくに、西暦900年と西暦1100年の急速な寒冷化は存在したことが明確になった（図1、図2）．3)西暦1610年～1880年の小氷期(Maejima and Tagami,1986）の中国大陸内部は乾燥（寒冷）化しているが、日本の歴史記録に認められるような小氷期内の変動は認められない（図4）．5)放射性炭素（^{14}C）の生産量から推定される太陽黒点数極小期（ウォルフ、シュペーラー、マウンダー）における中国大陸内部は必ずしも乾燥（寒冷）化を示さない（図3）．6)地震など急激な地殻変動による局地的な海水準変動を除いた場合、日本海の海水準は3世紀中頃、9世紀前半、12世紀後半、14世紀前半、16世紀初頭および19世紀後半にやや上昇しており、これらの時期はいずれも中国大陸内部が湿潤（温暖）化する時期に相当する（図2）．7)水月湖周辺では西暦737年、762年、836年、844年、852年および856年に干ばつが起こっている（三方町史、1990）が、これらの古文書記録と粘土鉱物組成による降水変動との間に矛盾は認められない．8)中国大陸内部が湿潤化し、海水準が上昇する時期の水月湖ではいずれも降水量が増加している（図1、図2）．9)中国大陸内部へ水蒸気をもたらすモンスーン活動が停滞し、海水準が低下している時期にも降水量が増加することが認められるが、これは日本における古気候記録（Maejima and Tagami,1986）との比較から、冷涼な夏季の降水が原因であると考えられる（図4）．10)小氷期の降水量がそれ以前に比較して変動が少ない原因は、夏季の降水と冬季の降雪が補完しあった結果（Maejima and Tagami,1986）であると考えられる（図4）．

［6．先史時代（過去8788年間）の寒暖・乾湿・海水準変動］ 中国大陸内部が湿潤（温暖）化は著しい時期は7000年前と1000年前であり、水月湖周辺で降水量が増加しはじめる時期は8300年前以降である（図5）．この原因は海水準の上昇が8300年前から顕著になったためであると考えられる（図6）．中国大陸内部へ影響をおよぼすモンスーン活動の活発化に先だって、海水準の上昇にともなう対馬暖流の流入量の増加は日本海沿岸の気候に大きな影響を与えている．海水準上昇の開始時期は今回の検討では特定できないが、8500年前以降、海水準は上昇・下降を500年周期で繰り返しながら大局的に上昇している（図6）．アカホヤ火山灰層堆積（7324年前）以降、水月湖周辺は温暖化が進行して降水量が増加し、海水準が上昇して海水が多量に侵入した（図6）．しかし、現在より7000年前～6800年前、5500年前～5000年前、4400年前、3600年前、3000年前および1800年前の6時期には海水準が低下する寒冷化が生じている（図5、図6）．短周期の寒暖・乾湿変動について検討する（図7、図8）と、400年あるいは200年の周期をもって変動していることが明らかになった．

［7．おわりに］ 汽水湖沼は、湖水下部に海水が侵入して密度躍層が形成されて、垂直循環が不充分な水域であり、生物擾乱作用が生じないため年縞が保存されやすい．日本列島の日本海側の各地の砂州をもつ汽水湖が存在しており、福井県水月湖と同様な検討によって、先史時代から現在までの1年～数年単位の気候などの環境変動を連続的に検出して、グローバルな変動に対する応答性質や応答速度、そしてその地域性を明らかにすることができるものと考えられる．

［今回の研究成果は、次の方々との共同研究の結果の一部である．記して厚くお礼を申し上げます．岡村　真（高知大学）、北川浩之（国際日本文化研究センター）、小泉　格（北海道大学）、安田喜憲（国際日本文化研究センター）．］

図 1

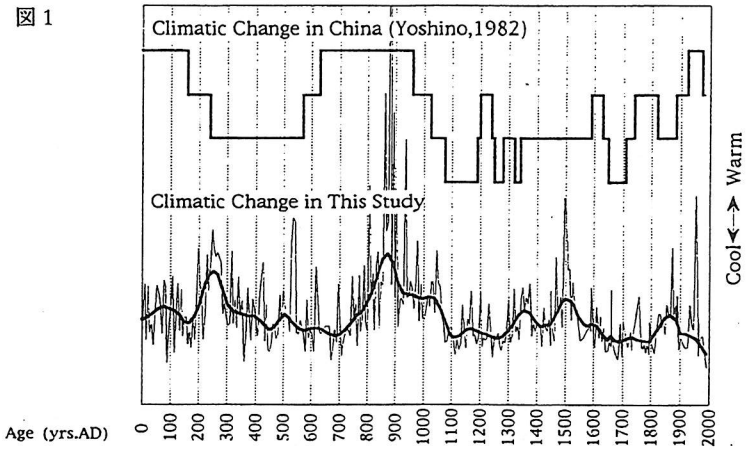

Climatic Change in China (Yoshino,1982)
Climatic Change in This Study
Cool ↔ Warm
Age (yrs.AD)
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1700 1800 1900 2000

図 2

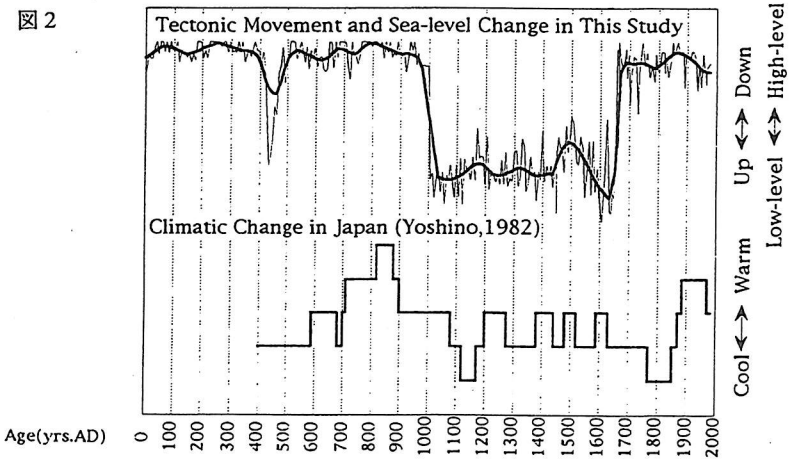

Tectonic Movement and Sea-level Change in This Study
Climatic Change in Japan (Yoshino,1982)
Cool ↔ Warm
Up ↔ Down
Low-level ↔ High-level
Age(yrs.AD)
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1700 1800 1900 2000

図 3

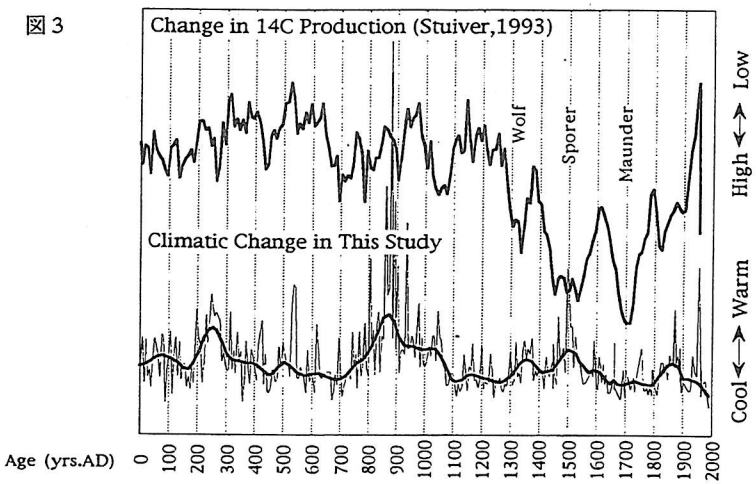

Change in 14C Production (Stuiver,1993)
Wolf
Sporer
Maunder
Climatic Change in This Study
High ↔ Low
Cool ↔ Warm
Age (yrs.AD)
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1700 1800 1900 2000

図 4

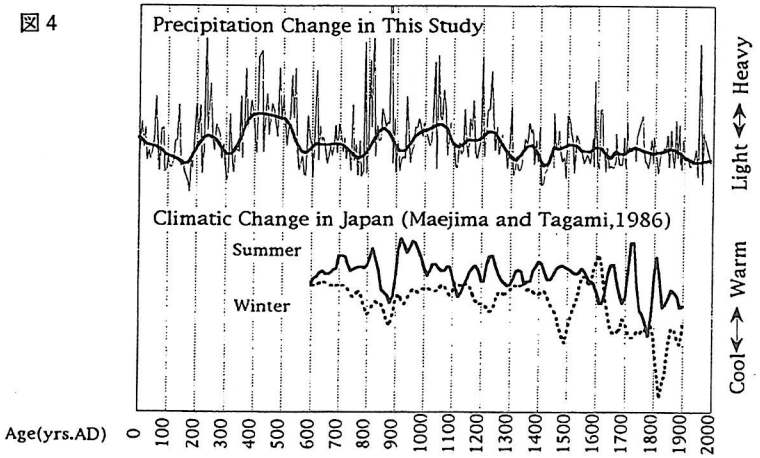

Precipitation Change in This Study
Climatic Change in Japan (Maejima and Tagami,1986)
Summer
Winter
Light ↔ Heavy
Cool ↔ Warm
Age(yrs.AD)
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1700 1800 1900 2000

図 5

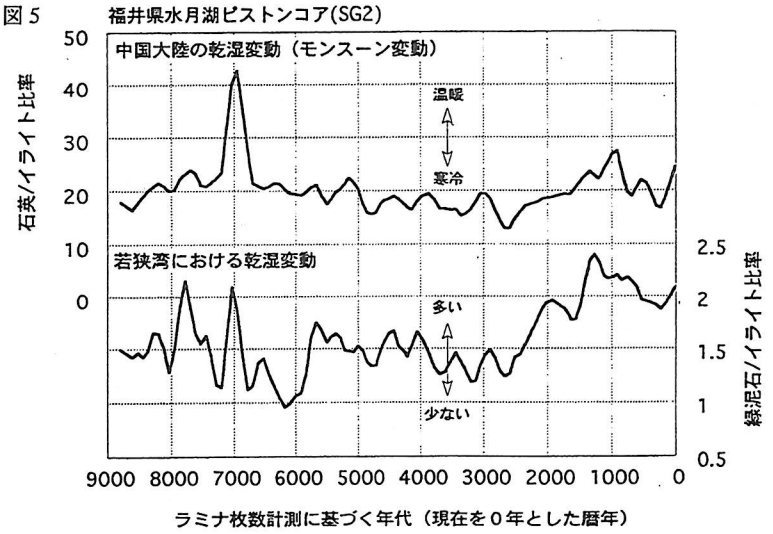

福井県水月湖ピストンコア(SG2)
中国大陸の乾湿変動（モンスーン変動）
温暖
寒冷
若狭湾における乾湿変動
多い
少ない
石英/イライト比率
緑泥石/イライト比率
50
40
30
20
10
0
2.5
2
1.5
1
0.5
9000 8000 7000 6000 5000 4000 3000 2000 1000 0
ラミナ枚数計測に基づく年代（現在を０年とした暦年）

図 6

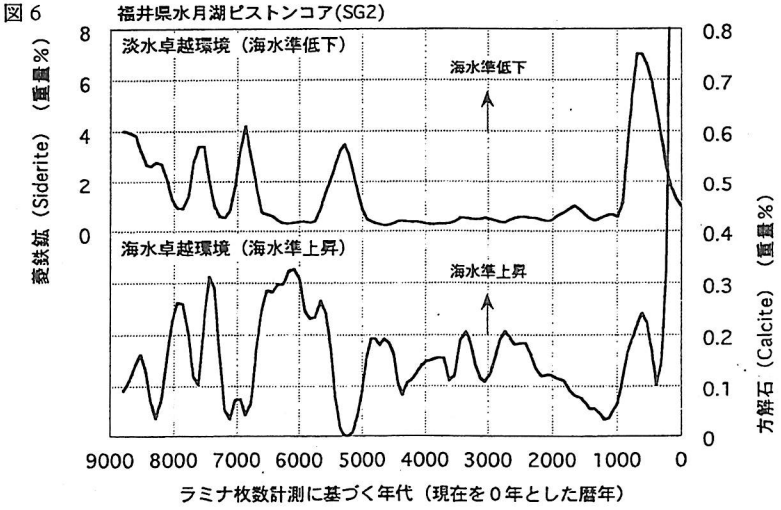

福井県水月湖ピストンコア(SG2)
淡水卓越環境（海水準低下）
海水準低下
海水卓越環境（海水準上昇）
海水準上昇
菱鉄鉱（Siderite）（重量％）
方解石（Calcite）（重量％）
8
6
4
2
0
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0
9000 8000 7000 6000 5000 4000 3000 2000 1000 0
ラミナ枚数計測に基づく年代（現在を０年とした暦年）

図 7

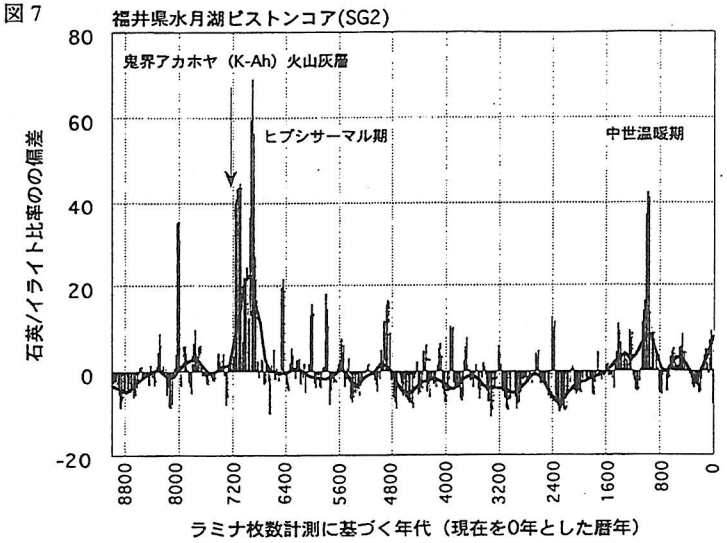
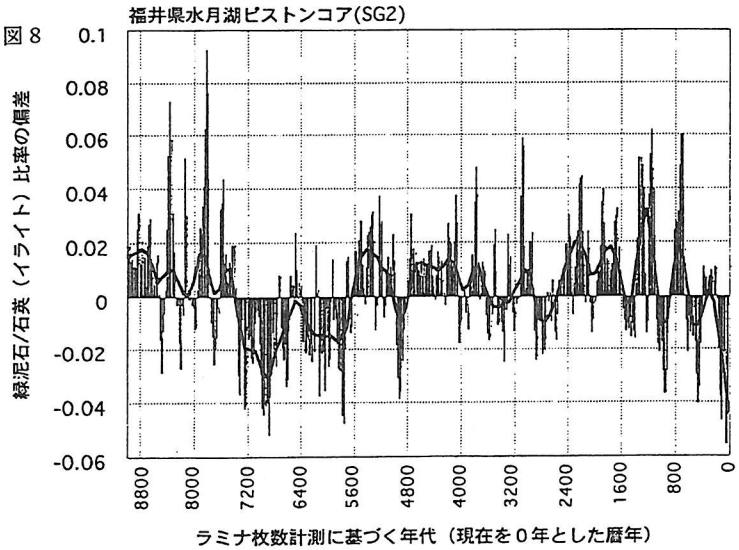

福井県水月湖ピストンコア(SG2)
鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰層
ヒプシサーマル期
中世温暖期
石英/イライト比率のの偏差
80
60
40
20
0
-20
8800 8000 7200 6400 5600 4800 4000 3200 2400 1600 800 0
ラミナ枚数計測に基づく年代（現在を0年とした暦年）

図 8


福井県水月湖ピストンコア(SG2)
緑泥石/石英（イライト）比率の偏差
0.1
0.08
0.06
0.04
0.02
0
-0.02
-0.04
-0.06
8800 8000 7200 6400 5600 4800 4000 3200 2400 1600 800 0
ラミナ枚数計測に基づく年代（現在を０年とした暦年）

S４　氷河・氷床コアの年代決定と地球環境研究

藤井理行（国立極地研究所）

Yoshiyuki FUJII; Ice core chronology and study on paleoenvironmental change.

1.はじめに

氷河や氷床の涵養域では、雪が年々降り積もり、過去数百年から数十万年にわたる堆積層を形成している。こうした氷河・氷床の堆積層は、過去の気候や環境に関する情報を詳細に保存しているため、気候や環境の変動とそのメカニズムに関する研究に貴重な情報を提供する。

過去の変動を議論する場合、時間軸の設定が極めて重要で、氷河・氷床コアの年代決定法として確立されているのは、以下の４つの方法である。

* 季節変化シグナルをカウントして推定する方法。
* 特定の年代を示準する層により推定する方法。
* 放射性同位体により推定する方法。
* 氷の流動モデルにより推定する方法。

ここではこうした方法の紹介を中心に、氷河・氷床コアの地球科学的解釈を述べる。

2.季節変化シグナルによる年代推定

夏期の融解の影響がないか少ない氷河や氷床の涵養域では、季節変化シグナルが保存される。季節変化シグナルは、発生源の状態や大気による物質循環、気温などの季節依存性を反映して生じるもので、主要なものを以下に示す。

１）氷板、氷層

層構造の季節性を最も端的に示すのは顕著な氷板や氷層の存在である（図１）。しかし、顕著な氷板が形成されない年もあること、薄い氷板は夏期以外にも形成されること、顕著な氷板や氷層でもコアの深部では不明瞭になることなどにより適用上の限界がある。

２）$\delta^{18}O$

水は相変化をする時に、同位体の分別を起こす。酸素の安定同位体である^{18}Oの組成は、夏期に増加し、冬期に減少する。この変化は小さいので、

$$\delta^{18}O=((^{18}O/^{16}O)_{サンプル}-(^{18}O/^{16}O)_{標準海水})/(^{18}O/^{16}O)_{標準海水}\ X1000\ (0/00)$$

と表す。$\delta^{18}O$の値は、標準海水でゼロ、降水ではマイナスの値を持ち、夏期には絶対値は小さく（重く）、冬期には絶対値は大きく（軽く）なる。$\delta^{18}O$の季節変化は、積雪量が30ｃｍ以上で夏期の融解が少ない場所のコアでは、非常によく保存される（図１）。グリーンランド氷床の頂上でヨーロッパのグループが掘削した3015mコアでは、$\delta^{18}O$プロファイルが得られた。このコアの14,500年前までの年代は、$\delta^{18}O$の季節変化をカウントすることで決められた(Dansgaard et al., 1993)。

３）固体微粒子

グリーンランド氷床コアでは、固体微粒子濃度は春にピークとなる季節変化を示す。これは、極前線が北にシフトする前の時期にあたり、北米大陸からの土壌粒子の輸送がグリーンランドに輸送されやすい循環場となることによると考えられる。南極氷床では、固体微粒子濃度に半年周期が認められる場合と１年周期が認められる場合とがある。

4）pH、H_2SO_4、HNO_3

pHには、夏に低く（酸性度が高い）冬に高くなるという明瞭な季節変化が認められ(図１)、さらに酸を構成する主要イオンであるSO_4^{2-}やNO_3^-も同様の季節変化を示す(Osada and Higuchi, 1990)。これは、海洋の微生物起源のH_2SO_4の発生や、光化学反応による酸性物質の生成などによる。

5）海塩

海塩起源のNa^+やCl^-は、グリーンランドでは冬から春にかけて高濃度、夏期に低濃度となる(Mayewski et al., 1986; Streffensen, 1988)。一方、南極氷床では、冬期と夏期に高濃度となる半年周期を示す(Osada and Higuchi, 1990)。これは、低気圧活動や海氷の分布に依存している。

6）H_2O_2

H_2O_2は、紫外線吸収による光化学反応により大気中で形成される。このため、極地では夏期に明瞭なピークを持つ季節変化を示す(Sigg and Neftel, 1988; Kamiyama and Nakayama, 1992)。

3.示準層による年代推定

特定の年代を示す示準層を利用して、コアの年代を推定することができる。

1）核分裂物質

１９５０年代以降、大気圏における核実験により、多量の核分裂物質が大気中に放出され、極域にも輸送された。水爆実験では、水素の同位体であるトリチウムが、また原爆実験では^{90}Srや^{137}Csなどが放出された。トリチウム は水素の同位体なので、水蒸気として挙動し、^{90}Srや^{137}Csは固体微粒子として挙動するため、輸送のされ方が異なる。また、核実験の場所と季節により南半球と北半球ではその降下の時期も異なる。

図２は、北極、グリーンランドとスピッツベルゲンにおけるコアのトリチウム濃度のプロファイルを示す（Izumi; personal communication, Fujii, 1991)。1958年11月から1961年9月までの核実験停止（モラトリアム）に対応した1960-61年の低濃度、1961-62年の大気圏での核実験に対応した1963、64年のピークを示しており、コアの年代決定に有効である。

2）火山シグナル

極域の氷河・氷床コアには、規模の大きな火山活動や規模は小さいが高緯度の火山活動が、pHやH_2SO_4濃度、電気伝導度のシグナルや目視できるテフラ層として記録されている。従って、年代が特定される火山シグナルは、氷河・氷床コアの年代を決める上で示準層として有効である。また、年代が特定できない火山シグナルは、他のコアとの対比の上で、相対的な示準層として有効である。図３は、グリーンランド氷床のSite-Jコアで同定された過去200年にわたる火山シグナルである。赤道付近および北半球のVEI(Volcanic Explosivity Index; Simkin et al., 1981) 4 以上の火山シグナルが、電気伝導度のピークとして検出された。グリーンランド氷床コアの過去１万年の示準層として用いられている主な火山シグナルを、以下に示す(Johnsen et al., 1992; VEIはSimkin et al., 1981による)。

1816	AD	Tambora	Lesser Sunda Is.	VEI=7
1783	AD	Laki	Iceland	VEI=4
1601	AD	Unknown	?	VEI=?

1477±2	AD	Unknown	?	VEI=?
1259±2	AD	Unknown	?	VEI=?
1179	AD	Katla	Katla	VEI=2
934±3	AD	Eldgja	Iceland	VEI=0
2039±5	BP	Unknown	?	VEI=?
3636±7	BP	Thera	Greece	VEI=6
4040±10	BP	Unknown	?	VEI=?
8600±50	BP	Unknown	?	VEI=?

なお、南極における氷床コアの火山シグナルに関する研究は遅れている。

3）その他のシグナル

グリーンランド氷床コアでは、示準層として用いられている顕著な変動を示すシグナルは、以下に示す$\delta^{18}O$のシグナルである(Johnsen et al., 1992)。

8210±30	BP	$\delta^{18}O$の極小値
11550±70	BP	Pre-boreal移行期
12700±100	BP	Younger Dryasの始まり
14450±200	BP	Bølling亜間氷期の始まり

こうしたシグナルは、$\delta^{18}O$の他にも可能性は有り、今後の研究の進展に伴い、最新氷期以前の新たな示準層が確立されてゆくと期待される。

4.放射性同位体による年代推定

氷河や氷床コアの年代推定に用いられてる主要な放射性同位体は、２－１）で述べたトリチウムの他は、^{210}Pbである。^{210}Pb法は、堆積速度から過去100－200年の年代の推定に利用されている。^{14}C法は、まだ実用的段階にはない。Fireman and Norris (1982)は、氷の中の気泡の炭酸ガスの^{14}Cを測定し、南極バード基地のコア年代を求めている。この方法の欠点は、10kg以上もの多量なサンプルを必要とすることである。Fujii et al. (1989)は、スッピツベルゲンの氷帽頂部のコアで見つけたバクテリアと藻類の塊の^{14}Cを測定し、この有機物の形成がヒプシサーマルであることを明らかにした。

この他、将来の課題として、テフラやシルト層に対しては、フィッショントラック法(10^3年)、ERS法(10^5年)が1g オーダの氷サンプルで、また、^{81}Kr(10^3年)や$^{10}Be/^{26}Al$などが1kgオーダの氷サンプルでコア年代の推定に利用できる可能性が指摘されている(Budd et al., 1989)。

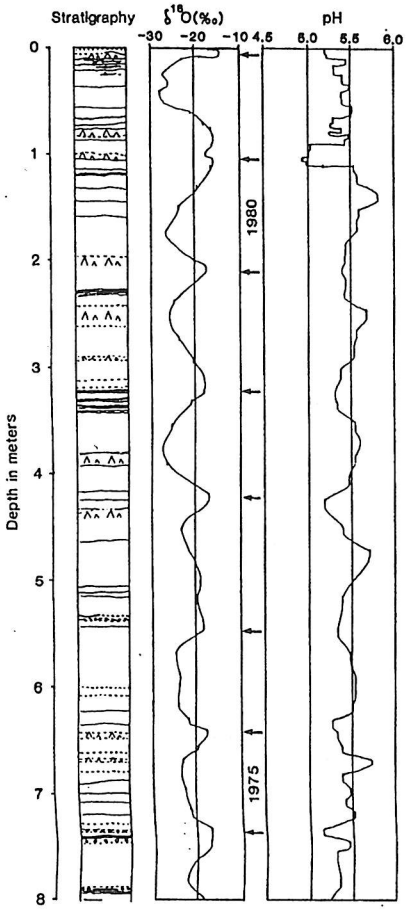
5.氷の流動モデルによる年代推定

氷河や氷床が定常状態にあると仮定すると、氷の流動則により深度と年代の関係を計算によって導くことができる。その最も単純な場合は、氷床の頂上部など氷の水平方向の流動を無視できる場合（すなわち、鉛直方向の流動（歪）のみが想定できる場合）である。これは、Nyeのタイムスケールとして知られ、以下のように示される。

$$t = -(h/c)\ln(1-y/h)$$

ここで、t:年代(BP)、h:氷当量深度、c:年涵養量、y:基盤からの氷当量深度、である。

この式は、頂上部でない氷床や氷河の浅層部でもおおよその年代を推定するのに用いられる。さらに、鉛直方向の流動（歪）が無視できる表層部では、単純に氷当量深度と年平均涵養量（氷当量）のみからでも年代の推定は可能である。こうした方法は、氷河・氷床コアの最初の作業年代軸を与えるものとして広く利用されている。



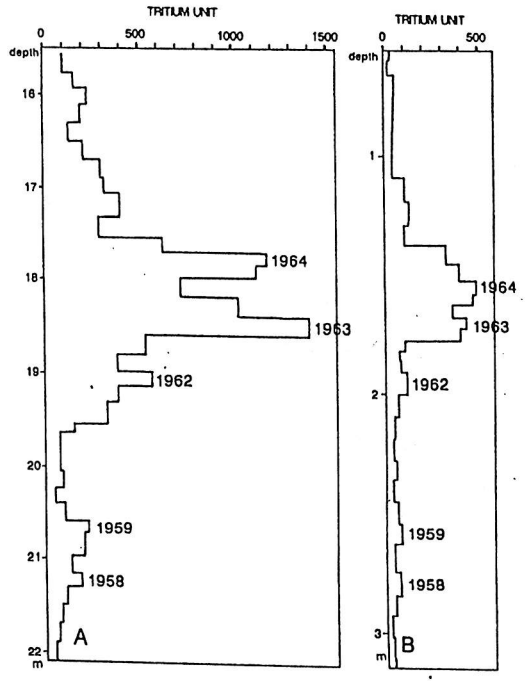


図2　示準層による年代決定

核実験により放出されたトリチウムのシグナルによる年代決定。グリーンランドSite-Jとスピッツベルゲンのコア(Izumi, personal communication; Fujii, 1991)

図1　季節変化シグナルによる年代決定

南極ブラント棚氷のコアでは、$\delta^{18}O$、pHと顕著な氷板で年層境界が決められた(Fujii, 1983)。

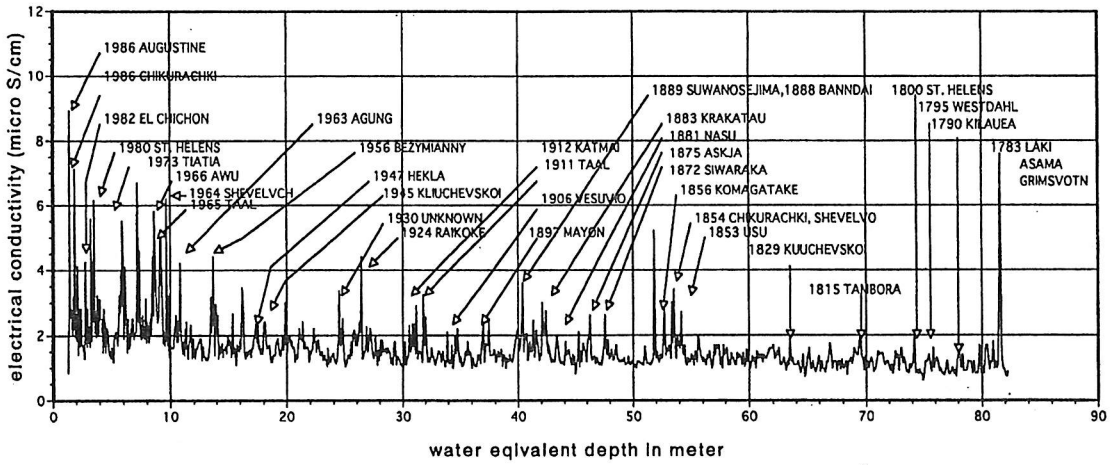


図3　示準層による年代決定

グリーンランドSite-Jで検出されたVEIが4以上の火山シグナル。

S 5 高精度年代決定のためのいくつかの方法について

古城泰（早稲田大学・考古）

Yasushi KOJO; Some Techniques for High-Precision Chronometry

理学的年代測定において誤差無し乃至非常に小さな誤差で実年代を得る事は一般に困難な事ではあるが、必ずしも不可能な事ではない。ここでは年輪年代法と氷堆積粘土法以外の理学的年代測定法において高精度で実年代を得るためのいくつかのテクニックについて述べる。

（１）複数測定値の平均化

理学的年代測定において高精度で実年代を得るための方法のひとつは、同一試料及至同一地点出土の複数試料の年代測定結果を平均化する事である。これによって各測定に伴うランダムな誤差を相殺する事ができる。もちろん測定誤差をひきおこす要因には様々なものがあるから、複数測定値を平均化すれば必ず実年代に近い値が得られるといったものではない事は言うまでもない。しかしそれでも複数測定値の平均化が高精度で実年代を得るための有効な手段となる場合がある。

第１表及び第１図は、アメリカ合衆国アリゾナ州北部にある二遺跡から出土した土器の熱ルミネッセンス年代測定値（1σ）とそれらの平均値を示したものである（Kojo 1987）。これらの遺跡は年輪年代法により居住年代が確実にわかっており、土器の最終加熱年が正確に予測できる。これら二遺跡のうちChodistaas Pueblo の試料１，２及び３～５は各々同一遺構から出土した二個体の土器を二つ及び三つにわけて試料としたものである。一方、AZ I:1:17 (ASM) の試料は同一遺構から出土した別個体の土器である。各年代測定値は遺跡土壌中の推定土器含水量に基づいて補正してある。又、年代の平均は単純な算術平均ではなく各年代測定値に伴う測定誤差の逆数で重みづけして平均化し

Table I. Thermoluminescence dates and other relevant data. (1) Sample number and pottery type, (2) Equivalent dose (rad), (3) Supralineality correction (rad), (4) Accumulated dose (rad), (5) Annual beta dose at dry state (rad), (6) Saturation content, (7) Annual beta dose at wet state (rad), (8) Annual gamma and cosmic ray dose (rad), (9) The year of dating, (10) Uncorrected T.L. date (A.D.), and (11) Corrected T.L. date (A.D.).

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
Chodistaas Pueblo[a]										
1 (Obliterated Corrugated)	280	15	295	0.23	0.14	0.20	0.19	1985	1280 ± 50	1230 ± 50
2 (Obliterated Corrugated)	290	15	305	0.23	0.14	0.20	0.19	1985	1260 ± 50	1200 ± 50
3 (Obliterated Corrugated)	235	10	245	0.25	0.11	0.22	0.19	1985	1430 ± 60	1390 ± 60
4 (Obligerated Corrugated)	260	25	285	0.24	0.11	0.21	0.19	1986	1320 ± 50	1270 ± 50
5 (Obliterated Corrugated)	255	35	290	0.24	0.11	0.21	0.19	1986	1310 ± 60	1260 ± 60
							Weighted Mean		1310 ± 20	1270 ± 20
AZ I:1:17 (ASM)										
1 (Coconino Gray)	315	15	330	0.24	0.10	0.22	0.15	1986	1140 ± 60	1090 ± 60
2 (Coconino Gray)	370	5	330	0.25	0.13	0.22	0.15	1986	1050 ± 80	970 ± 80
3 (Tusayan Corrugated)	320	5	325	0.24	0.11	0.21	0.15	1986	1150 ± 70	1080 ± 70
							Weighted Mean		1120 ± 40	1060 ± 40

[a] Samples 1 and 2, Samples 3 through 5 are the same pots respectively.

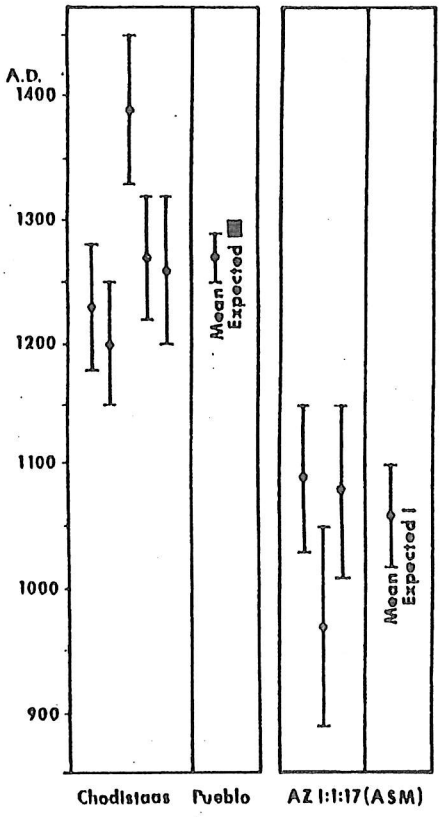


Figure 1. Graphic representation of corrected, mean corrected, and expected dates.

たものである。図であきらかなように各々の年代測定値はかなりばらついているが、平均値は1σの範囲で年輪年代から予想される実年代と良く一致している。

（２）^{14}Cウイグル・マッチング

通常の^{14}C年代測定における試料のサンプリング法を多少改変して高精度年代測定を行なおうとするのが　　ウイグル・マッチング（Wiggle-Matching）である。この方法では条件をうまくあえば±5年以内の誤差でほぼ100％確実に試料とした木材の最外輪年を知る事ができる。周知のように大気中の^{14}C濃度は時間的に変化しているが、ウイグル・マッチングではこの変化のパターンを利用して年代測定を行なう。すなわち、年代既知の木材によって作製した^{14}C濃度の時間的変化のパターンと遺跡出土木材について作製した^{14}C濃度の時間的変化のパターンとを照合し、一致する部分を見つけて出土木材の最外輪年を決定するのである。これは調度、年輪年代法における年輪幅のかわりに^{14}C濃度を用いるものと考えれば理解しやすい。^{14}C濃度の時間的変化の標準曲線には既に公表されている^{14}C年代の樹林補正曲線がそのまま使える。ウイグル・マッチングの精度はどの位細かい補正曲線を使うかによって決まってくる。理論的には一年きざみの補正曲線を使えば誤差無しの年代測定が可能となる。しかし実際には後に述べる色々な制約からこれは不可能に近い。ここでは液体シンチレーションを用いた高精度測定に基づいて作製された10年きざみの補正曲線（Stuiver & Becker 1986）を使って±5年以内の精度で実年代の決定を行なった例を紹介する（Kojo et al. 1994）。

試料は奈良県桜井市所在の纒向石塚古墳周濠から出土した樹齢60年のヒノキの自然木である。この木材の最外輪から内側へ向けて10年ずつ50年分の年輪群を切り離し、これら五つの年輪群各々について液体シンチレーションによる高精度^{14}C年代測定を試みた。但し、最外部の10年は試料が少なく充分な量のセルロースが抽出できなかったため内側の40年分（四試料）についてのみ高精度年代測定（±14～15年）を行なう事ができた（第２表）。この40年分の^{14}C年代の変化のパターンは、補正カーブのAD270～310年の部分と非常

^{14}C Lab. Number	Tree Rings Sampled	Initial Sample Weight (g)	Final Cellulose Weight (g)	% Loss	Conventional ^{14}C Date (yrs BP) ± 1σ	$\delta^{13}C$ (‰)
A-5874	Innermost 10 years	71.8	26.5	63.1	1723 ± 14	-20.76
A-5875	2nd 10-yr interval	61.0	20.5	66.4	1757 ± 15	-20.61
A-5876	3rd 10-yr interval	86.0	28.4	66.9	1721 ± 15	-21.01
A-5877	4th 10-yr interval	60.0	19.0	68.3	1812 ± 14	-21.36
A-5878	Outermost 10 years	42.0	11.3	73.1	(insufficient amount for high-precision dating)	

Table 2. Dates of samples.

に良く一致する（第2図）。単に年代値の相対的な変化のパターンだけではなく各々の試料の年代値からみても一致がこの部分にある事は明らかである。したがってこの試料の最外輪はほぼ100%確実にAD320±5年の年代幅の中に入っているものと言える。

ここでウイグル・マッチングに用いた標準補正曲線は主としてアメリカ北西海岸地域で採取された樹木（Douglas fir）を用いて作られたものである。この補正曲線を作製したStuiverらはこの曲線が北半球一帯で使用可能であると述べている。今回のウイグル・マッチングにおける良好なパターンの一致はこの主張が正しい可能性を示唆するものである。なお、Stuiverらの10年ごとの補正曲線はAD1950年からBC2500年までの約4500年分について作製されている。

木材の最外輪年を求めるのに最も優れた方法は年輪年代法であり、これが使える場合ウイグル・マッチングを含めて他の年代測定法を試みる必要はない。しかし年輪年代法の適用は出土木材の樹種、部位、年輪数他によってかなり制約される。今回ここで用いた試料もウイグル・マッチングに先立ち年輪年代法の適用が試みられたが、標準曲線とのパターンの一致が見い出せず測定が断念されたものである（光谷拓実氏談）。ウイグル・マッチングにおいては樹種や部位に制限はなく年輪数も50年程度あればできるので年輪年代法よりは適用範囲が広くなる。しかし試料とす

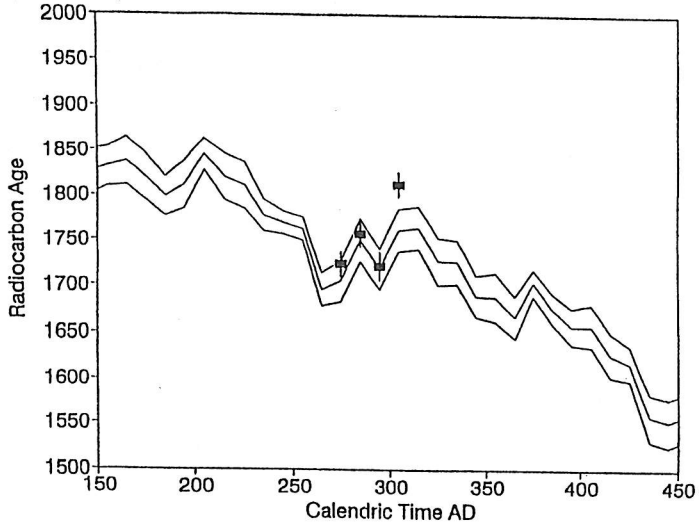


Figure 2. Wiggle match of four decadal samples.

る木材がかなり大型である必要がある事、年輪群の切り離し及び高精度^{14}C測定に相当の時間を必要とする事等の難点もある。先に述べたように一年きざみの補正曲線があれば誤差無しの年代決定も可能となるハズであるが、実際にはこれらの問題及び^{14}C測定誤差の限界から実現は不可能と言って良い。さらにこの方法の最も大きな問題点は補正曲線の作製に使われた年輪群の開始年と試土木材の年輪群試料の開始年とが大幅にずれている場合、すべての操作を正確に行なっても パターンの一致が得られない可能性が高い事である。例えばここで用いた補正曲線は1950年を基点として（例外もあるが）10年ごとに年輪を分離して作製されたものであるので、もし試土木材の最外輪年の一の位が4～6年であった場合補正曲線とのパターンの一致はいかに正確な測定を行なっても望む事はできないであろう。

（3）$\delta^{13}C$ウイグル・マッチング

上にあげた^{14}Cを用いたウイグル・マッチングの難点を克服する方法として炭素の安定同位体比（$\delta^{13}C$）を用いたウイグル・マッチングの可能性が考えられる。$\delta^{13}C$は質量分析器を用いる事により微量（約3mg）の試料でも高精度の測定が可能である。これにより小さな木材の年輪一年ごとの$\delta^{13}C$の測定が可能となる。又、試料の調製，測定にかかる時間も短く一年きざみの標準曲線を何百年分も作る事も不可能な事ではない。

樹木の基本的な$\delta^{13}C$値は光合成のメカニズムにより決定されているが、この値も^{14}C濃度と同じく時間的に変動している。この変動がどのような要因によって引きおこされているのかまだはっきり解明されているわけではないが、樹木の成育期間の大気中のCO_2濃度及び温度と相関をもつ可能性が指摘されている。もしこれらが樹木の$\delta^{13}C$の主たる決定因子であるなら、これらの環境因子が共通する地域内に成育していた樹木については$\delta^{13}C$の変動パターンによるウイグル・マッチングができる可能性がある。このような期待に基づいて安定同位体ウィグルマッチング実現の可能性を探る研究を現在行いつつある。

Kojo, Y. 1987 The Reliability of Thermoluminescence Dating: A Pilot Experiment. Geoarchaeology: An International Journal 6(4).
Kojo, Y. et al. 1994 High-Precision "Wiggle-Matching" in Radiocarbon Dating. Journal of Archaeological Science, in press.
Stuiver, M. & B. Becker 1986 High-Precision Decadal Calibration of the Radiocarbon Time Scale, AD1950-2500BC. Radiocarbon 28(2B).

S6 第四紀における石灰質ナンノ化石基準面

高山俊昭（金沢大学・教養）

Toshiaki TAKAYAMA; Quaternary Coccolith Datum Levels

ドーバーの白い壁とよばれる英仏海峡のチョークが、非常に小さな化石からできていることを知る人は少ない。チョークを顕微鏡で観察すると、大きさ数ミクロンの、さまざまな形をした石灰質殻を見出すことができる。このような小さな石灰質殻は、石灰質ナンノプランクトンとよばれる浮遊性鞭毛藻類の石灰質殻が化石となったもので、チョークはこのような化石から出来ているといっても過言ではない。高性能の光学顕微鏡や電子顕微鏡を用いてはじめて識別できるこのような微細な化石を、石灰質ナンノ化石という（図1）。

地質学の分野では、従来よりさまざまな化石を用いて地層の時代決定が行われてきた。なかでも浮遊性有孔虫、珪藻、放散虫といった微化石は、地層の時代の決定と広域対比に威力を発揮している。一方石灰質ナンノ化石は、前世紀の半ばにすでにその存在が知られていたものの、示準化石としての有効性が明らかにされたのは、1950年代後半になってからのことである。その後光学顕微鏡の性能の向上や電子顕微鏡の普及に加えて、石灰質ナンノ化石が1）地層中に多産すること、2）汎世界的に分布すること、3）種に多様性があること、4）地質時代を通じて顕著な進化をとげたこと、5）試料処理が簡単なことから、地質時代決定の精度が高く、適用範囲の広い化石として広く用いられるようになった。

ところで上部新生界については、多くの研究者が石灰質ナンノ化石帯を設定している（表1）。そのうちでも Martini (1971) と Bukry (1973) が設定した化石帯は、多くの研究者によって広く利用されている。一方 Takayama and Sato (1987) は、DSDP-IPOD Leg 94において、北東大西洋深海堆積物中の石灰質ナンノ化石を詳細に検討し、更新統中に合計12の石灰質ナンノ化石基準面を設定した。引続き佐藤(1989)はLeg 94で掘削された Hole 610A の石灰質ナンノ化石群集を再検討

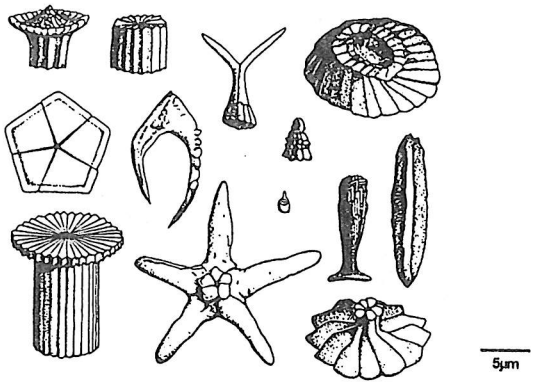


図1　石灰質ナンノ化石

し、第四系にさらにもう一つの基準面を、また亀尾(1988)は、掘削地点 607 における石灰質ナンノ化石層序を詳細に検討して、あらたに上部鮮新統中に 8 つの石灰質ナンノ化石基準面を設定した。以上の成果を総合すると、北東大西洋の後期鮮新世から更新世へかけての深海堆積物中に、合計21の石灰質ナンノ化石基準面が設定されたことになる。これらの掘削地点では地磁気層序も確立されており(Clement and Robinson, 1987)、これら基準面と古地磁気層序との対応関係も明らかになっている。便宜上これらの基準面に図２に示すように上位より下位に番号をつけると、地磁気層序のBrunhes/Matuyama境界は基準面④と⑤の間に、Jaramillo Event は⑥と⑦の間に、Cobb Mountain Eventは⑧の位置に、またOlduvai Event は⑫から⑬へかけての層準に位置する。

さてこれらの基準面は、たんに北東大西洋海域にとどまらず、遠く赤道太平洋やインド洋海域まで見事に追跡される（Sato et al., 1991; Takayama, 1993)。またこれら基準面の多くが、本邦の最上部新生界にも確認されることが明らかになっている。さらにこれらの基準面は、鮮新統／更新統境界の模式地である南イタリア、Vrica セクションでも確認されている。Takayama and Sato (in press) によると、石灰質ナンノ化石基準面⑫は、第三系／第四系境界よりほぼ17m上位、Olduvai Eventと考えられる正磁極帯の上位 30m に位置する。

これらの基準面の年代は、地磁気層序との関連で求められた（図２）。これらの基準面を用いれば、ほぼ10万年のオーダーで地層の対比が可能となる。

表１　上部新生界に設定された石灰質ナンノ化石帯

Age (Ma)	Period/ Epoch	Hay et al. (1967)	Gartner (1969)	Martini (1971)	Bukry (1973)	Gartner (1977)	Bukry (1978)	Rahman and Roth (1989)	This study
	Quaternary	*E. huxleyi*	*E. huxleyi*	*E. huxleyi*	*E. huxleyi*	*E. huxleyi* acme and *E. huxleyi*	*E. huxleyi*	*E. huxleyi*	*E. huxleyi*
		G. oceanica	*Gephyrocapsa*	*G. oceanica*	*G. oceanica*	*G. oceanica*	*C. cristatus*	*G. oceanica*	*Gephyrocapsa*
1.00			*P. lacunosa*	*P. lacunosa*		*P. lacunosa*	*E. ovata*	*U. sibogae*	*U. sibogae*
						Small *Gephyrocapsa*			
		G. caribbeanica				*H. sellii*	*G. caribbeanica*	*C. leptoporus*	*G. caribbeanica*
					G. caribbeanica	*C. macintyrei*		*G. caribbeanica* *C. macintyrei*	
					E. annula		*E. annula*	*P. lacunosa*	*P. lacunosa*
2.00	Pliocene	*D. brouweri* *D. extensus*	*D. brouweri*	*D. brouweri*	*C. macintyrei*	*D. brouweri*	*C. macintyrei*	*D. brouweri*	*D. brouweri*
		D. surculus		*D. pentaradiatus*	*D. pentaradiatus*		*D. pentaradiatus*	*D. pentaradiatus*	*D. pentaradiatus*
3.00		*S. amphora*	*D. surculus*	*D. surculus*	*D. tamalis*		*D. tamalis*	*D. tamalis*	*D. tamalis*

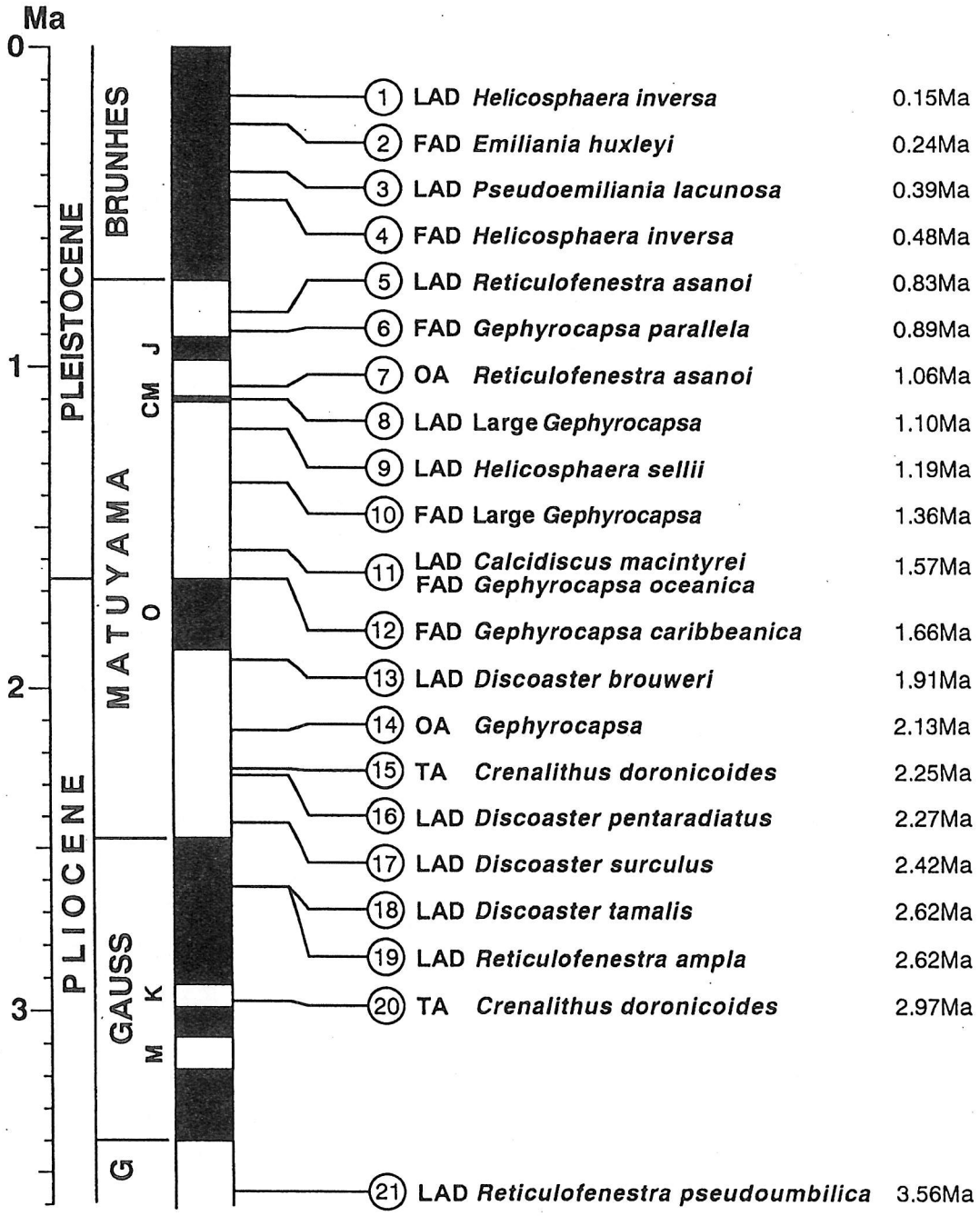


図２　上部新生界に認定された石灰質ナンノ化石基準面

したがってこのことは、わが国の第四系の詳細な年代決定や対比を可能とし、第四紀地史を組み立てる一助となると思われる。しかしながら石灰質ナンノ化石基準面の年代値と地磁気層序や地層の放射年代値との対応が、考察した地域でいつも北東大西洋の結果と一致しているとは限らない。基準面の年代値のいくつかは、従来知られていた年代値と必ずしも一致しない（表２）。それは研究者によって地磁気層序やisotope stage など年代値算定の根拠が異なっていることや、化石の産出が当時の堆積環境に左右されていることのほか、種の概念が研究者によって異なっていることもその理由として考えられる。またいくつかの基準面は時間面に斜交することも指摘されており、基準面⑨がその一つの例であろう。

石灰質ナンノ化石は、第四系の中に手軽に、しかも素早く時間目盛りを入れることの出来る便利な化石である。しかし石灰質ナンノ化石を使ってわれわれが知ることの出来る地質年代は、所詮相対年代の域を出ないことを忘れてはならない。放射年代など高精度年代測定の手法が確立されてこそ、石灰質ナンノ化石の研究が新しいスタートをきることが出来ることを力説しておきたい。

表２　石灰質ナンノ化石基準面の年代

Datum 1:	LAD Helicosphaera inversa	0.15Ma
Datum 2:	FAD Emiliania huxleyi	0.24Ma, 0.275Ma+
Datum 3:	LAD Pseudoemiliania lacunosa	0.39Ma, 0.460Ma+
Datum 4:	FAD Helicosphaera inversa	0.48Ma
Datum 5:	LAD Reticulofenestra asanoi	0.83Ma
Datum 6:	FAD Gephyrocapsa parallela	0.89Ma, 0.90Ma+++++
Datum 7:	Bottom of acme of Reticulofenestra asanoi	1.06Ma
Datum 8:	LAD large Gephyrocapsa	1.10Ma
Datum 9:	LAD Helicosphaera sellii	1.19Ma
Datum 10:	FAD large Gephyrocapsa	1.36Ma
Datum 11:	LAD Calcidiscus macintyrei	1.57Ma, 1.45Ma++
Datum 11:	FAD Gephyrocapsa oceanica	1.57Ma, 1.6Ma+++
Datum 12:	FAD Gephyrocapsa caribbeanica	1.66Ma, 1.7Ma++++
Datum 13:	LAD Discoaster brouweri	1.91Ma, 1.89Ma++
Datum 14:	Bottom of acme of Gephyrocapsa	2.13Ma
Datum 15:	Top of "upper acme" of Crenalithus doronicoides	2.25Ma
Datum 16:	LAD Discoaster pentaradiatus	2.27Ma, 2.35Ma++
Datum 17:	LAD Discoaster suruclus	2.42Ma, 2.41Ma++
Datum 18:	LAD Discoaster tamalis	2.62Ma,2.65Ma++
Datum 19:	LAD Reticulofenestra ampla	2.62Ma
Datum 20:	Top of "lower acme" of Crenalithus doronicoides	2.97Ma
Datum 21:	LAD Sphenolithus abies	3.56Ma, 3.45Ma++

Takayama and Sato (1987)
+ Thierstein et al. (1977)
++ Backman and Shackleton (1983)
+++ Rio et al. (in press)
++++ Berggren et al. (1985)
+++++ Gartner (1977)

S 7 αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定法の分解能と信頼性

大村明雄・伊勢明広・佐々木圭一・新坂孝志・長谷部由美子（金沢大・理）
Akio OMURA, Akihiro ISE, Keiichi SASAKI, Takashi SHINSAKA, and Yumiko HASEBE ;
Resolution and reliability of the α-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ method for dating.

完新世～後期更新世の化石試料に適用される $^{230}Th/^{234}U$ 法は，氷河性海面変動史あるいは各地の地殻変動史の解明に重要な役割を果たしてきた．この方法では，海生生物が硬組織を造る際，海水からウラン同位体のみを導入し，トリウム同位体を取り込まないため，ウラン系列中の核種間に放射非平衡関係（具体的には，$^{230}Th/^{234}U \fallingdotseq 0$）が生ずることを利用する．生物の死後，硬組織中では，時間の経過とともに ^{234}U の壊変により ^{230}Th が生成・蓄積されていく．言い換えれば，時間の経過とともに $^{230}Th/^{234}U$ 放射能比が増大する．このことは，アクチニウム系列中の ^{235}U と ^{231}Pa についても同じで，それぞれの娘/親放射能比の時間経過に伴う変化は，図1に示す通りである．一方，海水中のウラン同位体に関する非平衡関係（$^{234}U/^{238}U = 1.144 \pm 0.002$；Chen *et al.*, 1986）が，そのまま取り入れられることから，硬組織中では ^{238}U との平衡量に比べ 14～15 % 過剰な ^{234}U が，時間経過とともに減衰していく（図1）．こうした生物硬組織中の放射非平衡関係は，それぞれがウラン系列年代測定法の一つとして（大村，1988；$^{230}Th/^{234}U$ 法・$^{231}Pa/^{235}U$ 法および $^{234}U/^{238}U$ 法と呼ばれ），後期更新世試料の年代測定に利用されてきた．しかし，それらの内，$^{230}Th/^{234}U$ 法あるいは $^{231}Pa/^{235}U$ 法を適用する場合には，先ず，初生的に娘核種（^{230}Th あるいは ^{231}Pa）を含まず，次に，ウラン・トリウムおよびプロトアクチニウム同位体に関する閉鎖系が保持されてきた材料を選定する必要がある．すなわち，両方法によって信頼できる年代値を得るためには，試料が次に挙げる前提条件を備えていなければならない：

(1) 化石として保存されてきた期間中，鉱物組成の点で続成変質作用を被っていない．

(2) 生育期間中または死後，硬組織内に ^{230}Th および ^{231}Pa を取り込んでいない．

(3) 死後，硬組織中で初生ウラン同位体の逸脱や二次的な混入がなく，$^{234}U/^{238}U$ 比が，現在の海水中の同比と矛盾しない．

$^{230}Th/^{234}U$ 年代は，基本的に試料中の $^{230}Th/^{234}U$ および $^{234}U/^{238}U$ 放射能比によって決まるが，両比を得るために必要なウランおよびトリウム同位体に関する分析結果が，年代値の信頼性を検討する上で役立つ．その意味で，この年代測定法は“自己評価機能”を備えていると言える．しかし，二枚貝類や巻貝類のような軟体動物殻を含め多くの化石硬組織中においては，続成変質過程でウラン同位体が二次的に混入することが知られ，この方法は，死後のウラン同位体に関する再分配が起こらない石サンゴ類にしか適用できないとされている．このように，$^{230}Th/^{234}U$ 法には，材料として使用可能な化石種に制約がある．

$^{230}Th/^{234}U$ 法が実用化されてから今までは，多くの場合アルファ線スペクトル分析によって，試料中のウランおよびトリウム同位体組成が求められてきた．近年の質量分析技術の導入によって，必要試料重量の軽減（従来の約1/50）や適用可能年代範囲の拡張（特に，1万年より新しい年代域）とともに，ウラン系列法の年代測定精度は飛躍的に向上した（Edwards *et al.*, 1986，などによる Thermal Ionization Mass Spectrometer；TIMS 法：表1参照）．このような同位体分析に関する技術的進歩とともに，最近では，より信頼できる年代値を得るため，個々の試料ごとに上記の4条件を，さらに厳しく検討しなければならないことが指摘されている（例えば，Ku *et al.*, 1990）．

生育時，常温・常圧下では不安定なアラレ石から成る骨格を造るため，サンゴ骨格は，続成変質によ

って，安定な方解石に変化しやすい．また，化石試料は，その置かれた環境が，海水（marine water）中から，混水（mixing）帯や淡水（fresh-water phreatic）帯を経て，通気（vadose）帯へと移り変わり，それぞれの環境ごとで異なる特有の続成作用を受ける．例えば，海水や混水中では，サンゴ骨格の空隙でアラレ石あるいは高マグネシウム方解石による膠結作用が進み，淡水および通気帯では低マグネシウム方解石セメントが形成される．したがって，100％アラレ石から成ることを理由に，その試料が鉱物組成上問題がないとは言えない．測定用試料として，100％アラレ石のサンゴ化石を選定することは当然

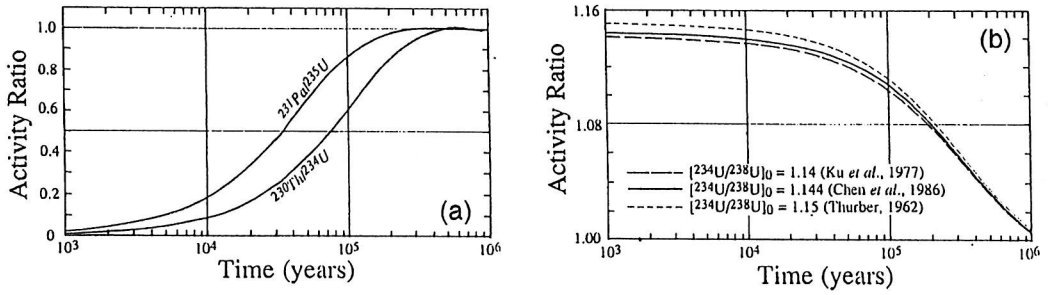


図1 生物硬組織中における時間経過にともなう ^{230}Th/^{234}Uおよび ^{231}Pa/^{235}U放射能比変化曲線（a）と ^{234}U/^{238}U変化曲線（b）

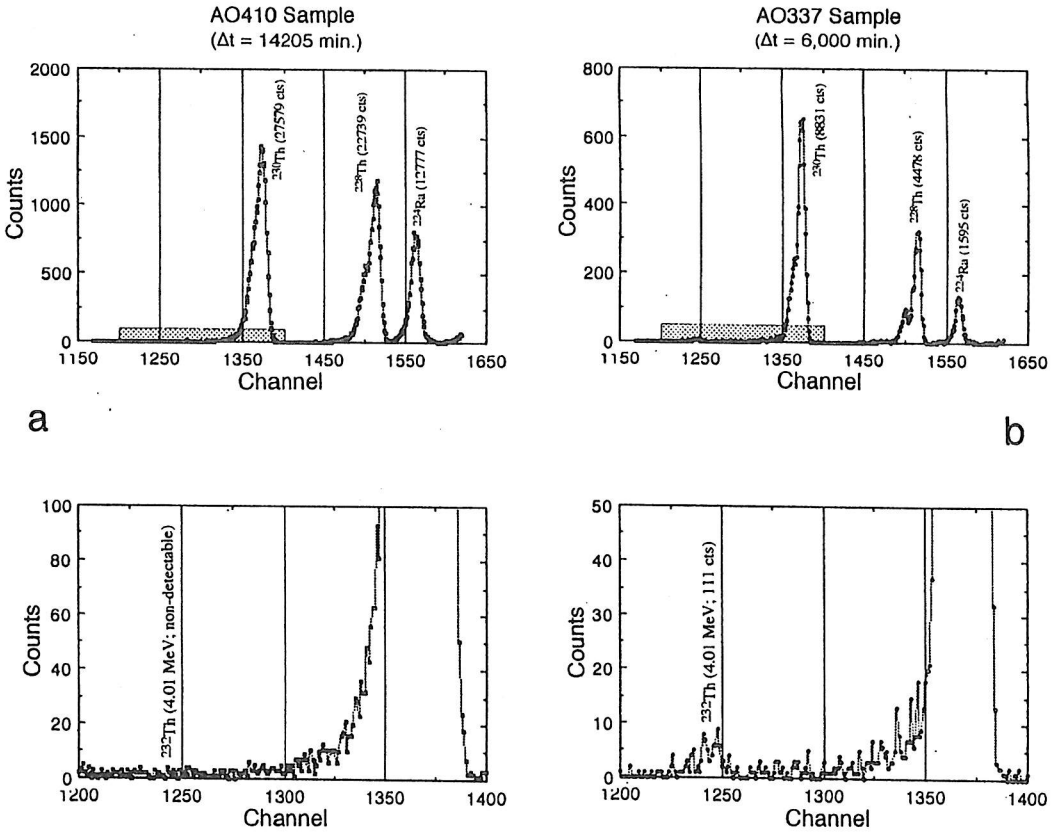


図2 更新世サンゴ試料中のトリウム同位体に関する α 線スペクトル例
（a，^{232}Thを含まず初生的ないしは二次的トリウム同位体が取り込まれていない試料；b，約 0.1 ppm の ^{232}Thを含むことから，^{234}Uの壊変起源以外の ^{230}Thを含むと考えられる試料）

であるが，少なくとも，試料中の膠結物の有無や骨格組織の保存状態を光学顕微鏡レベルで注意深く観察する必要がある．例えば，1992年のパプアニューギニア，ヒュオン半島における調査の際，太陽光下の肉眼観察で測定用試料として選定された152試料のいくつかを粉末X線分析後，演者らは，同軸落射照明装置付双眼実体顕微鏡で観察した結果，全体の1/3に近い54試料だけが使用可能と判断し，化石サンゴの組織や膠結物の有無を細部にわたって観察する必要性を再認識した．

化石試料中の初生的ないしは二次的 ^{230}Th の存在は，トリウム同位体の一つ ^{232}Th の検出で判断できる．図2a は ^{232}Th を全く含まない理想的な試料の場合で，図2b がおおよそ0.1 ppm の ^{232}Th を含む例である．^{232}Th が検出されないため，前者に含まれる全ての ^{230}Th は，死後親核種 ^{234}U の壊変によって生成し蓄積されてきたものと判断できる．しかし，後者には，^{232}Th の導入時に ^{230}Th が取り込まれているはずで，このような試料から得られる見掛けの ^{230}Th/^{234}U 年代は，真の年代より古いと判断せざるをえない．

最近，特に ^{230}Th/^{234}U年代値の信頼性を厳密に検討するために注目されているのが ^{234}U/^{238}U 比である．図3は [^{230}Th/^{238}U]-[^{234}U/^{238}U]年代一致曲線（concordia）で，^{230}Th/^{234}U年代の計算に必要な ^{230}Th/^{238}U 比を横軸に，^{234}U/^{238}U比を縦軸に取り，仮に化石サンゴが生育した当時の海水中の ^{234}U/^{238}U比が，1.00・1.05・1.10・1.12・1.144・1.17・1.20 の場合を想定し，両比の時間経過にともなう変化を曲線で示したものである．現在の海水中の ^{234}U/^{238}U 比が 1.144±0.002 であることは既に述べた．そこで，過去数10万年間同比に変化がなかったとすれば，ウラン同位体について完全に閉鎖系を保持してきた化石試料中の ^{230}Th/^{238}U・^{234}U/^{238}U両比は，時間の経過とともに，1.144 曲線上を移動するはずである．言い換えれば，^{230}Th/^{238}U・^{234}U/^{238}U 比が誤差の範囲内で 1.144 曲線と矛盾しない試料からしか信頼できる年代値が得られないことになる．この曲線から外れる同位体組成は，死後現在に至る迄に，その試料と外界との間で同位体交換（isotope exchange）したことを示唆する（Ku *et al.*, 1990）．これまでは，ウラン同位体の逸脱や混入を判断するため，少なくとも現生サンゴと，ウラン量について比較する方法がとられてきた．しかし，同一サンゴ群体中でも，“粗密バンド”間で認められるウラン量の差が大きく，必ずしも従来の方法が良策とは言い難い．むしろ，ウラン含有量に関する現生試料との比較に加え，図3の年代一致曲線の利用が，化石試料中のウラン同位体に関する閉鎖系を判断する最良策だと思われる．

本研究では，主に南西諸島南大東島・与那国島および喜界島産更新世サンゴ試料の同位体分析に基づき，^{230}Th/^{234}U 年代値の信頼性を検討するための基準として以下の4項目を提案する：

(1) 試料には，二次的な方解石の晶出や組織上の変形が認められない・・・・・ [100 % aragonite]
(2) ^{232}Th が検出できない・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ [< 0.02 ppm]
(3) ウラン（^{238}U）含有量が現生試料と同じ・・・・・・・・・・・・・・・・ [2 - 4 ppm]
(4) 初生 ^{234}U/^{238}U比が，現海水中の同比（1.144±0.002）と矛盾しない・・ [1.13 < Ro < 1.16]

これら基準を，ヒュオン半島産試料の ^{230}Th/^{234}U 新旧年代の評価に用いたところ，(1) および (2) は，ほとんどの試料が満たすものの，かなりの試料が (3) ないしは (4) を満足しないことが明らかになった．

いずれにせよ，現在では，“conventional”とも呼ばれる α スペクトル法であるが，これまで取り組んできた測定精度の向上によって，現時点では，表2に示す分解能を得ている．また，以上のような判断基準に基づき，上記の前提条件を満たすと判断できる同一試料の α スペクトルおよび TIMS ^{230}Th/^{234}U 年代は，すべて誤差の範囲内で一致する（図4）．

表1 130 ka のサンゴ試料を年代測定した場合の α-spectrometric および TIMS 法の比較
（Edwards *et al.*, 1986, を修正して作成）

方法	必要試料重量	測定誤差（2σ） $^{230}Th/^{238}U$	$^{234}U/^{238}U$	年代誤差（2σ）
α-spec.	5－10 g	±3 %	±1.5 %	±5 %
TIMS	200 mg	±0.3 %	±0.1 %	±1 %

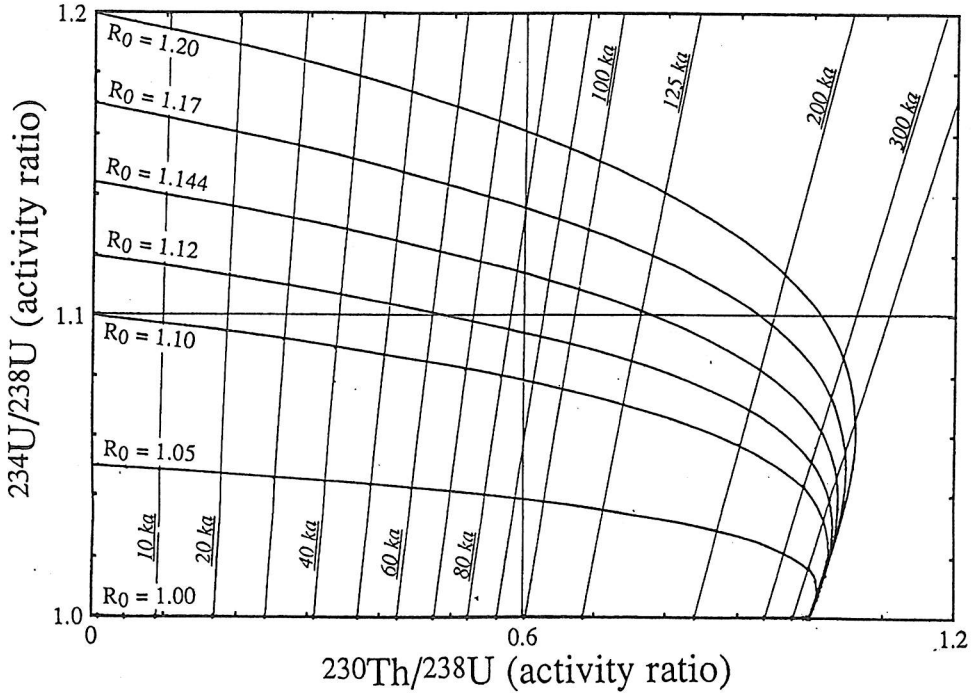


図3 [$^{230}Th/^{234}U$]-[$^{234}U/^{238}U$]年代一致曲線
（R_0，初生 $^{234}U/^{238}U$ 放射能比；1.144 は現在の海水中の $^{234}U/^{238}U$ 放射能比）

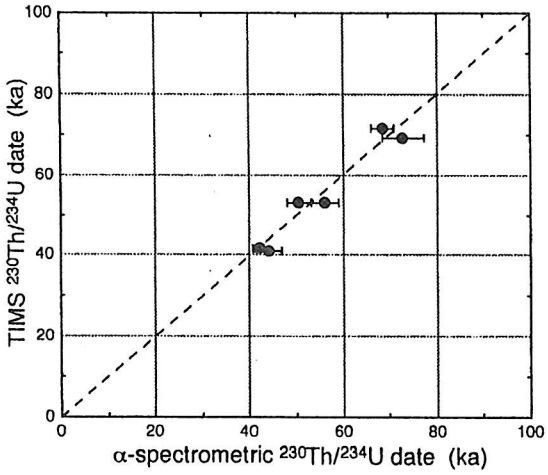


図4 ウランおよびトリウム同位体組成から信頼できると評価された同一試料の α-spec. と TIMS年代値の比較

表2 現在の α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法の分解能

年代 (ka)	年代誤差 (ka；2σ)
30	± 1.0
50	± 1.5
70	± 2.0
100	± 4.0
125	± 5.0
200	± 10.0

S8 熱ルミネッセンス年代測定－特に火山岩類の測定精度について－

高島　勲（秋田大・鉱山）

Isao TAKASHIMA; Thermoluminescence Dating -Special Reference to Dating Accuracy of Rocks in Volcanic Origin

熱ルミネッセンス（thermoluminescence, ＴＬ）年代測定は，歴史的には1950年代初期にアメリカで提案され，石灰岩などの地質試料に適用されたがフェーデングや年間線量評価のための適切な方法がなく，広く利用される状況とはならなかった．その後，ヨーロッパ諸国で土器の年代決定法として再認識され，年代に対する要望の強さから活発に研究され手法として確立された．

現在では，ＴＬ年代測定は地質・宇宙科学分野にしぼっても火山岩類（溶岩，火山灰，火砕流など），堆積岩，貝化石，断層，変質岩，いん石など多くの対象に適用され，測定に使用される鉱物も，石英，長石，火山ガラス，方解石，粘土鉱物など多岐にわたっている．従って，一口にＴＬ年代測定といっても非常に多くの組合せがあることになるが，ここでは，現状で最も精度が良く，信頼性も高い年代値が得られるとされている，石英を使用した火山岩類の測定についてのみ議論を行う．

ヨーロッパは，現在もＴＬ年代測定の研究中心であるが，正確な年代測定に適した石英を含む火山が少なく，年代を必要とされる対象が氷河や段丘堆積物の場合が多い．このため，通常のＴＬ年代測定ではなく，赤外や可視光による照射に伴う発光から年代を求める，光励起発光年代測定が主たる研究課題となっている．アメリカ，カナダでは，地質試料主体の研究が進められているが，火山岩類の研究例はそれほど多くはない．

日本では，研究の初期は考古学試料主体で進められたが，1970年代後半から地質年代を中心にした研究が増加し，現在ではかなりの数の年代データが報告されている．日本には，研究対象となる石英を含んだ火山岩類が広く分布している．そして，研究が地質ばかりでなく考古学，物理，化学などの専門家の協力体制の基に行われていることから，日本は火山岩のＴＬ年代測定では世界で最も進んだ地域といえる．特筆すべき日本の研究成果としては，赤色発光の利用と百万年を超える古い年代への応用などがある．また，年間線量評価の標準化のため，富山と長野に分布する火砕流堆積物の共同測定も実施されている．

ＴＬ年代測定法は，放射線量計の応用である．結晶内の電子は放射線の照射により価電子帯から伝導帯へ励起され，最終的には結晶の歪みなどにより形成された電子トッラプに捕獲される．このトッラプ電子は加熱により価電

子帯に戻るが，その時の発光がＴＬである．発光は受けた放射線量に比例する（低線量域と高線量域では非直線となる）ので，発光量を測り，線量既知の人工照射の発光量と対応させることで地質時代を通じて試料が受けた総被曝線量（equivalent dose，ＥＤ）を求めることができる．このＥＤを，試料とした鉱物が１年間に受けている放射線量（annual dose，ＡＤ）で除することで年代を求めることができる．従って，ＴＬ年代測定の条件は試料周辺の放射線量に対応してトラップ電子を蓄積し，安定に保持すること，そして，感度良く光として検出できることである．火山岩中の石英はそれらの条件をほぼ満足している．

火山岩類のＴＬ年代については，多くのデータが報告されているが，筆者の知る限りでは，年代値が確かな基準試料について計画的に相互対比した例はない．しかし，Ｋ－Ａｒ，ＦＴあるいは^{14}Ｃの年代値の報告された試料との対比はなされている．図１はその一例であり，われわれの研究室で得た日本各地のデータのうち，既存年代のあるものをまとめている．この図から，既存年代とＴＬ年代の違いを概念的にみることができるが，重要な点として，(1) 14Ｃとの対応はかなり良い，(2) 10-100万年の範囲のＴＬ年代は既存データと調和的である，(3) ＴＬ年代が１万年より若い範囲では，14Ｃ以外の既存データとの対応は全くない，(4) 全般的にＴＬ年代の方が既存年代より若い，などが指摘される．ＴＬ年代の重要な特徴として，広い年代範囲でほぼ同一の精度が得られることがあり，数万－数十万年で既存データと調和した事実から，(3) で示された大きな違いのある年代のうち，信頼できるのはＴＬ法であると推定される．判断基準が明確でないため，断定はできないが，図１の結果から，ＴＬ法は数千－百万年程度の火山岩の年代として使用可能であると結論付けられ

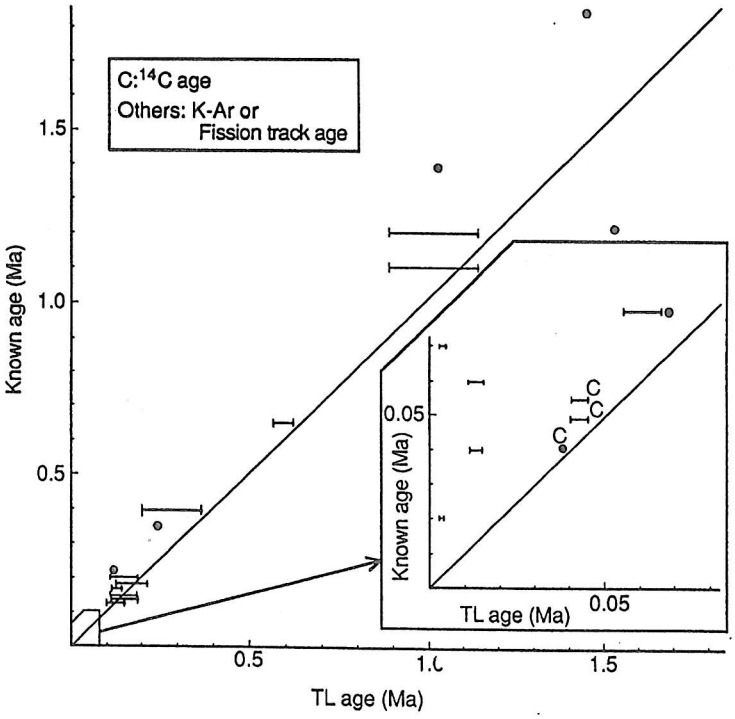


図１　既存年代値とＴＬ年代値の対応
（測定試料；洞爺，八甲田，玉川，
会津田島，北松浦，雲仙）

る．そして，最適測定範囲を外れる試料であるにもかかわらず，強引に測定した他の手法よりは良い年代値を与える場合が多いと思われる．

それでは，ＴＬ法そのものとして絶対的な年代値をどこまで正確に求めることができるであろうか．ＴＬ測定の手順は，ＥＤを求めるための放射線照射，発光測定とＡＤを求めるための化学分析あるいは現地での放射線強度測定に分けられる．

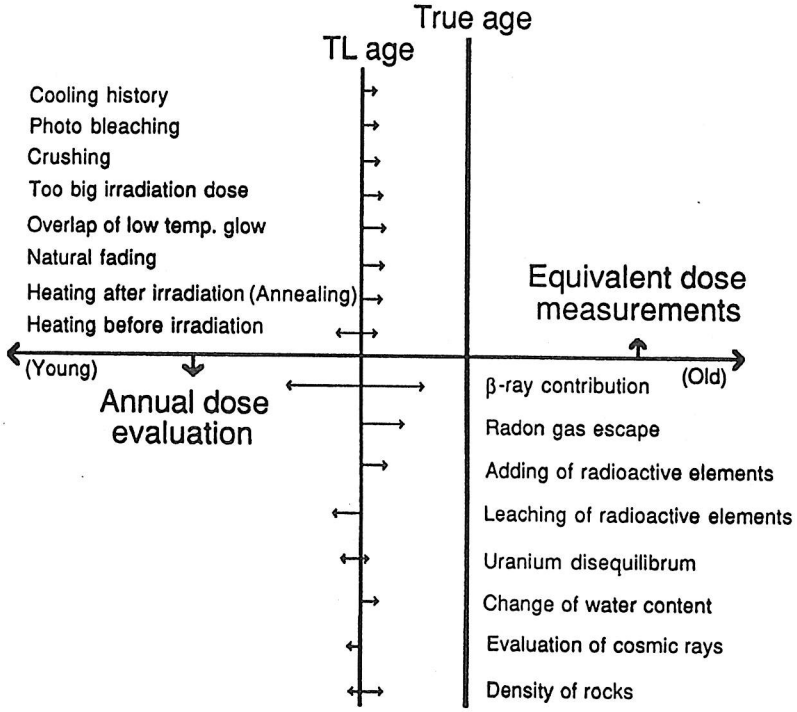


図２　ＴＬ年代測定の誤差要因

図２は各々の手順での代表的な誤差要因をまとめたものであるが，ＴＬ年代は，一般的に真の年代より若くでる傾向がある．これは，ＴＬ年代の計算で適切な補正をしなければ若い年代になることが明確であるにもかかわらず，補正係数等が不明で補正を省いていることによる．全部の項目を解説することは困難であるので，重要と思われる点のみを以下に示す．

ＥＤを求める手順は基本的に，光学及び放射線計測の実験であり，注意深い操作で誤差３％あるいはそれ以下にすることは可能である．問題が残るとすれば，天然での極微弱放射線と人工的な超高線量照射によるトラップ電子形成を同一機構としている点の吟味，フェーデング，加熱による試料感度の変化などであり，講演で詳述する．

ＡＤの算出は，試料が含まれる試料の放射性元素の分析値から計算する方法と，現地の試料採取地点に放射能検知素子を埋め込んで求める方法があるが，ともに問題を含んでいる．試料の分析値あるいは採取地点条件により，α線，β線，γ線，宇宙線についてどのような取扱，補正をしなければならないかということについては，一応の方法が定められており，正確な年代決定のためには慎重な記載，観察で対応可能である．しかし，水分や宇宙線の補正は，ＴＬ年代の対象となる地質時代全体を平均した値が必要である．ま

た，放射性元素の移動があれば，得られたＴＬ年代値は真の値とは異なってくる．そして，それらの正確な見積り法は残念ながら存在しない．従って，ＴＬ年代の正確さを見積るための現実的な方法は，同一の地層で条件の異なる地点のデータを比較することである．

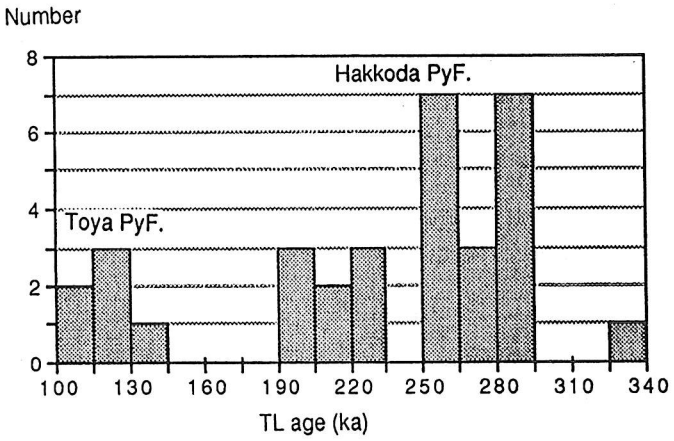


図３　北海道洞爺火砕流と青森県八甲田火砕流のＴＬ年代値ヒストグラム

図３は，広域テフラとして重要視されている洞爺火山灰と同源の火砕流と八甲田火砕流のＴＬ年代結果をヒストグラムとして示したものである．ＴＬ年代測定の利点の一つは測定が容易で多数の試料を処理できることであり，その特徴を生かして異常なデータを排除し，より真の値に近い年代値を求めることができる．

結論として，最も良い条件でのＴＬ年代の測定誤差は５％程度が期待でき，真の値からの隔たりは，同一地層の多数の測定値を吟味することで確保される．図３の洞爺火砕流６個については，明瞭な元素移動の証拠がないので全てが利用できる．そして，それらの値を平均した時の値，119kaが洞爺火砕流の最終的な年代値となり，2σは18％となる．このＴＬ年代値は，最良のデータを得るといった目的意識の基に行なわれたわけではないので比較的大きな年代誤差を持つが，可能な限り厳密な処理により最終年代誤差を10％程度まで下げることが可能と思われ，それが現時点で得られる最良のＴＬ年代データと考えられる．

S9 加速器質量分析（AMS）法による^{14}C年代測定の高精度化の検討

中村俊夫（名古屋大学・年代測定セ）

Toshio NAKAMURA; A Study on Accurate ^{14}C Dating with Accelerator Mass Spectrometry

1. はじめに

第四紀学の分野では，古環境や古海水準の変動など地質・地形・生物学上の諸現象の解明において，正確な時間軸を設定することが必要不可欠であり，年代測定の誤差を小さくすること，年代の正確度をあげること，測定可能な時間範囲を拡大することが要求される．名古屋大学における加速器質量分析法による^{14}C年代測定においても，タンデトロン分析計の導入以来これらの要求に沿うべく努力を重ねてきた．

ここでは，名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計の現状を概観し，さらに，測定された年代値の信頼度をあげるために，①試料採取・前処理における炭素成分の選別の厳密化，②測定精度の向上，③正確度の向上，④^{14}C年代から歴史年代への較正，⑤測定可能な年代幅の拡大，について議論する．さらに，タンデトロン分析計の利用の実状と将来計画について概説する．

2. タンデトロン加速器質量分析計の性能と現状

名古屋大学にタンデトロン加速器質量分析計が導入され，1983年9月に^{14}Cの測定を開始して以来約10年が経過した．この間，^{14}Cをトレーサーとした環境^{14}C濃度分布に関する研究および様々な環境試料の^{14}C年代測定が行われ，学内共同利用施設として研究・教育に利用されてきた．また，学外の研究者についても共同研究の場として盛んに利用されている．現在までの共同利用研究として，地質学，堆積学，海洋学，地震学，雪氷学，水理学，考古学，人類学，文化財科学などの分野の^{14}C年代測定に利用されている（名古屋大学加速器質量分析計業績報告書，1989;1991;1992;1993;1994）．

従来の放射線計測法による^{14}C年代測定法に比較して，タンデトロン加速器質量分析計による年代測定は次の様な特徴を持つ．

①ごく少量の炭素試料で測定が可能である．すなわち分析計に用いる最終段階で，炭素として0.2～2 mgあればよい．

②ごく低い^{14}C濃度の測定が，すなわち古い年代の測定が可能である．約6万年前まで遡って年代測定ができる．

③測定に要する時間が，1試料あたり2～3時間と短い．

④測定精度は，ルーテインの年代測定では±80年程度である．古い年代の試料では誤差はこれより大きくなる．しかし加速器質量分析計では，自然放射能による^{14}Cバックグラウンドの増加は全くないため，3万年前を越える古い年代の試料については，従来の放射線計測法より正確度が高い．

試料が十分にある場合には，若い年代の試料についての測定誤差は，放射線計測法の方が測定時間を長く取ることにより，むしろ簡単に±80年以下に

できる．加速器質量分析計で処理できる試料の数は限られており，試料の条件に応じて，両方法の使い分けが好ましい．

3．^{14}C年代値の信頼度をあげるために

3．1．試料採取・前処理における炭素成分の選別の厳密化

従来のβ線計測法では測定に必要な炭素量が多く，たとえ試料の量が十分にあっても，特定成分の分離・測定は困難な作業であった．前節に挙げた①の特徴から，場合によっては対象となる試料から特定の炭素化合物を選別して測定することができる．この結果，タンデトロン分析計では他の炭素成分からの汚染の機会を押さえることができ，年代測定の正確度がかなり向上していると考える．実際，上下に連続した堆積物についてタンデトロン分析計を用いた測定結果では，堆積物の上下と^{14}C年代の新旧とが良く対応している．

また，試料の採取や分析開始までの保管において，別な炭素からの汚染がないように十分に注意を払う必要がある（中井，1993;第四紀試料分析法）．

3．2．測定精度の向上について

測定精度を良くするには，①^{14}C計数の統計誤差を小さくする，②同一試料についての複数回の測定を行った場合の年代値の一致度（再現性）を良くする必要がある．ここでは，統計誤差を小さくするための検討について述べる．

炭素試料のグラファイト化により，1 mg程度の炭素で測定できると同時に，長時間安定して測定できる炭素ターゲットが作製可能となった．標準体および試料について，このグラファイトターゲットを作製して使用することにより，長時間の測定で^{14}C計数を増やし，統計誤差を小さくすることができる．

^{14}C年代値の誤差△Tは，試料および標準体について計数される^{14}Cの総数，$n(^{14}C)_{sample}$および$n(^{14}C)_{AD\ 1950}$，を用いて次式で与えられる．

$$\triangle T = [T_{1/2}/0.693] \times \sqrt{1/n(^{14}C)_{sample} + 1/n(^{14}C)_{AD\ 1950}} \quad (1)$$

ルーテインの測定では，未知試料と標準体はほぼ同じ時間測定されるので$n(^{14}C)_{sample}$と$n(^{14}C)_{AD\ 1950}$がほぼ等しいとすれば，^{14}C年代値の統計誤差△Tを±10〜±100年にするために必要な^{14}C計数は表1の如く得られる．

表1．統計誤差とそれを達成するに必要な^{14}Cの総計数

△T (year)	$n(^{14}C)_{sample}$ [≒$n(^{14}C)_{AD\ 1950}$] (counts)	△T (year)	$n(^{14}C)_{sample}$ [≒$n(^{14}C)_{AD\ 1950}$)] (counts)
±10	1,292,034	±60	35,890
±20	323,008	±70	26,368
±30	143,559	±80	20,188
±40	80,752	±90	15,951
±50	51,681	±100	12,920

この概算からわかるように，±10年の誤差を達成するには約130万個の^{14}Cを計数する必要があるが，現代炭素を水素還元して造ったグラファイトを用いた場合の^{14}C計数率が約 10cps（個／秒）であることから，130万個を貯めるには，約36時間の連続測定が必要となる．しかし，通常のグラファイトターゲットでは，数時間でイオン出力が劣化するため，このような測定を達成するのはかなり困難である．タンデトロン分析計を用いて，測定時間を約12時間かけることにより，統計誤差±40年の^{14}C年代測定が実際に行われている．しかし，ルーティンの測定では，試料及び標準体について，^{14}Cをそれぞれ2万個程度計数し，±80年の測定誤差を得ている．また，表1から，±80年の誤差から±40年の誤差まで到達しようとするには，^{14}Cの計数は2倍ではなく4倍必要であることに注意すべきである．

3．3．正確度の向上

統計誤差をいくら小さくしても，狂った時計で計測した時間は信頼できない．年代値の正確度をあげるには，①既知年代試料の測定テスト，②異なった^{14}C測定施設間のクロスチェック，③異なった測定法間のクロスチェック，④炭素同位体分別の補正，などの検討が不可欠である．ここでは，炭素同位体分別の補正について述べる．

^{14}C年代測定においては，^{14}C濃度（ここでは，放射性炭素^{14}Cの安定炭素^{12}Cに対する比を意味する）の初期値がある定められた値で一定になっているということが大前提である．すなわち，時間がゼロの時の試料の^{14}C濃度がmodern standardの^{14}C濃度と同じであったとする仮定である．しかしこの前提は，詳細にみると，試料となる炭素物質が自然界で合成される過程で起こる質量分別効果や，地球大気中の^{14}C生成量の変動による大気中 CO_2の ^{14}C濃度変動などにより破れており，完全に満たされているとはいえない．

^{14}C年代値の誤差を±80年以下に小さくしようとする場合，この炭素同位体分別は無視できない．例えば，約-7‰の大気中CO_2を用いて光合成を行う陸上植物の$\delta^{13}C$値は-10～-35‰である．$^{14}C/^{12}C$比の場合には，$^{13}C/^{12}C$比の2倍の同位体効果があるため，大気中のCO_2を用いて光合成を行うそれらの植物の^{14}C濃度の初期値は，50‰の変動幅を持つことになる．これは，^{14}C年代値に換算すると，ほぼ400年の幅になる．すなわち，放射性炭素の時計が始動する前に既に，最大で400年の年代差が付いている．この$\delta^{13}C$値は植物の種類に依存するが，種類間では変動の幅はずっと小さく，400年の変動がいつも起こるわけではない．しかし，この例からもいえるように，^{14}C年代値の正確度を良くしようとする場合には，この同位体分別の補正は不可欠である．

3．4．^{14}C年代と暦年代との較正

^{14}C年代測定の前提の一つに，試料の^{14}C濃度の初期値が一定という仮定がある．しかしこの仮定は厳密には満たされていない．実際，米国のBristle cone pineの年輪を用いて，現在から約7,500年前に遡って過去の大気CO_2の^{14}C濃度が測定されているが，^{14}C濃度には，数千年オーダーの長期変動と百

年オーダーの変動が明らかに見られる．これらの変動の原因として，地球大気へ入射する宇宙線の強度変化と関連付けられている．

アイルランド産のIrish oak，ドイツ産のGerman oak，米国北太平洋岸のDouglas fir wood，米国カリフォルニア産のSequoiaなどを用いてAD 1950～6000 BCの間の大気中CO_2の^{14}C濃度が，過去十数年に亘ってβ線測定法により高精度に測定された．これらの測定データを用いて，^{14}C年代と暦年代との較正曲線が得られている（Calibration 1993, Radiocarbon, 35(1)）．また，最近一段と高性能となったパーソナルコンピューターを用いて，この^{14}C年代と暦年代との較正が簡単に行えるようになっている．最近では，^{14}C年代から較正した暦年代を用いて，年代軸の議論を行うことが一般的になってきた．

3．5．測定可能な年代範囲の拡大

測定可能な古い年代の限界は，人工グラファイトや天然の鉱物グラファイトなど十分に古く^{14}Cを全く含まない炭素試料を用いて調べられる．これらのグラファイトをターゲットとして測定すると^{14}Cの計数があり，それは^{14}C年代値に換算して約65,000 y.B.P.である．この結果から，タンデトロン分析計は5万年前台の^{14}C年代測定には何とか使えると考えられる（タンデトロン分析計では，1991年初頭のイオン源改造以降^{14}Cバックグラウンドが急に増加し，現時点では測定可能な古い年代は，残念ながら約4万年前と制限されている；名古屋大学加速器質量分析計業績報告書Ⅳ，1993）．

6万年前～10万年前の^{14}C年代測定は，現時点では極めて困難である．K-Ar法，ESR法，FT法などの，この年代領域における高精度化を期待したい．

4．おわりに

タンデトロン加速器質量分析計の学内共同利用では，近年利用希望が一段と増加しており，その全部を処理するには，計算上では，一日に4個以上の試料を測定する必要があり，測定の迅速化・効率化の必要に迫られている．

ここ数年間，東京大学原子力研究総合センターのタンデム加速器による加速器質量分析の利用は，加速器更新ために休止中であった．このため，名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計は日本で唯一の分析計で，フル稼働の利用状況であった．しかし，需要が益々増加しているため，東大タンデムが本年後半期から稼働を再開しても，名古屋大学におけるこの活況は変わらないものと推察される．このため，分析計の様々な改良が計画されている．その一つは，測定の自動化であり，できる限り測定作業の省力化を図りたい．また，タンデトロン分析計の構成要素のうち，ターゲットから炭素の負イオンを作るイオン源について，現有イオン源の約10倍の負イオン出力の能力を持つ最新式イオン源に置き換えたい．このイオン源が導入できれば，現状の測定精度は，約1/10の測定時間で達成できる．

また，現有のタンデトロン分析計の諸性能を大幅にアップした第二世代のタンデトロンが米国，オランダ，ドイツなどに導入されている．名古屋大学でも，この第二世代タンデトロン分析計の導入計画が着々と進められている．

Ｓ１０　第四紀テフラのジルコン、ガラス(ZFTD/ITPFT)のFT年代測定

檀原　徹（京都フィッション・トラック）

Tohru DANHARA ; Zircon and Glass Fission-Track Dating Method(ZFTD, ITPFT) for Quaternary Tephra

1. はじめに

1990年IUGS年代測定部門サブコミッションからの勧告により,FT法は測年に際し標準年代試料を基準においたゼータ法を主として用いることになった(Hurford,1990a,b)。以後FT年代値は国際的に共通の比較、評価基準をもつことになり、測定方法の整理統一化とともに、測定者間のデータ比較も容易となった。一方深海底コア分析から得られた膨大な古地磁気・^{16}O-^{18}O比変動曲線、ナンノ化石データなどから、ミランコビッチサイクルの精細な実証的研究が進み、FT法にも高精度年代測定の要求が強い。ここでは1990年IUGS勧告以降のFT法の現状と高精度測定について述べる。

2. ゼータ法（Zeta Calibration）

これは年代標準試料を用いて測定値をトータルに較正するもので、Fleischer et al.(1975)が提唱し、Hurford & Green(1983)で詳しく検討された。数回にわたる標準試料の国際的なブラインドテストの結果その有効性が認められ、1988年国際FTワークショップで以後のFT年代測定は基本的にゼータ法によることが採択された。それまで測定者間で独立に様々な手法で行われかつ絶対測定要素の強かったFT法に相対測定要素を大幅に導入した。年代標準試料はジルコンで3試料、ガラスでは1試料が推奨されている。

3. ZFTD(Zircon Fission-Track Dating)

ジルコンは珪長質テフラ中に副成鉱物として広く含まれ、ウラン濃度が高いため第四紀を通じてまず最初に対象となる鉱物とみなすことができる。しかも風化に強く閉鎖温度も高いため、本質結晶のみを対象にすれば測定値の補正は一般に必要ない。測定値較正の基準となる標準年代試料も信頼性の高いものが3試料用意されている点で、最も安定したFT年代測定ができる。問題点は1）年代標準試料に第四紀のものがない、2）年代値が若くなるほど自発トラック密度（ρs)が低くなり、ゼロ・トラック粒子が増加、3）外来結晶の識別に注意が必要、などが挙げられる。国際的にはGleadow（1980）のKBSタフの測定が有名だが最近では測定例は少ない（Meyer et al.,1991など）。一方、我国では1970年～80年代を通じ10数人に及ぶZFTD測定者が活動し、測定者人口と測定例においては世界で最もアクティブな国ということができた。また研究水準も高かったが、国際的にはほとんど知られていないのが現状である。測定技術と基礎研究においては現在世界的に最も高いレベルにある。ただし1990年IUGS勧告以降の研究例（原・楡井,1990、竹村・檀原,1993など）はあるものの、最近では測定例が減少する傾向にあることが懸念される。

4. ITPFT(Isothermal Plateau Fission-Track dating)

火山ガラスはテフラ中の本質物質として一般に広く含まれるが、特に広域に分布する珪長質テフラでは最も主要な構成物であることが多い。しかしジルコンに比較してウラン濃度が低く、また常温でもトラックの消失（フェーディング）が生じるため、測定には適切な補正が必要となる。ただしdistal tephraでは現実的には火山ガラスのみを対象とせざるを得ない場合も多く、フェーディングで若返ったみかけ年代値を補正するため、試料に加熱処理を加え自発・誘導トラックの計数効率が同等になるプラトー相で年代を求める。これをITPFT法と言う。Westgate(1988,1989)により実用化され、現在第四紀テフラ年代測定法の一つとして注目されている。ガラスをFT法で測定する場合にもゼータ法の採用が勧告されているが、彼はそれを採用せず、未知試料とともに測定した年代標準試料Moldaviteや他の年代試料の結果を併記することで測定値の保証をしよ

表１．Zircon FTDと Glass FTD（ITPFT）の比較

		Zircon FTD	Glass FTD（ITPFT）
測定対象	長所	・珪長質テフラに広く含まれる. ・ウラン濃度が高い. ・ｱﾆｰﾘﾝｸﾞに強く通常ﾄﾗｯｸのﾌｪｰﾃﾞｨﾝｸﾞ は無視できる ・試料間の主成分変化が小さい. ・風化に強い.	・distalテフラでは唯一の測定対象. ・細粒テフラでも測定可能. ・試料処理が容易.
	短所	・外来結晶混入の影響が大. ・低含有試料では抽出作業量が増加.	・常温でもﾌｪｰﾃﾞｨﾝｸﾞでﾄﾗｯｸが消失する. ・ウラン濃度が低い. ・試料間の主成分変化あり. ・風化に弱い.
測定方法	測定方法	外部ディテクター法（EDM）を用いたgrain by grain 測定を行い、ゼータ法による全測定系の較正を加える.	試料を自発トラック計数用と熱中性子照射による誘導＋自発トラック計数用に二分し、population-subtracion 法で各トラック密度を測定する. 次に試料を加熱処理(150℃,30days)し、プラトー相で測定する. ゼータ法は用いず、未知試料とともに年代標準（または既知）試料を測定する.
	信頼性	複数の放射年代測定法で一致する年代値をもつことが保証された国際年代標準試料BMT(16.3Ma) FCT(27.8Ma), MDC(58.7Ma)をゼータ較正に用いる.	準標準試料 Moldavite (15.1Ma) や他の年代既知試料を未知試料とともに測定する. 現時点では国際標準試料は確立されておらず、ゼータ較正はされていない。
	ﾁｪｯｸ方法	全測定系が複数の年代標準試料でゼータ較正されている上に、未知試料とともに年代標準試料を測定しデータの再現性を確認する. 外来結晶混入の有無をχ^2検定でチェックできる.	未知試料とともに準標準試料 Moldavite を測定し、標準データの再現性を確認する.
	測定精度	達成可能な測定精度は第四紀テフラでおよそ以下の通り. 100 万年→ 3～ 5% 10 万年→10～15%	Westgate(1988,1989),Alloway et al.(1993)らのデータから、測定精度はおよそ以下の通り. 100 万年→10～15% 10 万年→15～20%
問題点		・第四紀試料での国際年代標準試料が確立されるのが望ましい. ・自発トラック密度が低いため測定に大きな労力が必要. ・多数粒子の迅速な測定方法の開発が必要. ・測定者が少ない.	・国際年代標準試料が確立されていない. ・自発トラック密度が低いため測定に大きな労力が必要. ・多数画面の迅速な測定方法の開発が必要. ・測定者が少ない.

うとしている。Westgateらは北米やニュージーランドでの第四紀テフラの年代測定に大きな成果をあげ、特に後者ではSeward(1974,1979)による従来の年代層序を大きく修正した(Alloway et al., 1993)。日本では大阪市大グループにより同法での年代測定が試みられ始め（弘原海ほか,1991,1992ほか）、国際年代標準試料の確立にも取り組んでいる(北田ほか,1994など)。ジルコンとガラスのFT年代測定の比較を表1に示す。

5. 大阪層群ピンク火山灰層の高精度FT年代測定と広域対比

重要な広域テフラの年代を高精度で決定することの意味について改めて言及する必要はないであろう。ここでは、最近我々が行ったZFTDの高精度測定の一例として大阪層群ピンク火山灰（以後OGPKと呼ぶ）の測定結果を示す。さらに給源火砕流堆積物とテフラの広域対比による波及効果について述べる（図1、2）。

檀原ら（1991）は国際的に確立されていないジルコンの年代標準試料候補としてOGPKを日本フィッショントラック研究会に推奨した。その後OGPKのジルコンを用いたFT年代測定を行うとともに、K-Ar法による測定も試みた（檀原ら,1992a)、その結果同一試料による15回の繰り返し測定によりOGPKのFT年代値としてT=1.00±0.04Maを得た。続いて給源火砕流を探索し、OGPKと耶馬溪火砕流堆積物とを対比した（檀原,1992b,1993)。さらに耶馬溪火砕流堆積物の強溶結試料の11回にわたる繰り返し年代測定を行い、耶馬溪火砕流堆積物の年代としてT=1.04±0.05Maを得た（檀原ら,1994)。またOGPKの広域対比も併行して進め、層序・年代・構成鉱物・屈折率等により対比した耶馬溪火砕流堆積物・OGPK・上総層群大田台層O7火山灰層が、すべて正帯磁で約30度の浅い伏角をもつ共通した堆積残留磁化特性をもつことも対比の保証となると考えた（林田ほか,1993a,b)。OGPKと給源となる耶馬溪火砕流堆積物の高精度ＦＴ年代測定と、上総層群大田台層O7火山灰の対比により、以下の3点が指摘できる。

（1）房総半島上総層群の層序確立への寄与

日本の代表的な鮮新-更新統である上総層群は堆積速度の速い海成層から構成される好露頭が広がることで有名で、層序学.生層序.古地磁気学.堆積学の恰好のフィールドとなっている。ただし、この地域で公表されているＦＴ年代（鈴木.杉原.1984.原.楡井,1986)と生層序および古地磁気学的見解には大きなズレがあり、多くの議論を生んできた。大田台層O7火山灰とOGPKが対比されほぼ1Maの年代を示すことは、この議論に新たな視点を与えるものである。

（2）OGPKの年代と^{16}O-^{18}O酸素同位体比曲線

上総層群の酸素同位体データは、BO-B-1正滋極亜帯の下部が間氷期ステージにあたることを示している。今回大阪層群ピンク火山灰層と対比された大田台層O7火山灰層は、このステージと上位のステージ30の境界付近に挟在される。そのため、OGPKの年代値はステージ30と31の境界の年代を規定し、逆に世界的スケールで設定された^{16}O-^{18}O酸素同位体比曲線からO7火山灰あるいはOGPKの年代に制約が与えられることになる。したがって、O7火山灰付近の地層に含まれる浮遊性有孔虫の精密な酸素同位体比曲線の確立が望まれる。

（3）GPTSの検証

GPTS(Geomagnetic Polarity Time Scale)はShackleton et al.(1990)の提唱以来世界的に大きな見直しが進行中である。その際重要となるのが古地磁気逆転境界の年代を保持する地質試料の存在とその精密な年代測定である。今回OGPKの年代は、火山灰の対比によりハラミヨ・サブクロンに相当する地層中に挟在されることから、その時期を制約する。それによると、ハラミオ・サブクロン年代はShackleton et al.(1990)の主張する0.99～1.07Maを支持する。

6. 中・後期更新世広域テフラのジルコンのFT年代測定

当面の高精度年代測定対象とみなされる数枚の広域テフラの測定例を示す（表２）。

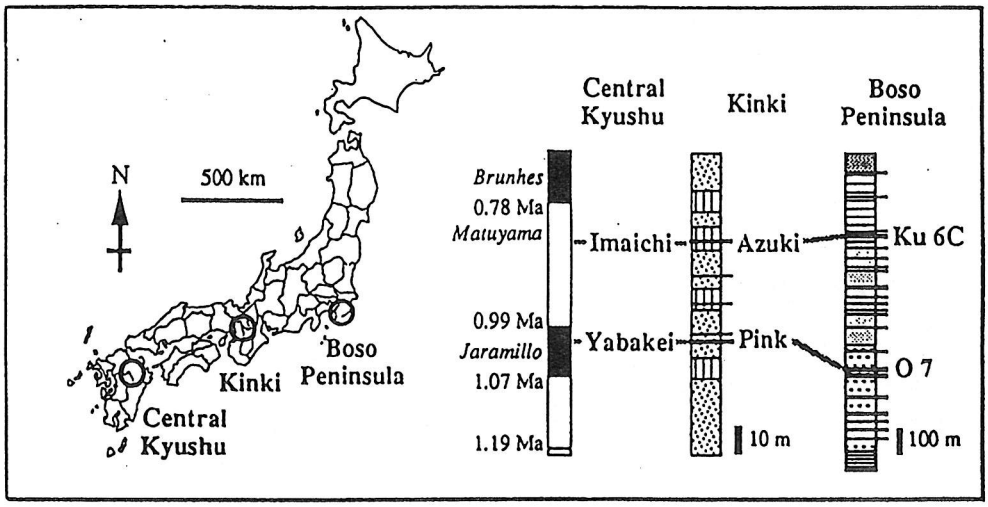


図1. 耶馬溪火砕流堆積物とピンク火山灰、O7火山灰の対比

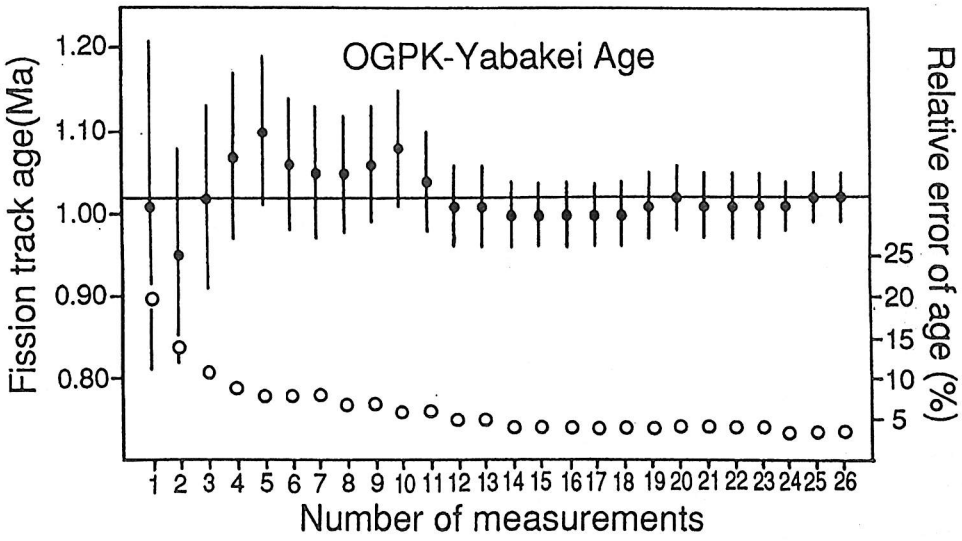


図2. 耶馬溪火砕流堆積物とOGPK全測定データを用いたデータ数増大に伴う誤差の減少パターン

Table 2. Fission-track data of zircon from '93 COT Field Trip Samples

Sample code	No. of crystals	Spontaneous ρ_s (10^3cm^{-2})	(N_s)	Induced ρ_i (10^6cm^{-2})	(N_i)	$P(\chi^2)$ (%)	Dosimeter ρ_d (10^4cm^{-2})	(N_d)	r	U-content (ppm)	Age (±1σ) (ka)
K-Tz	144	4.36	(14)	1.15	(3684)	19	6.92	(1067)	-0.040	130	98±26
Ata	105	11.8	(14)	3.02	(3589)	16	6.94	(1070)	0.308	350	100±27
Ata-Th	105	11.9	(37)	1.28	(3995)	87	6.93	(1068)	0.012	150	240±40
Kkt	72	19.5	(20)	1.42	(1455)	78	6.95	(1071)	0.170	160	360±80
TnP(Kb-Ks)	72	32.0	(61)	1.33	(2536)	89	6.96	(1073)	0.403	150	620±80

(1) Sampling site of K-Tz:STOP1.2 Onejiro,Atsugase, Ata:STOP1.3 Onejiro,Kaminokawa-Otaki, Ata-Th:STOP1.3' Onejiro,Toihama, Kkt:STOP2.3-2 Yamashita-Higashi, TnP(Kb-Ks):STOP2.5 Nitanno-Seiho
(2) ρ and N are the density and the total number of fission tracks counted, respectively.
(3) Analyses were made by the external detector method using geometry factors of 1 for 2π/2π(ED2).
(4) Ages were calculated using a dosimeter glass SRM612 and age calibration factor ζ(ED2) =372±5.(Danhara et al.,1991).
(5) $P(\chi^2)$ is the probability of obtaining the χ^2-value for v degrees of freedom (where v=number of crystals-1).
(6) r is the correlation coefficient between ρ_s and ρ_i.
(7) Samples were irradiated using TRIGA MARK II nuclear reactor of St. Paul's University (Rikkyo Daigaku), Japan.

S１１　ＥＳＲ年代測定法の現状と問題点

池田すみ子（地質調査所）

Sumiko Ikeda; Present status and problems of ESR dating

１．はじめに

ＥＳＲ（電子スピン共鳴）法とは，静磁場のもとでマイクロ波の吸収によって不対電子を検出する方法である．不対電子は，固体が放射線をあびると格子欠陥や不純物に捕えられて安定となる．捕えられた不対電子の数（常磁性中心の数）は，自然放射線を長くあびるほど増加する．Ikeya（1975）はこのことを利用して，ＥＳＲを用いて初めて鍾乳石の年代を測定した．これ以後，ＥＳＲ年代測定が第四紀全体をカバーする年代測定法として有効であることや，測定可能な試料の種類が多いことが注目され，10年後の1985年には山口大学で第１回ＥＳＲ年代測定国際シンポジウムが開催されるまでになった．本稿では，それからさらに10年を経た現在の，ＥＳＲ年代測定法の現状と問題点について述べたい．

２．ＥＳＲ年代測定法の原理と実際

ＥＳＲ年代測定に用いられる多く種類の試料からは，それぞれに特有なＥＳＲスペクトルが観測される．ここでは例として，年代の異なる３つのサンゴのＥＳＲスペクトルを示す（図1:(a)現生，(b)約2000年前，(c)約60万年前）．現生サンゴには放射線により生ずる常磁性中心は蓄積していないため，ＥＳＲ信号は観測されない．年代の異なるサンゴを比べると，古いものの方が自然放射線を長期間あびているため，いずれの信号も強度が増大している．

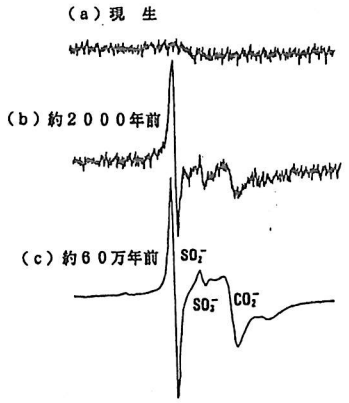


図１：(a)現生，(b)約2000年前，(c)約60万年前のサンゴのＥＳＲスペクトル

常磁性中心が蓄積しはじめる時，すなわちＥＳＲ年代測定により求められる年代の意味は，用いる試料によって異なる．サンゴや貝，有孔虫，骨や歯などの化石，鍾乳石や石灰華，石膏などの二次鉱物は結晶が析出した時から常磁性中心が蓄積しはじめる．火山噴出物や地熱変質岩，十分に加熱された石器や土器は，熱によって蓄積されていた常磁性中心がリセットされる．また断層ガウジでは，断層運動による剪断応力でリセットが起こる．石英中のGe中心は光によってリセットされる．

ＥＳＲ年代測定では，試料が現在までに受けた自然放射線の量（蓄積線量：*AD*）を求め，これを年代に換算する．蓄積線量を求めるために，試料にガンマ線を照

射して，人為的にＥＳＲ信号強度を増加させる（図２）．いくつかの異なる線量のガンマ線を照射した試料を用意し，信号強度の伸びをプロットすると飽和曲線，

$$I = I_{max} \{ 1 - \exp[-a(Q+AD)] \}$$

に近似することができる（図３）．ここで，IはＥＳＲ信号強度，I_{max}は信号強度の飽和値，Qは照射線量である．これを信号強度が０の位置まで外挿し，蓄積線量ADを求める．

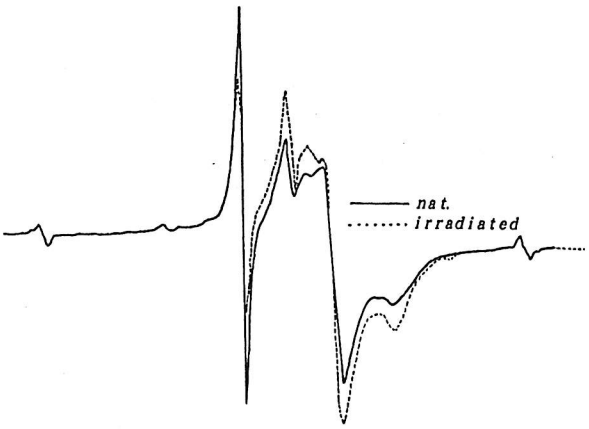


図２：ガンマ線照射によるサンゴのＥＳＲ信号強度の変化

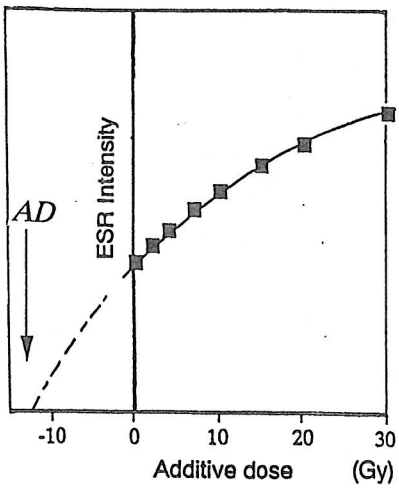


図３：ガンマ線照射によるＥＳＲ信号強度の伸びと飽和曲線への近似による蓄積線量(AD)の推定
Ikeya(1993), Fig.3.2(b)を一部改編

次に，１年間の自然放射線量を推定する．ＥＳＲ年代Tは蓄積線量ADと年間線量Dの関係，

$$AD = \int_0^T D(t)\,dt,$$

から求められる．年間線量Dのうち，放射性元素に起因する部分についてはU, Th, K濃度を試料内外で測定し，放射線量に換算する(Nambi and Aitken, 1986; Ogoh *et al.*, 1993の表を参照)．^{238}U系列の非平衡を考慮しなくてはならない場合もある．宇宙線量は緯度と高度，地表からの深さを考慮して推定する（Prescott and Hutton, 1986). 外部放射線量と宇宙線量は，熱ルミネッセンス線量計を試料採取地点に設置することなどにより，計算で求めた値とクロスチェックすることが望ましい．

３．特長と問題点

ＥＳＲ年代測定により，年代を求めることのできる時代は，信号強度を測定する常磁性中心の寿命に依存する．観測されるほとんどの常磁性中心の寿命は，10^6年のオーダーである．このことから，ＥＳＲ年代測定は第四紀の年代測定法として有効である．また，ＥＳＲ年代測定は上でも述べたように，様々な試料から直接年代を知ることが可能である．このため，従来年代測定が不可能または困難で

あった多くの対象に，10^3-10^6年オーダーの年代測定の可能性を開いた．

一方，この方法の問題点は上に挙げたような長所と表裏一体を成すものである．すなわち，多種多様な試料が年代測定可能ということは，試料の種類ごとに異なるＥＳＲスペクトルを観測し，異なる常磁性中心の信号強度を用いて年代を求めることを意味する．測定の最適条件は，当然それぞれに異なる．また，ＥＳＲ年代測定では，人為的に照射したガンマ線によって試料があびてきた自然放射線の蓄積量を推定する．しかし実際の自然放射線の効果は，試料の大きさや形，周囲の含水比などにより変化する．これらのことが年代測定を行う上での，また，年代値を公表する上での統一された基準を作りにくくしていた．

こうした問題をふまえて，最近Ikeya(1993)は，テキスト"New Applications of Electron Spin Resonance"の中で，試料の種類ごとに必要な前処理や測定条件を各章のTechnical Noteにまとめている．また，Grün(1991）は，ＥＳＲ年代の客観的評価を可能にするために，試料処理の方法，用いた試料の粒径，ＥＳＲの測定条件などとともに，表１のように年代値を算出するまでに用いたすべてのパラメータの誤差を明記すべきことを提案している．

表１：貝のＥＳＲ年代測定に必要なパラメータとその誤差の例(Grün, 1991)

			Calculated age (a)		Uncertainty (%)	
			−	+	−	+
AD	(Gy)	100.0 ± 15.0	87,700	117,600	14.5	14.6
U-content	(ppm)	0.30 ± 0.10	100,300	105,200	2.2	2.5
Initial $^{234}U/^{238}U$		1.4 ± 0.3	101,700	103,700	0.8	1.0
α-Efficiency		0.10 ± 0.03	101,100	104,300	1.5	1.7
Total thickness	(μm)	500 ± 200	97,800	107,000	4.7	4.3
Removed layers	(μm)	100 ± 50	101,200	104,100	1.4	1.5
U-sediment	(ppm)	2.0 ± 0.1	102,300	103,100	0.3	0.5
Th-sediment	(ppm)	9.0 ± 0.1	102,600	102,700	<0.1	0.1
K-sediment	(%)	1.5 ± 0.1	100,900	104,500	1.7	1.9
Water sediment	(wt%)	20 ± 10	96,700	109,000	5.8	6.2
Ext. gamma	($\mu Gy\ a^{-1}$)	500 ± 100	93,300	114,000	9.1	11.1
				Total error:	19.0	20.2

Best age estimate with uncertainty: $102{,}600^{+20{,}700}_{-19{,}500}$.

4．Intercomparison Project

1990年に，サンゴ（A:U/Th年代が124,000年前のサンゴ，B:ガンマ線を37.6Gy照射した現生サンゴ）を用いてInterlaboratory-Comparison Projectが行われ，各国の12グループから寄せられた結果が比較・検討された（Barabas *et al.,* 1993)．全てのグループがg=2.0006のCO_2^-の信号強度を用いて*AD*を求めており，*AD*値のばらつきはそれぞれ20%程度，誤差は5-30%であった．

このプロジェクトを通してBarabasらは，*AD*の誤差は主に各測定点における誤差を2%におさえたとしても，*AD*の誤差は約10%になることを示した．表１からわかるように，ＥＳＲ年代の誤差は*AD*の誤差によることろが大きいので，全ての条件

を最良にしても，ＥＳＲ年代の誤差は10%程度になる．また，最大照射線量が大きいほど*AD*は大きくなる傾向があり，照射量150Gy以下の点だけを選んで*AD*を計算すると，各グループのばらつきが少なくなることもわかった（図４）．

このようにIntercomparison Projectから得られる成果は大きいが，これはあくまでサンゴのCO_2^-を用いた年代測定についての結果であり，より多くの種類の試料について同様なプロジェクトが行われることが望ましい．

５．おわりに

ＥＳＲ年代測定法は，測定法自体は比較的簡便な一方で，試料の種類によって測定の最適条件や，考慮しなければならないパラメータが異なることから，測定結果の中には問題のあるものもあった．しかしながら，測定に用いた全てのパラメータとその誤差を明らかにすることや，同一試料の相互比較を進めることによって，より確度の高い第四紀の年代測定法として有効なものとなるだろう．

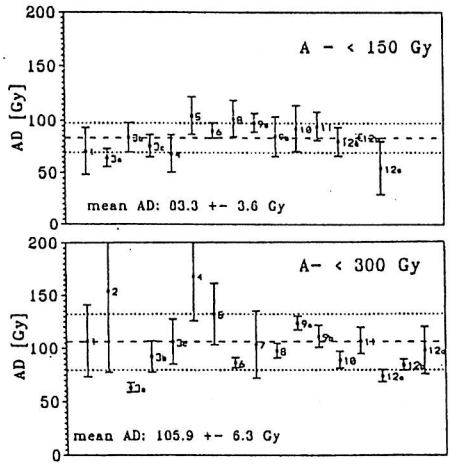


図４：最大照射線量の違いによる蓄積線量（*AD*)の変化（Barabas et al.,1993)

文献

Barabas, M., Walther, R., Wieser, A., Radtke, U. and Grün, R. (1993): Second interlaboratory-comparison project on ESR dating. *Appl. Radiat. Isotop.*, **44**, 119-137.

Grün, R. (1991): Potential and problems of ESR dating. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.,* **18**, 143-153.

Ikeya, M. (1975): Dating a stalactite by electron spin resonance. *Nature,* **255**, 48-50.

Ikeya, M. (1993): *New Applications of Electron Spin Resonance.* World Scientific, Singapore, 500p.

Nambi, K. S. V. and Aitken, M. J. (1986): Annual dose conversion factors for TL and ESR dating. *Archaeometry,* **28**, 202-205.

Prescott, J. R. and Hutton, J. T. (1988): Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR dating. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.,* **14**, 223-227.

S１２ 第四紀研究におけるK-Ar法の過去・現在・未来

板谷徹丸（岡山理科大学・自然科学研究所）

Tetsumaru ITAYA; Past, present and future K-Ar method for Quaternary Research

Wasserburg and Hayden(1955)が初めてK-Ar年代測定法を具体的に示して以来、その方法は様々な時代の様々な変成岩類や深成岩類の地質学や岩石学及び年代学に適用されてきている。この手法における放射性核種^{40}Kの半減期が約１３億年と長いことから若い火山岩類への適用には微量放射起源アルゴンの定量分析技術の格段の発展が待たれた。それでもDalrymple(1967)は当時としては最高の分析技術を駆使してカリフォルニア州の完新世火山の一つであるMono and Inyo Craterの流紋岩の年代測定を試みた。そして、流紋岩から分離したsanidine斑晶(K=ca. 9.0wt.%)の中でも良質（非放射起源アルゴンが７６％）の試料について7700+-400年を与えた。分析に供された試料量は約２１グラムであった。これは火山岩に良質の最も若いK-Ar年代を与えた最初の例でありその後もこれを越えるデータは見られない。この種の"伝統的"（放射起源アルゴンの算出に初期アルゴン同位体比を大気の値、^{40}Ar/^{36}Ar=295.5を仮定する)なK-Ar年代測定法はブリュンヌ期におけるLaschanpエクスカーションの年代決定のために普通の火山岩試料にも適用された(Hall and York, 1978; Gillot et al., 1979)。日本においてもこの種の方法はOzima et al.(1968)やKaneoka et al.(1980)によって更新世火山岩に適用された。彼らの場合も供された試料量は１０グラムを越えるものであった。一方、Takaoka(1975)によって開発された低ブランクのメタル製希ガス用質量分析システムが開発され盛んに岩石や鉱物あるいは天然及び温泉ガスの希ガス分析が行われていた(Kaneoka and Takaoka, 1978, 1980; Nagao et al., 1981)。それを発展的に改良した高感度低ブランクの希ガス用質量分析計が岡山理科大学の長尾と緒方によって製作されたころ、板谷が彼らの協力を基に阿蘇火山の系統的なK-Ar年代測定を試みた(Itaya et a., 1984)。供した試料量は約１グラム程度であったが１０万年ぐらいの年代の溶岩類を２－３万年の違いがあれば区別できることを初めて明らかにした。このときのアルゴン分析技術がアルゴン用新型質量分析計(Itaya et a., 1991)となってその後も日本やニュージーランドの鮮ー更新世火山岩類の年代測定に適用され島弧火山活動の成因に貢献してきている(Shimizu and Itaya, 1993; Smith et al., 1993)。最近では板谷・長尾(1988)が阿蘇火山のカリウムに富む流紋岩(K=3.64wt%)に2.3+-1.2万年を、Nagao et al.(1991)はトルコの第四紀火山のトラキ安山岩(K=3.11wt.%)に1.30+-0.16万年を与えている。現在までのアルゴン分析技術を普通の火山岩類に適用した場合の"伝統的"なK-Ar年代測定法では数万年が限界であろう。

上に述べた"伝統的"なK-Ar年代測定法には別なもっと深刻な問題がある。初期アルゴン同位体比が大気のそれと同じであるとして放射起源アルゴンを算出する方法が根本的に問題となる。それは火山噴出物が冷却固結した段階でそれ自身がトラップしているアルゴン同位体比が大気のそれと異なる場合があることを歴史上噴火活動の分かっている溶岩のアルゴン同位体比測定から明らかにされたからである(Dalrymple, 1969)。初期アルゴン同位体比に異常がある場合は上述の"伝統的"なK-Ar年代測定法では全く意味を持たないことになる。この場合の異常には、試料が過剰アルゴンを持つ場合と質量分別を経験している場合とがある(板谷・長尾, 1988)。

前者の場合は見掛け上計算された年代は古くなるし、後者の場合は若くなる。時には未来の年代を与える。過剰アルゴンの厳密な判定と完全な補正方法はないが試料採集と測定のための試料調製の過程で過剰アルゴンの影響をある程度軽減できるし、同じ試料からの複数のフラクションについて年代測定をすることで過剰アルゴンの存在を検証できる。また、質量分別を経験している場合はその補正が可能である(板谷・長尾, 1988)。

火山岩のアルゴン同位体が大気アルゴンのそれから質量分別作用をしている可能性を指摘したのはKurmmenacher(1970)であった。Kaneoka(1980)はそれを一般化した。Itaya et a., (1984)はこのような質量分別を経験した火山岩の年代測定には独立に$^{38}Ar/^{36}Ar$を測定する必要性を指摘した。そして、板谷・長尾(1988)は具体的にその補正方法を述べた。質量分別した火山岩試料の年代測定にはそれ自身が持っている三つのアルゴン同位体、^{40}Ar, ^{38}Ar, ^{36}Arを測定する必要がある。そのために、従来のアルゴン測定のような^{38}Arスパイクを用いた同位体希釈法では不可能である。むしろ^{38}Arスパイクを用いた質量分析計はメモリー効果のために正確な^{38}Arを測定できない。したがって、本来の目的である希ガス研究用質量分析計を用いて三つのアルゴン同位体を測定する必要がある。このとき利用する測定法が感度法である。この方法は以前から希ガス研究者が使ってきた方法である。それは、校正された大気中のアルゴンの量及び同位体比を物差しとして質量分析計の安定性の範囲内で試料のアルゴン量及び同位体比を測定する。高岡他(1989)はこの方法を用いて蔵王火山岩の年代を系統的に測定し、この方法の優れた点を強調した。Matsumoto et a.,(1989)は日本の火山岩ついて、Nakai et al.(1993)は中国雲南省の火山岩について、具体的に質量分別した試料の年代測定を行った。ここに来て、質量分別した火山岩類の確度の高い年代測定方法は確立したと言える。

面白いことにこの種の研究はいまのところ日本のみで行われているように見える。日本が最先端を進んでいると言えよう。現在の所、Nakai et al.(1993)の方法が世界最高水準に位置するであろう。それは共同研究者である岡山大学地球内部研究センターの長尾が世界最高水準の希ガス用質量分析計と希ガス分析に関する豊富な経験と第一級の分析技術を持っているからである。前述したように質量分別を経験した火山岩類の年代測定には独立に$^{38}Ar/^{36}Ar$比を測定し初期アルゴン同位体比の補正をする必要がある。この過程で分析誤差が大きくなる。したがって、$^{38}Ar/^{36}Ar$と$^{40}Ar/^{36}Ar$比の測定誤差をできるだけ小さくする必要がある。Nakai et al. (1993)の結果では$^{38}Ar/^{36}Ar$の測定誤差は0.2-0.4%であり、$^{40}Ar/^{36}Ar$のそれは0.1-0.2%であった。結果として、同一試料(K=2.74wt%)の二回測定の年代は0.7±0.7と1.4±0.7万年であった。彼らが使用している質量分析計はシングルコレクター方式であり如何に高度な分析技術を持っていたとしても自ずと精度の向上には限界があろう。このことを鑑み三つのアルゴン同位体を同時に測定するためのトリプルコレクターを搭載した新型質量分析計の開発を岡山理科大学で進めている。現在の所、この種の希ガス用質量分析計は世界には一台も存在しないし、購入したくとも買えない。つまり独自で開発しなければならないのである。幸い文部省の科学研究費の試験研究が採択され試作研究を実施して来ている。現在ほぼ完成間近であり、一万年より若い火山岩の確度の高い年代測定への可能性がある。最近、Shibuya et al.(1992)によってニュジーランドの玄武岩で発見された若い地磁気エクスカーション（数万年ぐらい）の年代決定に利用されうることが期待されている。

1
カトマンズ盆地（中部ネパール）における，走査型電子顕微鏡を用いた精密な花粉分析学的研究

中川　毅（京都大学理学部），安田喜憲（国際日本文化研究センター）
田端英雄（京都大学生態学研究センター）

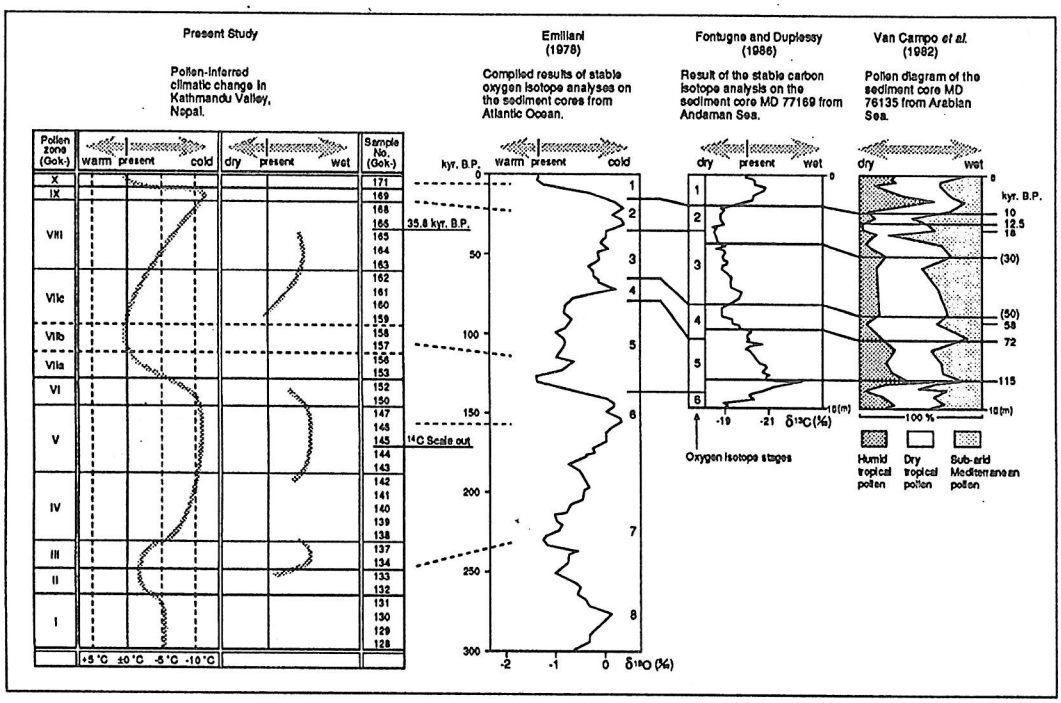
Takeshi NAKAGAWA, Yoshinori YASUDA, and Hideo TABATA ; A Close Pollen Analytical Study in Kathmandu Valley (Central Nepal) with the Help of Scanning Electron Microscope

中部ネパールのカトマンズ盆地には，最大厚さ６００メートルを越す湖性堆積物が分布している。そのためカトマンズ盆地は，堆積物の種々の分析を手法とした古環境解析によってヒマラヤ地域の環境変遷を復元する上では，非常に有利なフィールドであると言える。本研究では，この湖性堆積物のうち地上に露出しているおよそ４０メートル弱について花粉分析を行ない，最近のおよそ３０万年間のカトマンズ盆地の気候変動を復元した。また，カトマンズ盆地の気候変動と、過去に明らかにされたインド洋地域の気候変動とを比較した上で，カトマンズ盆地の持つ特異性についても言及した。

化石花粉の同定に際して，とくに化石花粉群集中で優占度の高いマツ属とコナラ属については，走査型電子顕微鏡を用いて可能な限り種レベルの同定を行なった。そのための基礎研究として，現在ヒマラヤ地域に分布しているおもなマツ属とコナラ属の種については，走査型電子顕微鏡を用いて現生花粉の形態学的研究も実施した。ヒマラヤ地域のマツ属とコナラ属は，属としての分布域が極めて広く，必ずしも特定の気候条件を反映していない。それに対して，マツ属とコナラ属の中の各々の種は、一定の気候条件を反映して比較的狭い地域に分布している。このため，ヒマラヤ地域においては，種レベルの同定を行なうことで初めて信頼に足る気候復元が可能になったと言える。

花粉分析は，高さ３７メートルの路頭から直接採取した全部で４５層準の堆積物試料に対して行なった。また、そのうち２層準については ^{14}C 年代測定を行なった。花粉分析の結果，全部で１０の花粉分帯を認識できた。また，全体で大きく３回の寒暖の変動があったことが認められた。この寒暖の変動パターンを氷期と間氷期のサイクルに対比し、それに ^{14}C 年代測定の結果を加味することで，今回分析を行なった堆積物の年代は，およそ３０万年前から１万年前までと決定された。

以上のことに加えて，同じ年代幅の中に、全体として大きく３回の湿潤な時代が確認された。これらは必ずしも，温暖もしくは寒冷な時代と時代的に対応してはいなかった。またこの結果を，過去にインド洋の海底から採取された堆積物のコアの分析によって明らかにされた乾湿変動と対比すると，インド洋では湿潤が示唆される時代にカトマンズ盆地では乾燥していたことが推定されるなど，両者はほぼ逆のパターンを示すことが明らかになった。このことは，インド洋周辺地域とそれより標高の高いヒマラヤ地域とでは，乾湿の気候変動をもたらすなんらかの要因に対する地域としての反応が異なっていた可能性を示唆している。



2　トルコ・北アナトリア断層トレンチ調査地点の花粉化石にみられる歴史時代の環境変化

奥村晃史［地質調査所］・五十嵐八枝子［アースサイエンス（株）］

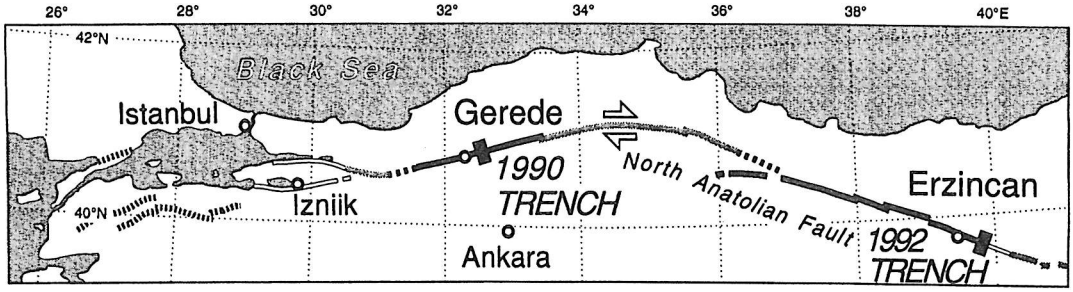
Koji OKUMURA and Yaeko IGARASHI: Palynological study of the environmental change along the North Anatolian fault during the historic age

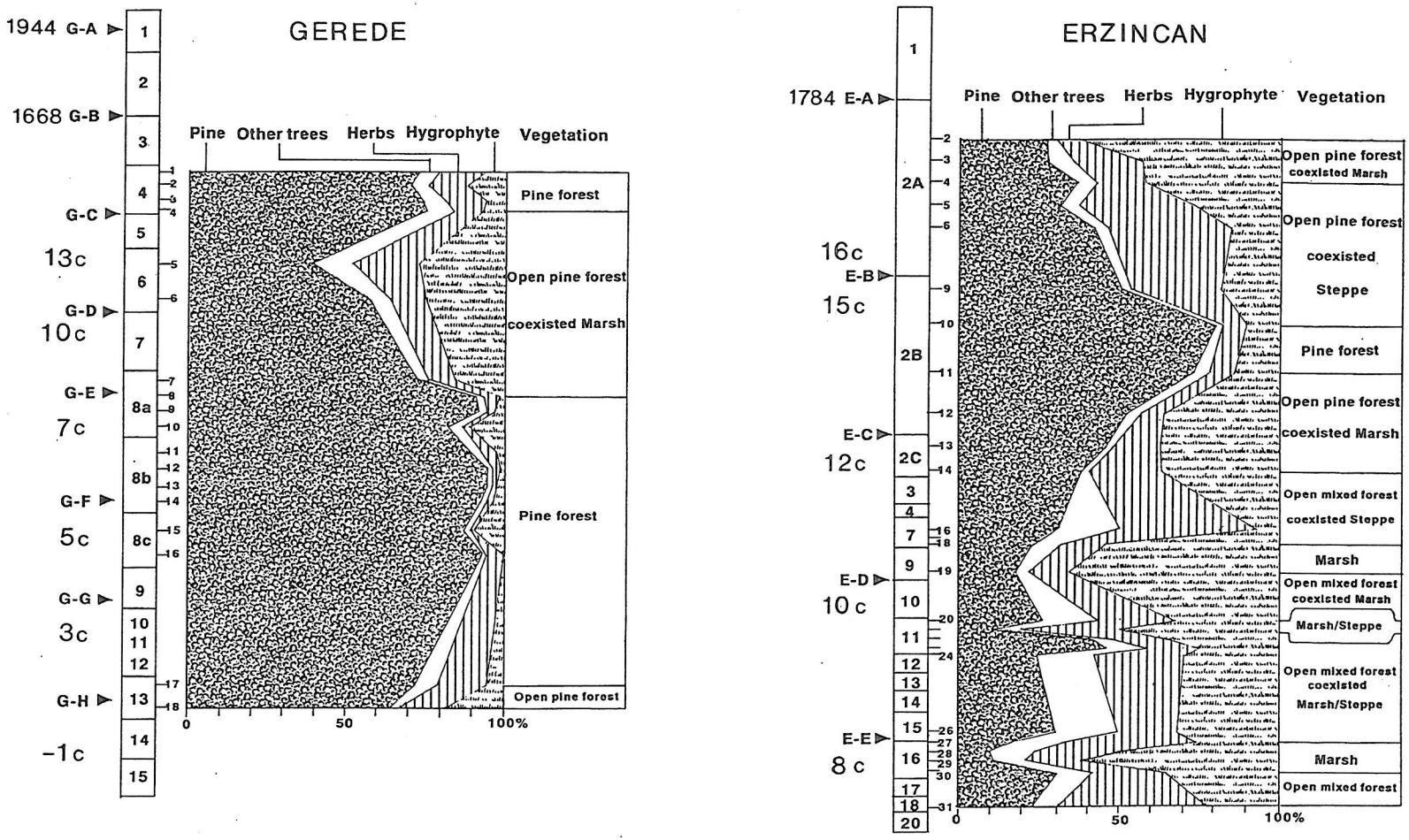
トルコ北部を東西1000km以上にわたって横断する北アナトリア断層は，現在も活発な地震活動を続けるトランスフォーム型のプレート境界断層である．この断層の活動史を明らかにするために掘削された２つのトレンチから採取した試料の花粉分析を行って，歴史時代の植生変化を地震との関連を含めて検討した．

Geredeの調査地点は標高2000m前後の山地を切る断層谷の谷底，標高1270mの草原に位置し，周囲の谷底は大部分牧草地・耕地，山地・丘陵斜面は部分的に松の疎林に覆われるが概ね裸地または草地である．トレンチには紀元前後から現在までの堆積物が現れ，８回の地震が解読されている（奥村ほか，1990；吉岡ほか，1991）．Erzincan：標高2500～3000mの山地の中に開けた盆地のコーナーにある幅１～２kmの断層谷谷底の扇状地．谷底は牧草地・耕地，山地・丘陵斜面は部分的に潅木に被覆されるが樹林はほとんど発達していない．トレンチには紀元10世紀以降の堆積物が露出し，５回の地震が解読された（奥村ほか，1994）．

GeredeではAD 0年頃，地震G-H（以後地震を省略して用いる）の発生後，alluvial fanやchannelを形成した物質移動が活発化し，その後マツ属が急激に増加している．これは地震による斜面崩壊により植生が破壊された跡地に，陽樹のマツ属が侵入した可能性を示す．G-GおよびG-Fの2度の地震で，この傾向はさらに促進された．G-E発生前まで，マツ林は拡大や縮小を繰り返しながら存続した．その後に発生したG-Eにともなって湿原が発達し，一方で丘陵のマツ林は立木密度を減じた．G-D(AD 1000-1300年）の発生により湿原はさらに拡大した．その後，G-C（AD 1200-1700年）の発生時期にかけてマツが再び増加し，疎林からマツ林へと移行した．

ErzincanではGeredeと比較してマツ属の分布が少ないためか，地震による丘陵地での植生変化は明敏に現れていない．周期的な湿原の拡大・縮小を推定することもできるが，地震との直接の関係は明らかではない．丘陵でのマツ属はE-D発生後増加を続けて，AD 1400年頃に本地域の過去1000年間における最大規模のマツ林を形成するにいたる．マツ林時代は長くは続かず，再び疎林化して低地にはステップが拡大した．





GeredeとErzincanにおける歴史時代の主要花粉taxaの頻度分布と古植生
G-A...H，E-A...Eは地震イベントのおよその層準を示す．1944，1668，1784は歴史地震の年代．13c，16c以下は地震発生時期の上・下限を示すおよその年代．

3　北海道南西部における最終氷期以降のブナの出現時期

滝谷　美香（北海道教育大学函館校）・萩原　法子（札幌第一高校）

Mika TAKIYA and Noriko HAGIWARA;First apperence of Fagus in Southwestern Hokkaido since the Last Gracial age.

北海道南西部に位置する渡島半島は，ブナを主体とする冷温帯性落葉広葉樹林が分布するが，半島の付根にあたる黒松内低地帯を境界にブナ林はとだえ，それ以北には針広混交林が広がっている．筆者等は，このブナの後氷期における北進の過程と針広混合林との関係に注目し，調査を行なってきた．

今回，調査を行なったのは，北海道函館市北方に位置する横津岳の平坦な尾根上に小規模に発達する２ヶ所の湿原である．横津岳第１地点は，標高1,130m，第２地点は標高1,050mで，いずれも森林限界に位置する．第１地点は，ミズゴケの生える低層湿原で，ツルコケモモ等を交える．第２地点は，ミズゴケポルスターの良く発達した高層湿原で，ツルコケモモ・イソツツジ・ガンコウラン・ミズゴケ・ワレモコウ・ヒカゲノカズラが生育している．湿原の周囲には，いずれの地点においてもササが密生し，ミヤマハンノキ・ミネヤナギ・ダケカンバ・ハイマツ・ナナカマド・アカミノイヌツゲ等が疎らに生えている．

図は，第２地点における花粉鑑定の結果をダイヤグラムに表したものである．

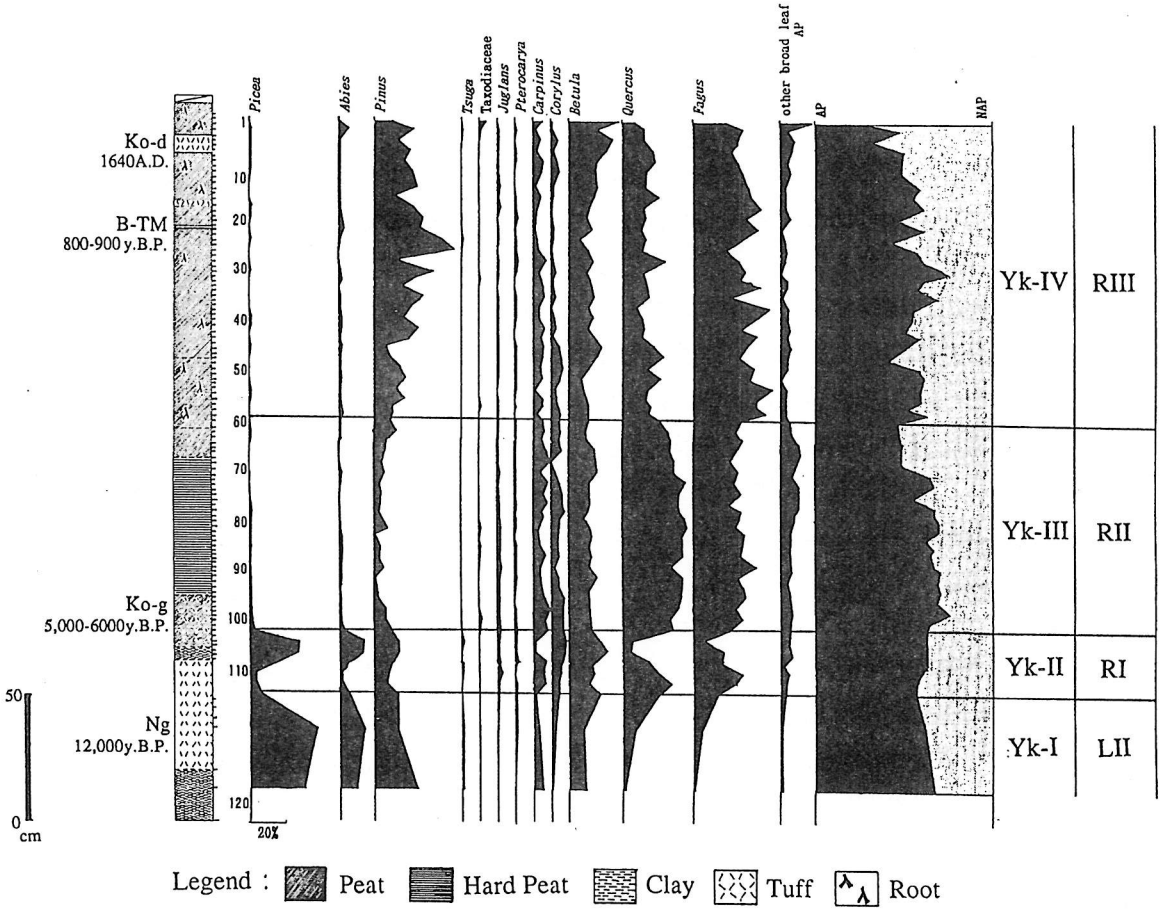
いずれの地点においても，上位からKo-d(1640A.D.)・B-TM(800-900y.B.P.)が認められ，第２地点においては，さらにKo-g(5,000-6,000y.B.P.)・Ng(12,000y.B.P.)火山灰が認められた．また，第２地点において，試料番号70-95までは，明らかにその上・下位とは異なった硬い泥炭が挟在されているので，ここでは便宜上この泥炭をHard Peatと表現した．

２つの地点における花粉帯は，樹木花粉に基づいて下位よりＹｋ－Ⅰ・Ｙｋ－Ⅱ・Ｙｋ－Ⅲ・Ｙｋ－Ⅳに区分した．

Ｙｋ－Ⅰ帯は，Pinaceae が優勢であり，亜寒帯林が発達していた晩氷期であると考えられる．Ｙｋ－Ⅱ帯ではPinaceae が減少すると同時に，*Quercus, Fagus* が急増し，後半ではPinaceae が再び優勢になる時期がある．この層準は，Ng火山灰（12,000y.B.P.）の上部から，Ko-g火山灰（5,000-6,000y.B.P.）を含んだ層の下半部までの層準である．Ｙｋ－Ⅲ帯は，*Quercus, Fagus* がきわめて優勢となり，*Picea, Abies* はほとんど消滅して，*Pinus* の出現率も低くなる，植生は安定した時期である．Ｙｋ－Ⅳ帯は，前半は*Fagus* が全体を通して優勢となる時期である．ヒプシサーマル期後の冷涼期に相当すると思われる．後半は引き続き*Fagus, Quercus, Betula* が卓越するが，上部ではTaxodiaceae, *Abies*, 落葉広葉樹の割合が増え，人間による植林の影響がうかがわれる．

塚田（1981）は，日本の植生変遷についてまとめ，晩氷期をＬⅠ，ＬⅡ．後氷期をＲⅠａ，ＲⅠｂ，ＲⅡ，ＲⅢａ，ＲⅢｂと区分している．

この結果より，Ng火山灰層準からのブナの出現が認められ，その後ヒプシサーマル期を経て現在へ至るのがわかる．函館の北方20kmに位置する熊の湯の分析結果（中村・塚田，1960）によると，晩氷期ＬⅡ帯の上限は，*Picea* の急減する層準であるので，横津岳におけるＹｋ－Ⅰ帯はＬⅡ帯に対比される．従って，Ｙｋ－Ⅲ，Ｙｋ－Ⅳ帯はそれぞれＲⅡ，ＲⅢに対比される．これら一連の花粉組成の変遷と火山灰から推定される年代とは，良く調和している．このことから判断すると，横津岳に見られるブナの出現は，*Picea* が消滅した直後であり，年代はほぼ12,000年前後であると考えられる．五十嵐・安村（1989）は，蓬揃山において，5,300y.B.P.にブナの花粉の出現を認め，これが現在までのところ北海道における最古の証拠であった．今回の結果から，北海道におけるブナの出現は，これよりもさらに5,000年前後遡る可能性が大きい．いずれにしても，北海道南部においては，*Picea, Abies* 等の樹種の消滅とほぼ同時に，ブナ林の拡大が開始されたことが明らかとなった．熊の湯における分析結果も同様の変遷を示している．ブナの出現を示すNg火山灰からKo-g火山灰層準は，堆積物の厚さが著しく薄く，時間分解能は良くない．Ng火山灰においても，下位から上位に花粉組成が変化することから，火山灰の上部は，二次堆積の可能性も残され，今後の詳細な検討が必要である．



4　青森市西部小三内遺跡周辺の完新世植生史と環境変動

辻　誠一郎・植田弥生（大阪市立大学）・南木睦彦（流通科学大学）

Sei-ichiro TSUJI, Yayoi UEDA and Mutsuhiko MINAKI: Holocene Vegetation History and Environmental Change around the Kosannai Site, Aomori, Northern Japan

小三内（こさんない）遺跡は青森市西部の丘陵地の北東縁に位置する。縄文時代前期から中期にかけての大規模集落をもつ三内丸山遺跡に隣接あるいは包含される遺跡として注目され，縄文時代の環境と人類の交渉史をさぐる上で貴重な遺跡の一つである。この遺跡は1993年度に調査されたが，開析谷と台地の接点において縄文時代前期から後期の遺物を伴う泥炭層および河成堆積物が見出された。この報告は，当時の谷底から台地にかけて成立していた植生の復元および堆積環境の復元をとおして，この地域の環境変遷と完新世の環境変遷史における位置づけを試みたものである。

調査区域内で確認された完新世堆積物は礫・砂・シルト・泥炭といった湿地成および河成の堆積物からなるが，層位的な層相の変化にもとづいて，下位から，下部層，中部層，上部層の3層に大きく区分された。層序・編年および植物化石群（木材化石群・大型植物化石群・花粉化石群）を総合すると，小三内遺跡における低地縁辺の環境の変遷史は層序区分に対応し，古い方から，下部層形成期，中部層形成期，および上部層形成期の3つの時期に区分することができる。下部層から中部層形成期への移行，および中部層から上部層形成期への移行は，ともに河川の活動の活発化によって急激に起こっている。堆積環境，植生を復元しながら，各時期の性格を考えてみよう。

A．下部層形成期

砂・シルト互層と木本泥炭層の形成期は，放射性炭素年代や火山灰編年によって，約5,300～5,000 年前の比較的短期間と見積もられる。下部層の堆積環境は，河川の活動の影響のある環境から停滞水域もしくは湿地環境へ移行し，河川から湿地への連続的な環境変化を示すものである。この時つくられる湿地環境とは，少なくとも低地縁辺で湿地林が成立し，それらの生産物によって泥炭が堆積するという特異なものであった。木本泥炭の形成環境については各地で資料が増えつつあるが，一般に，鬱蒼とした森林が成立し，その林床はじめじめとしていても人が歩き回ることのできる比較的乾いた環境が復元されている（辻，1991）。小三内遺跡においてこのような湿地の景観をつくる植生は，植物化石群から，ヤチダモやハンノキを主とする湿地林であり，より乾いた低地縁辺から段丘崖にかけてはコナラやサワグルミなど落葉広葉樹を主とする森林であったと考えられる。

B．中部層形成期

中部層をなす砂礫層とシルト・草本泥炭互層の形成期は，考古遺物の編年によって，縄文時代前期末から縄文時代中期末までの期間に入る。下部層から中部層形成期への移行は急激で，河川の活動の活発化という環境の急変によってもたらされた。これによって，堆積しつつあった木本泥炭層およびその生成に関わった森林は速やかに埋没した。中部層の砂礫層にはトネリコ属の大径木も含まれていたが，森林の埋没時に二次的に取り込まれた可能性が高い。中部層形成期を通して，下部層形成期と同様に，河川の活動の影響が強い環境から湿地環境へと堆積環境が変化したが，復元される湿地環境は草本類の湿地植物が繁茂するもので，木本泥炭の生

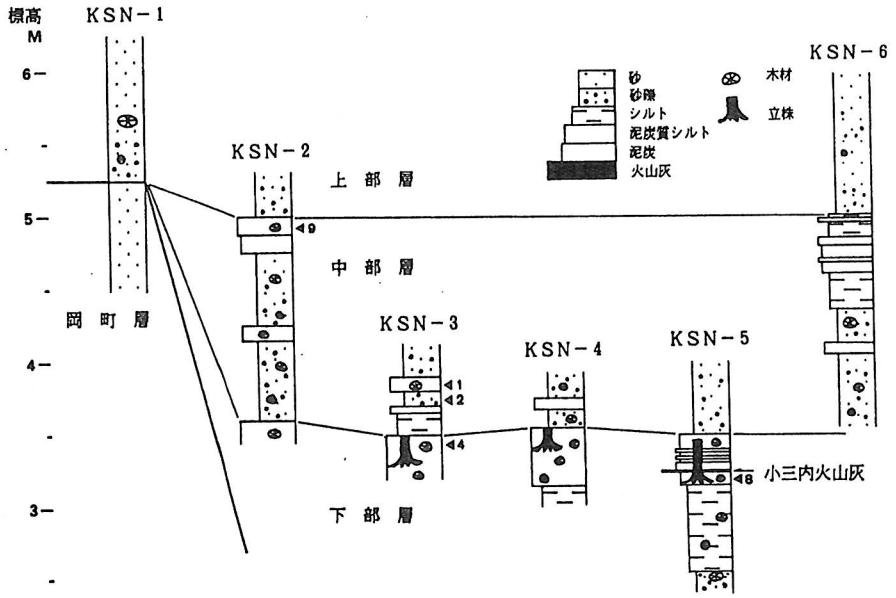


図１　主要地点の地質柱状図

成環境とは大きく異なっていたことは注目すべきことである。おそらくこれは，河川の活動の性格に大きく関わるのではないかと考えられる。

中部層形成期では，植生にも注目すべき変化がある。木本類ではクリが顕在化する。草本類でも，畑雑草・人里植物の性格の強い植物群，それにアサといった人の関わりが強く示唆される植物群が多種あらわれるようになる。これらのことは，段丘崖から台地にかけて，人と植生の交渉の密接な交渉を暗示するものであろう。

C．上部層形成期

上部層形成期は，考古遺物の編年と放射性炭素年代によって，縄文時代中期末から縄文時代後期とみなせる。中部層形成期後半の草本泥炭が堆積するような湿地環境は，急激な河川の活動の活発化によって破壊された。わずかな発掘調査区域ではあるが，上部層が中部層を深くえぐるようにして堆積している様相は，河川の活動が運搬作用だけでなく下刻作用を伴うものであったことを示している。低地内の植生がヤナギ属やハンノキ属を主体とするものであったことは，こうした河川の活動による堆積環境の変化と呼応するものである。

5　白山における完新世の植生変遷

矢笠登美子・遠藤邦彦（日本大学文理学部）
辻　誠一郎（大阪市立大学）
東野外志男（石川県白山自然保護センター）

Tomiko YAGASA, Kunihiko ENDO, Sei'ichiro TUJI and Toshio HIGASHINO;
Holocene vegetation history on Mt.Hakusan

白山は御前峰（2702m）、剣ケ峰（2670m）、大汝峰(2684m）の三つの頂を持つ火山で、その活動期は古い方から加賀室火山（30～40万年前）、古白山火山（13～10万年前）、新白山火山の三期の活動期に分類されている（東野ほか，1984）。新白山火山は、その活動期の溶岩流面上に堆積する泥炭層下部より約9000年前の^{14}C年代が得られることより、9000年以前に活動を始め、以後完新世においてたびたび噴火活動を繰り返してきた。

白山の垂直的植生分布は、標高350～1650mのブナ林帯、1650～2100mのダケカンバ・アオモリトドマツ（ダケカンバの勢力の方が強い）が優占する亜高山帯、2100m以上頂上部までのハイマツ群落の高山帯からなる（福嶋，1993）。山頂部の南側には、弥陀ケ原（約2300m）、南龍ケ馬場（約2000～2100m）などの新白山火山期の緩斜面が広がる（図1）。弥陀ケ原は高山低木林のコケモモーハイマツ群集や雪田群落で占められ、南龍ケ馬場はササ自然草原、雪田群落、イワイチョウーショウジョウスゲを優占種とする湿原である（清水ほか，1990）。両湿原には約9000年前以前から泥炭が堆積し、古い順に弥陀ケ原泥炭層、小桜平泥炭層、南龍ケ馬場泥炭層と細分されている。これらの泥炭層中には白山起源のテフラやアカホヤなどの遠来テフラが多数認められる（遠藤，1985）。

白山の植生変遷は、これらの泥炭層の花粉分析に基づき三期に分類されている（辻，1985）。I期（^{14}C年代より約11000～7000年前）の白山山岳地帯は森林要素に乏しい景観で特徴づけられるが、II期（^{14}C年代より約7000～4000年前）になると、徐々にミヤマハンノキ低木林やダケカンバ林が発達するようになる。しかし、小桜平（約1900m）ではI期においてダケカンバ林が成立していた。III期は、II期と同様な植生であったが、湿原植生を構成する植物が繁栄するようになった。

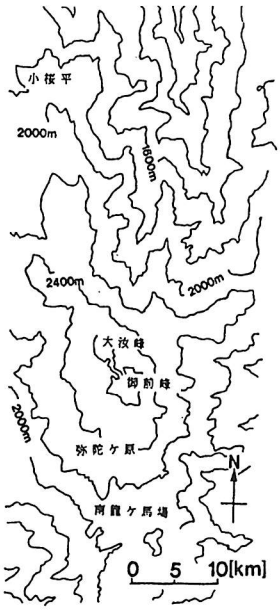


図1　白山位置図

白山は過去1万年間頻繁に火山活動を繰り返し植生環境を不安定な状況の下においてきたと考えられる。白山

の植生変遷を検討する上で火山活動の影響を無視することはできない。例えば、I期には、古白山火山形成期の平坦面である小桜平周辺には、ダケカンバ林が存在し（図２）、一方弥陀ケ原は森林植生に乏しかった（辻，1985）。このような差を生じる理由の一つとして、小桜平は古白山火山の古い斜面にあり弥陀ケ原に比べて安定した環境におかれていたのに対して、弥陀ケ原には弥陀ケ原火山灰層（遠藤，1985）が25～30ｃｍの厚さで堆積し、さらにその上に再堆積による砂層が広く発達し、泥炭層が形成されるような安定した環境が訪れるのに相当時間を要したと考えられる。II期には、環境の安定化のなかで、弥陀ケ原にも、ダケカンバ林やミヤマハンノキ低木林が侵入し始めるが、弥陀ケ原の中にも環境の不安定な場所、安定な場所があり、地点により樹木花粉の増減の変化が認められる（図３）。

このように白山の植生は広域的な環境変動に加えて白山火山の活動の影響を受けながら変遷を続け、白山特有の植生分布が成立したのだと考えられる。

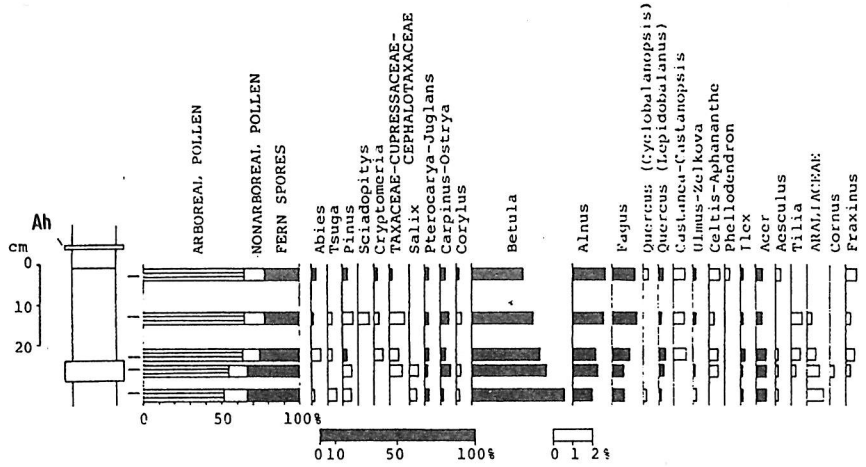


図２　白山小桜平における泥炭層下部の樹木花粉組成図　（辻，1985）

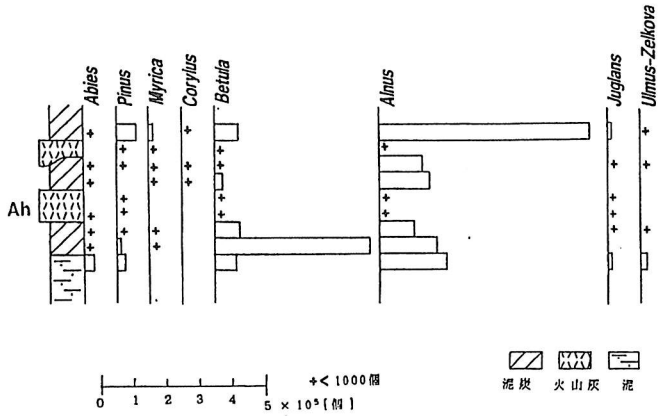


図３　白山弥陀ケ原におけるアカホヤ層準前後の花粉分析結果
（絶対花粉量で示す）

6　蛇石大池湿原40mコアの層序と花粉分析

叶内敦子・杉原重夫（明治大学・文学部）

Atsuko KANAUCHI and Shigeo SUGIHARA;Stratigraphy and Pollen Analysis of 40m core in Jaishi Ooike,Shizuoka Prefecture.

1.はじめに

伊豆半島の蛇石大池（図１）で1991年に約 6.6m（蛇石91-3）の堆積物を採取し、AT、K-Ah、Kgの層序と花粉分析の結果から、最終氷期以降の伊豆半島先端部での植生変化について明らかにした。この後、電気探査により同湿原でさらに厚い堆積物が存在することが明らかになったため、機械ボーリング（蛇石92-1、2、3）を行い最深約40mの堆積物を採取した。

2.蛇石大池の堆積物層序

蛇石大池湿原の最も長いコア（蛇石92-1）には、図２に示した示標テフラが見られる。主なものは、上位からAT(深度8.40-8.47m）、Gr（含雲母グリース状火山灰；9.71-9.75m)であり、このほか箱根火山系の両輝石型テフラが数枚（深度10.40-10.77m、11.43-11.59m、18.07-18.30m、18.72-19.00m）挟まれている。上部のもの（10.40-10.77m）は、箱根ccpグループのテフラ（三島軽石など）に対比できる可能性が強い。また、深度10.94-10.95mには細粒のガラス質火山灰が認められる。表１に主要なテフラの特性を示した。

3.花粉分析

今回の調査では、泥炭層を上部（深度1.0-17.5m)、下部（19.7-21.4m)、最下部（27.6-28.6m）に区分した（図２）。上部泥炭層では*Cryptomeria*、*Sciadopitys*が優占し、下部泥炭層では針葉樹類に加えて落葉広葉樹類の花粉の比率が高い。最下部泥炭層では*Cryptomeria*、*Tsuga*、*Picea*が主要素となり、落葉広葉樹類は低率である。これらのことから、下部泥炭層は最終氷期の亜間氷期を示すものであると考えられる。年代測定の結果、蛇石92-1では深度9.75-9.80mで38,270±1890 y.B.P.（GaK-16631)の値を得た。この値を外挿すると、最下部泥炭層は約8万年前頃までさかのぼる可能性がある。

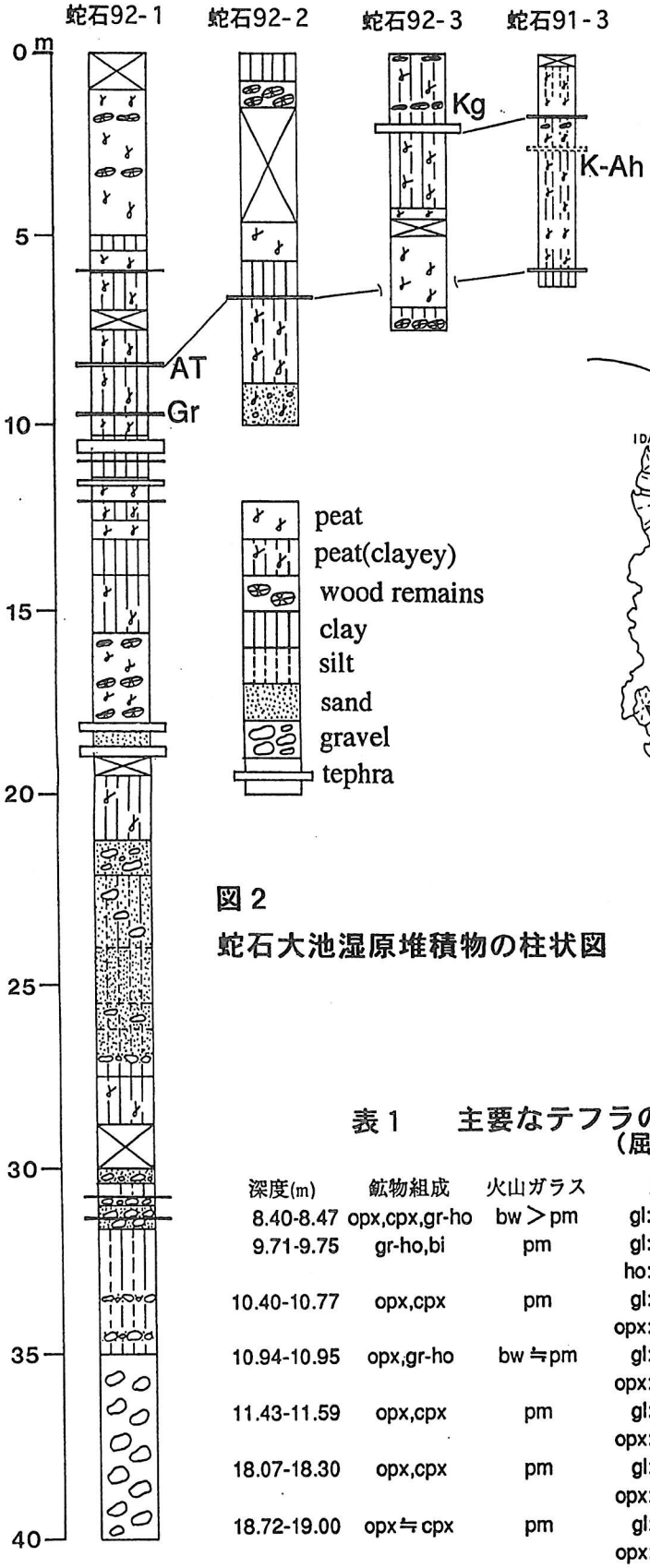
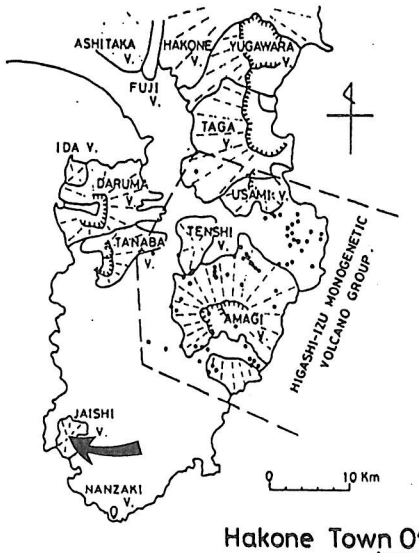


図2
蛇石大池湿原堆積物の柱状図

図1　調査地域



Hakone Town Office
(1978)

表1　主要なテフラの特性
（屈折率は新井房夫氏の測定による）

深度(m)	鉱物組成	火山ガラス	屈折率	対比
8.40-8.47	opx,cpx,gr-ho	bw＞pm	gl:1.499-1.501	姶良Tn火山灰(AT)
9.71-9.75	gr-ho,bi	pm	gl:1.500-1.502 ho:1.673-1.679	含雲母グリース状火山灰(Gr)
10.40-10.77	opx,cpx	pm	gl:1.523-1.525 opx:1.706-1.710	箱根ccp グループ (三島軽石?)
10.94-10.95	opx,gr-ho	bw≒pm	gl:1.499-1.501 opx:1.702-1.710	
11.43-11.59	opx,cpx	pm	gl:1.525-1.527 opx:1.705-1.710	箱根火山系テフラ
18.07-18.30	opx,cpx	pm	gl:1.523-1.525 opx:1.707-1.712	箱根火山系テフラ
18.72-19.00	opx≒cpx	pm	gl:1.532-1.534 opx:1.700-1.710	箱根火山系テフラ

7　西三河平野、碧海層の花粉組成と最終間氷期の気候変動

森山昭雄（愛教大）・伊勢野暁彦（ｻﾝｺｰｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ）・谷口和穂（四日市市役所）・吉野道彦（名城大）

Akio MORIYAMA, Akihiko ISENO, Kazuho TANIGUCHI, Michihiko YOSHINO ; Pollen analysis for the Hekikai Formation in the Nishimikawa Plain and climatic change during the last interglacial time.

Ⅰ、はじめに――目的と方法

西三河平野南部の碧海台地は、碧海層といわれる厚いデルタ性の堆積物からなる（町田ほか、1962）。最近、森山ほかの一連の研究によって（1992、1993）、碧海層はリス氷期からヴュルム氷期前半の最終間氷期の堆積物（酸素同位体比ステージ５）であることが分かった。花粉分析によるこの時期の古気候変動については、これまで断片的にしか明らかにされていない。そこで、碧海層の花粉化石の分析を行なった。

ボーリングコアは、海成のシルト層が厚く堆積する碧南地区の碧南東中および碧南医師住宅の２本（１m間隔）である。花粉の抽出は、KOH による有機物の除去、$ZnCl_2$ 溶液による比重分離、フッ化水素処理による鉱物の除去、アセトリシス法で行ない、グリセリンゼリーにてプレパラートに封入、200個以上の検鏡を行なった。

Ⅱ、碧海層の花粉組成

２本のボーリング地点は約500mしか離れていないので、場所による花粉組成の違いは考えられず、両方の不検出の層準（碧南医師住宅のコアでは深度25-35mの層準が砂層のためほとんど

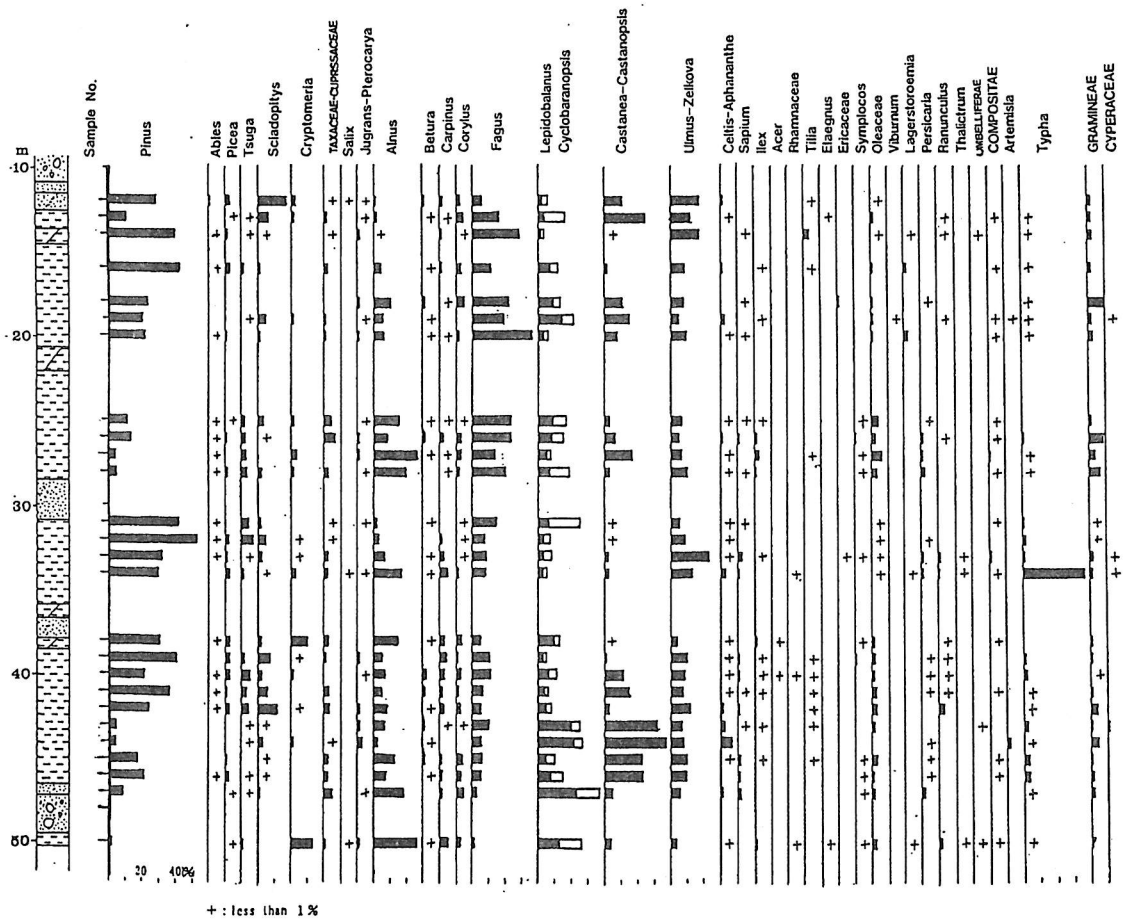


図１、碧南東中学校ボーリングコアの花粉組成

検出しない）を相補いながら考察した。ここでは碧南東中のデータのみを示す（図１）。深度50mの砂礫層の下は油ケ淵層である。砂礫層直上のシルト層の43mまでは、Quercus（Cyclobalanopsis + Lepidobalanus，以下同じ），Alnus，Castanea-Castanopsisが優先し、温暖な気候が推定される（分帯Ⅴ）。31- 42mの層準では、Pinus，Fagusが卓越し、比較的寒冷な気候が推定される（Ⅳ）。 25-28mの層準（Ⅲ）は、Fagus，Alnus，Quercus、14-20mの層準（Ⅱ）は、Pinus，Fagus，Quercusのゾーンとなっている。最上位の12-13mの層準（Ⅰ）は、Pinus，Sciadopitys，Castanea-Castanopsis，Ulmus-Zelkovaが多くなっている。

碧南医師住宅のデータでは、最上位の 6-8mの層準は、圧倒的に Alnusが優先する（75%に達する）。窒素固定菌をもつ Alnusは温帯に分布する好湿地性の広葉樹であり、寒冷化に伴って起こった海退によって、広く露出した部分に侵入したのではないかと考えられる。

Ⅲ、碧海層の花粉組成とグローバルな気候変動との比較

図２は、古気候（特に気温）の変化を見るために、平地にのみ生息しほとんど全層準に見られる温暖種の花粉を取り上げ、その頻度の合計値をグラフ化したものである（縦軸は、深度ではなく標高値を用いた）。その温暖種とは、Cyclobalanopsis，Castanopsis，Celtis-Aphananthe、Lagerstroemiaである。最も温暖のピークは標高-15m付近と-36m付近に現われている。これまでの研究で、刈谷日高小学校の標高 -11～-13mの層準の貝化石のＥＳＲ年代は約 8-9万年BPであり、酸素同位体比ステージ5aに相当し、最下位の砂礫層はステージ６のリス氷期海退期の砂礫層であることが明らかにされている。そこで、花粉から推定される温暖ピークとShackletonand Opdyke(1973)の変動曲線の5aと5eのピークとを一致させるように描がいた。

東中の変動パターンと5e付近のパターンとはよく似ており、医師住宅の6m以上と5a付近のパターンがよく似る。中間の層準は花粉が検出されない部分が多いために比較しにくいが、全体として花粉から推定される古気温の変動と古水温の変動のパターンとが、おおむね似ていることが指摘される。このことは、各層準の堆積速度の変動などを考慮しなければならないが、本地域の花粉分析の結果がグローバルな気候変動とおおむね一致していることを示す。

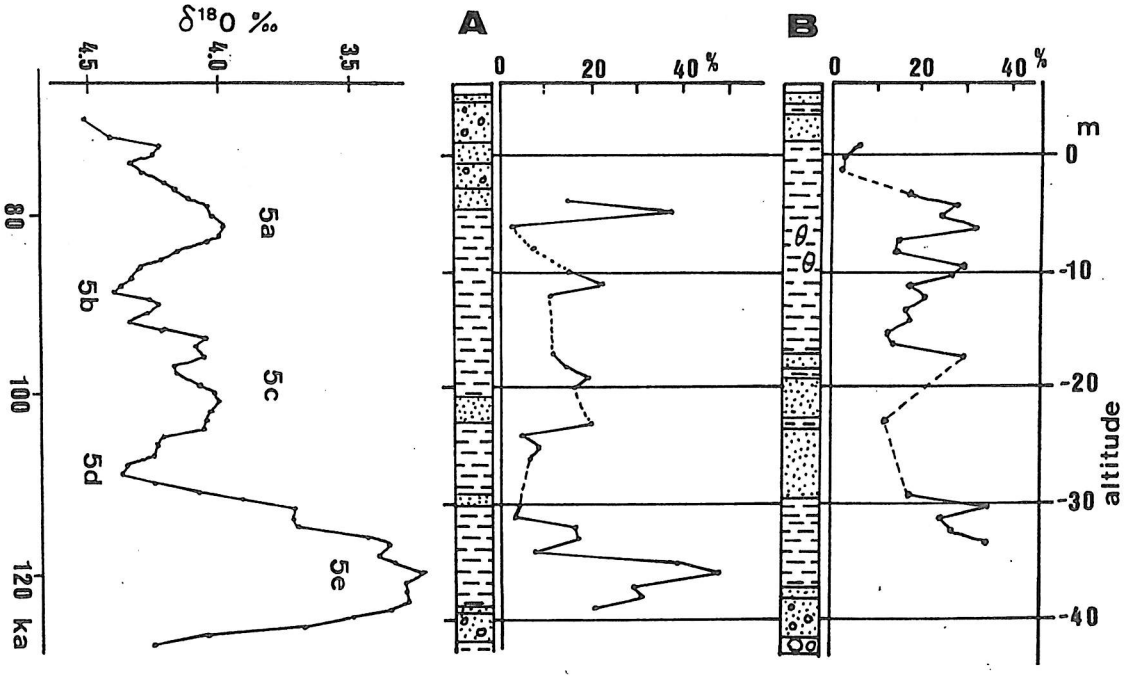


図２、碧海層花粉組成中の温暖種構成比の変動と酸素同位体比変動との比較
Ａ：碧南東中学校、Ｂ：碧南医師住宅。左は、深海底コアの浮遊性有孔虫酸素同位体比の変動（Shackleton and Opdyke，1973）。

8　三方低地帯中部の完新世後半の木材化石群と古環境

植田弥生・辻　誠一郎（大阪市立大学・理・生物）

Yayoi UEDA and Sei-ichiro TSUJI : The late Holocene wood fossil assemblages and palaeoenvironments in the middle part of the Mikata lowland along the Japan Sea

三方低地帯の西側低地では，圃場整備工事やその他の土木工事に伴う遺跡発掘調査によって縄文時代中期以降の泥炭層が見出されている。この泥炭層はしばしば埋没林を包含し，かつて低地帯に成立していた森林植生の復元と古植物地理，および古環境変遷解明の資料を提供する。演者らはすでに低地帯南部の黒田低地におけるスギを主とする埋没林の復元と古生態，ならびに三方低地帯をはじめとする若狭湾沿岸域に分布する埋没林の年代について報告したが，この報告では低地帯中部の北寺・牛屋・ユリ遺跡の３遺跡から見出された泥炭層・泥炭質堆積物とそれに包含される木材化石群について新たな資料を得たので報告する。

北寺・牛屋・ユリ遺跡の３遺跡は1988～1991年にかけて三方町教育委員会によって発掘調査された。これらの遺跡は低地北縁の山際に沿って並び（図１），西から東へ北寺・牛屋・ユリ遺跡の順に並ぶ。ユリ遺跡は字名により西側の夏浦地区と東側の弁天地区に分かれる。牛屋遺跡とユリ遺跡（夏浦地区）は山脚が少し奥まった部分に位置し，北寺遺跡とユリ遺跡（弁天地区）は山脚が突出した部分に位置する。低地の奥にある北寺遺跡と低地が開けた位置にあるユリ遺跡（弁天地区）との標高差はおよそ３ｍである。いずれの遺跡からも木材化石群や木本の大型植物化石群を含む木本泥炭層が見出されている。これらは，出土土器および丸木舟と木材の放射性炭素年代から縄文時代中期以降に形成されたものである。

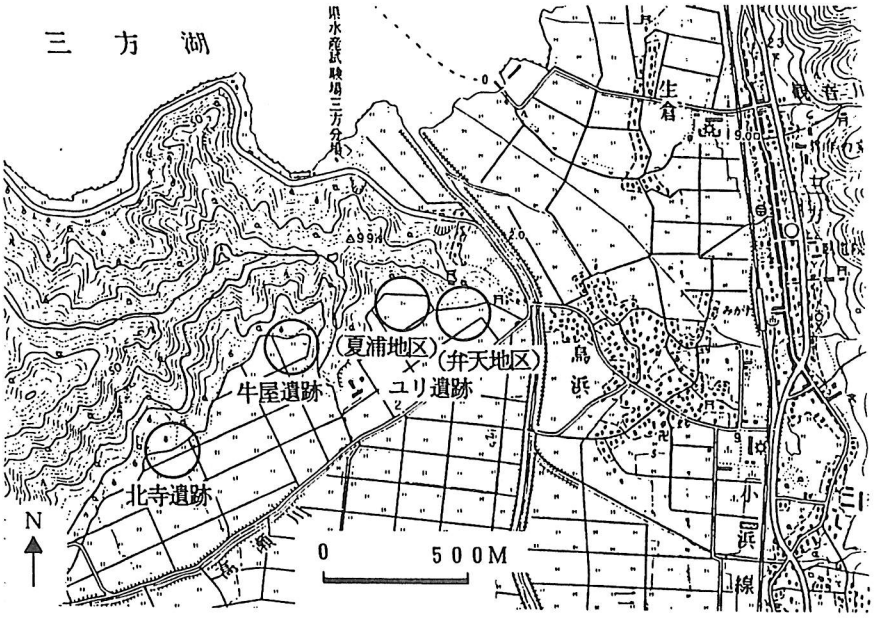


図１　北寺遺跡・牛屋遺跡・ユリ遺跡の位置

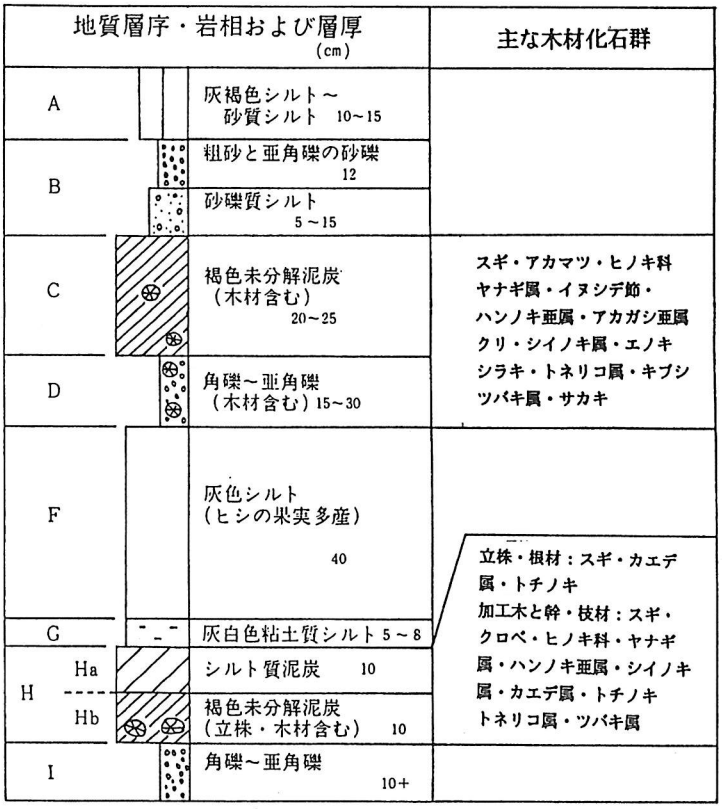


図2　牛屋遺跡の模式柱状図と層序区分・岩層および主な木材化石群

層序・編年および木材化石群の樹種構成を検討した結果，縄文時代中・後期における低地縁辺は森林をもつ泥炭地であることが明らかになった。北寺遺跡ではハンノキ亜属，牛屋遺跡ではスギ・トチノキ・カエデ属，ユリ遺跡（夏浦地区）ではツバキ属・カエデ属・ムクノキ・ケヤキの立株や根材が産出するので，少なくともこれらの樹種からなる森林が低地に成立していた。立株・根材以外の木材化石群は泥炭質堆積物に包含され，クロベ・モミ属・ヒノキ科の針葉樹，カエデ属・クリ・ケヤキ・エノキ属・ムクノキ・トネリコ属などの落葉広葉樹，アカガシ亜属，シイノキ属，ツバキ属，タブノキ属，サカキ，ヒサカキなどの常緑広葉樹を含み，これらが背後の山地斜面に生育していたことが示唆された。弥生時代中期ごろの木材化石群は粗粒砕屑物に富む崖錐性の泥炭質堆積物に含まれ，磨耗した小径木が多く，北寺遺跡ではハンノキ亜属根材，ユリ遺跡（夏浦地区）ではムクノキ・ケヤキ根材を産した以外は根材は見出されなかった。木材化石群の樹種から背後の山地斜面にはスギ・マツ属複維管束亜属・ヤナギ属・ハンノキ亜属・クリ・ケヤキ・アカガシ亜属・シイノキ属・ツバキ属・サカキなどが生育していたことが示唆された。

これらのことは，縄文時代中・後期に低地縁辺に成立していた森林はその後消滅し，弥生時代中頃では森林がほとんど成立していなかったことを示す。背後の山地斜面の森林植生は縄文時代中・後期，弥生時代中頃ともに複数の針葉樹・落葉広葉樹・常緑広葉樹からなるものであった。

9　京都盆地南部旧巨椋池の形成について

岡田俊子（奈良女子大・院）

Toshiko OKADA;The formation of former Lake Ogura in the southern part Kyoto Basin

1．はじめに

京都盆地南部の木津川・宇治川・桂川の三河川が合するところにあった巨椋池は『万葉集』にも詠われているが、昭和 8年からの排水干拓工事によって昭和16年にその姿を失した（第１図）。従来、旧巨椋池の形成に関しては、京都盆地南部に形成された山城湖盆における洪積世湖沼の残存とする永久的水域説と寿命の長い一時的な遊水池型氾濫とみなす説がある（水山：1956）。

既存の資料と新たに採取したボーリングデータなどを整理し、地質断面図を作成し（第２図）、また試料の一部を用いて花粉分析を行った。それらの結果をもとに旧巨椋池の古地理の変化と花粉化石から推定される上部の粘性土層の堆積時期について報告する。

2．結果

①表層地質…旧巨椋池の底および周辺の地質断面は、上位から順に上部粘性土層（上部層）・中部砂質シルト～シルト質砂層（中部層）・下部粘性土層（下部層）の３つに区分される。これらの地質は、『巨椋池干拓誌』（1962）の付図とを対比すると上部層が泥土層と軟粘土層に、中部層と下部層が硬粘土と砂からなる層に相当する。

②花粉分析…上部層は草本花粉が優占し、Pinus(Diploxylon)とGramineaeが卓越する。中部層では花粉化石の絶対数が少なかったため花粉組成を明らかにすることができなかった（第３図）。

3．若干の考察

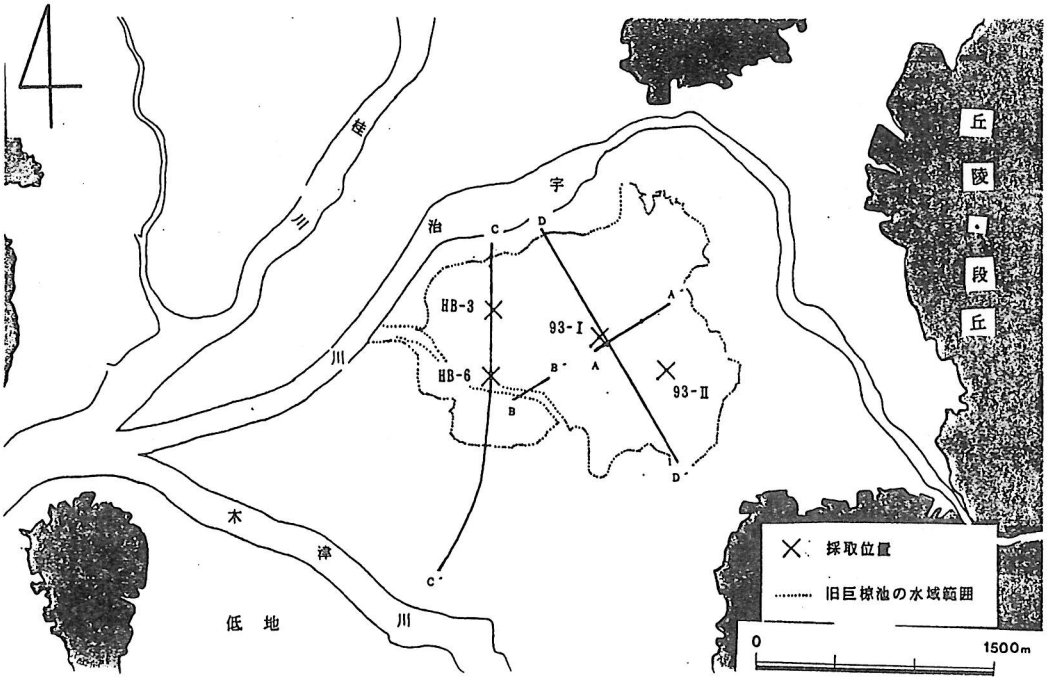
花粉分析の結果から、上部層堆積期には、周辺の山地が伐採されたことによってマツの二次林が形成され、低地ではイネ科が優勢していたと推定できる。一方、中部層が堆積した時期には、砂がちな層相に加えて花粉化石が保存され難かったと想定されることから、巨椋池が恒常的な湛水域ではなく好気的な後背湿地のような洪水氾濫時の一時的な遊水池であったと推定される。

干拓によって消失した旧巨椋池の形成は、13,000年間（『宇治市史』：1974）よりもはるかに新しく、上部層の花粉組成からＲⅢｂ期に始まったものと推定できる（現在HB-6の上部層と下部層について　Ｃ年代を測定中）。

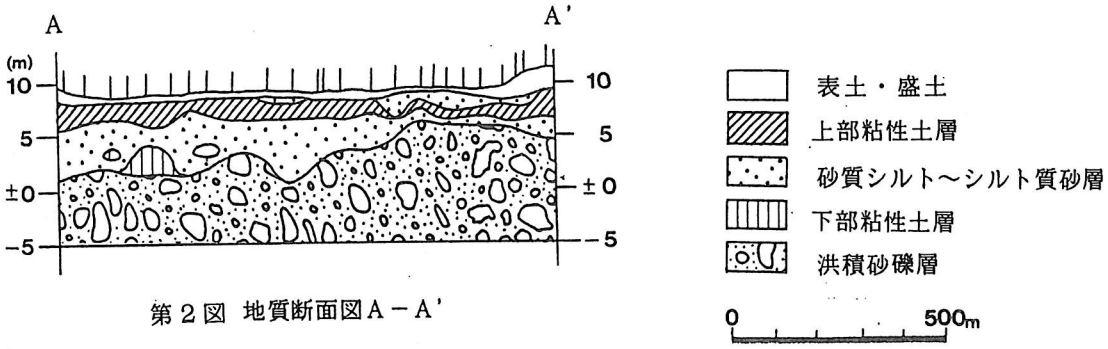
引用文献

水山高幸（1956）水辺の環境に関する一二の疑問．史想，3号，1-9.

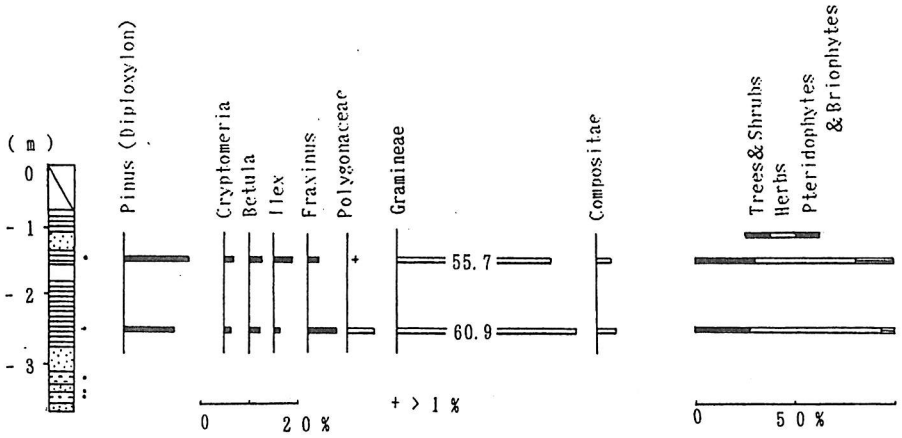
巨椋池土地改良区（1962）『巨椋池干拓誌』．宇治市（1974）『宇治市史２』．



第１図：調査地域



第２図 地質断面図Ａ－Ａ'



第３図 93-I 花粉ダイアグラム

10 宮津市，大フケ湿原の堆積物（1）地形とテフラ

野村亮太郎（神大）・小滝篤夫（府立福高）・井上陽一（府立綾高）
・野口寧世（河合塾）・相馬秀廣（奈女大）・高原　光（京府大）

Ryotaro NOMURA, A.,KOTAKI, Y.,INOUE, T.,NOGUTI, H.SOHMA,and TAKAHARA, H. ; Sediments from the Oofuke Moor, Miyazu City(1) : Topography and Tephra layers

1．はじめに

多雪地域である京都府北部の丹後半島にはいくつかの湿原が発達し，有機質堆積物が厚く堆積しているが，その堆積物を用いた古環境の復元に関する研究はない．丹後半島の山頂部に形成された大フケ湿原（図1：540m）の堆積物を採取し検討した結果，湿原の形成が晩氷期の初頭に遡ること，ならびにその後の環境変遷について幾つかの知見を得たので報告する．

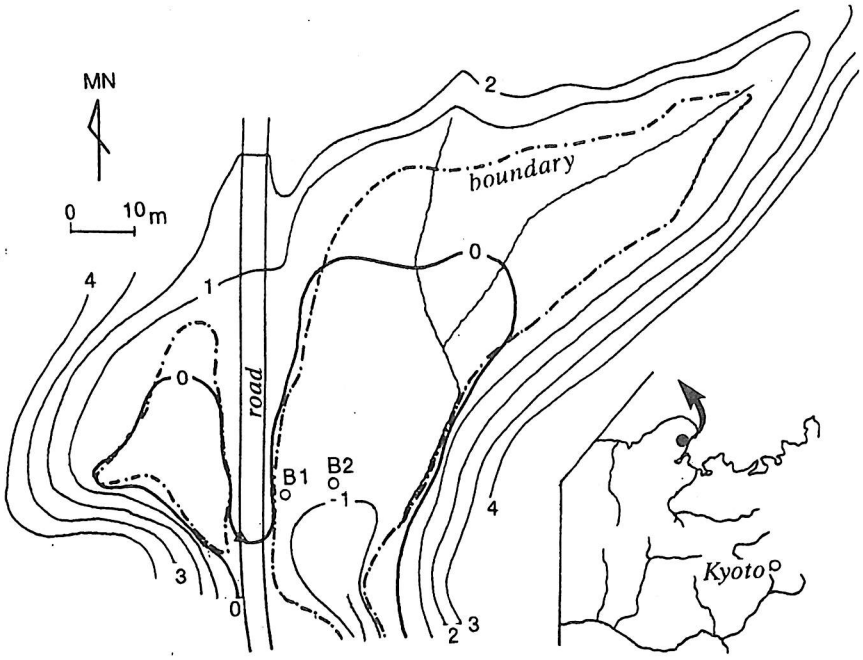


図1．大フケ湿原の地形図

大フケ湿原は基盤岩により，比高約5mの流域を異にする上・下に分けられている．上位の湿原は人工の排水路により乾燥化が進行し，民家や水田からの排水などにより，土砂の流入，水路沿いの富栄養化が顕著であり，存続の危機に瀕している．一方，演者らが掘削を行なった下位の湿原は末端部に排水路があり，縦断する道路が建設されているが，より自然の状態である．

2．大フケ湿原の形状とボーリング地点

本湿原には大縮尺の地形図がないので，トランシット（トプコンGTR3-20）を用いて実測した．その結果（図1），湿原は南に緩く傾くが，南半部の湿潤部分はほぼ平坦で，北半部の乾燥化の兆しがある部分は幾分傾斜が大であ

り，山地斜面と湿原の境界は不明瞭であることが明らかになった．堆積物の採取は湿原のほぼ中央部で，かきあげ式ハンドオーガー（B1）とヒラー式サンプラー（B2）により実施した．B1では5m，B2では6.15mの連続試料を採取し，テフラ・花粉・珪藻・昆虫化石の分析に供した．

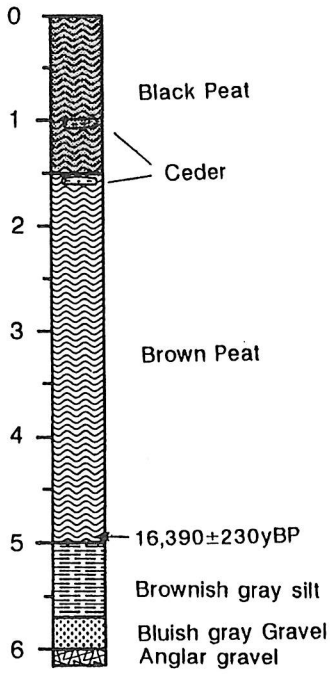


図2．柱状図

3．堆積物の特徴

堆積物（図2）は0-500cmが泥炭または有機質泥層，500-570cmは褐灰色シルト層で，薄い有機物層を挟む．570-600cmは青灰色砂礫層，600-615cmは上位に比べて固結の進行した，角礫層であり，基盤に達したと判断した．堆積物上部の泥炭～有機質泥層は0-150 cmが未分解～分解の進んだ黒色泥炭，150-500cmが木質泥炭を主とする褐色草本質泥炭との互層である．また，深度100，160cmにスギの倒木が見られる．この倒木は湿原の広い範囲で確認できるので，倒木の集中する層（倒木層）を形成しているものと見られる．

4．堆積物の年代とテフラ

湿原は丹後半島に分布する第三紀層中の地辷り地形内に位置している．これらの地形現象と，湿原の形成との関係が注目される．そこで，堆積物の年代測定（深度4.95-500cmで16,390±230y.B.P.，Gak-15883）を実施し，堆積物中のテフラの分析（図3）を行なった．降下テフラは490-492cmの角閃石含有火山灰のみであった．また，すべての層準について，火山ガラスの含有率を検討した結果，AT層は確認できないが，ほぼ全層準にわたってAT起源の火山ガラスが確認された．また，Ahは火山ガラスの出現頻度・屈折率から，110-120cmに降下している．

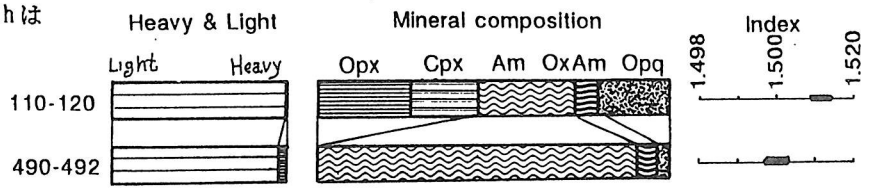


図3．テフラの記載岩石学的性質

11 宮津市，大フケ湿原の堆積物　（2）－花粉化石

高原　光（京都府大）・小滝篤男（京都府立福知山高）・井上陽一（京都府立綾部高）・野口寧世（河合塾）・野村亮太郎（神戸大）・相馬秀廣（奈良女子大）
TAKAHARA, H., KOTAKI, A., INOUE, Y., NOGUTI, T. NOMURA, R., and SOHMA, H.;
Sediments from the Oofuke Moor, Miyazu City (2) : Fossil pollen assemblage

京都府の北部に位置し，日本海に面している丹後半島における花粉分析学的研究は，竹岡・齋藤（1983）の木子湿原（大フケ湿原），杉山ほか（1986）の峰山町周辺，高原・竹岡（1987）の乗原におけるものがある。これらの研究は，最終氷期から後氷期におよんでいるが，まだ，十分に，丹後半島の植生変遷を解明するに至っていない。

今回，京都府宮津市上世屋の大フケ湿原の下位の湿原から得られた最終氷期以降のほぼ連続した堆積物の花粉分析を行った。試料採取地の位置は，（1）報で述べたとおりである。この堆積物から採取した29試料を花粉分析に供した。分析の結果得られた樹木花粉分布図を図－1に示した。この図に基づき，優勢な樹木花粉とこれに伴う樹木花粉の消長から，以下に示すOF2-1～OF2-6の局地花粉帯を認めることができた。

局地花粉帯の特徴

OF2-1帯：*Cryptomeria*は35%を示し最も優勢である。これに*Fagus crenata*, *Abies*などを伴う。草本花粉の出現率は低率であった。

OF2-2帯：*Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Pinus*のマツ科針葉樹花粉と*Betula*花粉が優勢である。OF2-1帯と同様に草本花粉の出現率は低率であった。

OF2-3帯：マツ科針葉樹花粉と*Betula*花粉が依然優勢であるが，前者は減少，後者は増加傾向にある。また，*Fagus crenata*花粉の出現率が9%を示し，増加した。草本では*Lysichiton*花粉の出現率が高くなり，最高32%を示した。

OF2-4帯：マツ科針葉樹花粉は低率となり，*Fagus crenata*花粉が最も優勢であり19～62%を示す。これに，*Lepidobalanus*, *Cryptomeria*が比較的高率で伴う。草本花粉では*Lysichiton*がOF2-3帯と同様，高い出現率を示す。また，この花粉帯の前半ではmonolete typeの胞子が20～60%を示した。

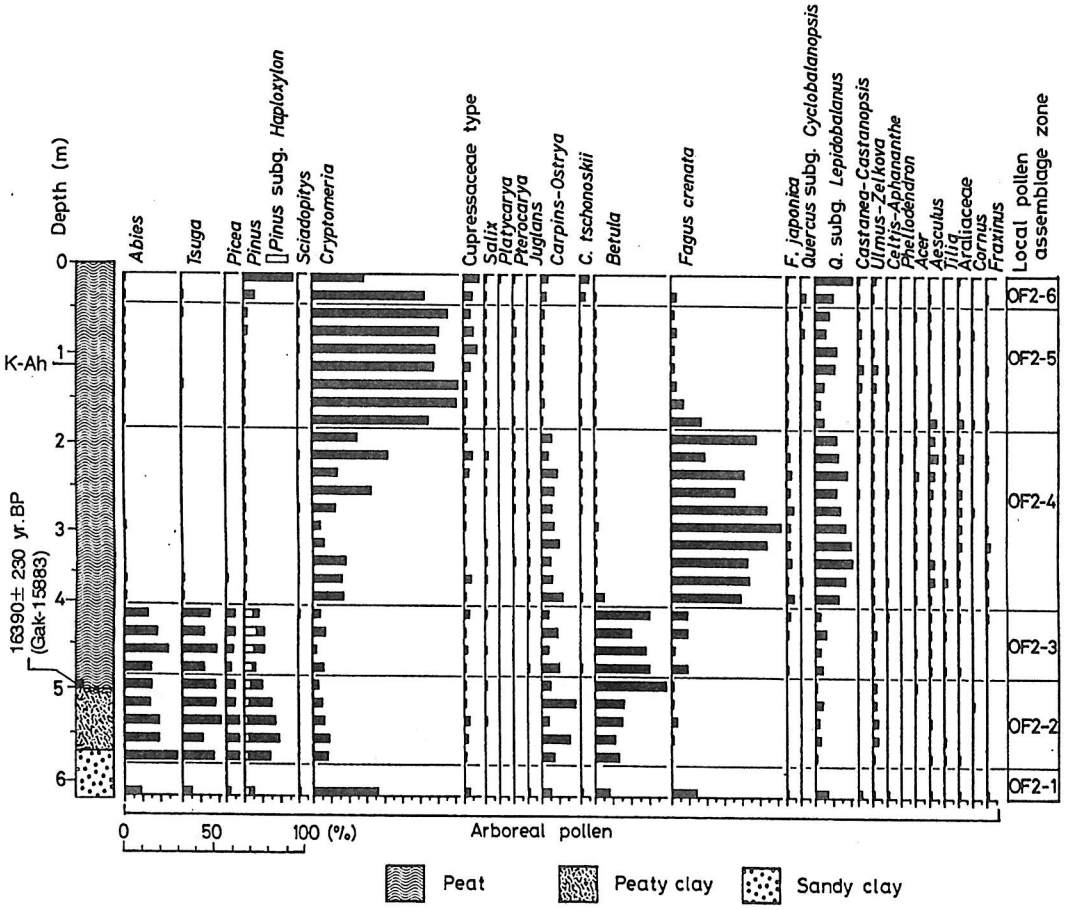
OF2-5帯：*Cryptomeria*花粉が最も優勢となり，70～82%を示す。草本花粉では，この花粉帯後半にGramineae花粉が増加する。

OF2-6帯：*Cryptomeria*花粉は依然優勢であるが，*Pinus*花粉が増加する。草本では，Gramineae花粉とmonolete typeの胞子が比較的高い出現率を示した。

高原（1991）の大フケ湿原上位湿原の花粉分析結果と対比すると，以上の花粉帯は，以下の時代に相当すると考えられる。

OF2-1帯はスギの優勢な最終氷期亜間氷期，OF2-2帯はマツ科針葉樹林が発

達した最終氷期最盛期，OF2-3帯はマツ科針葉樹が減少し始めた晩氷期前期，OF2-4帯はブナ林が最も発達した晩氷期後期，OF2-5帯はスギ林が再び発達した後氷期，OF2-6帯はアカマツが増え始めた歴史時代である。



図－1　大フケ湿原（下位湿原）堆積物高木花粉分布図

12　宮津市、大フケ湿原の堆積物（3）珪藻・昆虫遺体

井上陽一（府立綾高）・小滝篤夫（府立福高）・野口寧世（河合塾）
・野村亮太郎（神大）・相馬秀廣（奈女大）・高原　光（京府大）

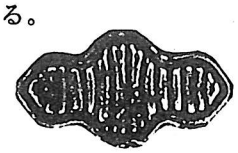
Yoichi Inoue, A.,Kotaki, Y.,Noguchi, R.,Nomura, H.,Soma and H.,Takahara; Sediments from the Oofuke Moor, Miyazu City(3): Assemblages of diatom frustle and fossil insect

大フケ湿原での珪藻・昆虫遺体について報告し、湿原の環境変遷について考察する。珪藻分析手順について最初に述べる。湿潤状態の試料（約5 cm^3）を10% H_2O_2で泥化後、沈降法で粘土質を水洗し、シルト～細粒部分を遠心分離して珪藻殻を集めた。混酸処理ののち、プルーラックスで封入したプレパラートについて直線視野法で検鏡、計数した。珪藻は深さ615cmまでについて、10cmごとに2.5cmの試料を抽出し、深さ615cmまでの65試料を分析し、14属38種（うちCentrales1属2種）を同定した。珪藻種の構成の特徴によって、便宜的に下部層（440-615cm）、中部層（190-440cm）、上部層（30-190cm）に分けた。下部層では、冷水湖沼性の Tetracyclus lacustris（図1）が平均12.1%出現する。湖沼沿岸～河川性の Cymbella asperaは平均26.7%出現する。大型浅水底性の PinnuraliaとNeidiumはあわせて全体の11.5%、大型底性の Stauroneis acutaは平均4.1%出現する。泥炭湿地性のEpitemia sp.とEunotia robustaや小型浮遊性のMelosira grannulata、Pinnuralia gibba、Pinnuralia microstauronがわずかながら出現する。最下部の605-615cmでは、Melosira grannurataが41.9%も出現する。中部層では、珪藻の含有率が260-270cmと280-290cmの深度を除いて、極めて低い。この2ヵ所では、Centralesの小型浮遊性のMelosira grannurataと大型浅水底性のNeidiumやPinnuraliaがあわせて80%以上を占める。上部層では大型浅水底性のNeidiumやPinnuraliaやStauroneis phoenicentron、Suriella teneraがあわせて平均32.1%出現する。また、小型浮遊性のMelosira grannulata、Pinnuralia gibbaなどの種の出現率は、平均20.4%である。湖岸沿岸～河川性のCymbella asperaやCymbella cuspidataは平均11%に対し、泥炭湿地性の Eunotia lineolataは100cmの深度で89.4%も出現するのに、90cmより上位では他のEunotia属とあわせて平均2.3%に低下する。

次に昆虫遺体について述べる。昆虫遺体の試料は、珪藻分析を行ったボーリング地点より約10m西側で実施したハンドオーガーにより得たものである。試料を水中で壊し含有物を浮遊させ、篩別して昆虫を選別したものを実体顕微鏡下で観察し、大阪自然史博物館昆虫研究室の現生標本と比較して同定した。220-390cmの深度から、Plateumaris sericea（図2）、Anomala genic-

alata MOTSCHULSKY、Enochus simulans SHARPの3種が得られた。

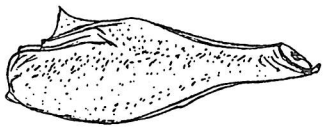
以上の結果から古環境を推定する。下部層では、北ヨーロッパの冷水湖沼に多いTetracyclus lacustrisが多く出現し、小型浮遊種が少なく、湖沼沿岸～河川種は多いので、流れのある冷水小規模湖沼が推定される。中部層では一時的な池沼化は見られるが、全体として珪藻は少なくピート質であるので、開水域が少なくなり、浮島状の泥炭湿地が発達していったと考えられる。この層準に、奈良県曽禰村お亀池に本州での南限をもつPlateumaris sericeaが含まれること、花粉分析の結果では、モミ、ツガ、トウヒ、マツ属が減少しブナ、コナラ亜属がふえることを考えあわせると気候はやや温暖化したと推定される。上部層では、小型浮遊種、大型浅水底種や湖沼沿岸～河川種の他に、泥炭湿地種もみられるので、水流の影響を受けつつ表面が再び水没した状態で泥炭層が形成されながら現在に至ったものと考えられる。



10μm

Tetracyclus lacustris

図 1



1mm

Plateumaris sericeaの後肢

図 2

表 1　大フケ湿原ボーリングコア中の珪藻

	珪藻有無	冷水湖沼性	小型浮遊性	大型浅水底性	大型底性	湖沼沿岸～河川	泥炭湿地性
30~ 40	+	0	16.0	52.0	0	24.0	8.0
40~ 50	−	−	−	−	−	−	−
50~ 60	+	0	0	89.4	0	5.3	5.3
60~ 70	++	0	56.0	35.6	2.8	4.9	0.7
70~ 80	++	0	15.5	64.5	0	20.0	0
80~ 90	+	0	31.6	42.6	0	20.5	5.3
90~100	*	−	+	+	−	+	−
100~110	+	0	0	5.3	0	5.3	89.4
110~120	±	−	−	++	−	+	−
120~130	−	−	−	−	−	−	−
130~140	+	0	33.4	33.3	0	33.3	0
140~150	*	−	−	+	−	−	−
150~160	++	0	40.5	40.6	0	18.9	0
160~170	+	0	45.0	35.0	0	20.0	0
170~180	±	−	+	+	−	+	−
180~190	+	0	39.1	56.5	0	4.4	0
190~200	±	−	−	+	−	+	−
200~210	*	−	−	++	−	+	−
210~220	±	−	−	++	−	+	−
220~230	*	−	−	+	−	+	+
230~240	−	−	−	−	−	−	−
240~250	±	−	−	+	−	+	−
250~260	±	−	−	+	−	+	−
260~270	+	0	41.0	47.2	0	11.8	0
270~280	±	−	−	+	−	−	−
280~290	+	0	57.4	28.5	7.1	7.1	0
290~300	*	−	+	+	−	−	−
300~310	*	−	−	+	−	+	−
310~320	−	−	−	−	−	−	−
320~330	*	−	−	+	−	+	+
330~340	*	−	−	+	−	+	−
340~350	*	−	−	+	−	−	−
350~377	−	−	−	−	−	−	−
377~390	±	−	−	+	−	+	−
390~410	±	−	−	+	−	−	−
410~420	*	−	+	+	−	−	−
420~430	*	−	−	+	−	+	−
430~440	+	−	+	+	−	+	−
440~450	+	0	0	83.3	0	16.7	0
450~460	+	−	+	+	−	−	+
460~470	+	7.9	0	5.3	0	86.8	0
470~480	+	−	−	+	−	+	−
480~485	++	0	1.6	3.2	3.2	92.0	0
490~492	*	−	−	+	−	+	−
500~510	++	65.0	0	12.5	12.5	10.0	0
510~520	++	31.4	0	8.7	20.0	37.0	2.9
520~530	++	37.5	6.2	24.9	18.8	6.3	6.3
530~540	++	10.0	0	20.0	5.0	65.0	0
540~550	++	26.9	0	11.6	0	61.5	0
550~560	++	17.1	0	0	9.8	73.1	0
560~570	*	−	−	−	−	+	−
570~580	*	+	−	−	−	+	−
580~590	*	−	−	+	+	+	−
590~595	*	−	−	+	−	−	+
595~605	−	−	−	−	−	−	−
605~615	+	10.5	52.5	26.4	0	5.3	5.3

注、−10～30cmは現生植層帯で珪藻を含まず

13 中国，太湖の成因と環境変遷
―主として珪藻分析による―

村田泰輔（埼玉大）・遠藤邦彦・片瀬隆雄・綿貫拓野（日大）・海津正倫・大平明夫（名古屋大）・磯　望（西南学院大）・兪　立中・鄭　祥民（華東師範大）
Murata,T., Endo,K., Katase,T., Watanuki,T., Umitsu,M., Ohira,A., Iso,N., Yu,L., Zheng,S.: Genesis and environmental changes in Taihu, China
― based on diatom analysis ―

上海西郊，約90kmに位置する太湖は東西50km，南北70kmの径を有する中国第3位の広さの巨大な湖沼である．その成因をめぐっては，完新世の海進による海跡湖説やイン石説など諸説あるが，科学的検討は充分には進められていない．1993年度より日本大学と中国華東師範大学との間で長江デルタ地域の共同調査が始められ，1993年には太湖においてコア採取を含む第1次調査が行われた．長江デルタは上海を含め広大な低平な平野からなり，その東半部は完新世の海進の過程で成長したデルタ部で，上海のやや西部に6000～7000年前の砂州（shell bar ）が配列する．その西側には比較的小さな湖沼群が分布する低地があるが，その周囲にレス堆積物で覆われた比高の小さな台地が分布することから，もとはこの地域全体が台地であった可能性がある．さらに西側の山地との間に，円に近い形を呈する太湖が位置する（図1）．基盤岩の突出部が太湖の東岸から伸びる半島や島を形成する．

太湖における調査により，東山半島の東西2地点においてコア試料を得た．Ta-2コアの水深は約 2m，コアの長さは 1.80 mで今回珪藻分析を加えた．コア試料については，日本側は珪藻分析，化学分析，年代測定，テフラ分析等を，中国側は帯磁率測定，花粉分析，有孔虫分析等を分担して行いつつあるが，本報告では珪藻分析結果と年代測定結果に基づき，太湖の成因と環境変遷について予察的に述べる．

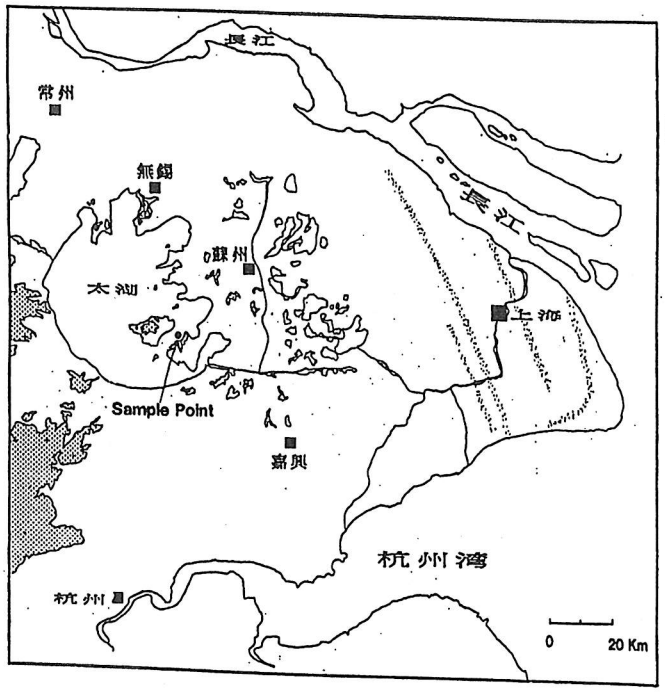


図1　長江デルタと太湖の位置およびコア(Ta-2)採取地点を示す図
砂州（ shell barを含む）の位置も示す．

珪藻分析の結果，層準により淡水生のMelosira属，Cyclotella meneghiniana Eunotia 属，Nitzschia amphibia等，海生のThalassiosira 属，Actinoptychus undulatus が優占種として出現した．これらは日本の沿岸域で普遍的にみられる群集である．

このような結果をふまえて，小杉（1988）の環境示標種群を適用して環境変化を推定した（図２）．図のように，泥炭層の下位（7000年頃）では海水環境が卓越するのに対し，その上位では泥炭層（6500年頃）を挟んで海水環境と淡水環境が頻繁に交代する．この日本の縄文海進に相当する海水の浸入が，海水，淡水の勢力圏の入れ代わりを生じながら徐々に海水が退き，淡水環境に移り変っていった過程を示すものと思われる．-100～-150cmに見られる海水の出入りは，当時の太湖の環境が容易に海水の浸入し得る条件にあったことを示す．

以上のように，7000～6000年前頃に太湖に海水が浸入していたことが明らかになったが，その浸入経路が議論となる所である．杭州湾からの通路が想定されるが，この問題は太湖のコア試料だけでは解決できず，今後さらに広い範囲の調査が必要となる．

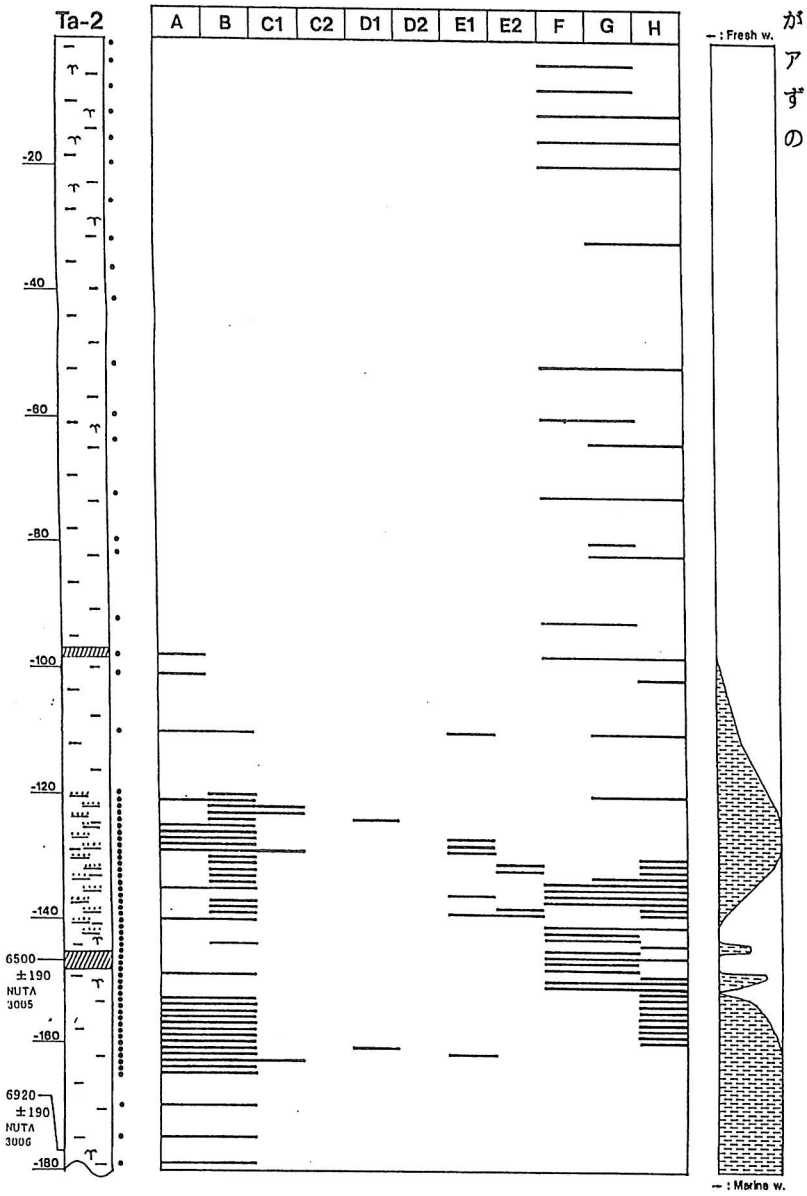


図２　Ta-2コアの珪藻分析結果

A:外洋指標種群
B:内湾指標種群
C1:海水藻場指標種群
C2:汽水藻場指標種群
D1:海水砂質干潟指標種群
D2:汽水砂質干潟指標種群
E1:海水泥質干潟指標種群
E2:汽水泥質干潟指標種群
F:淡水底生種群
G:淡水浮遊生種群
H:河口浮遊生種群

: 粘土
: 泥炭
: 平行葉理
: 植物遺体

14 タクラマカン沙漠における風成環境の変遷

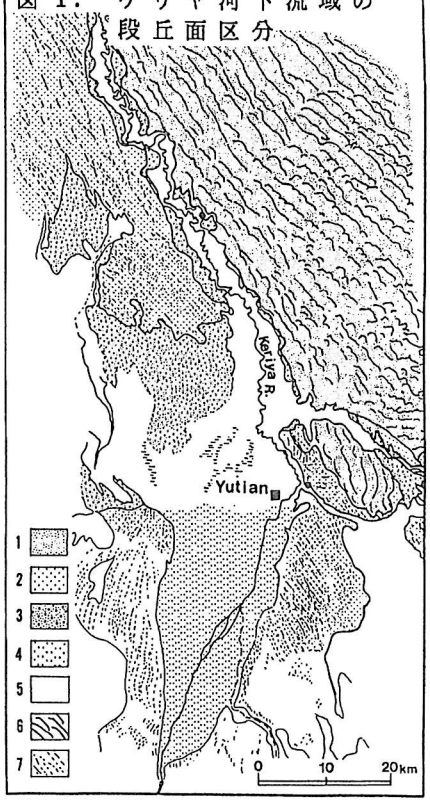
印牧もとこ・遠藤邦彦・浜田誠一（日本大学文理学部）
Motoko KANEMAKI, Kunihiko ENDO and Sei'ichi HAMADA;

Eolian Environmental Change in Taklimakan Desert.

タクラマカン沙漠南縁のクンルン山脈から融雪氷水を集めて沙漠に流入するケリヤ河に沿った地域には幾段かの河成段丘が発達するが、その区分と堆積年代から当地域における最終氷期以降の環境変動について、これまでに次の様なことが明らかになっている。すなわち上流から多量の砕屑物を供給し流域に河岸段丘を形成した時期は最終氷期最寒冷期以降であり、源流域での氷河後退期における融雪氷水量の増加と対応しているという点である。一方流量減少期にはこれらの河成活動により沙漠内に供給された多量の砕屑物を母材として砂丘形成が行われてきたと考えられるが、その発達過程や河成活動との関連性についての詳細は未解明であった。そこでケリヤ河下流域の河成段丘上に発達する砂丘の断面で、風成堆積物の層相記載及びこれに対応する各層の粒度分析、年代測定を行い、風成環境の連続的変化を追跡し砂丘形成過程の解明を試みた。

KR-6地点ではF面上にdraa（大砂丘）が北西－南東方向に配列し（図1）、draa表面には比高数mの現成バルハン砂丘群が発達する（卓越風は北東）。draaを構成しているのは層厚40～60mの風成砂で下位の河成堆積物を整合的に覆っている。河成堆積物最上部のシルト層からは約 16,700 y.B.P.（^{14}C）が得られている。draa堆積物には傾斜約30度のフォアセット・ラミナが発達し、中下部には2層準に斜交関係が認められる。風向は斜交層準を境に北西→北東→北西と変化している。draa断面から採取した3層準の3試料についてのTL年代は上位の2層準から8,100、8,600y.B.P.、最下部から約 17,900 y.B.P.と、draa堆積物は上部と下部で大きな年代ギャップを示す。また同断面での各層準試料の粒度分析を行ったところ、粒度組成は風成砂の層序とよく対応する（図2）。すなわち2つの斜交関係の上下ではヒストグラムが大きく変化する。特に北東風に変化したところで堆積物により粗粒な population が付

図1. ケリヤ河下流域の段丘面区分



1.Terrace F 2.Terrace E 3.Terrace D 4.Alluvial fan
5.Low land(lower terraces) 6.Draa ridges
7. Pattern of sand dunes

加する。これは北東側に粗粒物質の供給源が存在したことを示唆する。

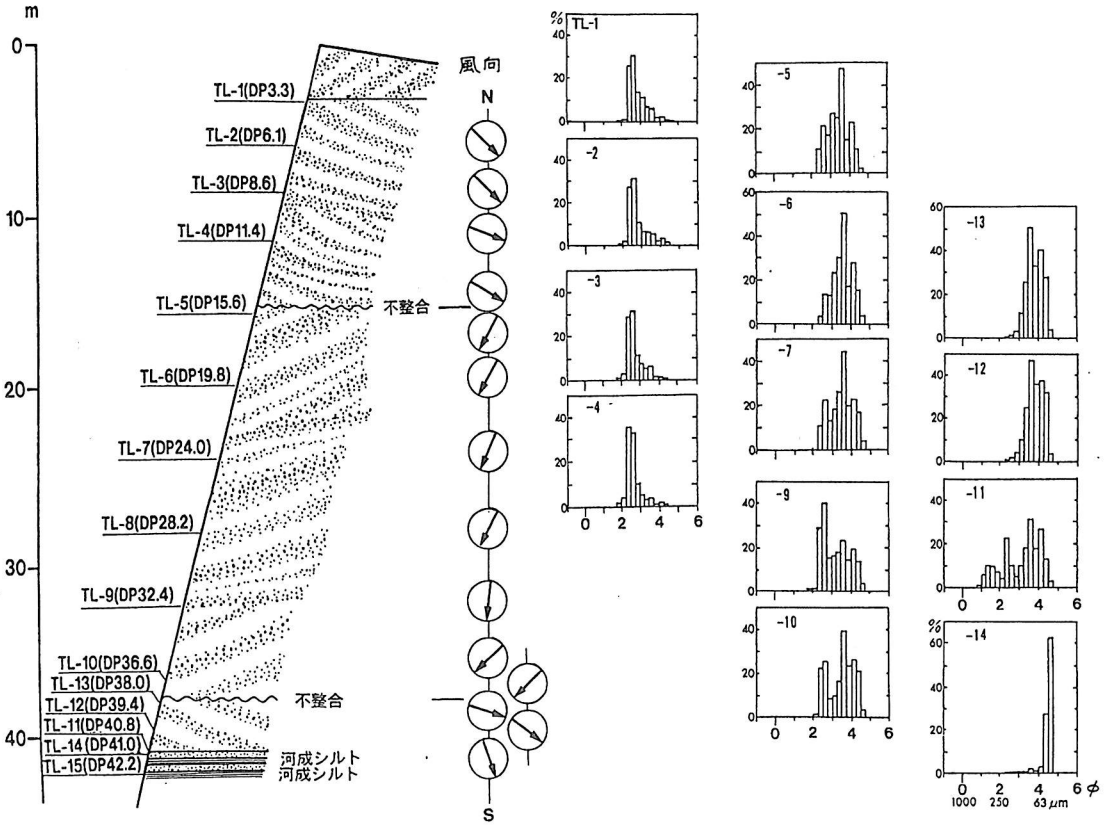


図 2. KR-6地点におけるdraa堆積物の示す風向と粒度組成

以上のことから、{①F面形成後のdraaの生成は、北西風による縦列砂丘の形成から始まった。このときF面の河成堆積物である多量の flood plain堆積物が風により再堆積した。②draa形成中には少なくとも2回の侵食・卓越風向の逆転があった。③卓越風の変化だけでなく多量の粗粒砕屑物の供給など河成活動も風成堆積物の堆積環境に影響を与えていた。}などの点が明らかになった。

このようにdraaの形成は、当地域の現在の北東風によるバルハン砂丘群の形成とはかなり異なった環境で行われた可能性が高い。

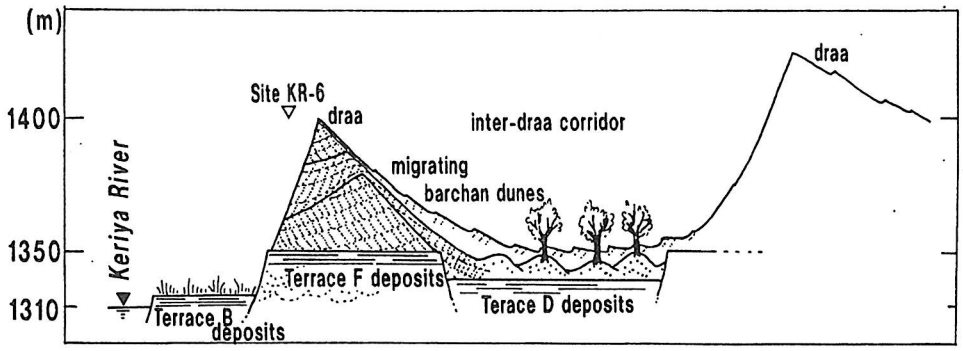


図 3. F面における draa の模式断面

15　過去145,000年間の琵琶湖湖底における風成石英の堆積量

肖挙楽 (中国科学院)・井内美郎 (地調)
益田晴恵 (大阪市大)・熊井久雄 (大阪市大)・吉川周作 (大阪市大)
Jule XIAO, Yoshio INOUCHI, Harue MASUDA, Hisao KUMAI, and Shusaku YOSHIKAWA

Eolian Quartz Flux to Lake Biwa of Central Japan over the Past 145,000 Years

日本列島はアジア大陸からの冬期季節風の風下に位置しているため，大陸から冬期季節風によって運搬されてきた風成塵は，堆積物中に混入していることが明らかにされている．しかし，このような風成塵の堆積物中に混入する割合や，また，その割合の時代による連続的な変化などについては検討されていなかった．筆者らは，琵琶湖の湖底に連続的に堆積した泥質堆積物が，風成塵の研究のよい対象であると考え，湖底粘土層から石英を分離し，その粒度分析や粒度別の酸素同位体比($\delta^{18}O$)測定，ならびに走査型電子顕微鏡による石英形態の観察などを行ない，湖底粘土層中の風成塵の存在を検討した．その結果，湖底粘土層中の細粒(<10 μm)石英は，その酸素同位体比及び形態が中国黄土のそれらと類似することから，アジア大陸から冬期季節風によって運搬されてきた広域風成塵であることが判明した．このような風成石英の湖底粘土へ混入する割合は，風成塵を運搬する冬期季節風の強弱を示唆していると考えられる．風成石英の湖底粘土中での含有量は氷期に高く，間氷期には低くなっていた．これらのことは，冬期季節風が氷期に強く，間氷期には弱くなったと推定される．約19,000年前には，風成石英の堆積量が最大に達し，冬期季節風が極大に達したことを示している．

琵琶湖湖底における風成石英の堆積量の変化は，中国黄土高原中心部に位置する洛川黄土－古土壌層序中の石英の中央粒径値の変化とも，深海底堆積物の酸素同位体比層序とも非常に良く調和している．このことから，琵琶湖湖底への風成石英の堆積量がアジア季節風気候の変遷史を復元する上で極めて重要な役割を果たすと考えられる．

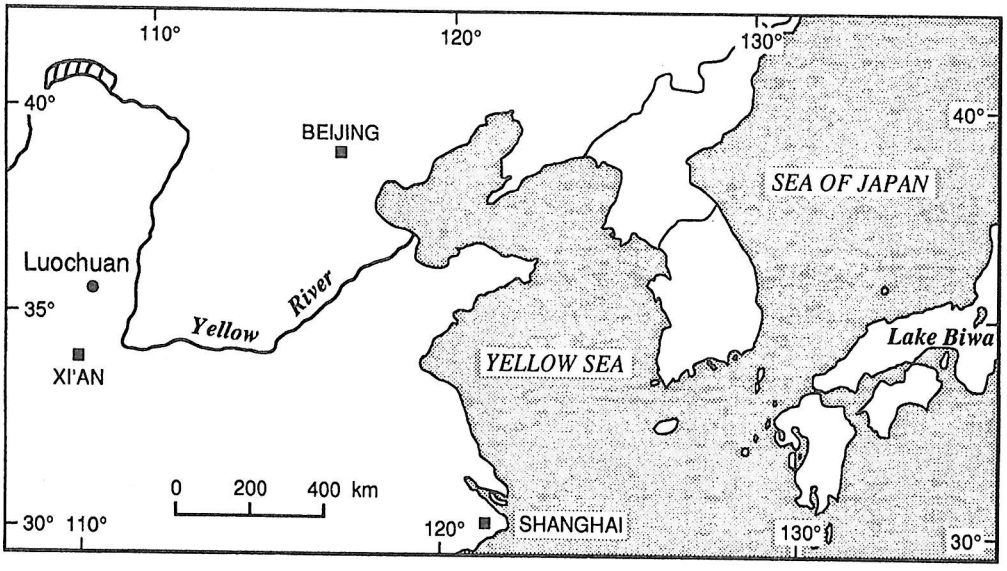


Fig. 1. Map showing the location of Luochuan section in the central part of the Loess Plateau and Lake Biwa of central Japan.

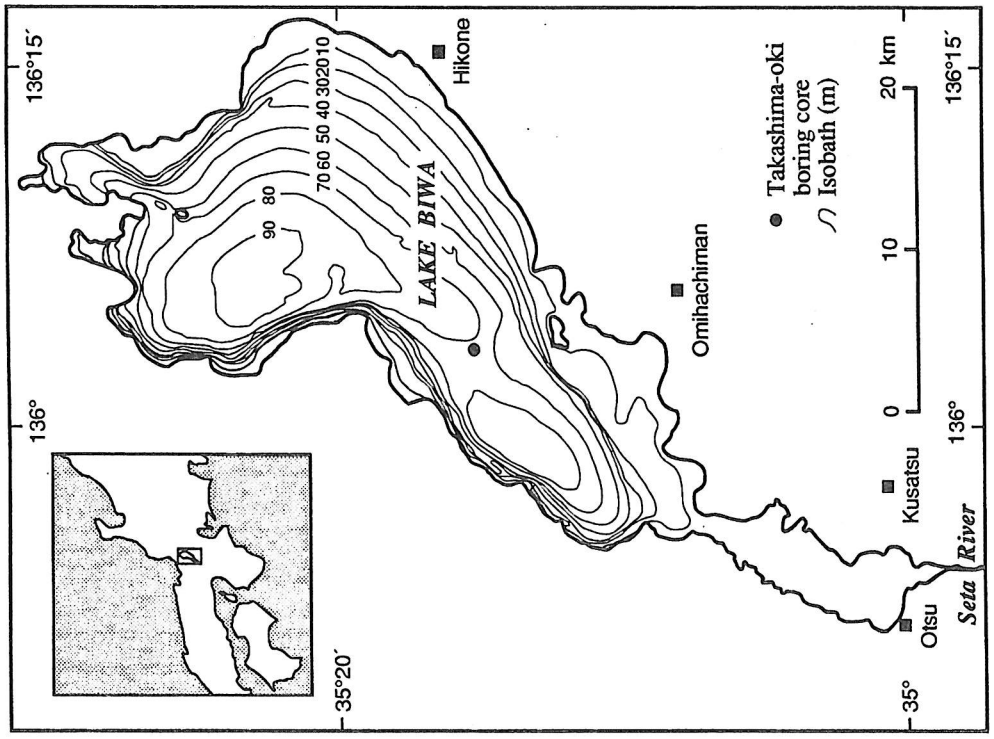


Fig. 2. Map of Lake Biwa showing site of Takashima-oki boring core. Mountains border the lake on the west and northeast; broad plains are present along most of the eastern shore. Seta River is the only river draining the lake.

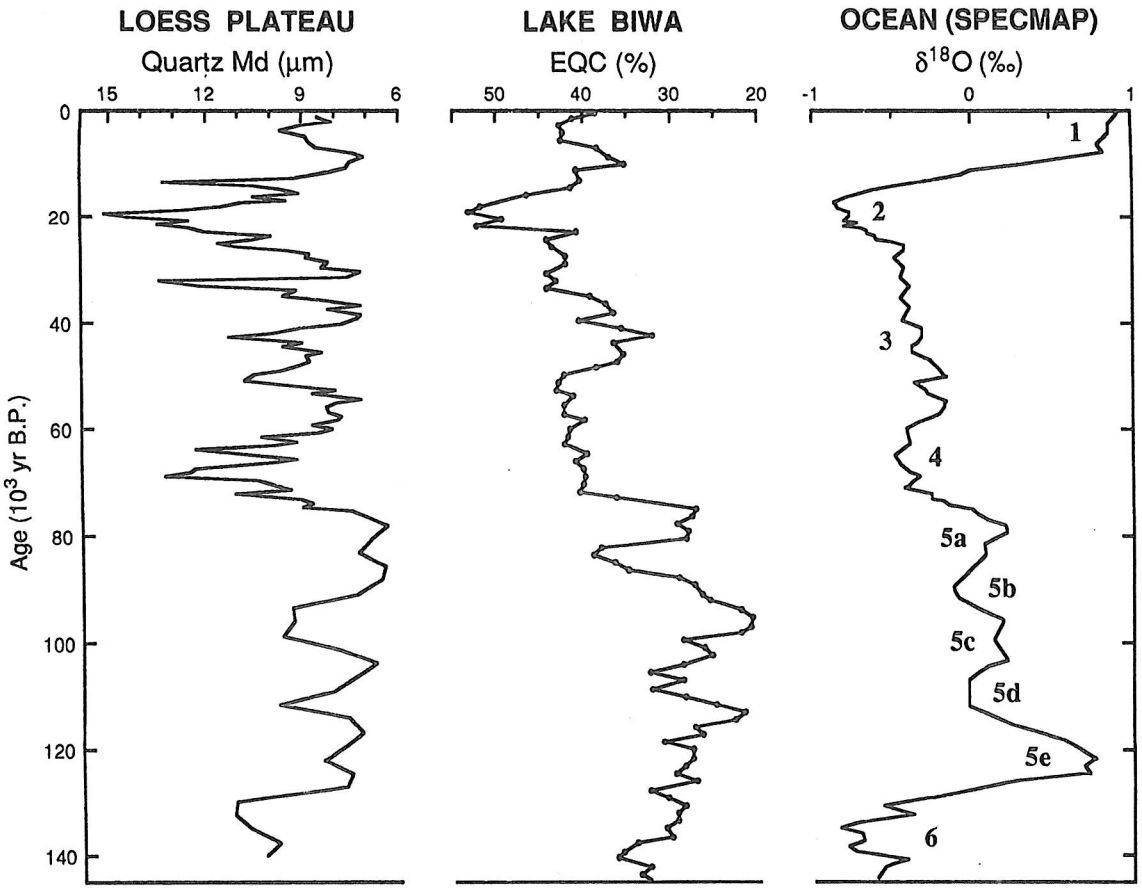


Fig. 3. Correlation of eolian quartz concentration (EQC) in Lake Biwa lacustrine clay with the quartz Md (μm) record of Luochuan loess–paleosol sequence and the SPECMAP $\delta^{18}O$ record of Martinson *et al.* (1987). Chronology of the EQC record was derived by interpolating between age-estimated volcanic ash layers from Yoshikawa and Inouchi (1993).

16　最終氷期以降の日本海大和海盆堆積物中の石英含有量変化

濱田誠一（日本大学）・池原研（地質調査所）・遠藤邦彦（日本大学）
Sei'ichi Hamada, Ken Ikehara, Kunihiko Endo; Quartz content in the sediments of YAMATO Basin, Japan Sea

１．目　的

最終氷期は気候が寒冷であると同時に、地球上の広い範囲で砂塵が活発に堆積していたと考えられている（Inoue・Naruse:1991、Petit et al.:1991、Xiao・Zheng・Zhao:1992）。日本海周辺においても最終氷期マキシマムころは、風成砂やレスの堆積が活発化していたことが報告されている。本研究では、最終氷期から現在にかけて広域風成塵の連続的なリザーバーとなっている大和海盆の堆積物を分析し、広域風成塵の指標となっている石英や黒雲母がどのようにその含有量を変えてきたかを明らかにした。

２．方法と結果

１９９２年度に地質調査所が日本海で行なった「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」に参加し、日本海大和海盆において柱状試料を採取した（図１）。この２地点で得られたGH92-702、GH92-703大口径ボーリングコアのうち、GH92-702コアには広域火山灰が確認されていないが、GH92-703コアにはＡＴ火山灰と、ＡＳＯ－４火山灰がＩＣＰ発光分析により確認された（吉川・池原：1993）。

試料採取後、研究室において見かけ密度、真密度を各層準ごとに測定した。その後、ＸＲＤ（Ｘ線粉末回折計）を用いて試料の石英含有量、黒雲母含有量をコア試料２ｃｍ間隔で分析した。

分析によると、GH92-702、GH92-703コアとも試料の深さ２００ｃｍ付近で石英や黒雲母の含有量が急激に変化している（図２）。この層準より上は帯磁率が増大している。そして、この層準は浮遊性有孔虫化石が一時的に大量に堆積している層準である。またこの層準を境に堆積物中のラミナが見られなくなっている。以上のことから、この深さ２００ｃｍ層準を境に日本海を取り巻く環境が大きく変化していることが示唆される。

石英や黒雲母の含有量には、時代とともに徐々に増加しある時点で急激に減少する傾向が見られる（図２、黒雲母含有量、石英含有量）。

堆積物の年代を２枚のテフラから求め、１ｃｍ^{2}に堆積した石英重量の経年変化をグラフにしめした（図３）。このグラフは２０００年間に１平方ｃｍあたり何グラムの石英が堆積したのかを示したものである。この結果によると最終氷期マキシマムには通常の２～３倍の石英が供給されていたことを示している。

本研究の問題点は、年代を示すデータが少ない点と、石英が必ずしも広域風成塵起源であると言えない点である。今後、石英の起源問題も含め中国大陸における環境変化と日本海の堆積物の関連についてより具体化した知見が得られるように検討する必要がある。

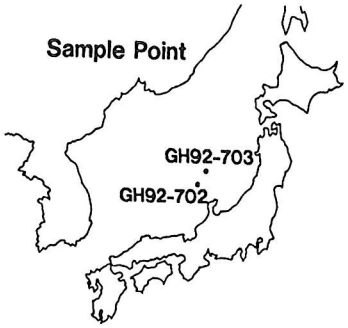


図１　柱状試料の採取地点

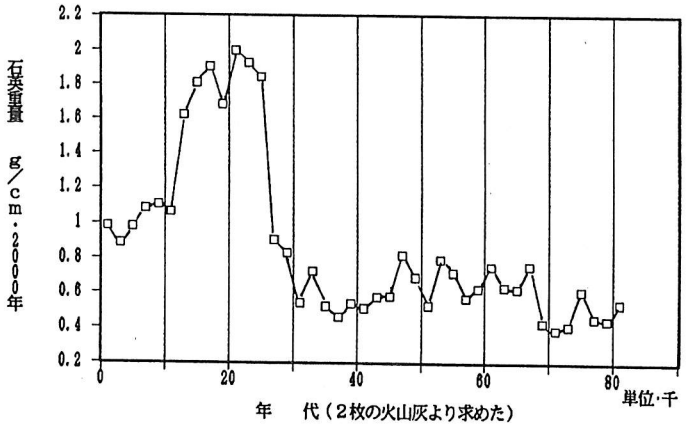


図３　１ｃｍ^{2}あたりに堆積した石英重量の２０００年ごとの経年変化

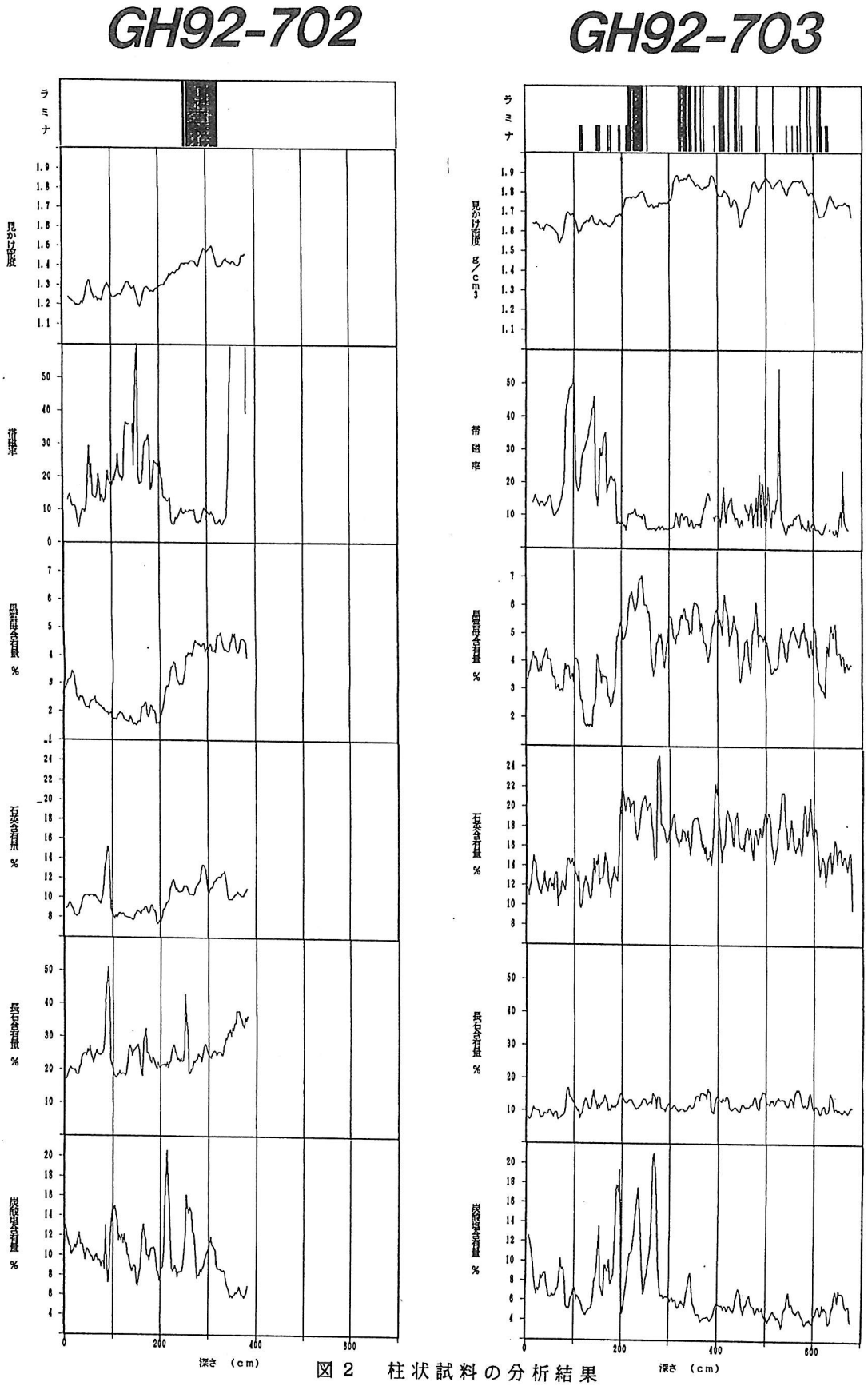


図 2　柱状試料の分析結果

17　日本海の更新世堆積物の粘土鉱物組成からみた氷期－間氷期サイクル

福沢仁之（都立大・理・地理）

Hitoshi FUKUSAWA : Glacial-interglacial cycles were recognized in Late Pleistocene sediments of the Sea of Japan by using clay mineral compositions

［1.はじめに］アジアにおけるモンスーンは第四紀における氷期－間氷期サイクルにともなって変動している（Prell and Kutzbach,1987）．とくに、間氷期のモンスーンは活発で、海洋の湿った空気を中国大陸内部にもたらして、大陸内部を湿潤化することが知られている．すなわち、モンスーン変動は大陸内部の乾湿変動を規制している．この大陸内部の乾湿変動は古土壌中の磁性鉱物の組成・濃度に大きな影響（Kukla et al.,1988）を与えている．一方、中国大陸内部には砂漠のような乾燥・半乾燥地域が広がっているが、この地域の表層の土壌粒子は低気圧の発生に伴って空中高く巻き上げられ、一般に対流圏を風で運搬される（井上・成瀬、1990）．この粒子は風成塵（eolian dust）と呼ばれており、日本海や北西太平洋中央部まで偏西風によって運搬されていることが知られている（Uematsu et al., 1985; 増沢、1991）．

［2.日本海の深海堆積物に含まれるイライトの結晶度］風成塵の指標となる粘土鉱物指標を検討するために、陸域からの粘土鉱物の流入や対馬暖流による黄河起源粘土鉱物の運搬の影響を受けにくい北海道東方沖で掘削された国際深海掘削計画（Ocean Drilling Program）の第127次航海の795地点におけるブリュンヌ正帯磁期にあたる試料の粉末X線回折分析を行った．その結果、イライト結晶度の変動が海洋底コア中の有孔虫の酸素同位体比変動ときわめて良い相関を示すことが明らかになった（図1、図2）．ブリュンヌ正帯磁期の酸素同位体比変動（Prell et al., 1986）に基づいて酸素同位体ステージ区分をおこなうと、深度17m前後のステージ９が極端に短くなる（図2）．ＯＤＰ第127次航海の794、795、797地点の第四紀堆積物の対比を堆積物の白黒バンドを用いておこなったTada et al.（1992）によれば、欠層なく堆積したと考えられる797地点を基準とすると795地点の深度17m前後には層位的欠落が存在する．イライト結晶度の変動に認められる酸素同位体比変動との相違は、層位的な欠落の結果と推定される．イライト結晶度が不良な深度（半価幅値が大きい深度）は間氷期の深度にあたり、結晶度が良好な深度（半価幅値が小さい深度）は氷期の深度に相当する．すなわち、アジアモンスーン活動が活発な間氷期には、中国大陸内部のレス分布域では湿潤環境になってイライトの水和分解作用が進行して結晶度が不良になったが、モンスーン活動が弱い氷期には、レス分布域は乾燥化して、イライトは結晶度が良好なまま維持されたものと推定される．

［3.風成塵量の短期変動を示す石英/イライト比率］氷期－間氷期サイクルのような期間の長い変動を示す指標がたとえば過去2000年間といった短い期間の変動を示す指標としては必ずしも使用できない．このため、イライト結晶度の変動と同一な変動傾向を示して、数年単位で変動する指標を得なければならない．中国大陸起源の風成塵構成鉱物としてその空中重量濃度が最も高く、数年単位で変動するものはイライトである（石坂、1991）．イライトは岩石風化の一次生産物であり、レス分布域が湿潤化して土壌が形成された場合にはその量が少なくなり、乾燥化した場合には風化が進行してその生産量が増加することが予想される．また、日本海の表層堆積物の粘土鉱物組成（Aoki et al., 1974; 殷ほか、1987；増沢、1991）によれば、大陸側から日本列島に向かうにしたがってイライト量は次第に減少していく傾向が認められるが、石英にはこのような傾向は認められない．すなわち、レス分布域の乾燥－湿潤変動によって、日本海や日本列島に降下するイライト量が変動した可能性があり、分布に偏りが認められない石英で規格化することによって、その変動を捉えることができる．このため、795地点の堆積物中の石英/イライトの積分強度比率を求めて、イライト結晶度の変動と比較した（図2）．その結果、石英/イライト比率の変動カーブとイライト結晶度のカーブはきわめて良い一致を示す（図2）．しかも、イライト結晶度の良好なステージの石英/イライト比率は小さく、降下したイライト量が少なかったことを指示し、結晶度が不良なステージではその逆の傾向を示している．

［4.おわりに］今回の検討は、比較的簡単な分析によって、酸素同位体ステージ区分に基づいた対比がおこなえる．また、これらの風成塵指標はレス分布域におけるレスと古土壌の互層と深海堆積物との間の層序的な対応関係を明確にして、その変化ステージは中国大陸内部の気候変動と日本海の海洋気候変動との応答関係を考察する上でも重要な時間面として役立つものと考えられる．

図1

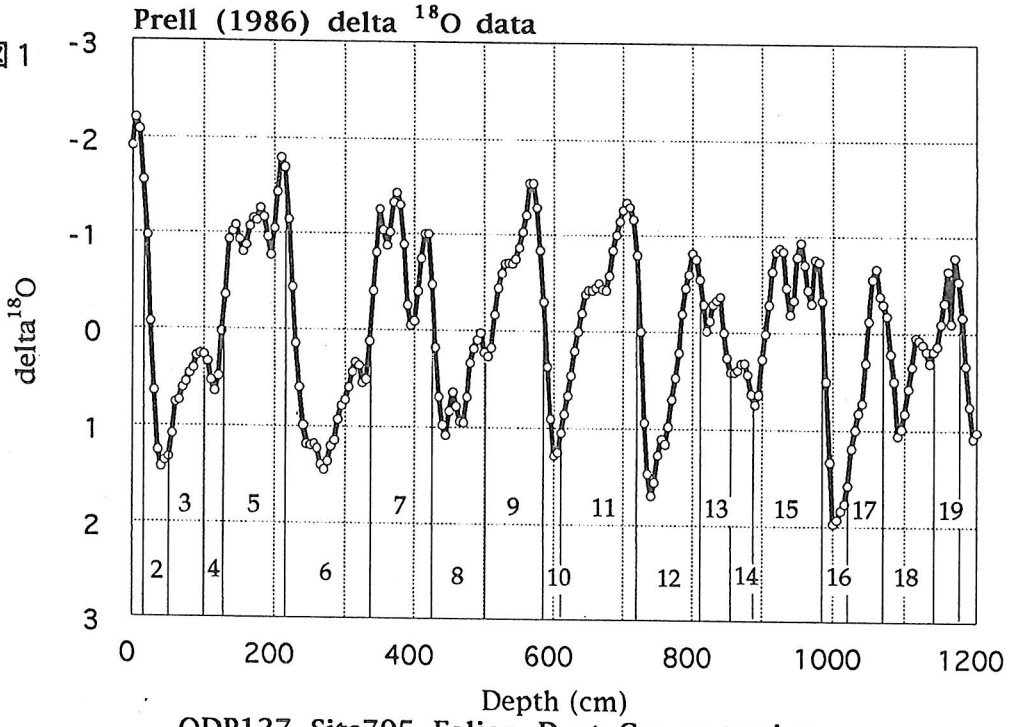
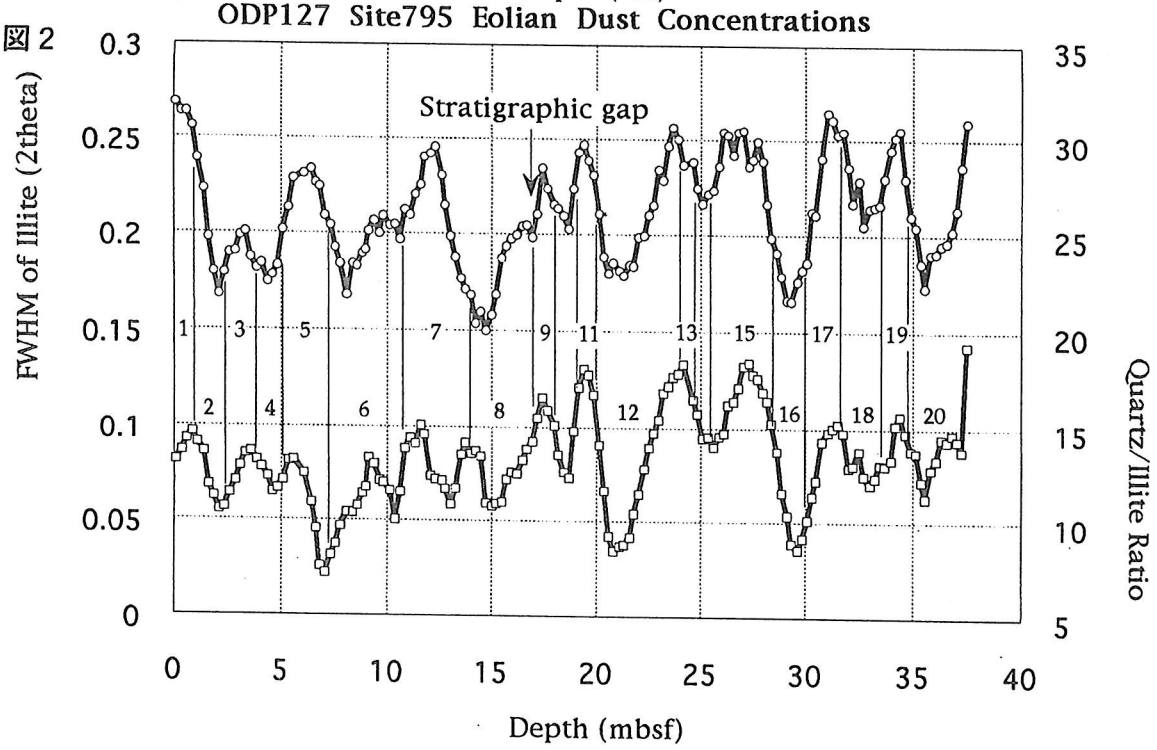

Prell (1986) delta ^{18}O data
delta^{18}O
-3
-2
-1
0
1
2
3
0
200
400
600
800
1000
1200
Depth (cm)
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

図2


ODP127 Site795 Eolian Dust Concentrations
FWHM of Illite (2theta)
Quartz/Illite Ratio
Stratigraphic gap
0.3
0.25
0.2
0.15
0.1
0.05
0
35
30
25
20
15
10
5
0
5
10
15
20
25
30
35
40
Depth (mbsf)
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

18　種子島におけるテフラ層中の広域風成塵の特性とその堆積速度

井上克弘（岩手大学・農）

Katsuhiro INOUE; Characteristics of Long-range Eolian Dust and Tephra Deposits and the Dust Flux in Tanegashima

種子島は北緯30～31°にあり，最も広域風成塵が飛来する東アジア中緯度地域の風下に位置している．種子島の西之表市十三番には第三紀層の上部に赤黄色土と火山灰土が累積した厚さ約5mの土壌断面が見いだされる．

井上ほか（1993）は十三番露頭の赤黄色土より単離・精製した微細石英の$\delta^{18}O$が約+17パーミルで，基岩の第三紀砂岩中の石英（約+18パーミル）あるいは火山灰層中の粗粒石英（約+10パーミル）と異なった$\delta^{18}O$を示すこと，したがって，赤黄色土の母材は火山灰や基岩風化物ではなく広域風成塵起源であることを明らかにした．また，これらの土壌の石英の$\delta^{18}O$は黄土高原のレス，日本本土や韓国のレス質土壌の石英の$\delta^{18}O$（+15～+16パーミル）よりも若干値が高いことから，南西諸島ではアジア大陸の乾燥地起源の広域風成塵に加えて長江流域の堆積物の影響を強く受けた東シナ海海底堆積物起源の風成塵の影響も強く受けている可能性を指摘した．

種子島西之表市十三番および久保田，熊毛郡中種子町下田，熊毛郡南種子町長谷野北では火山灰土と広域風成塵を母材とする赤黄色土が段丘や第三紀層の上に累積している．これらの火山灰土と広域風成塵を母材とする赤黄色土の物理的，化学的，粘土鉱物学的特性について研究した．

1．いずれの土壌断面も火山灰土層と赤黄色土層が累積した土壌断面で構成されていた．火山灰層としては，アカホヤ火山灰，姶良-丹沢火山灰，起源不明火山灰および火砕流堆積物を母材としていた．また赤黄色土が火山灰層の間に挟まっていることから赤黄色土層も風成堆積物であると考えられる．

2．火山灰土は，表層に腐植が集積し，軽い容積重で特徴づけられ，黒ボク土の特性を示した．火山灰土が優先する層準の多くは高いリン酸保持率(>85%)，高いpH_{NaF}値(＞9.4)および高い酸性シュウ酸塩可溶Al + 1/2Fe含量(>4%)を示し，中央粒径値は10～70μmで，やや粗粒であった．火山灰土層はアロフェン，イモゴライトあるいはハロイサイトの優占で特徴づけられ，粗粒石英を少量含む場合があるが，多くの場合微細石英をほとんど含まない．

3．一方，広域風成塵を母材とする赤黄色土層の多くは低いリン酸保持率(<65%)，低いpH_{NaF}値(<9.4)，低い酸性シュウ酸塩可溶Al + 1/2Fe含量(<2%)で特徴づけられた．赤黄色土層の粘土 + シルト含量は70～90%と高く，火山灰層よりも粘土質で，中央粒径値が＜5μmと小さかった．また赤黄色土はバーミキュライト，バーミキュライト-クロライト中間種鉱物，白雲母（イライ

ト），カオリナイトおよび石英を主体とし，アジア大陸起源の広域風成塵や中国レスの粘土鉱物組成に近似した．中国レスや広域風成塵に比べ，赤黄色土層は白雲母（イライト）含量が少なく，バーミキュライトやバーミキュライト-クロライト中間種鉱物が多い．これは風成塵が堆積後，温暖湿潤環境下で風成塵中の主要鉱物である白雲母が，

白雲母→イライト→バーミキュライト→バーミキュライト-クロライト中間種鉱物

へと風化されたことを示している．これらの土壌の粒度分布，粒径特性および粘土鉱物学的特性は，石英の$\delta^{18}O$より赤黄色土層がレス質風成塵を母材とした風成堆積物であるとした推定を裏付ける．

4．久保田，十三番，下田断面において，リン酸保持率が65～85%と中間の性質を示す層準の多くは火山灰と風成塵の混合層と推定される．また，長谷野北断面では土壌のpH_{NaF}値とリン酸保持率がともに低いが，ハロイサイトを主体とする層準が認められる．これらの土壌層準は風成塵堆積層ではなく火山灰風化物層に相当している．

5．噴出年代既知のアカホヤ火山灰と姶良-丹沢火山灰を用いて，両火山灰層の間に挟まった赤黄色土層の粘土・シルト含量および粘土画分の酸性シュウ酸塩可溶ケイ素含量および不溶成分含量より，火山灰と風成塵の寄与率を算出した．種子島十三番露頭における最終氷期後期から完新世中期にかけての風成塵の堆積速度は約6cm/1,000年で，最終氷期後期の西日本の日本海沿岸における古砂丘層中への風成塵堆積速度（約2～3cm/1,000年），東北地方の古砂丘層や火山灰層への風成塵堆積速度（約2～4cm/1,000年）の約1.5～3倍であった．このように最終氷期後期から完新世中期かけて大きな風成塵堆積速度を示したことは，種子島が最終氷期の海退期に陸化した東シナ海に近かったことと密接に関係があるであろう．本研究の結果は，南西諸島が中国大陸の乾燥地から長距離輸送された広域風成塵に加えて，最終氷期に陸化した，長江流域の堆積物の影響を強く受けた東シナ海海底堆積物起源の中距離輸送風成塵の影響を強く受けたことを裏づける．

6．熊毛郡中種子町阿高磯にはアカホヤ火山灰の上部に堆積した新期砂丘砂層が認められる．この砂丘砂の表層には少量であるが風成塵が含まれており，少量含まれる粘土部分はレスに極めて近似した粘土鉱物組成で特徴づけられる．したがって，完新世中期以降も種子島の土壌に少量の広域風成塵が影響を及ぼしていることが明らかである．

井上・佐竹・若松・溝田・日下部（1993）第四紀研究 32:139-155.

19　関東ローム層中に含まれる微細石英の堆積速度の約10万年間の変化
ー　北関東喜連川丘陵早乙女の例　ー

吉永　秀一郎（森林総合研究所）

Shuichiro YOSHINAGA : Fluctuation of tropospheric fine quartz accumulation rate of "Kanto loam" at the Kitsuregawa hills since the last Interglacial age.

1．はじめに

「関東ローム層」などの風化火山灰土の成因については，近年，層序学的な検討ならびに土層中に含まれる外来物質起源の鉱物の存在などから，テフラの二次堆積物に広域風成塵が混入して継続的に堆積したものであることが明らかにされつつある．広域風成塵は冬から春にかけての北西季節風に伴って，中国大陸から運搬され，日本列島に堆積する．このため，広域風成塵の堆積速度の変化は，北西季節風の強度の変動とそれに影響を及すさまざまな環境要因の変動を示している可能性がある．本発表では，北関東に厚く分布する「関東ローム層」中に含まれる広域風成塵起源の微細石英の含有量，堆積速度の約10万年間の変動について検討する．

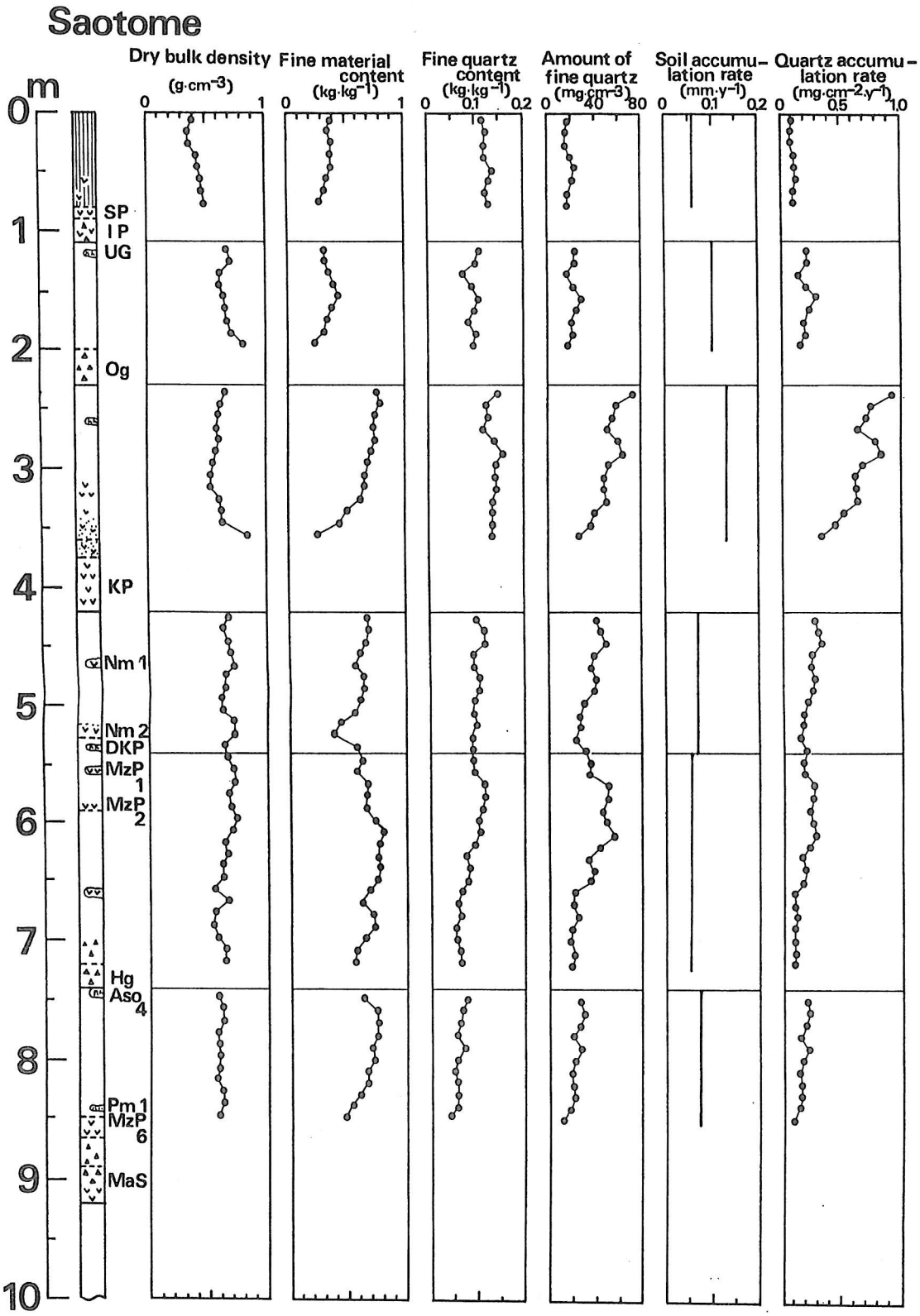
2．調査・分析手法

北関東における「関東ローム層」の模式的な露頭の一つである喜連川丘陵の早乙女において，地表からMaS（約100 ka）までの細粒な風化火山灰土層について，10cm刻みで定容積の円筒試料と分析用撹乱試料を採取した．

採取した円筒試料については，絶乾後，秤量し，乾燥密度を算出した．撹乱試料は風乾後，シュウ酸処理により非晶質成分を溶解した後，0.044mm以下の細粒な画分の含有量を求めた．さらに，細粒な画分中の石英の含有量をX線回折により定量した．なお，本発表では，0.044mm以下の画分の物質を「細粒物質」，細粒物質中に含まれる石英を「微細石英」と呼ぶ．

3．結果

粗粒の示標テフラの上位の層準では，粗粒示標テフラの再移動の影響を受けて，乾燥密度が高く，細粒物質の含有率が減少する．細粒物質中における微細石英の含有率には細かい変動が認められるが，全体としては下方に向けて漸減する．これら3つの値を乗じて求めた単位体積あたりの微細石英の含有量はOg～KPで極大を示す．またDKP～Aso4でもやや高い値を示す．さらに，土層の堆積速度（0.05～0.13mm·y^{-1}）を乗じた微細石英の堆積速度は，含有量と同じようにOg～KPで顕著な極大，DKP～Aso4で小さな極大を示す．このような約10万年間の微細石英の含有量，堆積速度の変化は，酸素同位体比曲線と類似し，寒冷な時期に高く，温暖な時期に低いという傾向が認められる．なお，このような堆積速度の傾向は北海道十勝平野で得られた結果とよく類似している．また，堆積速度の値も低い時に約0.1mg·cm^{-2}·y^{-1}，顕著な極大の時に0.7～0.8mg·cm^{-2}·y^{-1}，約5万年前の極大の時に0.2～0.3mg·cm^{-2}·y^{-1}と，ほとんど一致している．



第１図　早乙女における「ローム層」の乾燥密度，細粒物質の含有率，微細石英の含有率，含有量，土層の堆積速度，石英の堆積速度

20　ローム層の特徴とその成因

早川由紀夫（群馬大・教育）

Yukio HAYAKAWA; Characteristics of Japanese loam, and its eorian origin.

野外でテフラ露頭を観察するとき，私たちはこれまでテフラにばかり気を取られて，それを挟んでいる地層にあまり注目してこなかった．テフラを挟んでいる地層は，褐色の場合はローム・赤土・火山灰土・風化火山灰などと呼ばれ，黒色の場合はクロボク・黒土・腐植土などと呼ばれている．よく考えてみると，これらの用語はどれもこの地層の成因について言及していない．しかし堆積物から第四紀の地史を科学的に編もうと努力するならば，ロームあるいはクロボクなどと呼ばれてきたこの地層がどのような地学過程で形成されたかをきちんと知っておく必要がある．これまで提出されているローム層の成因をまず列挙してみよう．

ローム層の成因諸説

（1）下位のテフラが土壌化作用によって変質したものであり，堆積物ではない．

（2）無数回の小規模噴火の堆積物が累積したものである（町田，1964，地学雑誌）．

（3）火砕流堆積物である．

（4）ジェット気流にのって中国大陸から飛来した広域風成塵である．

（5）地表ふきんの風によって近くから運ばれてきた風成塵である（中村，1970，軽石学雑誌）

（6）流水に運搬されて堆積したものである．

このうちのどの地学過程がローム層の普遍的成因であるかを明らかにするために，ローム層の特徴と諸地学過程の観察事実を次に整理してみよう．

ローム層の物質的特徴

（1）火山灰を主とした細粒子からなる．粘土(<1/256mm)とシルト(1/256-1/16mm)に少量の砂(1/16-2mm)がまじっている．礫(>2mm)がまじることもある．

（2）構成粒子のほとんどがつよい風化変質作用をうけている．

（3）無層理で塊状である．このような堆積構造は，その部分の地層が一瞬にして堆積したか，あるいは絶え間なくわずかづつ堆積したときにのみ形成される．

（4）下位の地層を構成する粒子がたくさん含まれている．たとえば南関東において御岳第一軽石は，直径数mmの白色軽石粒からなるきわめて特徴的なテフラである．これを覆う厚さ9mのローム層のうち，最下部1mにはこの白色軽石粒を多数認めることができる（1990年12月，八王子市南大沢での観察）．姶良丹沢火山灰についても同様のことがこれまで多数報告されている．

ローム層の分布の特徴

（1）火山周辺の平坦面上に存在する．ローム層をのせる平坦面は，火砕流台地・溶岩台地・河成段丘・海成段丘であることが多い．

（2）台地や段丘の上で二枚のテフラに挟まれるローム層は，その近傍の泥炭地では泥炭層に，湖底ではシルト層に置き換えられる（たとえば，尾瀬ヶ原や野尻湖を思いだしてみればよい）．

（3）火山噴火によって堆積した降下火山灰は，5～10km移動すると厚さが1/2になるのがふつうである．たとえば，十和田火山のいくつかの完新世降下火山灰（Hayakawa，1985，東大地震研彙報）や桜島火山の1981-1990年降灰（Imura, 1993, *Geog. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*）がその例である．これと比較すると，ローム層やクロボク層の厚さの減衰率ははるかに小さく，100km程度移動しないと厚さが半減しない．たとえば，十和田火山の完新世クロボク層（Hayakawa，1985，

東大地震研彙報），支笏1//2間のローム層（早川・由井，1989，第四紀研究），関東平野で姶良丹沢火山灰を覆うローム層+クロボク層（アーバンクボタ21号，1983表紙），御岳第一軽石を覆う北関東のローム層+クロボク層（鈴木毅彦，1990，地学雑誌）．

ローム層の厚さの特徴

（1）火山から5km以内の地域で異常に厚い．

（2）上の地域以外では，層厚と堆積時間の長さに正の相関がある（早川，1991，第四紀研究）．

（3）大河の両岸で観察すると，卓越風の風上側にあたる西岸のローム層が薄く，風下側にあたる東岸のローム層が厚いことがしばしばある．

諸地学過程の観察事実

（1）風塵は日常的に舞う．前橋市にある群馬大学構内に1993年に堆積した風塵（落ち葉などの有機物を含む）の量は450-900g/m^{2}だった．これはおよそ0.45-0.90mm/年の堆積速度に相当する．

（2）火山はめったに噴火しない．たとえば，日本に83あるとされる活火山のうち噴火するのは1年に5～6火山である．そして，その噴出量はたいていとてもすくない．たとえば，浅間山の1983年4月8日の爆発で50kmはなれた前橋に降った火山灰の量は50g/m^{2}だった．これはおよそ0.05mmの厚さに相当する．この火山灰は地層になる前にどこかへ風で吹き飛ばされてしまった．以後，前橋に火山噴火による降灰はない．

（3）1955年から毎年噴火している桜島は，ロームとは異なる地層（火山砂）を堆積させている（Imura, 1993, *Geog. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*）．

（4）ローム層の堆積速度は0.01-0.1mm/年(1-10cm/ky)ていどである（早川，1991，第四紀研究）．

（5）噴火がなかったことがあきらかな時代にローム（あるいはクロボク）が堆積している．たとえば，十和田湖の10世紀噴火堆積物の上，富士山の1707年スコリアの上，三宅島1983年スコリアの上，伊豆大島1986-1987年スコリアの上．

以上の特徴記載と観察事実に基づいて考察すると，上にあげたローム層の成因諸説のうち，「（5）地表ふきんの風によって近くから運ばれてきた風成塵」がほとんどのローム層の成因であるとみるのがよいように，私には思える．ローム層は，諸外国でレスと呼ばれている地層と同一のメカニズムで堆積した同一粒度組成の地層であるから，日本のローム層をレスと呼ぶことに躊躇することはないとも考える．乾燥地域のレスの断面にはしばしば白い炭酸塩が見えるが，日本は湿潤気候であるためそのような析出物はほとんど見られない．

レス(loess)とは，風の作用で広範囲に堆積した主にシルト粒子からなる均質で無層理な未固結堆積物を指す学術用語である (*Glossary of Geology*, 1987)．レスは，北ヨーロッパ・中国・北アメリカ・ニュージーランドなどに広く分布する．従来，日本には限られた地域にしかレスが分布しないとされてきた．しかし，上に述べたように日本の火山地域に普遍的に分布するローム層はレスと呼ぶにふさわしい地層である．中国大陸の黄土地帯からジェット気流にのって運ばれてきたものだけをレスと呼ぼうという主張は，私には奇異に感じられる．たくさんの活火山があるニュージーランド北島でレスと呼ばれている地層は火山灰を多く含んでいて日本のローム層とまったく同じものである．

レスの供給源は砂漠もしくは周氷河地域であることが多い．供給源の必要条件は植被がなくて裸地が広がっていることであるから，火山噴火はそのような地表環境をつくりだしやすい地学現象だということができる．レスの第三の供給源として火山をあげることができるだろう．

クロボクはロームに腐植酸が集積したものであるから，やはりレスと呼んでかまわない．時代と地域によって腐植酸の集積度になぜ違いが生じるのかは，興味深い問題である．

21 火山灰土の認定とテフラ層序区分－北海道南部におけるテフラ層序の再検討－

山縣　耕太郎（上越教育大学）

Kotaro YAMAGATA; Recognition of volcanic ash soils and stratigraphic division of tephra layers.

1.はじめに

テフラを区分する場合，基準となる層序単位（テフラ層）は，前後を比較的長い休止期で限定され，途中に大きな中断期を含まない“一連の噴火”に対応して区分されるべきである。これは，テフラを用いて火山の噴火史を編む場合にも，テフラ層を時間示標層として編年に用いる際にも重要な前提である。テフラ層を一連の噴火に対応して区分するには，噴火の休止期を示す証拠を露頭から見つけ，それに基づいて区分を行なうことになる。噴火の休止期を示すものとしては侵食間隙を示す斜交関係，泥炭や粘土層などの水成堆積物およびクロボクやロームが考えられる。水成堆積物は普遍的に存在するものではなく，斜交関係は有意な噴火の休止期が無くても形成されるので，噴火の休止期の示標としては十分ではなく，クロボクやロームが最も有効な指標と考えられる。ここでいうクロボクやロームとは，テフラ層の間に挟まる，細粒，無層理の堆積物で，黒色のものがクロボク，褐色のものがロームである（両者を一括して火山灰土と呼ぶ）。

野外において、クロボクはその色調からテフラ層との区別は容易であり，ロームもほとんどの場合，岩相の特徴や，層厚・粒径の変化が小さいことから区別は可能である。しかし，場合によっては細粒の火山灰と火山灰土の区別が難しいことがある。そこで，火山灰土を認定する明確な基準が必要となる。本研究では，北海道南部に分布するテフラ層と火山灰土の事例について，細粒の火山灰と火山灰土との判別の基準を明らかにし，火山灰土を指標としてテフラ層序の再検討を行った。

2.調査地域および方法

北海道南部に位置する四つの火山（洞爺，羊蹄，クッタラ，支笏）は，後期更新世に活発に活動し，その東方に多数のテフラ層を供給している。これらのテフラ層とテフラ層の間には，顕著な火山灰土が認められる。従来の研究では，これらのテフラは，岩相の変化に対応して区分されている。そこで，早来町源武に模式露頭（図1）を設定し，複数の層準について，細粒のテフラ層と火山灰土を識別するために以下のような作業を行った：1)野外での岩相，堆積状態の観察；2)粒度組成分析；3)鉱物組成分析；4)植物珪酸体分析；5)X線回折法による粘土鉱物組成分析；5)灰化法による腐食含量の測定。なお，2)，3)，5)の分析を行うサンプルについては，前処理として非晶質粘土鉱物と有機物の選択溶解処理（Alloway et al., 1992）を行った。

3.結果と考察

石狩平野南部において，後期更新世以降のテフラおよび火山灰土の岩相および層厚分布を検討した。その結果，火山灰土であるか、細粒の降下火山灰であるか

の判別が困難な層準がいくつか認められた（従来のSpfa7,8,9,10の境界の細粒層や，Spfa 5と6の間にある鮮やかな橙色の部分など）。このような層準を中心に分析を行った。

・粒度組成：模式地における粒度組成（砂および粘土・シルト粒子の割合；図1）は，層準によって大きく変化していて，細粒の火山灰の粒度組成はこの変化の幅の中に含まれる（図1）。このため，粒度組成からテフラ層と火山灰土とを区別することは難しい。しかし，火山灰土は，火山灰にくらべ淘汰が悪く，粒度分布に明瞭なピークが認められない。

・鉱物組成：石狩平野に分布するテフラ層の多くは，斜方輝石，普通輝石，不透明鉱物，斜長石を一次鉱物として含んでいる。石英，角閃石，黒雲母を含んでいるテフラ層は少ない。これに対して火山灰土は，全ての層準でこれら全ての一次鉱物を含んでいる。また，火山灰土には粒度によって一次鉱物組成が大きく変化するという特徴が認められた。

・植物珪酸体：テフラ層中にはほとんど含まれていない植物珪酸体が，火山灰土中ではほとんどの層準で認められる。

・粘土鉱物：火山灰土中には，テフラの風化変質からは生成されないような結晶性の粘土鉱物が顕著に認められる。しかし，火山灰中にはほとんど認められない。

・腐植含量：火山灰土のうち，地表付近のクロボクは，腐植に富むことからテフラ層と区別できる。しかし，褐色のロームについては，テフラ層との間に明瞭な差異は認められない。

以上のような結果から，火山灰土とテフラ層の識別には，非噴火の風成粒子の存在を示す特徴（鉱物組成，植物珪酸体，粘土鉱物組成）が有効な指標となることが明らかになった。しかし，これらの指標も単独では不十分であり，複数の方法を併用し，総合的に判断する必要がある。また，この様な検討の結果，石狩平野に分布する後期更新世のテフラは，22のテフラ層に区分された。

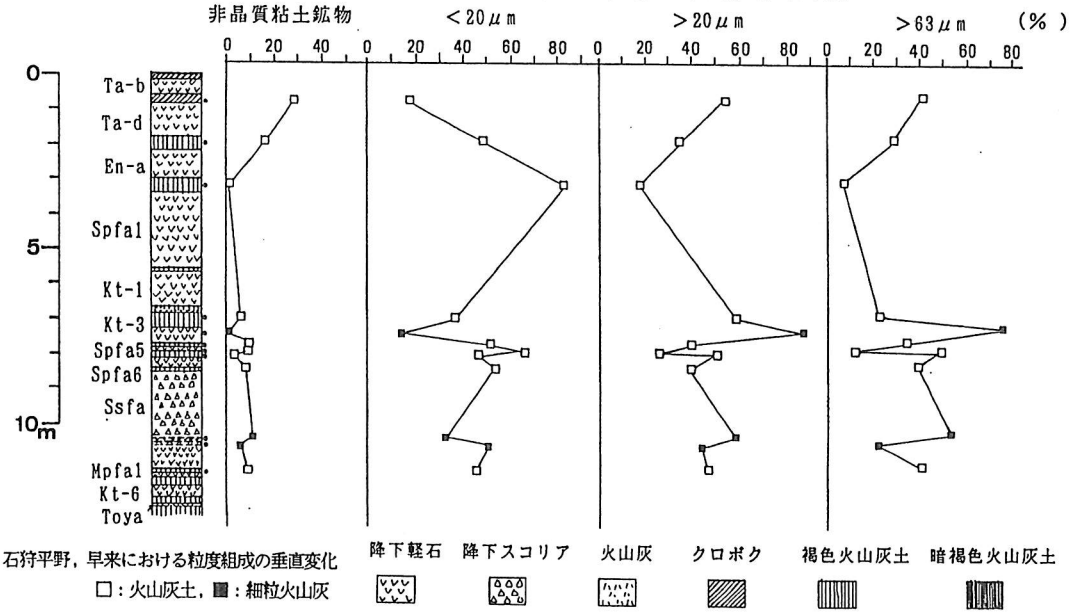


図1：石狩平野，早来における粒度組成の垂直変化
□：火山灰土，■：細粒火山灰

22 大阪湾と周辺部コアにみられる興味ある二三の更新世火山灰層

西田史朗（奈良教育大学）・中世古幸次郎（地盤地質研究室）

Shiro NISHIDA and Kojiro NAKASEKO : Some interesting Pleistocene volcanic ash layers found in core samples obtained from Osaka bay and its surrounding areas

大阪層群は大阪平野周辺の丘陵部に広く見られ，精細な岩相層序をはじめとして各種の微化石層序や古地磁気層序が提唱され，わが国の陸成層を代表するものとして議論が深められてきた．その火山灰層序についても，陸上露頭の調査からほぼ確立されたように見える．しかし近年の急激な土地改変により模式地とされた露頭が失われ，新しい手法による再検討ができない火山灰層も多い．一方で大規模開発に伴って平地部・臨海部，さらには沖合部でのボーリングが増え，空白に近かった地域での上部更新統に関する層序学的な知見が増えつつある．火山灰層についても新たな資料が蓄積され，堆積盆内の層序の確立と対比の上で有効なものが少なからず見いだされている．

しかしこれらのボーリングの多くは土質試験が主な目的で，さまざまな層序の検討にたえるフルコアの入手は難しい．したがって，層序研究の試料としては，1mごとのコアキャッチャーに詰まった10cm足らずの試料，あるいは土質試験の残滓しか入手できないことが多い．それでも比較的狭い範囲で密集してボーリングされることが多く，複数ボーリングによってそれなりの火山灰層序が得られる．地表の火山灰層序を中地域の確実な基準となり，新たに発見された火山灰層は小地域の基準面を補完する．このようにして組み立てられた精細な層序は応用地質の上からも重視されよう．

本報告では地表部で確認された火山灰層に挟まれ，比較的広く分布するとみられ，火山ガラスの化学組成から特徴づけられる二・三の興味ある火山灰層について報告する．ここでは大阪層群のアズキ火山灰層より上部を対象とするが，すでに堆積盆内の広域～中地域の分布するものとして上部からカスリ・サクラ・八町池・アズキの各火山灰層がよく知られている．ボーリング試料ではＶ７火山灰層が広域で，法円坂・菅原（新称）・小アズキ火山灰層が大阪市内上町台地周辺で検出される．

Ｖ７火山灰層は泉州沖の関西国際空港ボーリングで広く見いだされ，火山ガラスの化学組成は姶良（AT）火山灰層に似る．しかし多くのボーリングで両者はかなり離れた２層準として見いだされるので，容易に区別できる．関西国際空港S-1ボーリングでは，カスリ火山灰層のおよそ30m上位で発見される．大阪湾北部の尼崎沖・西宮沖と淀川流域からも見い出される．

菅原火山灰層は大阪市北区内の建設基盤確認ボーリングで発見され，サクラ火山灰層の上位55m付近に現れることが多い．火山ガラスの化学組成は八町池火山灰層のそれに似るが，SiO_2 の少ないことと FeO に富む点で大きく異なる．

法円坂火山灰層は上町台地上のオールコア・ボーリングで見いだされたもので，下位22mに八町池火山灰層がある．火山ガラスの化学組成には下表のような特徴があり，この点から他と容易に区別できる．

小アズキ火山灰層は泉北ニュータウンの地表露頭でアズキ火山灰層の上位6mで見いだされたが，関西国際空港コア・法円坂コア・豊里コアからも見いだされ，この地域ではＶ７火山灰層に次いで広く分布する．

関係する火山ガラスの化学組成（％）

火山灰層	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
Ｖ７ N0184	**2.48**	**0.90**	**10.80**	**79.83**	**2.66**	**1.59**	**0.10**	**1.67**
std./20	0.43	0.26	0.23	0.83	0.22	0.17	0.03	0.31
カスリ N0463	2.83	1.59	13.46	76.46	1.60	3.40	0.20	3.41
std./20	0.61	0.26	0.44	1.42	0.11	0.44	0.03	0.75
菅原 N3242	**2.46**	**0.57**	**9.53**	**80.12**	**3.75**	**1.53**	**0.17**	**1.88**
std./20	0.43	0.27	0.13	0.66	0.14	0.14	0.03	0.22
サクラ N1231	2.01	1.00	9.34	79.92	1.54	2.88	0.19	2.62
std./20	0.37	0.29	0.32	0.52	0.13	0.32	0.05	0.43
法円坂 N1973	**1.45**	**1.05**	**11.83**	**72.22**	**3.06**	**4.46**	**0.57**	**5.37**
std./20	0.37	0.34	0.22	1.03	0.20	0.42	0.09	0.79
八町池 N0797	2.68	1.35	11.19	75.69	0.83	3.59	0.31	4.37
std./20	0.31	0.22	0.15	0.80	0.12	0.40	0.04	0.43
小ｱｽﾞｷ N1154	**2.05**	**0.94**	**11.96**	**75.73**	**3.88**	**2.02**	**0.37**	**3.05**
std./20	0.53	0.21	0.20	0.37	0.23	0.12	0.04	0.25
アズキ N1981	1.71	0.77	11.92	75.51	4.04	1.92	0.39	3.75
std./20	0.46	0.26	0.17	0.48	0.34	0.14	0.05	0.20

N0184：泉州沖・関空Br.57-30/T-67，　N0463：豊中市待兼山・地表露頭
N3242：大阪市北区・菅原Br.14-1/75.8m，　N1231：豊中市柴原・地表露頭
N1973：大阪市中央区・法円坂長尺Br./22.85m
N0797：吹田市南春日丘・地表露頭，　N1154：和泉市箕形町・地表露頭
N1981：大阪市中央区・法円坂長尺Br./90.50m.

23　磐梯火山周辺に分布する広域テフラ

鈴木毅彦（都立大）・木村純一（福島大）・早田　勉（古環境研究所）・
千葉茂樹（猪苗代高）・小荒井衛（国土地理院）・新井房夫・吉永秀一郎
（森林総研）・高田将志（東大）

Suzuki, T., Kimura, J., Soda, T., Chiba, S., Koarai, M., Arai, F., Yoshinaga, S. and Takada, M.; Identification of widespread tephras around Bandai volcano, Northeast Japan

はじめに

磐梯火山周辺に分布するテフラについては，従来から多くの報告がある．今回，演者等が調査をおこなった結果，従来の報告とは異なる知見が得られた．それはおもに広域テフラの認定に関する問題である．本講演では，広域テフラの岩石記載的特性を中心に，新たに得られた知見について言及する．

姶良Tnテフラ(AT)，二口火山灰(FtA)

ATの層位については，従来より早田・八木（1991），富塚ほか（1993）などにより，磐梯火山起源のHP1降下軽石層の上位にあることが報告されてきた．今回の調査でもこのことが再確認され，さらにHP1と沼沢湖テフラ（NM:5ka）の間にFtA由来の火山ガラスが検出された．FtAは，小岩・早田（1994）により1.3-1.4kaに浅間火山で噴出した板鼻黄色軽石層（YP）または草津黄色軽石層（YpK）に由来したテフラ層とされている．

大山倉吉テフラ（DKP）

早田・八木（1991）に報告されているように，DKPはHP1とHP2（磐梯火山起源）のほぼ中間に位置する．DKPの直下には沼沢火山起源のテフラ，Nm-KNが位置する．両テフラは近接しており，降下年代はともに50-55kaの間にはいると推定される．

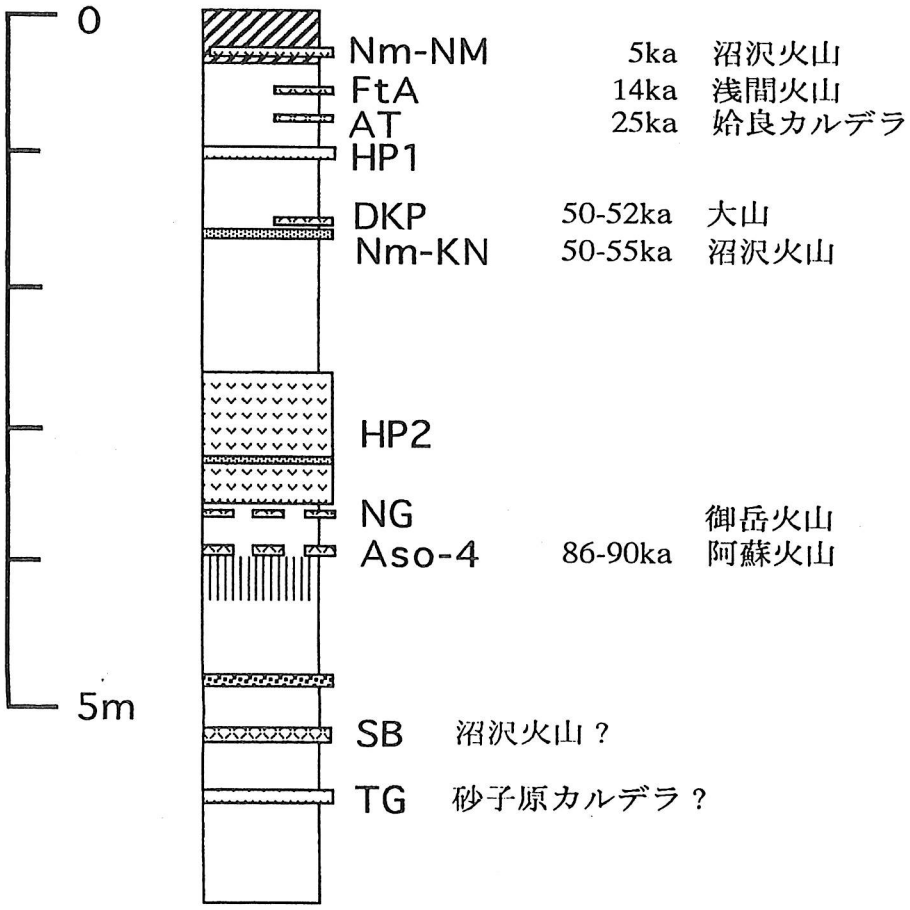
御岳-奈川テフラ（On-NG）

本層はHP2の下，約3-15cmにある黄色細粒火山灰層で径2-6cmの団塊として産出する．その産状から従来，米ヌカ（富塚ほか，1985）とよばれていた．含有される斑晶鉱物は，細粒なホルンブレンド，斜方輝石，磁鉄鉱で，その他軽石型火山ガラスを含む．斜方輝石は扁平な晶癖を呈する．ホルンブレンドの屈折率n_2は，1.680-1.686である．これと同一のテフラは，福島県南西部の矢の原高原，下郷町鶴ヶ池，栃木県那須野原，新潟県湯沢で見出されている．本層の岩石記載的特性と，本層が後述のようにAso-4の直上に位置するという事実，それにNGの分布主軸が給源の御岳火山から北東方向に伸びること（町田・新井，1992）から，本層をNGと認定するに至った．

Aso-4

NGの下位10-25cmにあるが，野外では明瞭な層として産出しない．多量に含まれる泡壁型火山ガラスをもとにその層位が確認できる．無色から淡褐色の泡壁型火山ガラス（n:1.507-1.510），褐色ホルンブレンド（n_2:1.685-1.693），低屈折率の斜方輝石（γ:1.700±）の存在からAso-4と認定できる．

磐梯火山周辺の露頭ではAso-4より下位は粘土化の進行した火山灰土からなるのが観察できる．その中からは現在のところ広域テフラは見出されていないが，沼沢火山ないしは砂子原カルデラ起源とみられる2枚の降下テフラ，SBとTG（鈴木・早田，1993）が産出する．



磐梯火山周辺に分布するテフラの模式柱状図

磐梯火山周辺に分布する広域テフラの諸特性

テフラ	火山ガラス	重鉱物	屈折率		
			glass	opx	ho
FtA	pm	opx,cpx,ho,mt	1.501-1.504	1.707-1.712	
AT	bw>pm				
DKP					
KN	-	ho>cum,mt(opx,bi)			1.668-1.672
					cum: 1.657-1.660
NG	pm	(mt,ho,opx)	1.504-1.506		1.680-1.686
Aso-4	bw	ho,opx,mt(cpx)	1.507-1.510	1.700±	1.685-1.693

opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, cum: cummingtonite, mt: magnetite, bi: biotite, qt: quartz, bw: bubble-wall type of glass shards, pm: pumice type of glass shards

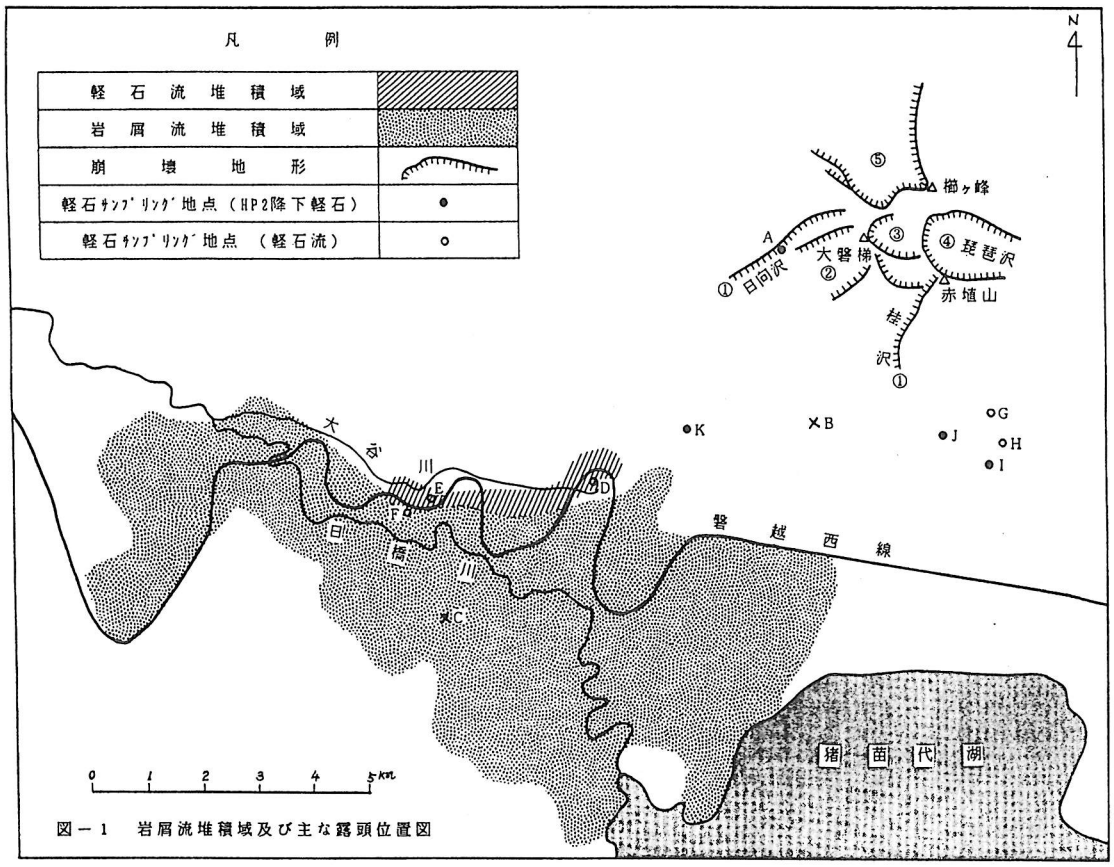
24 磐梯火山南麓の岩屑流の発生年代について

小荒井衛，津沢正晴，星野　実（国土地理院），
中村洋一（宇都宮大），鈴木毅彦（都立大）

Mamoru KOARAI, Masaharu TSUZAWA, Minoru HOSHINO, Youichi NAKAMURA, Takehiko SUZUKI;
Geomorphological history on the south side of Bandai Volcano

磐梯山は1888年の崩壊を始め、数多くの崩壊を起こしてきた火山である。演者らは、科学技術振興調整費「火山地域の土砂災害に関する国際共同研究」のⅡ期として、磐梯山南麓の翁島周辺の流れ山地形を形成した岩屑流についての研究を行っている。本発表では、地形解析やテフロクロノロジーの手法により明らかになった、古磐梯（赤埴山、櫛ヶ峰等）形成以降の磐梯山の崩壊史について述べる。

磐梯山周辺のテフラ層序は鈴木ほか（本学会）が示すとおりである。磐梯山は、御岳奈川テフラ(On-NG)降下直後に噴出した葉山第２軽石(HP2)と、大山倉吉テフラ(DKP:50-52Ka)降下期以降で姶良Tnテフラ(AT:25Ka)降下期以前に噴出している葉山第１軽石(HP1)の、少なくとも２回降下軽石を噴出する噴火を起こしている。一方、磐梯山には５つの崩壊地形が認められる（図１の地形①～⑤）。このうち地形③～⑤は大磐梯形成後の崩壊である。南側山体には崩壊地形①，②が認められるが、崩壊量から判断すると、翁島から会津盆地にかけて分布する岩屑流堆積物の大半は、桂沢から日向沢にかけての崩壊①に起源する。本稿ではこれを翁島岩屑流と呼ぶ。



図－１　岩屑流堆積域及び主な露頭位置図

日向沢の崩壊壁（図１のＡ地点）には降下軽石の露頭があり、この下位には厚さ2～3cmの黄色細粒火山灰が存在する。この細粒火山灰の斑晶鉱物は角閃石、磁鉄鉱、斜方輝石であり、その晶癖からOn-NG（鈴木ほか：本学会）と同定できる。 従って、崩壊壁にみられる降下軽石はHP2で、翁島岩屑流の発生時期はHP2噴出後となる。図１のＢ地点では崩壊地形を覆うように分布する溶岩流を覆うローム中に細粒火山灰層があり、図１のＣ地点では流れ山を覆うローム中に火山ガラスが密集する層がある。これらはいずれもバブルウォール型の火山ガラスで、屈折率が1.498～1.502であることから、屈折率は高めであるが、ATと同定できる。従って、AT降下期以降には南側への崩壊は発生していないことになる。

長峰から大谷川に沿って拳大から人頭大の大型軽石を含む軽石流堆積物（更科軽石流堆積物と命名する）が分布している。この軽石流堆積物は流れ山地形に遮断されるように分布しており、この流れ山地形より新しく、HP1である可能性が高い。 これは長峰（図１のＤ地点）で同軽石流堆積物の上位のロームから沼沢金山テフラ(Nm-KN:50-55Ka) が検出されないこととも調和的である。表１に更科軽石流堆積物と複数地点の HP2の全岩化学分析結果を示す。 HP2がほぼ同じ分析値を示すのに対し、更科軽石流堆積物はばらつきがあるもののHP2の値とは一致しない。この分析値も更科軽石流がHP2でない可能性を示している。今後、HP1の降下軽石との化学分析値の比較や古地磁気測定などを行い、 この軽石流について明らかにしていきたい。

現在までのデータから考察した地形発達史のモデルを表２に示す。南麓部の崩壊の発生時期は、HP2とATの間で、特に崩壊地形①に起源する翁島岩屑流については、 HP2とHP1の間ではないかと考えている。

表１　軽石の全岩化学分析結果

	Koshibazaka K	Tennis C I	Neji I	Siguma F	Hoshina G	Hanitsu H	Numata E	Nagamine D
SiO_2	60.20	60.38	60.41	61.67	62.31	62.54	62.99	63.76
TiO_2	0.86	0.84	0.84	0.87	0.82	0.79	0.80	0.75
Al_2O_3	18.13	17.20	17.20	17.58	17.04	15.80	16.50	15.85
FeO※	8.08	8.11	8.06	7.31	6.77	7.59	7.02	6.82
MnO	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13
MgO	3.31	3.12	3.12	3.32	3.04	2.90	3.06	2.84
CaO	5.54	5.84	5.85	5.13	5.52	5.78	5.16	5.65
Na_2O	2.81	2.93	2.93	2.64	2.94	2.96	2.99	2.78
K_2O	0.73	1.25	1.25	1.26	1.26	1.38	1.27	1.35
P_2O_5	0.18	0.18	0.18	0.07	0.16	0.12	0.08	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

表２　磐梯山の地形発達史

年　代	磐梯山の地形発達史	火　山　灰
1954年	湯桁山の崩壊	
1888年	小磐梯の崩壊－－－崩壊⑤	
806年？	北麓側（上ノ湯付近）の崩壊？	
約2400年前？	琵琶沢崩壊？－－－崩壊④	
約５千年前	↑	沼沢湖テフラ（Ｎｍ－Ｎｍ）
	沼の平の崩壊（地滑り？）－－－崩壊③	
	↓	
	大磐梯の形成（ブルカノ式噴火）	
2.2～2.5万年前	↑	姶良Ｔｎテフラ（ＡＴ）
	岩屑流？－－－南麓側の小さな崩壊②	
	↓	
	ＨＰ１噴出（更科軽石流）	
4.3～5.5万年前	↑	大山倉吉テフラ（ＤＫＰ） 沼沢金山テフラ（Ｎｍ－ＫＮ）
	翁島岩屑流－－－南麓側の大きな崩壊①	
	↓	
	ＨＰ２噴出（火砕流噴出？）	御岳奈川テフラ（Ｏｎ－ＮＧ）
7～9万年前	古磐梯（赤埴山，櫛ヶ峰等）の形成	阿蘇４テフラ（Ａｓｏ４）

※火山灰の年代は、町田・新井「火山灰アトラス」による

25　福島県磐梯火山のテフラーローム編年

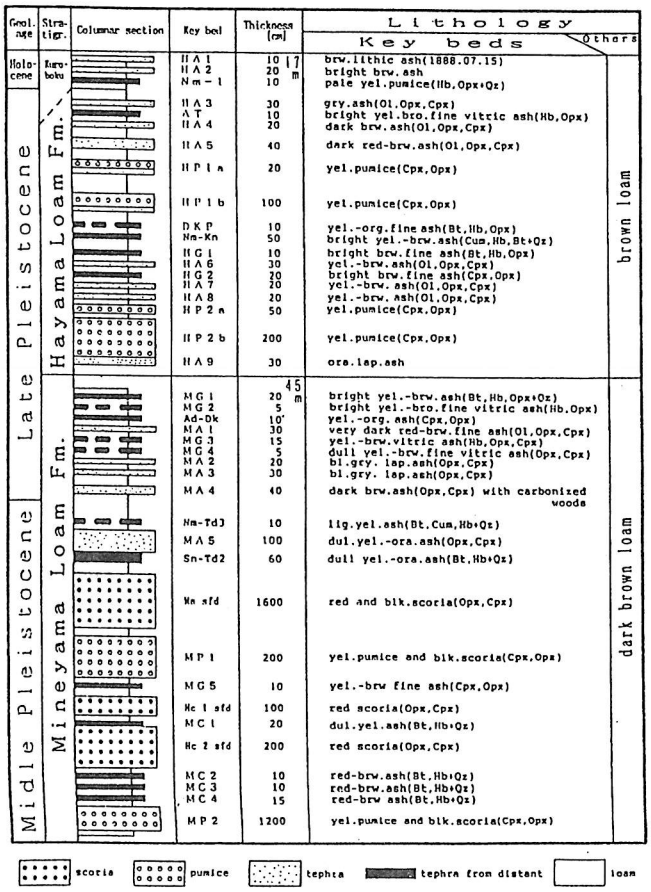
木村純一（福島大）・千葉茂樹（猪苗代高）・佐藤美保子（泉原小）・富塚玲子（新協地水）
Jun-ichi Kimura, Shigeki Chiba, Mihoko Sato, and Reiko Tomizuka;
Tephra-loam chronology at Bandai volcano, Fukushima Prefecture, Northeas Japan

福島県磐梯火山周辺のテフラーローム層の層序をたて，会津盆地や猪苗代湖周辺地域の水成層との対比を行った．テフラ層の中からいくつかの広域テフラを記載したことにより，すでに報告されている広域火山灰の年代値を利用できる．また，会津盆地の塔寺層や猪苗代盆地周辺の堆積物とのテフラによる対比から，これらの水成層から産する既報の大型植物化石や花粉化石を用いた古気候編年が利用できるようになった．

テフラーローム層は広域に発達する非整合面を境に見祢山ローム層，葉山ローム層に区分される（第１図）．見祢山ローム層下部には広域テフラとして北アルプス南部に給源を持つApm群が認定され，この層準はおよそ350kaであると考えられている（吉川ほか，1991など）．葉山ローム層の下部HP2b直下にはAso-4（＝米ヌカ：富塚ほか，1985）があり，およそ86-90ka前の時間面（大場，1991）である．HP1b下にはDKPが，HP1b上にはATあり，それぞれ約50ka（竹本，1993），約24-25ka（松本ほか，1987）の時間面である．また，黒ボク中にはNm-1（沼沢軽石）がはさまれ，約5kaの時間面（只見川第四紀研究グループ，1966）である．以上がテフラによって得られる時間面である．

会津盆地や猪苗代湖周辺の水成層から産する大型植物・花粉化石によって，寒冷期がいくつか発見されている．1) 見祢山ローム層のMn sfd.（見祢山スコリア流堆積物）の下位からはMenyanthes triforiata, Picea, Abiesを含む大型植物化石群が（中馬・吉田，1982），2) Nm-Td3の下位の会津盆地西縁の塔寺層上部からは寒冷な花粉群集が（Td8, Td8'；鈴木ほか，1987），3) DKPの下位からは最終氷期の極相に匹敵する寒冷な花粉群集が報告され（野尻湖花粉グループ，1993），4) ATの上位は最終氷期極相である（Sohma，1984）．さらに，0) Apm群が関東で大きな海退期にあたること（吉川ほか，1991）を加える．これらの寒冷期極相をImbrie et al.（1984）のσ^{18}O年代と対比するとApm群が約340ka，Mn sfd.直下が約250ka，Nm-Td3が約150ka，DKPの下が約63ka，ATの上位が約19kaになる．これらの年代値は広域テフラの年代と矛盾しない．

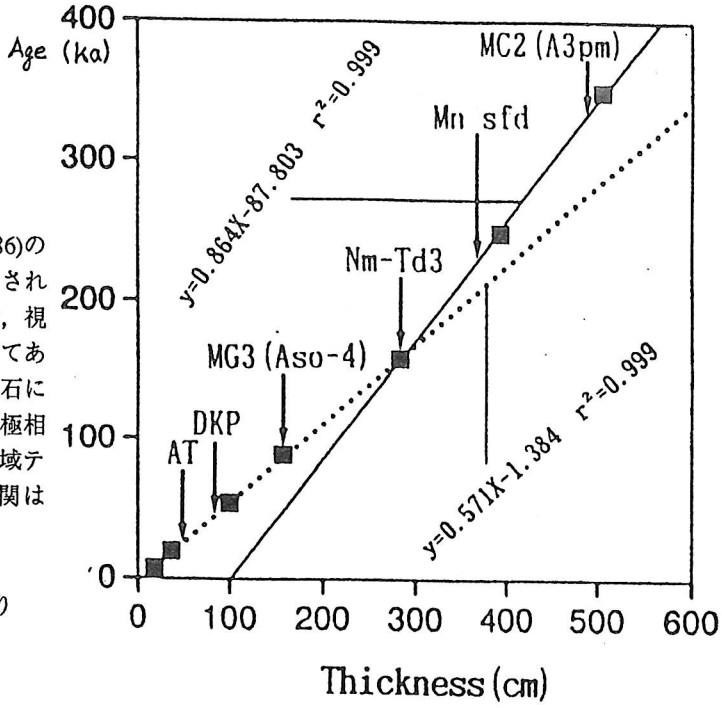
以上の９の編年資料をもとに，ロームの堆積rateを表したのが第２図である．資料は斜面など突発的なクリープ堆積物の影響の少ない地域のものを用い，視認できるテフラの厚さはのぞいてある．堆積rateはNm-Td3層準を境に，それより下位で約12cm/ky，それより上位で約18cm/kyである．年代値と積算層厚との相関はいずれもr^2=0.999以上である．このことから，ロームの堆積はほぼ一定に起こっていること（早川・由井，1989など多数）がわかり，ロームが風成塵起源である（吉永ほか，1988；溝田ほか，1992など）と考えるのが合理的である．ロームの堆積rateを内挿して求めた磐梯火山起源の主要なテフラの年代はMP2: c.360 ka，Hc sfd.: c.330 ka，MP1: c.245 ka，Mn sfd.: c.240 ka，MA5 (sfa): c.160 ka，HP2b: c.84 ka，HP2a: HP1b: c.43 ka，HP1a: 37 kaである．これらプリニアン軽石やスコリア流堆積物などの比較的規模の大きい爆発的噴火は，概ね350 ka，250 ka，150 ka，100 ka，50 kaを中心に集中して発生している．



第1図

磐梯火山のテフラ-ローム層序

ローム層は非整合により見祢山ローム層と葉山ローム層に区分される．鍵層名はHA:葉山火山灰層，HG:ガラス質火山灰層，HP:葉山軽石層，MA:見祢山火山灰層，MG:ガラス質火山灰層，MP:見祢山軽石層，sfd.:スコリア流堆積物



第2図

ローム層の堆積rate

堆積rateの時間軸はImbrie et al. (1986)の古気候曲線によってコントロールされている．ロームの厚さは積算値で，視認されるテフラ層の厚さはのぞいてある．■：植物化石ならびに花粉化石によって明らかにされている寒冷の極相（Aso-4層準をのぞく）．↓：広域テフラの層準．回帰式ならびに相関はNm-Td3を境に２区分している．

*第1, 2図ともに千葉ほか(1994)より

26　福島県磐梯火山のテフラーローム層序と火山活動史

千葉茂樹（猪苗代高）・木村純一（福島大）・佐藤美穂子（泉原小）・富塚玲子（新協地水）

Shigeki Chiba, Jun-ichi Kimura, Mihoko Sato, Reiko Tomizuka ; Tephra-Loam Stratigraphy and history of volcanic activity at Bandai Volcano, Fukushima Prefecture Touhoku-Honshu, Japan.

磐梯火山の山麓には風成のローム層および降下火砕物が分布し，いくつかの層序学的研究が行われている（吉田・鈴木，1981；中馬・吉田，1982；富塚ほか，1985；佐藤ほか，1990）．今回演者らは，これまでの層序区分を再検討するとともに，磐梯火山起源のテフラ層の記載ならびに遠来テフラの記載を行った．その結果，本地域の風成ローム層は，見祢山ローム層と葉山ローム層に大きく２区分される．さらに広域テフラ層を用いた火山灰編年により，見祢山ローム層は中部更新統に葉山ローム層は上部更新統から完新統に大旨対比されることがわかった．なお鍵層名は基本的に中馬・吉田(1982)の命名をできるかぎり生かすことにし，また符号の付け方も彼らに従い上位より下位に向かって番号をつけている．

Ａ．見祢山ローム層

本層は磐梯火山山麓で見られる最も古いローム層で，赤色スコリア・黄色軽石・粗～細粒火山灰および暗褐色ロームからなり，積算層厚は約45mである。鍵層は下位より，ＭＰ２（見祢山２軽石）・ＭＣ４（見祢山４結晶質火山灰）・ＭＣ３（見祢山３結晶質火山灰）・Hc2 sfd（八ノ木沢２スコリア流堆積物）・ＭＣ２（見祢山２結晶質火山灰）・Hc1 sfd（八ノ木沢１スコリア流堆積物）・ＭＣ１（見祢山１結晶質火山灰）・ＭＧ５（見祢山５ガラス質火山灰）・ＭＰ１（見祢山１軽石）・Mn sfd（見祢山スコリア流堆積物）・Ｓｎ－Ｔｄ２（砂子原－塔寺２火山灰）・ＭＡ５（見祢山５火山灰）・Ｎｍ－Ｔｄ３（沼沢－塔寺３火山灰）・ＭＡ４（見祢山４火山灰）・ＭＡ３（見祢山３火山灰）・ＭＡ２（見祢山２火山灰）・ＭＧ４（見祢山４ガラス質火山灰）・ＭＧ３（見祢山３ガラス質火山灰）・ＭＡ１（見祢山１火山灰）・Ａｄ－Ｄｋ（町田・新井，1992）・ＭＧ２（見祢山２ガラス質火山灰）・ＭＧ１（見祢山１ガラス質火山灰）が認められる．この中で磐梯火山起源と考えられるものは，ＭＰ２・Hc2 sfd・Hc1 sfd・ＭＰ１・Mn sfd・ＭＡ５・ＭＡ４・ＭＡ３・ＭＡ２・ＭＡ１である．

Ｂ．葉山ローム層

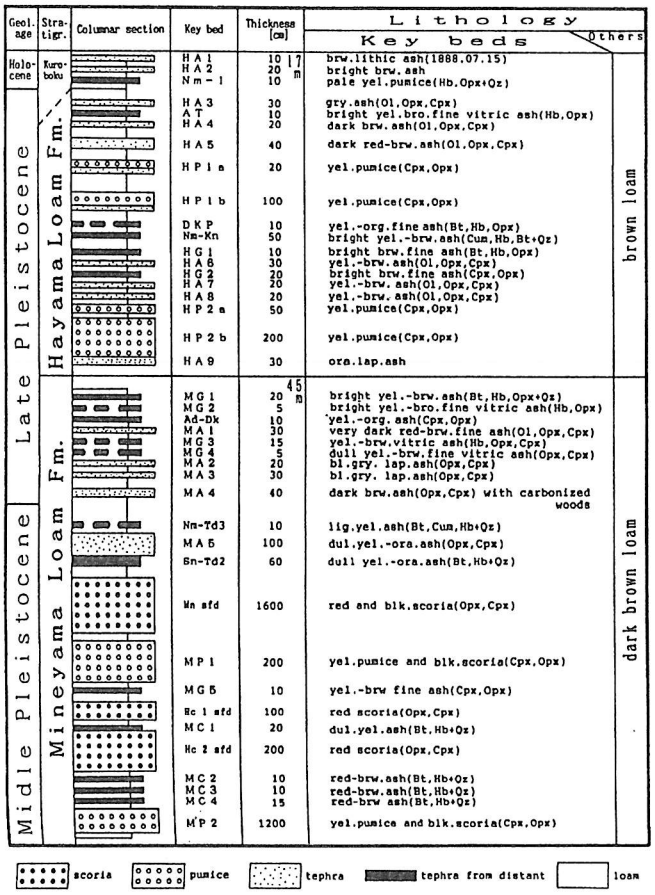
本層は４枚の軽石・粗～細粒火山灰および褐色ロームからなり，積算層厚は約17mである．鍵層は下位より，ＨＡ９（葉山９火山灰）・ＨＰ２ｂ（葉山２ｂ軽石）・ＨＰ２ａ（葉山２ａ軽石）・ＨＡ８（葉山８火山灰）・ＨＡ７（葉山７火山灰）・ＨＧ２（葉山２ガラス質火山灰）・ＨＡ６（葉山６火山灰）・ＨＧ１（葉山１ガラス質火山灰）・Ｎｍ－Ｋｎ（鈴木・早田，1992）・ＤＫＰ（町田・新井，1979）・ＨＰ１ｂ（葉山１ｂ軽石）・ＨＰ１ａ（葉山１ａ軽石）・ＨＡ５（葉山５火山灰）・ＨＡ４（葉山４火山灰）・ＡＴ・ＨＡ３（葉山３火山灰）・Ｎｍ－１（町田・新井，1992）・ＨＡ２（葉山２火山灰）・ＨＡ１（葉山１）である．この中で磐梯火山起源と考えられるものは，ＨＡ９・ＨＰ２ｂ・ＨＰ２ａ・ＨＡ８・ＨＡ７・ＨＡ６・ＨＰ１ｂ・ＨＰ１ａ・ＨＡ５・ＨＡ４・ＨＡ３・ＨＡ２・である．なお軽石については，中馬・吉田（1982）により，ＨＰ１・ＨＰ２が報告されている．演者らはこれらの軽石層が４層あることを確認しＨＰ２ｂ・ＨＰ２ａ・ＨＰ１ｂ・ＨＰ１ａとした．

Ｃ．外来テフラの対比

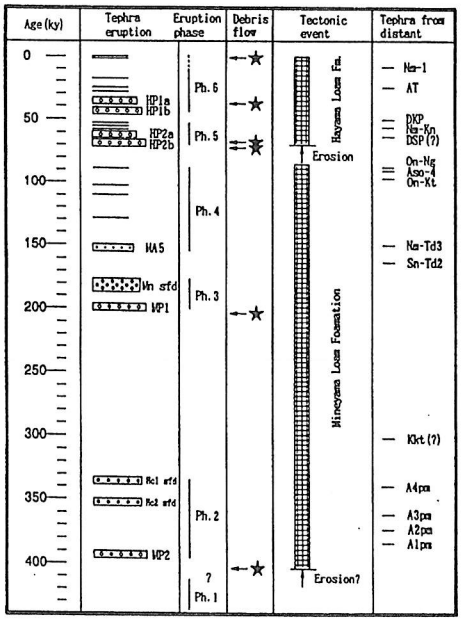
これらのテフラについては，野外での産状・層序位置・鉱物組合せ・鉱物および火山ガラスの屈折率から表のように広域テフラに対比される．

Ｄ．テフラ層からみた磐梯火山の火山活動史

ローム層との関係が明らかな磐梯火山の噴出物は，MC4 に非整合に覆われる岩屑流が最も古い。従って約40万年前以前から火山体が存在し，これ以前から火山活動があった(ﾌｪｰｽﾞ1)．Apm群が降灰した約40~35 万年前にもMP2･Hc1 sfd･Hc1 sfd を南麓に供給している(ﾌｪｰｽﾞ2)．更に約25～20万年前にもMn sfd･MP1をもたらしている(ﾌｪｰｽﾞ3)．その後約15~9万年前には小規模なスコリア・火山灰をもたらした(ﾌｪｰｽﾞ4)．約７万年前には再びテフラをもたらす活動が再開し，HP2b･HP2a･HA6･HA7･HA8 を供給した(ﾌｪｰｽﾞ5)．更に約3~4 万年前にはHP1b･HP1a を噴出する活動が起こり，安山岩質の火山灰の供給はAT降灰以降も起こっている(ﾌｪｰｽﾞ6)．これらの活動の中で，ﾌｪｰｽﾞ2･3 およびﾌｪｰｽﾞ5･6 はそれぞれ類似した活動を繰り返している．これらのﾌｪｰｽﾞの活動様式の違いは，マグマ分化システムか供給されたマグマそのものに違いがあると思われる．一方，テフラと層序関係のわかる岩屑流の発生時期は，各々のﾌｪｰｽﾞの開始期か末期にあたる．従って一連の火山活動によって形成された火山体がその活動の末期に崩壊したか，或は既に以前のﾌｪｰｽﾞで形成された火山体が新たな活動の開始によって崩壊したものがほとんどと考えられる．



Stratigraphy and description of Mineyama and Hayama Loam Formations.
brw.:brown,br.:bright,yel.:yellow,org.:orange,bl.:blue,blk.:black,
sfd:scoria flow deposit.



Volcanic activities of Bandai volcano from tephra reseach with tectonic event.

Erosion horizons correspond to tectonic movements.

Tephra	minerals	Refractive Indices glass (n)	hornblende (n2)	orthopyroxene (γ)	cumingtonite (n2)	Correlation
Nm-1	Hb,Opx,Qz	1.500-1.502(1.508)	1.667-1.673(1.670)	1.706-1.710(1.708)	-	Nm-1*1
AT	Hb,Opx	1.498-1.501(1.499)	-	-	-	AT*1
HP1a	Cpx,Opx	1.507-1.510	-	1.712-1.718(1.714)	-	HP1*2
HP1b	Cpx,Opx	1.507-1.510	-	1.712-1.718(1.714)	-	HP1*2
DKP	Bt,Hb,Opx	-	1.665-1.671	1.700-1.708(1.704)	-	DKP*1
Nm-Kn	Cm,Hb,Bt,Qz	1.498-1.502(1.500)	1.665-1.672(1.688)	-	1.657-1.658(1.657)	Nm-Kn*3
HG1	Bt,Hb,Opx	1.511-1.518(1.514)	1.674-1.680	1.699-1.703(1.701)	-	DSP(?)*1
HG2	Cpx,Opx	1.503-1.507	-	1.711-1.715	-	?
HP2a	Cpx,Opx	1.507-1.510(1.508)	-	1.712-1.716(1.714)	-	HP2*2
HP2b	Cpx,Opx	1.507-1.510(1.508)	-	1.712-1.716(1.714)	-	HP2*2
MG1	Bt,Hb,Opx,Qz	1.504-1.508	1.678-1.682	1.711-1.717	-	On-Ng (Pm-3C)*4
MG2	Hb,Opx	1.504-1.508(1.504)	1.673-1.679(1.676)	1.704-1.710	-	On-Ot (Pm-3B)*4
Ad-Dk	Cpx,Opx	-	-	1.704-1.710(1.706)	-	Ad-Dk *1
MA1	Ol,Opx,Cpx	-	-	1.706-1.717	-	
MG3	Hb,Cpx,Opx	1.506-1.512(1.508)	1.658-1.689	1.699-1.701(1.700)	-	Aso-4*1
MG4	Cpx,Opx	1.498-1.503(1.501)	-	1.714-1.721(1.717)	-	On-Kt (Pm-2B)*4
Nm-Td3	Bt,Cm,Hb,Qz	1.500-1.503(1.499)	1.668-1.672	-	1.657-1.659(1.658)	Td3*5
Sn-Td2	Bt,Hb,Qz	1,496-1.499(1.497)	1.668-1.673(1.671)	-	-	Td2*5
MP1	Cpx,Opx	1.510-1.515(1.514)	-	1.710-1.716(1.714)	-	
MG5	Cpx,Opx	-	-	1.719-1.725	-	Kkt (?)*1
MC2	Bt,Hb,Qz	-	1.687-1.697	-	-	A3pm*6
MC3	Bt,Hb,Qz	-	1.684-1.688	-	-	A2pm*6
MC4	Bt,Hb,Qz	-	1.683-1.688	-	-	A1pm*6

*1: Machida and Arai (1992), *2: Chuman and Yoshida (1982), *3: Suzuki (1992), *4: Takemoto et al. (1985) and Kimura et al. (1991) in bracket,
*5: Yamamoto (1991), *6: Suzuki and Hayakawa (1990)

Refractive indices of minerals and glass shards involved in marker tephras, and mineralogic assemblages.

27　榛名火山周辺の中期更新世の火山灰層

矢口裕之（群馬県埋蔵文化財調査事業団）

Hiroyuki YAGUCHI : Volcanic Ashes of the Middle Pleistocene around Haruna Volcano

1.はじめに

群馬県北部に分布する中期更新世の火山灰層は、矢口・田辺（1990）や小森・矢口（1992）により概略が報告された。今回は、榛名火山周辺の沼田盆地、中之条盆地、榛名南麓（第1図）の風成火山灰層の層序対比を行い、ローム層の層序区分について検討した。

また風成火山灰土の風塵起源説（井尻.1966；中村.1970）や等速度堆積説（早川・由井1989；早川.1991）の考えを適用し、調査地の風成火山灰層の堆積年代を推定した。

2.風成風化火山灰層の区分

風成火山灰層の層序区分は、関東ローム研究グループ（1965）により確立され、ローム層の非（不）整合による斜交関係や土壌化による風化帯によって認定されることが示された。北関東の風成火山灰層は，新井（1962）や川端（1967）により、同様の方法で層序区分が行われた。

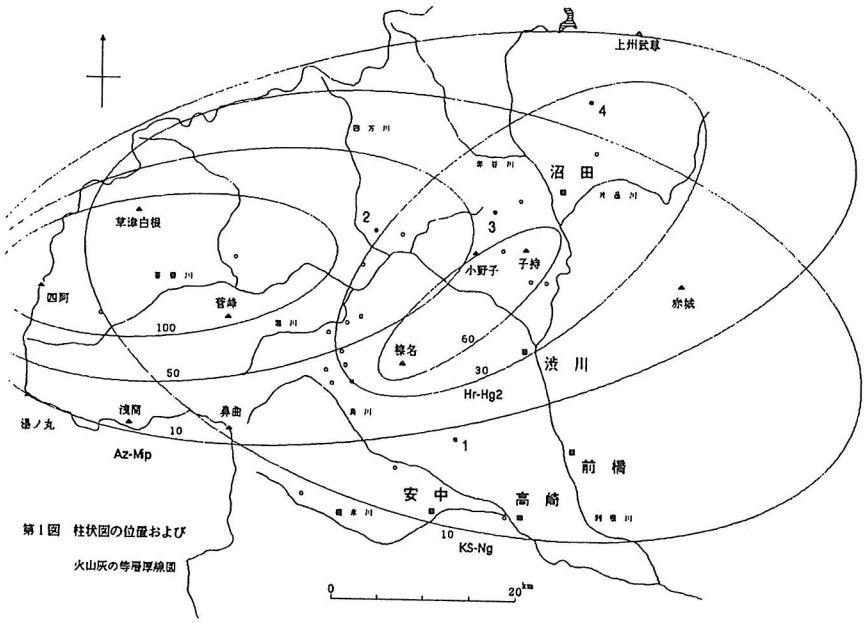
研究地域に分布する中期更新世の風成火山灰層は、下位より中之条ローム層、吾妻ローム層に区分した。これらの境界には、風化帯が発達する顕著な層準が数層準みられる。これらはTt-D下位、APmの上位、Hr-Hgの上位、Nsの下位にみられ、高位段丘や埋没段丘の離水期にほぼ対応している。

3.風成塵堆積速度による火山灰の推定年代

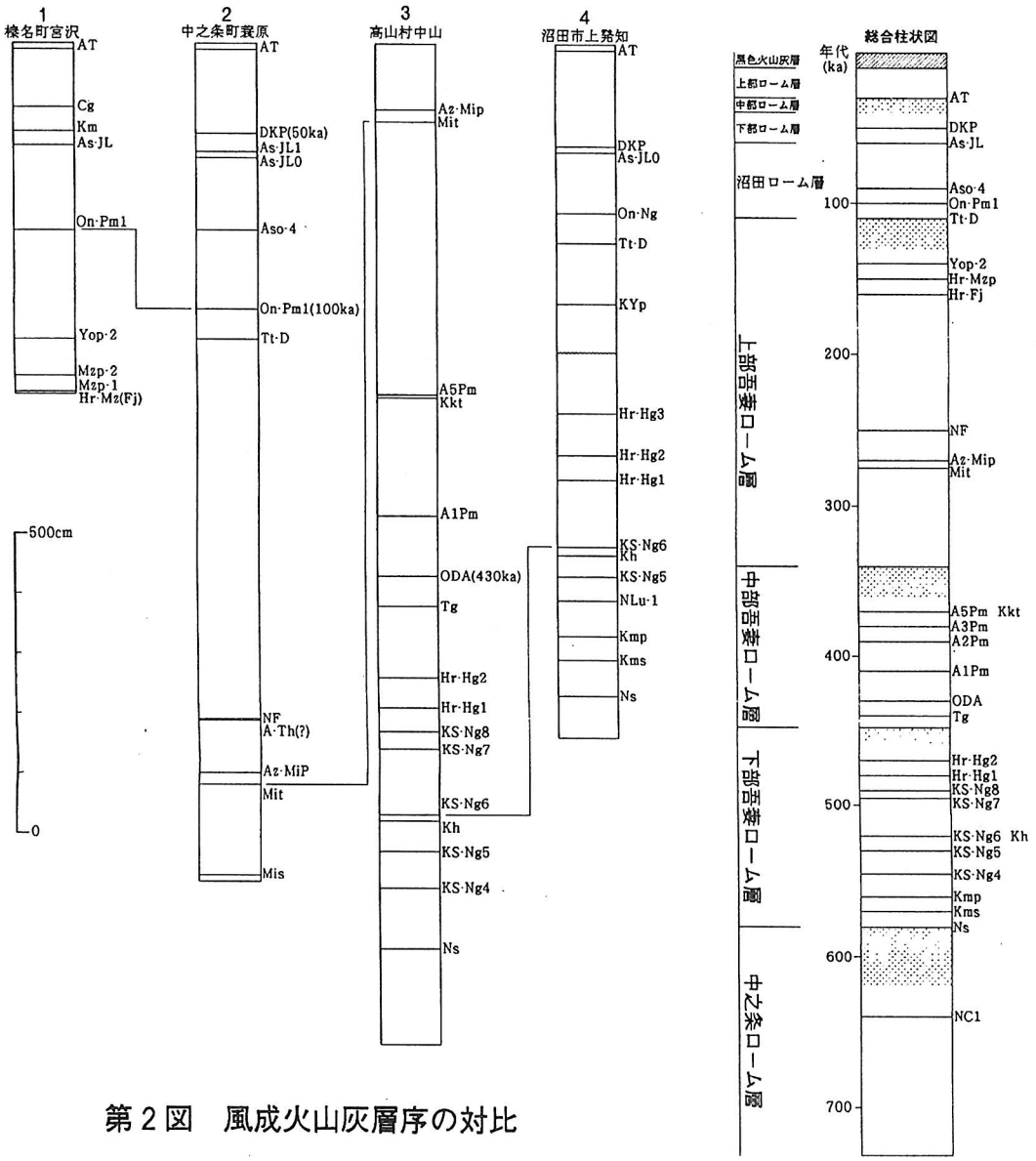
研究地域に分布する中期更新世の火山灰層は未名称を含めれば100層以上に達するが、この中で時代決定の柱になる火山灰はAT(25ka)、DKP(50ka)、On-Pm1(100ka)、A-Th(250ka)、ODA(430ka)の5層である。模式的な分布地の層序断面を使用して計算した結果、榛名火山周辺の中期更新世の風成火山灰層の堆積速度は0.042mm/年であった（第2図）。

4.上信火山地域および榛名火山の噴火史

下部吾妻ローム層堆積期は給源不明の火山および草津白根、榛名火山の活動が認められる。榛名火山は外輪山を形成する活動が認められた。中部吾妻ローム層堆積期は榛名火山および信州中央高地での活動が認められる。上部吾妻ローム層堆積期は下部では四阿火山、上部では榛名火山の活動が顕著である。榛名火山は旧期カルデラを形成する活動が認められた。



第1図　柱状図の位置および火山灰の等層厚線図



第２図　風成火山灰層序の対比

火山灰層の名称：AT(姶良Tn)Cg(茶屋ヶ松)Km(笠松)DKP(大山倉吉)As·JL(浅間中之条)Aso·4(阿蘇4)
On·Ng(御岳奈川)On·Pm1(御岳第一)Tt·D(立山D)KYp(上発知黄色)Yop·2(横川第二)Mzp(榛名宮沢軽石)
Hr·Mz(榛名宮沢/富士見)NF(長藤)A·Th(阿多鳥浜)Az·Mip(四阿簑原)Mit(簑原橙色)Mis(簑原スコリア)
APm(大町A)Kkt(加久藤)ODA(クレンザー)Tg(手子丸)Hr·Hg(榛名萩生)KS·Ng(草津白根長野原)
Kh(上発知)Kmp(上発知軽石)Kms(上発知スコリア)Ns(中山スコリア)NC1(鳥居峠1)

28 東海層群大泉層の火山灰層序

松葉千年（桑名市在住）

Chitoshi Matsuba;The tephrostratigraphy of Oizumi Formation Tokai Group, Mie Prefecture.

三重県藤原町上相場の大泉層最上部では 東海湖の最終湖底粘土とみられる厚さ10m以上の青灰色粘土層と 東海湖消滅後の山麓斜面粗粒不淘汰堆積層としての 米野層が 厚さ約5mの黄褐色砂層を挟んで整合に重なっている。前者には 米野Ⅲ(OZ-7)火山灰層が、米野層基底には、上相場火山灰層が挟まれていた。その中間の黄褐色砂層は 東海湖消滅期の終末期埋積砂層と解釈される。

一方 鈴鹿山脈と桑名市南部の伊坂ダム間には、嘉例川(パミス)火山灰層より上位の大泉層が段丘礫層の下に連続して存在し、OZ-1から、OZ-7までの火山灰層が確認されている。中上粘土層はOZ-7火山灰層を挟んでいるので 藤原町上相場の東海湖最終湖底粘土層に対比出来る。志知砂層はその上位にあり、東海湖消滅期の終末期埋積砂層である。

志知砂層の最上部に桑名西高火山灰層が挟まれている。桑名西高火山灰層は 多度層最下部のグレイ火山灰層(1981年 、地質学会年会講演要旨集P.86)と OZ-7火山灰層の間にあるムラサキ火山灰層(OZ-10)と 斜方輝石を含み、紫灰色の部分が存在する点等で対比出来る。

OZ-10火山灰層は 湯の山礫層と桜村層最上部の西菰野互層最上部砂層にも確認されている(1990年 日本第四紀学会講演要旨集P.90)

大泉層を嘉例川火山灰層(パミス、川島Ⅰ)より上位、上相場火山灰層直下までとすると、右頁のような火山灰層序が考えられる。

東海層群大泉層火山灰層序

層序記号	火山ガラス屈折率	重鉱物	その他	対比
KA			(米野層基底)	上相場
OZ-10	東海湖消滅期の終末埋積砂質層			桑名西高　紫
OZ-7	1.501	Ho		米野Ⅲ　中上A
OZ-6B	1.499~1.506	Ho>Opx		打上　六石B
OZ-6	1.499~1.500	少		米野Ⅱ　大長
OZ-5	1.499	少		米野Ⅰ　六石A　宿野
OZ-4	1.503~1.505	Ho>Opx		スシロ谷　寺方町
OZ-3C	1.501~1.503	Ho		星川3C　小山町B
OZ-3B	1.500	Opx>Ho		乱飛　山田町A
OZ-3A	1.502~1.503	Opx>Ho>Cpx		桜台　小山町A
OZ-2	1.505~	Opx>Ho>Cpx		Hy　西山橋
OZ-1	1.498~1.500	Ho		伊船　妥女
Kpm	1.498~1.503	Opx , Ho		パミス、嘉例川、川島Ⅰ

29　トカラ列島，諏訪之瀬島の第四紀テフラ

森脇　広（鹿児島大・法文）・新井房夫

MORIWAKI Hiroshi & ARAI Fusao; Quaternary Tephra in Suwanose Island, the Tokara Islands

諏訪之瀬島はトカラ列島の北部に位置する第四紀の活火山島である（図1，図2）．この島のテフラに関しては，平沢・松本（1983），井村（1991）などによる報告があるが，歴史時代より古い第四紀のテフラの存在，層序，層位などはほとんどわかっていない．最近，この島の南部で，第四紀の古いテフラ層序を確立するのに良好な露頭が出現し，多数の累積したテフラのなかにATに同定される火山灰を見いだすことができた（図2のA地点）．ここでは，この地点でのテフラ層序を中心として，諏訪之瀬島南部の第四紀のテフラ層序について報告する．

<u>テフラ層序</u>　A地点の露頭での堆積物の全体の厚さは60mにおよぶ（図3）．ここのテフラは，5つのテフラ群に区分することができる．下位から諏訪之瀬南部－下位テフラ群（Ss-L），諏訪之瀬南部－下位降下スコリア群（Ss-Ls），諏訪之瀬南部－上位降下軽石群（Ss-Up），諏訪之瀬南部－上位スコリア群（Ss-Us），文化・後文化スコリア群（Bn·PBn Sc）と呼ぶことにする．Ss-Lは4層のテフラからなる．Ss-L1は風化の進んだ厚い降下軽石とこれを覆う火砕流で，岩屑流堆積物に挟まれる．この上位に，降下スコリア（Ss-L2）と降下軽石（Ss-L2）がのる．Ss-L4は細粒降下火山灰の薄層で，外来テフラの可能性が大きいが，岩石記載的な特性からは対比できる既存のテフラは見つからない．Ss-Lsは10枚の比較的粗粒なスコリア層からなる．最下部の降下スコリア層（Ss-L1）は特に厚く，南部に広く分布し，指標となるテフラの一つである．このスコリア群の最上部にATの薄層が挟まっている．ほぼこのATを境にして，上位の軽石群（Ss-Up）に移行する．上部には，上位のSs-Usと一連のものと考えられるスコリア層やスコリア質火山砂がある．最下部のSs-Up1がもっとも厚く，1m以上ある．Ss-Usはスコリア質の厚い火山砂からなる．断続的な小噴火によって堆積した多輪廻のテフラ群である．下半部は土壌分を多く含み，上部はこれが少ないことから，上方にいくにつれて噴火頻度が増大したことがわかる．この上位にわずかな腐植土層を挟んで，1813-14年の文化スコリア（井村，1991）がのる．

以上のように，今回明らかになったことで興味あることの一つは，諏訪之瀬島火山は後期更新世末から完新世にかけて軽石噴火が集中して起こり，またこれより古い時期にもかなり規模の大きい火砕流噴火があったことである．

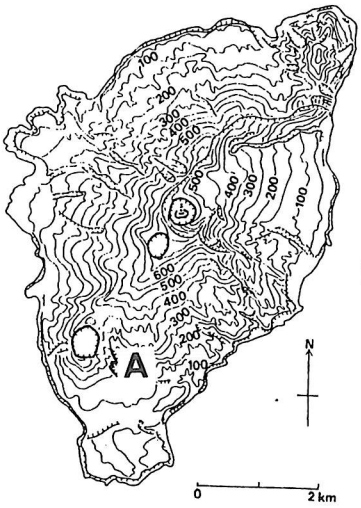


図２　諏訪之瀬島の地形と露頭位置（Ａ）

火口

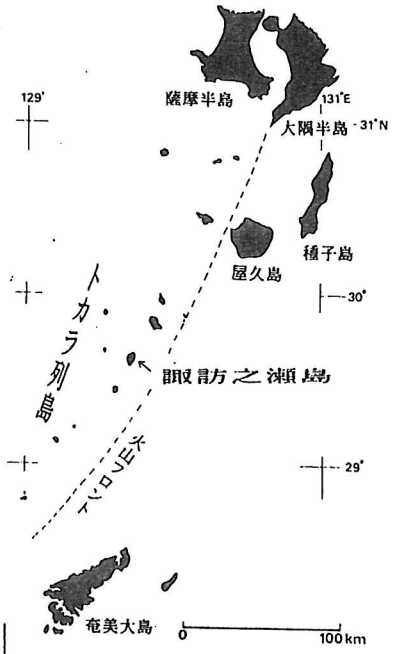


図１　諏訪之瀬島の位置

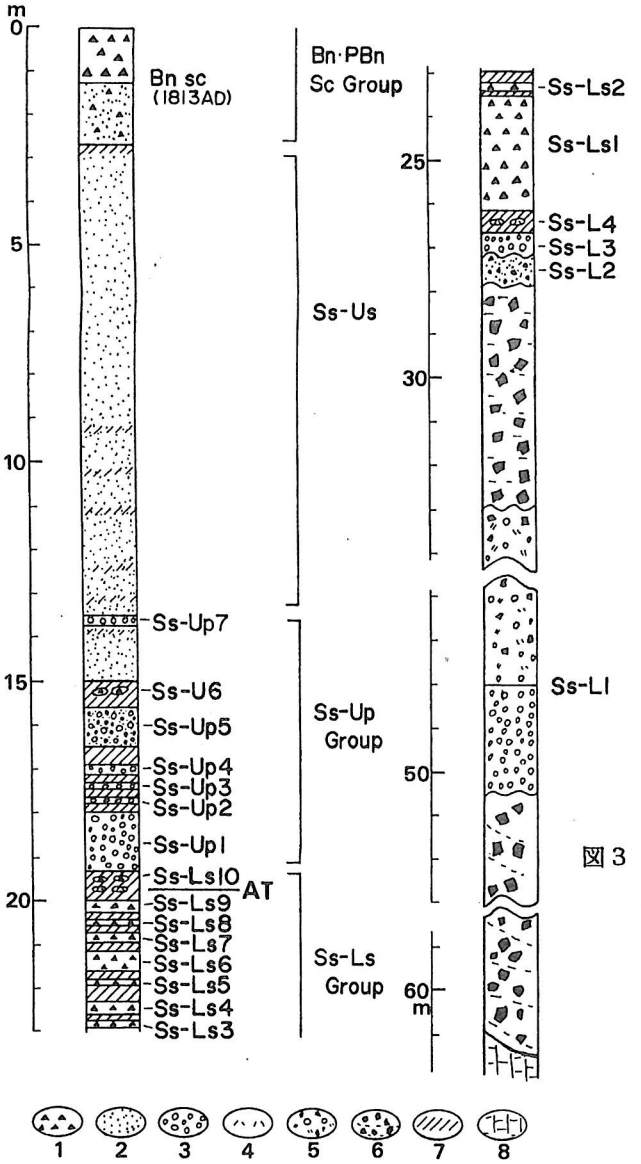


図３　諏訪之瀬島南部のテフラ層序（図２のＡ露頭）

1: 降下スコリア，2: 降下火山灰，3: 降下軽石，4: ガラス質火山灰，5:火砕流，6: 岩屑流，7: 土壌，8:基盤岩

30 南九州，鬼界カルデラの籠港テフラ群の噴出年代

奥野　充・中村俊夫（名古屋大学）・小林哲夫（鹿児島大学）

Mitsuru OKUNO, Toshio NAKAMURA and Tetsuo KOBAYASHI;

Eruption age of the Komoriko Tephra Group, Southern Kyushu, Japan

1．はじめに　鬼界籠港テフラ群（K-Km：小野ほか，1982：地調図幅）は，20枚以上の降下テフラ（1枚の厚さは20～60cm）からなる．このK-Kmの模式地は，鬼界カルデラ北縁に位置する竹島の南海岸の籠港へ下りる階段の露頭である（図1）．これまでK-Kmの噴出年代については，姶良Tnテフラ（AT：25ka）との層位関係が不明であり，その詳細はわからなかった（例えば，町田・新井，1992：火山灰アトラス）．そこで演者らは，模式地のK-Kmよりやや上位から採取した腐植土の^{14}C年代を測定した（図2）．ここでは，その結果を報告して，K-Kmの噴出年代について考察する．

2．籠港テフラ群の層位・層相　模式地での柱状図を図2に示す．鬼界アカホヤテフラ（K-Ah：6.3ka）下に厚さ約2mのローム層（風成の非噴火堆積物）がある．その下の軽石層は，層厚30cm，MP＝70mmで，中程に火山灰の卓越する層準がある．軽石の斑晶鉱物は斜方輝石，単斜輝石であり，斜方輝石の屈折率は，γ＝1.706～1.709である．さらに厚さ30cmのローム層を挟んで，層厚10cmの軽石質火山灰層があり，これには級化構造が認められる．斑晶鉱物としては斜方輝石が多く，単斜輝石も少量認められる．屈折率は，火山ガラス 1.510～1.511，斜方輝石（γ）1.706～1.709である．この火山灰層の上下に明瞭な腐植層があり，今回測定した試料は，この上の腐植層から採取した（図2）．また，これより下位には明瞭な腐植層が認められない．そこでこの研究では，これより下位のものに限ってK-Kmと呼ぶことにする．このK-Kmは，淡青灰色～灰色火山砂，灰色～淡褐色火山灰からなり，一部に軽石またはスコリアが挟在している．このような層相から，K-Kmは，断続的に継続したブルカノ式噴火と間欠的な準プリニー式噴火によって形成されたものと考えられる．また，火山灰には膠結した層準も認められるので，その一部は水蒸気マグマ噴火によるものであろう．模式地では，K-Km全体の層厚は約8mで，赤碕溶岩（Ak）を直接覆っている．籠港東側の崖では，長瀬火砕流（K-Tz：95ka）が，K-KmとAkの間に遠望できるので，模式地のこの層準の堆積物は浸食によって失われたものと判断される．

3．^{14}C年代　試料から植物細根を取り除き，1.2規定の水酸化ナトリウム溶液で2次有機物を，1.2規定の塩酸溶液で炭酸塩を除去した．この処理の後，CNコーダーで測定した炭素含量は 2.6％である．さらに酸化コバルトと混合して真空中で950℃に加熱し CO_2に変え，マグネシウムとともに950℃

に加熱しアモルファス炭素に還元した．このアモルファス炭素と銀粉とを原子比でほぼ等量混合し，ペレットターゲットを作成した．^{14}C年代測定は，名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデトロン分析計を用いて行った．得られた^{14}C年代は，9,310±240 y.B.P.（NUTA-2544）である．なお，^{14}C年代値は，Libbyの半減期 5,570年を用いて算出し，西暦1950年から遡った年数である．また，測定誤差は，^{14}Cの計数にもとづく統計誤差を考慮して，1標準偏差（1σ）で示してある．

4．考察　今回得られた^{14}C年代は，K-Ahとの層位関係も整合的であり，ほぼ妥当なものと判断される．また，模式地のK-AhとK-Kmの間に侵食面は認められないので，K-Kmは，10,000 y.B.P. 前後の断続的な噴火により形成されたと推定される．しかし，K-Kmの具体的な活動期間については，最下位の年代が確定しておらず，今後検討する必要がある．長岡（1988：地学雑）は，K-Kmの上位の火山灰層を種Ⅰ火山灰に，その上の軽石層を種Ⅱ軽石に対比している．しかし，種子島でこれらのテフラはATより下位に位置しており，今回の結果から，この対比は層位的に矛盾すると考えられる．

なお，斑晶鉱物の屈折率は，新井房夫名誉教授に測定していただいた．

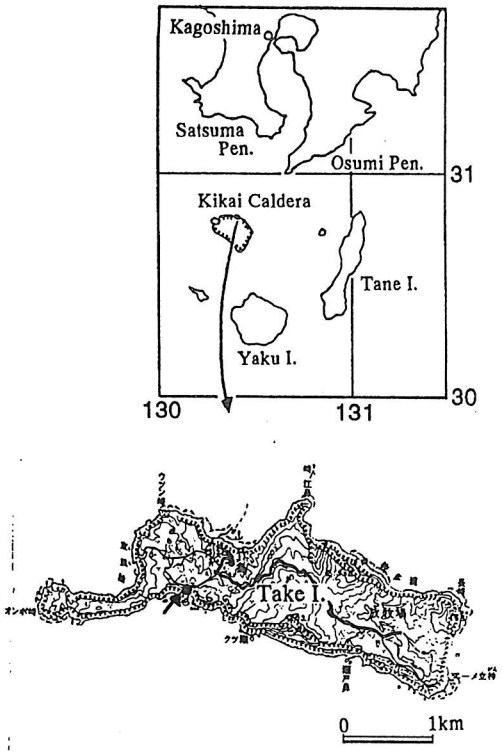


図1　試料採取位置図

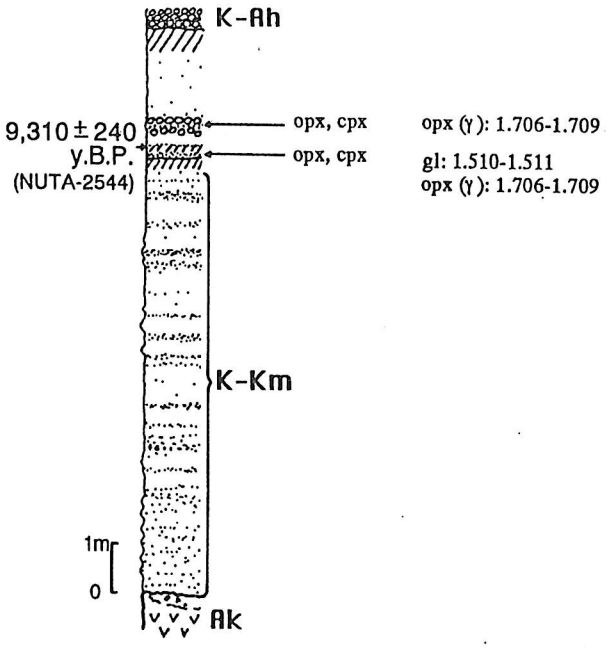


図2　模式地柱状図

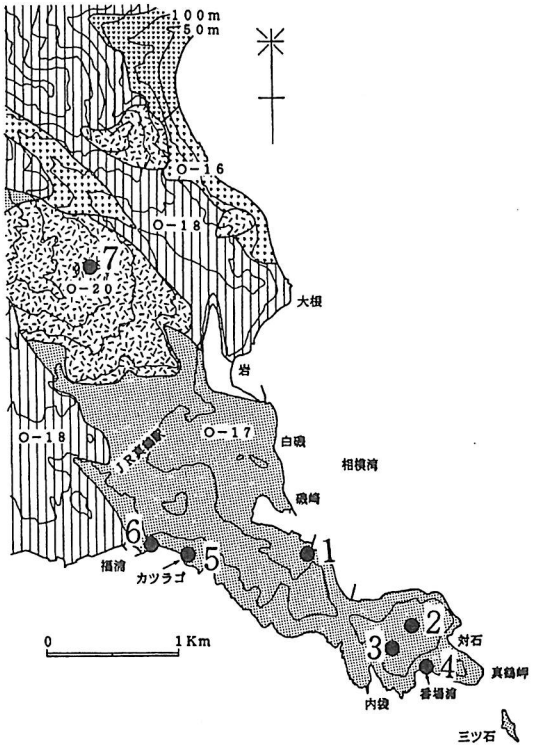
31 箱根火山南東麓真鶴半島周辺のテフラと溶岩

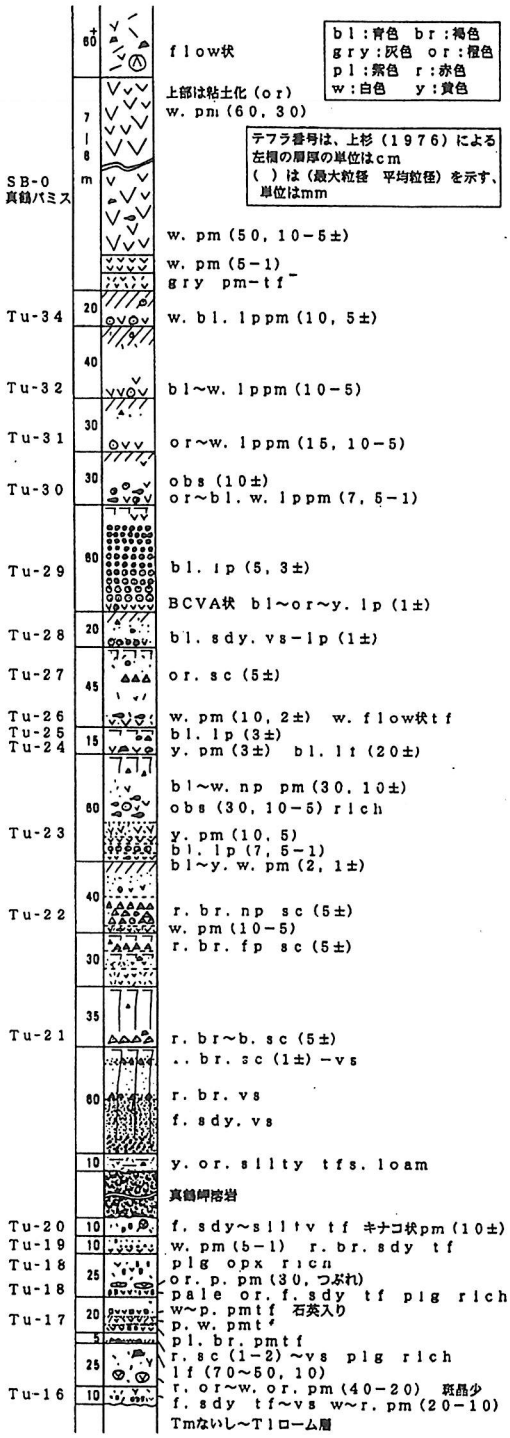
由井　将雄（明大付属明治高・中）・関東第四紀研究会

Masao YUI and The Association for Kanto Quaternary Research ; Tephrostratigraphy and Lava-stratigraphy of Manazuru Peninsula, Southeastern Foot of Hakone Volcano.

（1）はじめに

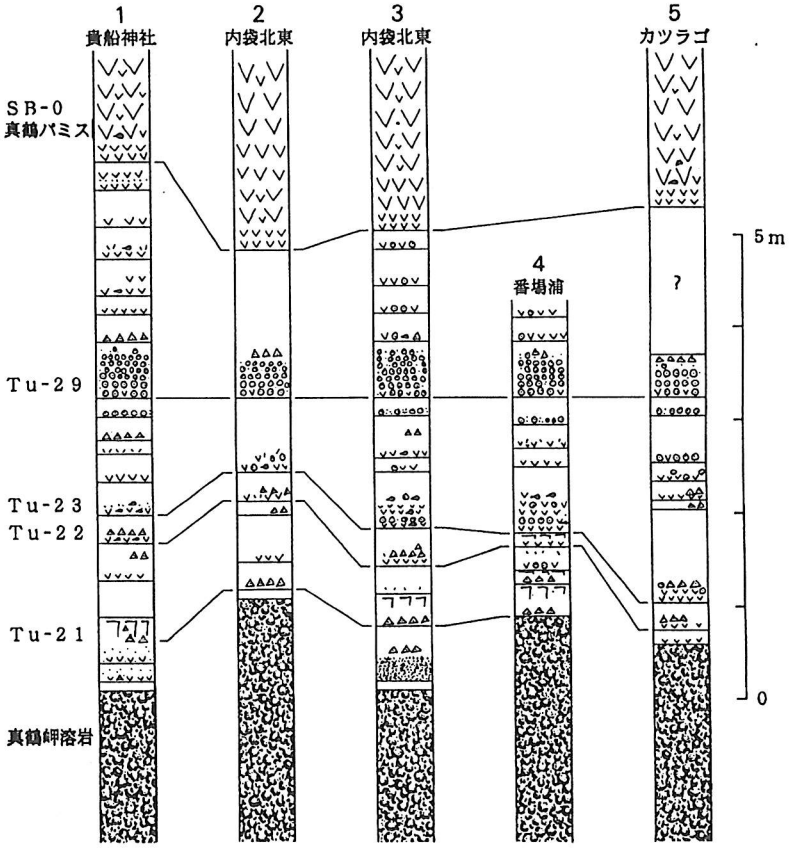
箱根火山はフィリピン海プレートの北縁に位置するカルデラ式火山である。また、箱根火山及び大磯丘陵を含む南部フォッサマグナ地域は構造地質学的な検証が数多くなされ、多数の活断層や活構造が確認されている地域でもある。このような変動地域における火山の発達史をテフラ層序学的に詳細に検討し、箱根火山の過去50万年間にわたる活動の歴史をあきらかにする目的で、本会は箱根団研を組織し、箱根火山東麓・北麓・真鶴半島地域を調査してきた。今回の発表では、真鶴半島周辺のテフラ層序とそれに基づく真鶴半島溶岩の噴出した活動について検討する。





（2）真鶴岬溶岩とテフラ

真鶴半島を構成する真鶴岬溶岩（Kuno,1938のO-17溶岩）は、40m以上の単斜輝石－斜方輝石安山岩で、真鶴パミス（SB-0）を含む厚さ約10mのテフラ層に覆われる。真鶴岬溶岩を覆うテフラは、黒耀石を含む白色軽石が卓越し、地点番号１～５など半島の各所で見られる。このうち、真鶴パミスは、町田ほか（1974）TAu-12、上杉ほか（1978）のSB-0に対比され、143000±11000y.B.P.・147000±9000y.B.P.のフィショントラック年代が得られている（町田1977）。また、その下位には青灰色細粒ラピリおよび黄色軽石および青色ラピリの互層、発泡の悪い赤色スコリアがあり、それぞれ上杉（1976）のTu-29・Tu-23・Tu-22に対比される（図２）。Tu-23は、磯ほか（1975）により、160000±11000y.B.P.というフィッショントラック年代値が報告されている。また、地点６では、真鶴岬溶岩に直接覆われるテフラが観察され、赤く焼けたロームの下位にTu-20～Tu-16に対比される白色～ピンクパミスと火山砂の互層がみられる。真鶴岬溶岩はTu-20以下のテフラを直接覆い、Tu-21以上のテフラに覆われる。以上のようなテフラと溶岩の関係から、真鶴岬溶岩は両者の間に噴出したものと判断され、その年代はTu-23のフィッショントラック年代値から、約16～17万年前であると考えられる。



32 山中湖底で発見された富士山の側火山

遠藤邦彦・田場　穣・安井真也・坪井哲也・林　武司（日大文理）
Endo,K., Taba,Y., Yasui,M., Tsuboi,T., Hayashi,T.: Flank volcano of Fuji found on the floor of Lake Yamanaka

1．”タカヒク”とその成因

山中湖南岸の山中湖村役場の沖合約 500ｍから約 800ｍにわたって，地元で”タカヒク”と呼ばれる凹凸のある地形が湖底に存在することが知られていた．国土地理院の湖盆図によると，東西に延びる砂州状の地形を思わせる（図１-A）．筆者らは山中湖の成因や湖底堆積物による環境変化等を検討し，山中湖の成立は約1800年前に鷹丸尾溶岩流の堰止めによる等を明らかにした（田場ほか，1990；遠藤ほか，1992；小杉ほか，1992）．今回は，”タカヒク”の成因を解明するため，1993年10月にアジア航測の協力を得てサイドスキャナーによる調査を行い，また1994年 3月に音響底質探査器による湖底調査を行った．その結果（図１-B），旭丘側に位置する -4.5 ｍの高まりはスコリア丘の跡で，北側に伸びる凹凸地形はスコリア丘が崩壊したものか，スコリア丘から流下した溶岩流が破壊したスコリア丘の断片を運搬したもの，すなわち，”タカヒク”は富士火山の側火山であると推定した．

2．”タカヒク”を富士火山の側火山とする根拠

a．地形的特徴

高まりの頂部には僅かな凹みがあり，スコリア丘の半分が残されたものと考え得る．凹凸地形は幅50～ 100ｍ，長さ 100～ 300ｍで主に南北に伸び，スコリア丘が崩壊，流下したとして矛盾ない．湖岸の背後には地滑り，崩壊の跡は見られない．

b．音響断面の特徴

音響断面は湖底堆積物下に固い物質からなる強い反射面の存在を示す．その反射面の示す凹凸は湖底堆積物を剥ぎ取ると，比高 3～ 5ｍあることが分かる（図２）．

c．噴出物の推定

-10m付近の”タカヒク”の表面を構成する堆積物をダイバーの手により採取した．角張った黒色スコリア

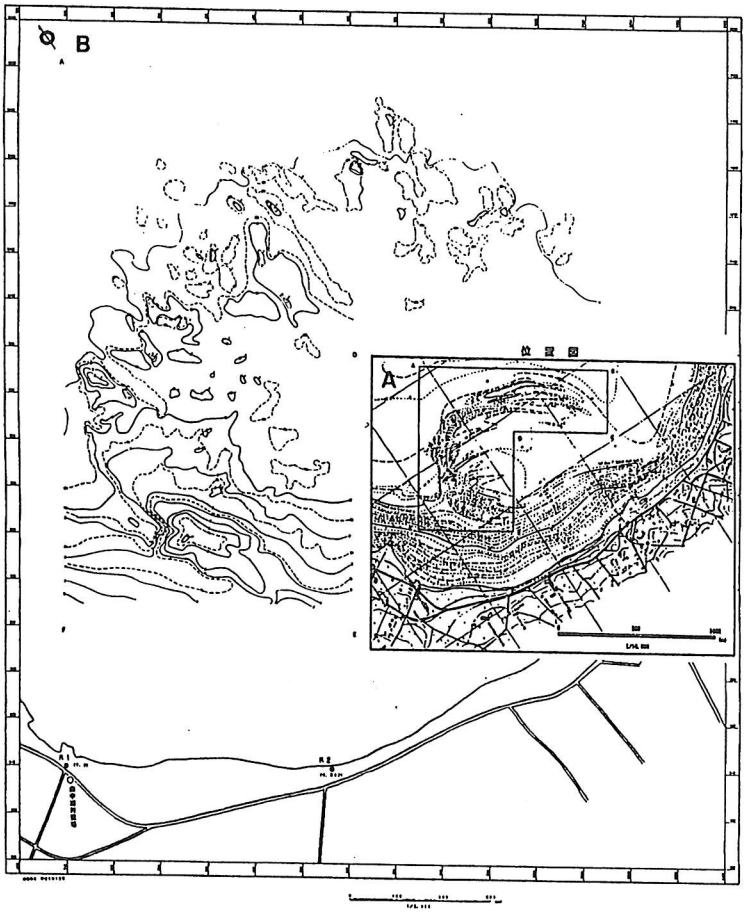


図１　山中湖旭丘沖
”タカヒク”の地形
A:国土地理院による
B:演者等による

を主体とし，やや円磨された細粒スコリアや溶岩片を混じえる未固結なもので表面に泥が付着する．比較的粗粒な（径 2～3 cm）スコリアは極めて偏平で，内部は発泡しているが表面は泡に乏しい．こうしたスコリアは特異なもので，”タカヒク”噴火の本質物質である可能性が強い．また”タカヒク”の高まり頂部からもスコリアが得られている．

d．位置

富士山の60を越す側火山は山頂を通る北西－南東方向に集中するが，北東側，南西側にも全く見られない訳ではない．北東側に最も離れたものには忍野の大臼や忍野北の無名スパッター丘等がある．鷹丸尾溶岩流（流下年代を演者等は1800年前，宮地（1994）は 802～ 800 A.D. としている）等を噴出した割れ目火口群は北東斜面にあり，この割れ目火口群の北東延長方向に”タカヒク”は位置する．

3．新側火山（タカヒク）の噴火年代について

”タカヒク”が鷹丸尾溶岩流等を噴出した割れ目火口群と同方向にあることから，その噴火が鷹丸尾溶岩流の流出と一連の活動で起ったと仮定すれば，鷹丸尾溶岩流による堰止めに先立って”タカヒク”の形成が開始され，スコリア丘の崩壊ないしは溶岩流の流出に続いて堰止めにより山中湖が形成されたと考え得る．”タカヒク”から採取されたスコリアが新鮮であることは，湖水位の上昇に伴う”タカヒク”の水没は比較的直ぐに起った可能性を示唆する．

宮地（1994）は1500年前以降の噴出中心の位置は反時計回り回転してきたと考え，その移動経路を示し，将来の噴出中心を予測する資料の一つとしているが，その関連でも”タカヒク”の位置は意味を持つと思われる．

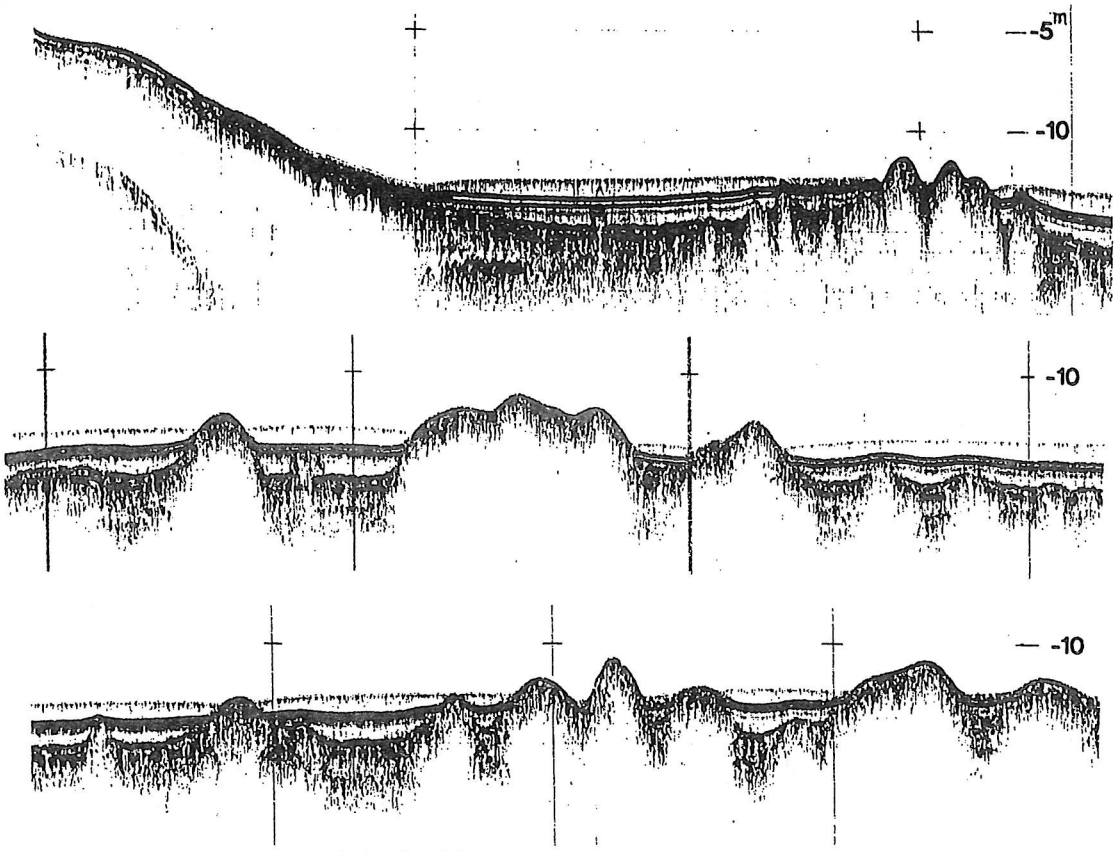


図２　音響底質探査器による音響断面

33　火山体の巨大崩壊の崩壊方向と広域応力場との関係の再検討

中垣幸恵・横山俊治（川崎地質株式会社）

Yukie NAKAGAKI, Shunji YOKOYAMA; Reexamination of relationship between avalanche caldera orientation within the volcanic edifice and regional stress field, Japan.

1．はじめに

崩壊土量10^7～10^9m^{3}オーダーの巨大崩壊は活火山で発生頻度が高い。セントヘレンズ、磐梯山、眉山の事例では、巨大崩壊は噴火と密接で、やや大きな地震の直後に起こっている。活火山の直下では、地温が高いために脆性地殻が薄くなっており、小さい応力でも破壊する。このため、群発地震は活火山でよく発生する。また、磐梯山や八ヶ岳などでは、巨大崩壊が水蒸気爆発を伴って発生したという報告がある。セントヘレンズでは、直前に崩壊部が膨らみ、水蒸気を放出しながら崩れるのが観察された。活火山では、熱対流による間隙流体圧の上昇(恒石、1991)とそれに続く水蒸気爆発が、巨大崩壊発生頻度を高め、さらに高圧の水蒸気の存在が崩壊物の流動様式をも規定しているようにみえる。火山地形発達史からみても、巨大崩壊は成層火山生成史の特定時期に発生する傾向があることから、火山活動と密接であると考えられている(守屋、1983)。活火山で巨大崩壊が発生しやすいのは、そこが力学的弱部になっていることと、巨大崩壊が火山活動と密接であることが原因のようである。

一方、群発地震活動は広域応力場の変動を鋭敏に反映しているといわれている。また、岩脈や火口の定向配列に現れているように、噴火は広域応力場を反映している(中村、1969)。火山体の巨大崩壊では、そのトリガーが広域応力場と深く関わっているということである。そうであるなら、巨大崩壊の発生も広域応力場と何らかの関わりがあるかもしれない。

現在、火山体の巨大崩壊は広域応力場に支配され、最大水平圧縮応力(σH max)軸の方向と直交する方向に崩壊する傾向があるとする意見（守屋、1980；Siebert,1984）と、そのような相関性は認められないとする意見（Ui,1986）がある。この議論を深化させるには、巨大崩壊の崩壊方向と、その火山体を含む周辺地域の応力場を精度よく求めることが第一歩である。今回、火山活動と密接に関係したと考えられる巨大崩壊のみを取り上げ、応力場については最近のデータから応力区を識別して検討した。

2．巨大崩壊の方向の推定方法

馬蹄形カルデラとそこから流出した岩屑流堆積物が確認されるものについては、馬蹄形カルデラの側壁の平均的方向を崩壊方向とした。つぎに、馬蹄

形カルデラは崩壊後の噴出物で埋没しているが、岩屑流堆積物はよく保存されており、発生源の火山体も推定できるものは、火山体の頂上と堆積物の分布域の中央とを結んだ方向を崩壊方向とした。

3．広域応力場の推定

広域応力場については、地震、岩脈（火口列）、原位置応力測定、測地のデータを中心に、活褶曲や活断層のデータを参考にして、σHmax軸の方向を推定し、その軌跡を描いた。そのうえで、σHmax軸の変化とテクトニクスの地域特性から応力区を設定した。

4．崩壊方向と広域応力場の関係

抽出した巨大崩壊は26個である。そのうち、13個(50％)は崩壊方向とσHmax軸とが60度以上の高角で交わっている。一方、9(35％)個は両者の交わる角度が30度以下と平行に近い（図1）。後者のタイプは北陸区(5個)と九州中央区(2個)の二つの応力区に集中している（図2）。北陸区は、山脈の伸張方向がσHmaxに対して高角度で、隆起速度が大きい応力区である。火山の発達する山頂では、σHmax軸と直交する方向（山脈に平行）の引張応力が局所的に作用している可能性(高橋、1992)があり、崩壊方向がそれに支配された可能性がある。引張場にある九州中央区や造構力の小さい北海道渡島半島区では、σHmax軸が容易に90度変換することにより、崩壊方向がσHmax軸と平行になったり、崩壊方向がマグマの貫入や断層、地形などの影響を受けて乱れる可能性がある。

これらの結果から、崩壊方向が広域応力場だけに支配されるとはいえないが、影響は受けていると考えられる。

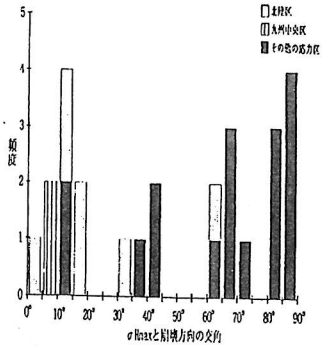


図1　最大水平最大圧縮応力軸と巨大崩壊の崩壊方向との交角の頻度

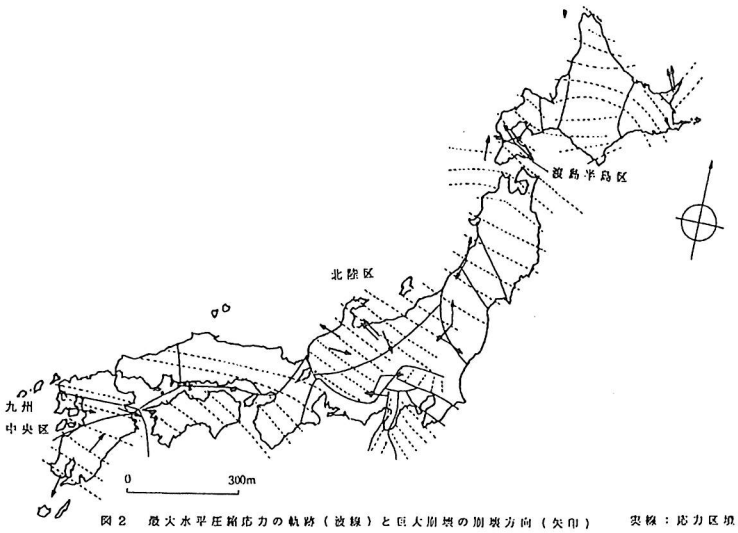


図2　最大水平圧縮応力の軌跡（波線）と巨大崩壊の崩壊方向（矢印）　実線：応力区境界

34　シラカシ林におけるシラカシの花粉粒生産速度の推定

清永丈太（東京都・多摩都市整備本部）

Jota KIYONAGA; The Estimated Production Rate of *Quercus myrsinaefolia* Pollen Grains in a *Quercus myrsinaefolia* Forest

1．目的　花粉粒の生産速度の分類群による相違は，花粉分析結果から過去の植生を復元するために必要な基礎的情報の一つである．そこで，日本の沖積層の花粉分析において注目される分類群の一つであるコナラ属アカガシ亜属に属するシラカシ（*Quercus myrsinaefolia*）の花粉粒の生産速度を，シラカシの優占する林分において推定した．

2．方法　1991～1993年の各年の5月上旬に，開葯直前の雄花序のついた枝をアカガシ試料木から採取し，葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，苞1個あたりの雄花数，雄花序1個あたりの苞数を数えた．

一方，東京都八王子市内の多摩丘陵に位置する松木日向緑地内の，高木層にシラカシの優占する林分内に48m^{2}の調査区を設定した．このシラカシ林の林冠の高さは15mである．この調査区内に，開口部の面積が0.5m^{2}のリタートラップ10個を，1991～1993年の各年の4月下旬に設置した．これを約1ヵ月半，放置した後に回収し，その内部に落下したシラカシ雄花序の数を数えた．これから調査林分におけるシラカシの雄花序の生産速度がわかる．これらの計数結果から，式(1)に従って調査林分におけるシラカシの花粉粒生産速度を求めた．

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，苞1個あたりの雄花数，雄花序1個あたりの苞数の年々変動（表1）をみると，雄花序1個あたりの苞数を除き，1992年の値は1991，1993年に比べて低くなっている．この影響により，雄花序1個あたりの花粉粒数も，1992年の値は1991，1993年に比べて低くなっている（表2）．なお，これらの値の最大値は最小値の2倍には達しておらず，変動は比較的小さい．一方，調査林分におけるシラカシの雄花序の生産速度の年々変動（表3）をみると，その変動傾向は雄花序1個あたりの花粉粒数の年々変動のそれに一致しており，また，最大値は最小値の約2.9倍と，変動がやや大きい．これらの結果，調査林分におけるシラカシの花粉粒の生産速度の年々変動も，それらと同様の変動傾向を示す．また，最大値は最小値の約4.3倍と，変動がかなり大きくなっている．なお，3年間の平均は2.1×10^{12}no.ha^{-1}y^{-1}であり，これはブナ林におけるブナ（胸高直径約30～50cm），コナラ二次林におけるコナラ（胸高直径約20cm）の花粉粒の生産速度の推定値に比較的近い値である．

表1　シラカシ試料木における葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，苞1枚あたりの雄花数，雄花序1個あたりの苞数の計数結果

年	試料木	1葯あたりの花粉粒数	1雄花あたりの葯数	1苞あたりの雄花数	1雄花序あたりの苞数
1991	A	4910.7 (30, 2805-7189, 1011.9)	4.9 (68, 3-7, 0.9)	2.4 (65, 1-4, 0.9)	21.5 (10, 12-29, 4.5)
	B	4617.6 (14, 2136-6317, 1113.1)	5.4 (55, 3-13, 1.7)	2.3 (47, 1-3, 0.9)	23.5 (11, 18-28, 3.0)
1992	B	3794.8 (26, 2649-5431, 653.3)	4.7 (52, 2-8, 1.2)	2.1 (57, 1-3, 0.9)	25.2 (61, 11-32, 4.9)
1993	B	5567.4 (33, 3835-7977, 891.6)	5.2 (54, 3-8, 1.2)	2.4 (39, 1-3, 0.8)	20.2 (50, 6-32, 5.5)

カッコ内の数字は，順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

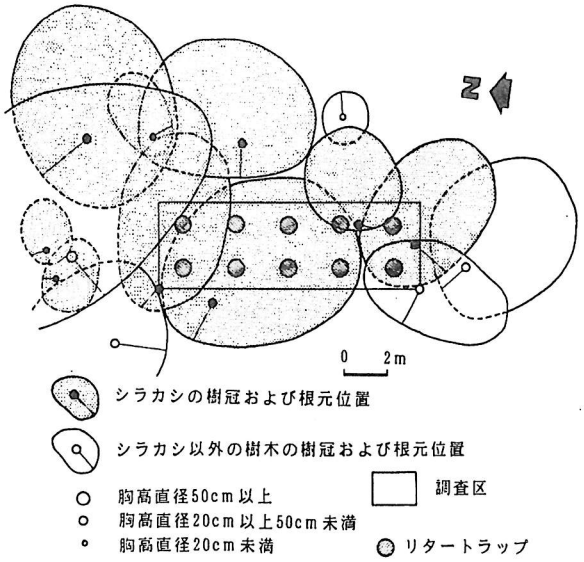


図1　調査区の樹冠投影図

表2　シラカシ試料木の雄花序1個あたりの花粉粒数

年	試料木	1雄花序あたりの花粉粒数
1991	A	1241621.4
	B	1347738.9
	平均	1294680.2
1992	B	943857.8
1993	B	1403519.3

表3　調査林分におけるシラカシの雄花序の生産速度

年	雄花序生産速度 [no.ha^{-1}y^{-1}]
1991	1.350×10^{6}
1992	8.880×10^{5}
1993	2.564×10^{6}

$$P = P_e \cdot c = p \cdot a \cdot f \cdot b \cdot c \quad \text{---(1)}$$

P ：花粉粒の生産速度 [no.ha^{-1}y^{-1}]
P_e: 1雄花序あたりの花粉粒数 [no.]
c ：雄花序の生産速度 [no.ha^{-1}y^{-1}] --- リタートラップを用いて測定．
p ：1葯あたりの花粉粒数 [no.] ------- 試料木より雄花序を採取して測定．
a ：1雄花あたりの葯数 [no.] --------- 試料木より雄花序を採取して測定．
f ：1苞あたりの雄花数 [no.] --------- 試料木より雄花序を採取して測定．
b ：1雄花序あたりの苞数 [no.] ------- 試料木より雄花序を採取して測定．

表4　調査林分におけるシラカシの花粉粒の生産速度

年	花粉粒生産速度 [no.ha^{-1}y^{-1}]
1991	1.8×10^{12}
1992	8.4×10^{11}
1993	3.6×10^{12}
平均	2.1×10^{12}

35　タケ類の植物珪酸体含有率と年間生産量

鳥居厚志・井鷺裕司（森林総合研究所・関西支所）

Atsushi TORII and Yuji ISAGI ; Plant opal contents of bamboo species and estimations of annual plant opal production in the bamboo stands

研究目的

イネ科など特定の植物群に多く蓄積されている植物珪酸体（plant opal；以後POと略す）に関して，これまで多くの報告がなされているが，タケ類については詳細な知見は少ない．筆者らは竹林の分布変化に関する研究の一環として，タケ類の植物珪酸体含有率を調べ，群落での年間PO生産量を見積もった．

研究方法

一般に植物種を問わず，POはそのほとんどが葉の表皮細胞で生成される．しかしタケ類は，① 一般的なイネ科等の草本に比べて，葉以外の部位のバイオマスの比率が高く，② 稈や鞘も緑色を呈し光合成を行っている．そこで葉以外の部位でも無視できない量のPOが生産されている可能性があると考え，部位別にPO含有率を調べた．

供試したのは，日本で分布面積の広いモウソウチク（*Phyllostachys pubescens*）とマダケ（*Phyllostachys bambusoides*）で，森林総研関西支所構内（京都市伏見区），島津実験林（京都市伏見区），木津試験地（京都府木津町）で試料を採取した．試料は葉，葉鞘，枝，稈，稈鞘，地下茎，根に分けて（図-1参照）乾式灰化－塩酸洗浄－重液分離を行い，PO含有量を調べた．一部の試料については，湿式灰化も行い，乾式灰化の結果と比較した．またタケの稈や枝の寿命は十年前後と言われているが，年数の経過に伴って珪酸の集積が進むのではないかと考え，発生年次の異なる試料を採取し，PO含有量を調べた（1987-1993年発生）．

一方，モウソウチクとマダケの年間物質生産量・バイオマスに関するデータから，部位別のバイオマスや寿命を勘案して，タケ群落における単位面積当たりの年間PO生産量を試算した．

結果と考察

表-1にPO含有率の分析結果をまとめた．表のうち，タケ類各部位の年間純生産量（＝枯死量）のデータは，ISAGI(1993)および井鷺（未発表）によった．表のように，部位別のPO比率をみると，マダケ，モウソウチクとも葉が70-80%を占めるが，それ以外の部位でも無視できない量のPOが生産されており，地下部を加味すると，さらに葉の比率は下がることになる．葉以外では葉鞘で多い．地下部からも多量の珪酸物質が検出されたが，① 珪酸が最終的に地下部の細胞に沈着するかどうかが不明であり，また② 年間の純生産

量（＝枯死量）の測定が困難で，現時点では不明であるので，今回のPO生産量の試算からは除外した．なお表をみる限りでは，マダケのPO含有率はモウソウチクのそれの2倍以上になっているが，両種の試料採取場所が異なるので（マダケ；洪涵地，モウソウチク；丘陵地），一概に種の特性による差であるとは言えない．

表-2に，稈の発生年次毎の，稈と枝のPO含有率を示した．枝では，マダケ，モウソウチクとも年数の経過に伴ってPOの集積が進む傾向がうかがわれるが，稈では明らかではない．稈の場合，非常に含有率が低いために誤差が大きく，分析手法の改良も含めて検討が必要である．また表-3にマダケに関して灰化法毎のPO回収量を示したが，とくに量的な差は見出せなかった．

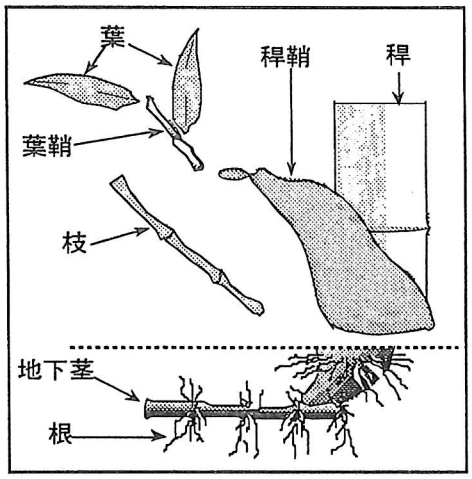
引用文献

ISAGI Y. et al. (1993) Biomass and net production in a bamboo *Phyllostachys bambusoides* stand. *Ecological Research* 8, 123-133

表－1 タケ類の植物珪酸体（PO）含有率と年間生産量

種	部位	試料重量 (g)	全PO重量 (g)	PO含有率 (%)	純生産量* (枯死量) (ton/ha/yr)	年間PO生産量 (ton/ha/yr)	部位別のPO比率*** (%)
マダケ	葉	13.54	1.664	12.3	5.84	0.717	78.1
	葉鞘	7.02	0.651	9.3	1.66	0.154	16.7
	稈鞘	11.23	0.157	1.4	0.71	0.010	1.1
	稈	20.47	0.033	0.16	7.35	0.012	1.3
	枝	18.25	0.321	1.8	1.47	0.026	2.8
モウソウチク	葉	3.62	0.227	6.3	4.38	0.275	72.6
	葉鞘	4.39	0.172	3.9	1.91	0.075	19.8
	稈鞘	11.89	0.171	1.4	0.38	0.005	1.4
	稈	33.49	0.046	0.14	7.08	0.010	2.5
	枝	34.74	0.342	1.0	1.37	0.013	3.6
	（根）	9.90	0.088	0.89	(27.9)**	(0.248)**	
	（地下茎）	9.66	0.078	0.81	(16.7)**	(0.135)**	

* Isagi(1993)および 井鷺（未発表）　　** 年間の生産量ではなく，現存量
*** 地下部を除外し，種毎に地上部のPO全体を100としたときの値



図－1　タケの主要部位の名称

表-2　発生年次とPO含有率(%)

	モウソウチク	マダケ
枝1987	1.03	1.54
枝1989	0.91	1.58
枝1991	0.84	1.09
枝1993	0.55	0.79
稈1987	0.11	0.06
稈1989	0.04	0.17
稈1991	0.08	0.06
稈1993	0.01	0.07

表-3　灰化法とPO含有率(%)

	乾式	湿式
葉鞘	2.84	2.40
稈鞘	1.40	1.69
稈	0.16	0.06
枝	1.76	1.54

36 槍穂高連峰主稜線部における岩石の風化に対応した地衣類の出現

岩船昌起（東北大学・院）

The stages of lichen occurrence and weathering of rocks in the Yari-Hotaka range, Northern Japan Alps : Masaki IWAFUNE

地衣類が岩石表面の風化プロセスに関与することは，多くの研究によって明らかにされている（Jones and Wilson, 1985）．しかしながら，地衣類の生育地として，岩石の風化がどのような役割を果たしているのかということは，ほとんど論じられていない．そこで本研究では，岩石表面の風化の指標として風化皮膜を用い，風化皮膜の発達過程と出現する地衣類との対応関係を明らかにする．

データ採取地点は，南岳から中岳にかけての槍穂高連峰の主稜線上における，安定した，裸岩壁や斜面の構成礫の表面で，かつほぼ同じ積雪期間を有する，地形面に限定した．このように地衣類の生育に影響を与えると思われる環境条件をほぼ均一にしてデータを採取したので，ここで得られる結果（風化皮膜の厚さ，粒状剥奪ピットの深さ，その地点における最も大きな地衣体の最大直径）は，岩石表面の風化の度合と地衣類との対応関係そのものを表すと考えられる．また，風化皮膜の発達過程が異なる風背側斜面の涸沢カールでも，地衣類が固着する基物の安定性と積雪期間などが異なる地形単位ごとに同様の調査を行い，主稜線部での結果と比較検討した．なお岩質については，岩相が類似した前穂高溶結凝灰岩と閃緑斑岩（原山，1990）に限定した．

① the yellow species of *Rhizocarpon*, ② *Huilia flavicunda*は，風化皮膜の発達過程におけるstage. 1（風化皮膜が形成されはじめた状態で，風化皮膜(岩石)表面がほとんど削剥されていない）に，③ *Lecidea aglaea*, 黒い地衣類など（鑑定中）は，stage. 2（風化皮膜がstage. 1より厚くなり，表面が削剥されはじめた状態）に出現しはじめる（図）．風化皮膜の厚さに対応したこの出現は，風雨や凍結融解などによる物理的削剥に対する風化皮膜の脆さなどに関係していると考えられる．

風化皮膜は，厚くなればなるほど削剥されやすくなるので，相対年代法の指標としての信頼性が低くなる（岩船，1993，地理予）．しかしながら，本研究では，風化皮膜が薄い発達の初期段階で議論し，かつデータ採取地点の環境条件を限定していることから，風化皮膜の厚さに対応した地衣類出現の順列は，本調査地域の前穂高溶結凝灰岩の岩石表面で，かつ安定した部分に限った地衣類の遷移段階の指標とも考えることができる．

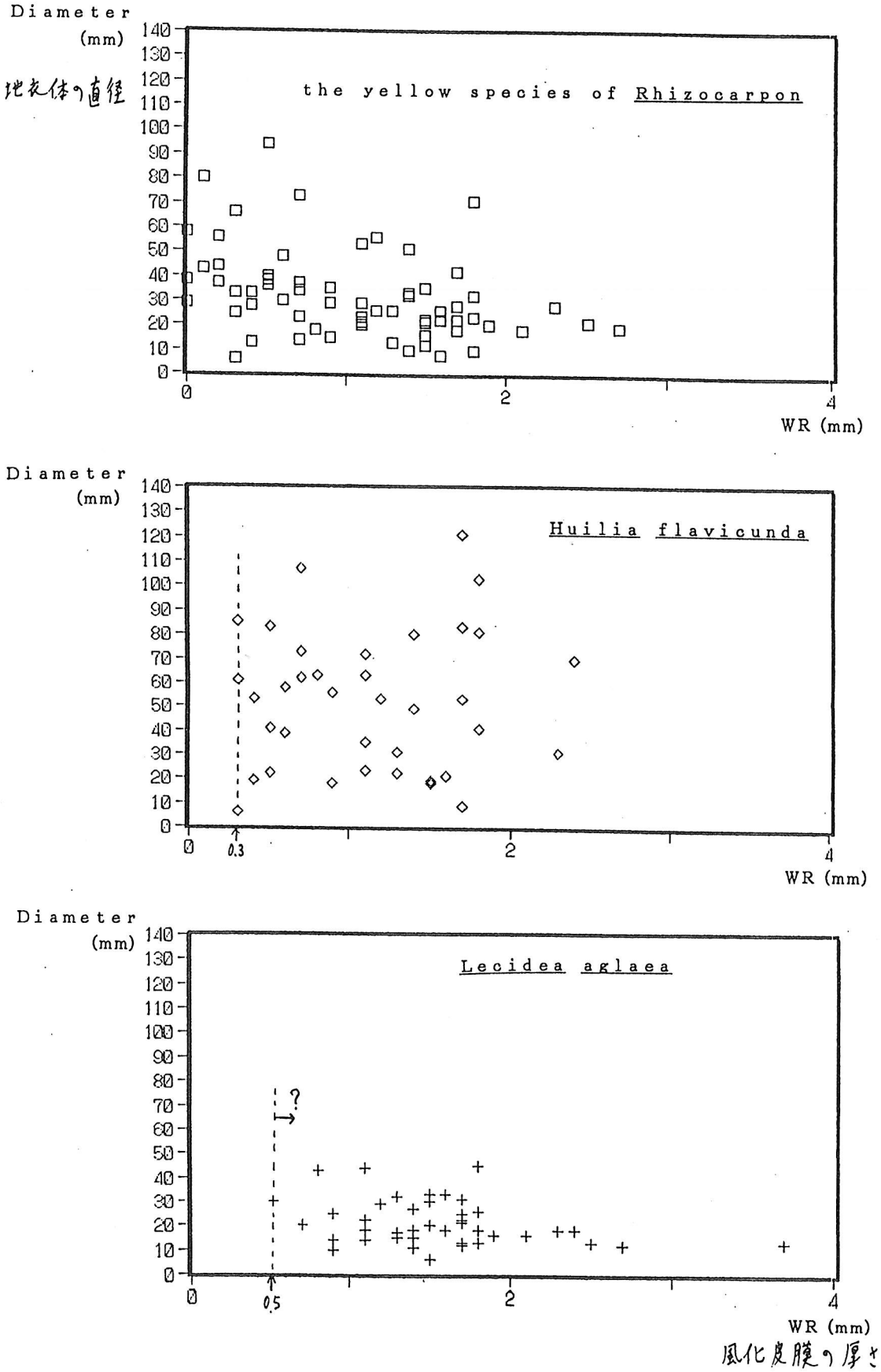


図　地衣類の出現と風化皮膜の厚さ

37　月山における3～2kaの地形形成環境の変化（予報）

苅谷 愛彦（東京都立大・院）

Yoshihiko KARIYA ; Changes of morphogenetic environment during 3–2ka in the subalpine zone of Mount Gassan, a snowy mountain in north Japan ： a preliminary report

1．はじめに　月山の亜高山帯では，10～5kaに生成しはじめ，5～1kaに生成が終わった埋没黒泥層が東向き斜面の随所に分布する．また埋没黒泥層の生成終了に前後して土層に多量の砂礫が混入する様子をしばしば観察できる（図1,2）．ところが，砂礫の混入が観察できる試坑では現在砂礫の移動・運搬が生じていないことが多く，完新世後期の一時期に斜面物質の運搬・移動作用を強める地形形成環境の変化があったと考えられる．最近，この地形形成環境の変化期を示す^{14}C年と関連資料を得たので報告する．

2．試料採取地と^{14}C年　測年試料は植被残雪凹地内のLoc.12で得た（図3）．ここでは十和田aテフラ（To-a:1.1ka）層をはさむ含腐植ローム質土層が－20cmまで見られ，その下位に埋没黒泥・泥炭層が出現する．埋没黒泥層には数枚の砂礫層と吾妻テフラ（Az:5.5ka）層が介在し，Azの5cm下位から鬼界アカホヤテフラ（K-Ah:6.3ka）の火山ガラス片が多量に検出される．また砂礫層に斜交葉理を認める．砂礫の堆積期を知るために砂礫層直下・直上の土層を採取し，それらから抽出した酸不溶性腐植の^{14}C年を測ったところ2,960±90yrsB.P.（N-6687），1,990±85yrsB.P.（N-6688）を得た．

3．Loc.13の埋没礫質階状土　残雪砂礫地（裸地）に近接するLoc.13で植被階状土の縦断掘削面を観察した（図4）．ここでは地表から下方へ，含腐植ローム質土層（To-aの火山ガラス片を多量に含む），腐植をほとんど含まない砂礫層，表層のものに層相が似る埋没含腐植ローム質土層，腐植を含まない砂礫層が順に出現する．このうち2枚の砂礫層の層相と上限のプロファイルは，いずれも近くの残雪砂礫地に分布する礫質階状土の層相と地表面プロファイルに似る．

4．3～2kaの地形形成環境の変化　(1) Loc.12の周囲に砂礫の供給源は現存しないから，砂礫は，①3～2kaに生じた崩壊地，②3～2kaに出現した裸地のいずれか，または両方からもたらされたと考えられる．しかし当時の崩壊跡は周囲に分布しないので，砂礫の供給源は②である可能性が高い．また斜交葉理は流水による運搬を示唆する．Loc.12の砂礫は，現在は植生に覆われた残雪凹地にかつて残雪砂礫地が生じ，そこから融雪水等で運ばれたものと考えられる．(2) Loc.13の砂礫層は埋没礫質階状土と判断される．また周囲の土壌断面との比較から，埋没ローム層と上位の砂礫層はLoc.12の埋没黒泥層と砂礫層にそれぞれ対比できると考えられる．Loc.13は完新世後期（3～2ka？）に礫質階状土が形成される環境にあり，残雪砂礫地は今より拡大していたと推定される．(3) 3～2kaに残雪砂礫地が出現・拡大したなら，ニベーションによって斜面が削剥され，残雪凹地が形成されていたことになる．残雪砂礫地は植物の生育条件（日照や温度など）が満たされないことによって生じるから，当時の消雪期や夏の気温は現在と異なっていた可能性がある．

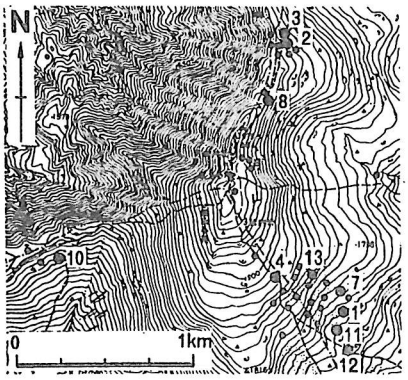


図１　調査地域

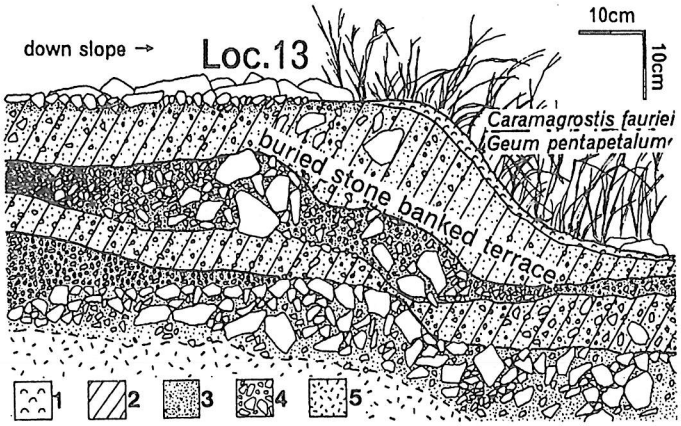


図４　Loc.13の断面
１，２：図２と同じ
３：砂，４：礫，５：基盤岩（安山岩）

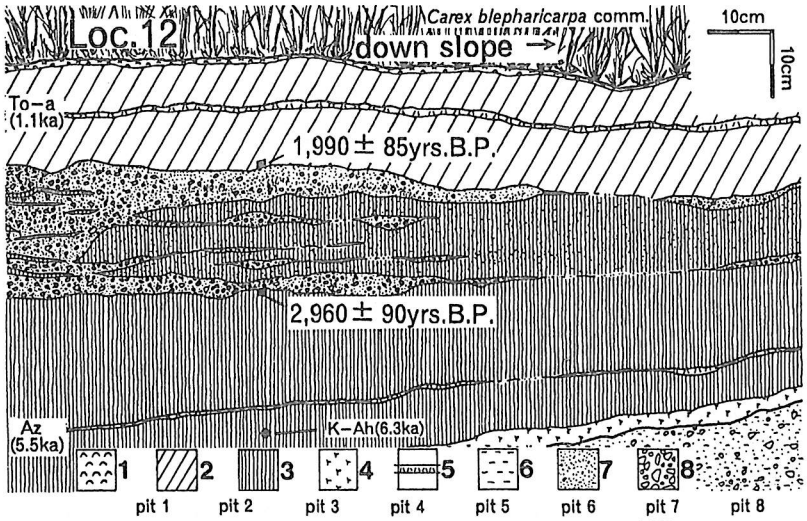


図３（←）
Loc.12の断面
１～５：図２と同じ，
５：テフラ層，６：シルト，
７：砂，８：礫

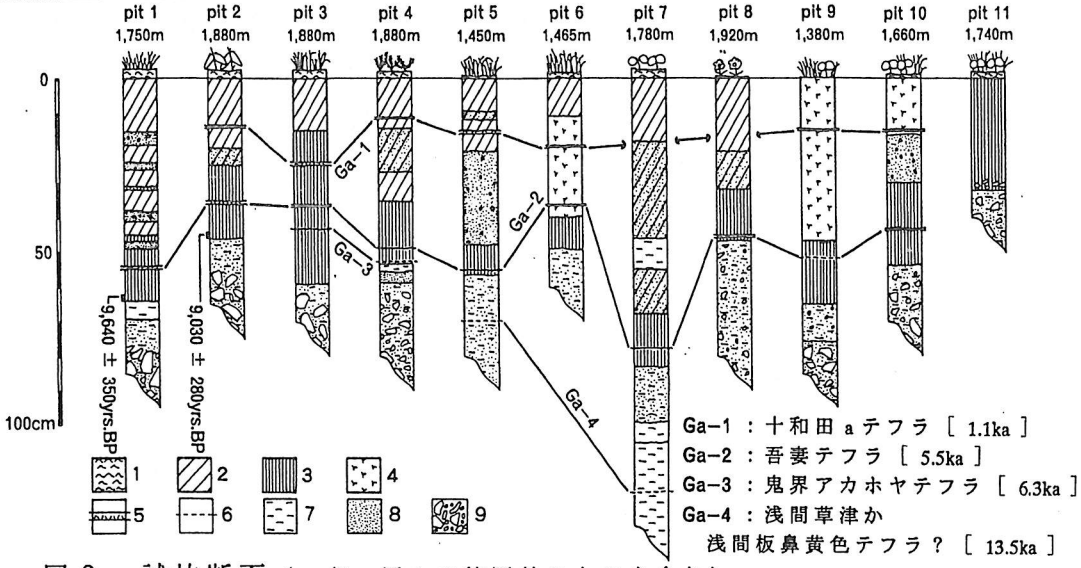


図２　試坑断面（一部；図１の範囲外のものを含む）
１：堆積腐植層，２：腐植を含むローム質土層，３：黒泥，４：泥炭，
５：テフラ層，６：火山ガラス密集層準，７：シルト，８：砂，９：礫

38 受熱土の探査のための分析法

渡辺栄次（国立名工研）

Eiji WATANABE; Chemical Method for the Research of Baked Soil

（始めに）　1万年以前の岩宿時代の土壌地表面に記録された野焼き炉（煮炊き炉）の遺構及び生活痕跡を調査する上で、自然科学的分析法及び探査法の確立が求められている。しかしながら、炉の燃焼温度が数百℃までと低いため、残留磁気法などでは炉の地点探査上困難な場合が多い。そこで、静岡県匂坂遺跡及び鹿児島県榎崎遺跡の岩宿時代の遺跡において、礫群を中心とした生活面（土壌面）に注目し、野焼き炉の位置を示唆する受熱土の探査を目的として、土壌学的分析手法の適用を検討した。

地面の上で直接煮炊きをすると、地面は燃料を燃やした時に出る熱を受け、高温の状態になる。いわゆる野焼きの状態になる。そのため、地表下ある深さまで熱が伝わり、その地面を構成する土壌などが熱のために変化すると考えられる。すなわち、土壌は受熱すると、土壌に元々含まれている鉱物などが熱により分解されたり、新たな鉱物などが生成したりして、いままであった状態から新たな状態を呈するなど、熱を受けることによる特徴的な変化を生じ、それが長く記録される。また、煮炊きをすることにより、食材や薪などの成分が炉を中心とした区域の土壌に富化される。

本研究では先ず礫群のある場所及びその周辺を含めて、生活面と考えられる地面を構成する土壌が熱による影響を受けているかどうかを調べる方法を確立し、次に、熱を受けた場所の探査を行なった。

（調査地域及び分析法）　静岡県磐田市の磐田原台地上に位置する匂坂遺跡では、焼けた礫の集まりである礫群は高地の最上部にはみられず、やや下がったところに分布するように認められる。調査区域は微高地を中心とした土壌面において、東西方向に３つの線、南北方向に２つの線を引き、その線上を１メートル間隔で数１０点ずつ土壌試料を採集した。また、礫群を中心として数点を採取した。各試料は土壌表面から５㎝程度の深さまでを採取した。鹿児島県榎崎遺跡では、礫群を中心とした区域を十字に線引きし、中心からその線上の土壌を１０㎝単位の間隔で十数点採取した。

土壌は採取後、風乾、粉砕し、70メッシュの篩を通した。得られた原試料の一部を過酸化水素水によって有機物分解した。残渣を定法に従って、定方位及び粉末Ｘ線回折法による鉱物の同定を行なった。次に示差熱－熱重量分析（DTA-TG）により、鉱物の同定及び熱的変化の再現を行なった。更に、1100℃までの任意の焼成温度における重量減を定量した。また、試料の無機成分について、セルロースパウダー法による蛍光Ｘ線分析を行なった。

（結果及び考察）　匂坂遺跡は風成堆積物中に含まれ、榎崎遺跡は火山灰層中にある。共に、先土器時代が含まれる土壌層位は岩石・鉱物的母材としての均一性が保たれていると考えられる。

X線回折法によって土壌中に含まれる結晶鉱物をみると、匂坂遺跡では、主に花崗岩類由来の鉱物である石英、長石、黒雲母などが中心で、これにカオリナイトやモンモリロナイトなどの粘土鉱物、わずかに水酸化アルミニウムの結晶鉱物なども認められた。榎崎遺跡では、火山ガラスや石英の他はアロフェン様粘土鉱物及び水酸化鉄や水酸化アルミニウムの結晶鉱物からなる。しかし、共に高温焼成生成物は認められなかった。このことは、土壌が高温、例えば1000℃を越えるような熱を受けたことはないことを示すと考えられる。

DTA-TG曲線をみると、榎崎遺跡では、150℃付近及び530℃付近の吸熱ピーク及び重量減、930℃付近の発熱ピークが検出されたが、350℃付近の吸熱ピーク及び重量減は認められる地点とされない地点とに分かれた。匂坂遺跡では、全試料において530℃付近吸熱ピーク及び重量減、930℃付近の発熱ピークが検出されたが、150℃付近の吸熱ピーク及び重量減は認められなかった。

更に、105°、及び250°、400°、600°、1100℃に設定した電気炉中で加熱焼成、恒量化した後、各温度間の減量幅を取り、その値に基づいて、礫群を中心とした区域のパネルダイヤグラムを作成した。400℃加熱減量（400-250℃間）分布から、礫群の中心とした区域で煮炊きが行なわれていた可能性が示唆された。

また、土壌試料中の無機成分含有量から、各成分の平面方向の増減傾向、変化を調べるために、酸化チタン量との比（量比）をとり、パネルダイアグラムを描いた。酸化チタンは風化抵抗性が高く、他の成分が風化されるに伴い洗脱されたりするが、酸化チタンはその場にとどまる傾向がきわめて大きい。従って、得られた種々の成分含有量を酸化チタンとの比を取ることによって、他の成分の変化がより明確になるからである。

匂坂遺跡の無機成分の分布に関して、地形と礫群の位置関係に明瞭の特徴が認められた。すなわち、斜面付近では洗脱の影響がみられ、少なくともかなりの期間小河川が流れていたことを示した。従って、人間が住むのは高地部分に限られるだろう。また、リンなどが高地部分で高くなる傾向があり、人間活動の結果を意味するのではないかと推定する。礫群や配石はそうした意味で、水辺付近に配置されていることを示唆しているのではないかと思われる。

P_2O_5/TiO_2比などの平面分布や加熱重量減少量の分布などと共に炉の位置を示す可能性がある。以上の方法は炉の探査に有効な手段となると考えられる。

３９　第１２次野尻湖発掘における考古学的成果

渡辺哲也（野尻湖博物館）・野尻湖発掘調査団
Tetsuya WATANABE and Nojiri-ko Excavation Research Group;
Archaeological Results of the 12th Nojiri-ko Excavation

第１２次野尻湖発掘は，１９９３年３月２４日から４月２日までの期間で，長野県信濃町の野尻湖底（立が鼻遺跡）でおこなわれた．１４９８名の参加者で，４×４ｍのグリッドを２８か所，合計４４８㎡を発掘した．今回の調査では地質，考古，古生物，生痕など，さまざまな分野で多くの成果を得ることができたが，ここでは考古学的な成果を中心に報告する．内容は，発掘参加者全員によって得られた成果をもとに，野尻湖人類考古グループで検討したものの中間報告である．

今回の調査で得られた化石，遺物の総点数は４０３３点である．このうち考古に関係する遺物の点数は３１７点であった．出土層位は下部野尻湖層Ⅲ下部から上部野尻湖層Ⅰまでで，およそ４．５から３．３万年前の^{14}Ｃ年代値が与えられている．

主な出土品は，石器のスクレイパーが２点，たたき石１点，線状痕のある肋骨１点，加工材１点などである．スクレイパーは下部野尻湖層ⅢＡ２と中部野尻湖層Ⅱから出土しており，前者（１）は安山岩製で，後者（２）はアプライト製である．たたき石（３）は下部野尻湖層ⅢＢ１からの出土で，トーナライトを用いている．先端に打痕が認められる．線状痕のある肋骨（４）は，下部野尻湖層ⅢＢ１から出土したナウマンゾウの左第１３～１４番の近位に近い部分の肋骨に多様な線状痕が見られるものである．加工材（５）は下部野尻湖層ⅢＢ４から出土した材化石に１１面以上の加工の可能性がある面が認められるものである．

第１２次調査の後，人類考古グループでは，特に，哺乳動物化石についた線状痕について研究を進めている．これはナウマンゾウの肋骨についた線状痕を，解体痕と見ることができるか，といった議論から発している．具体的には，①双眼実体顕微鏡によって線状痕の詳細な観察をおこなう．②縄文時代の確実な解体痕を観察し，それと野尻湖の資料を比較する．③ウシの骨を用い，石器を使って解体する実験をおこない，ついた解体痕を観察する．といったことである．この結果，今回出土したナウマンゾウの肋骨についていた線状痕の中には，解体痕の可能性があるものは見られるものの，確実にそれといえるものはないと判断した．骨についている線状痕は多様であるため，その中から解体痕を判断するのはたいへん難しい．上記のような観察と実験をもとに，解体痕の判断基準的なものを提示できるよう，現在作業を進めているところである．

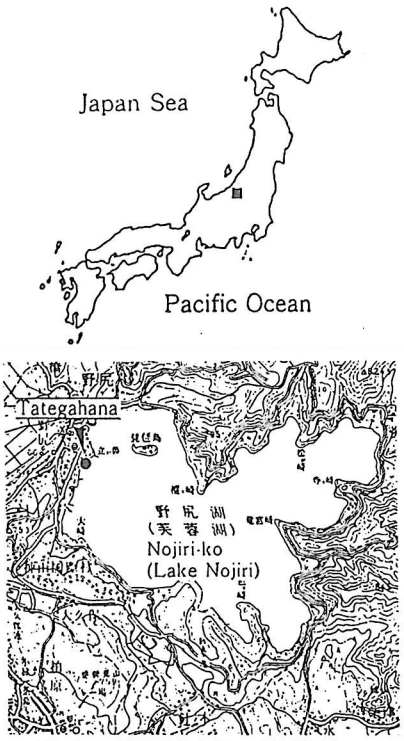


図１　野尻湖底の発掘地
（立が鼻遺跡）の位置

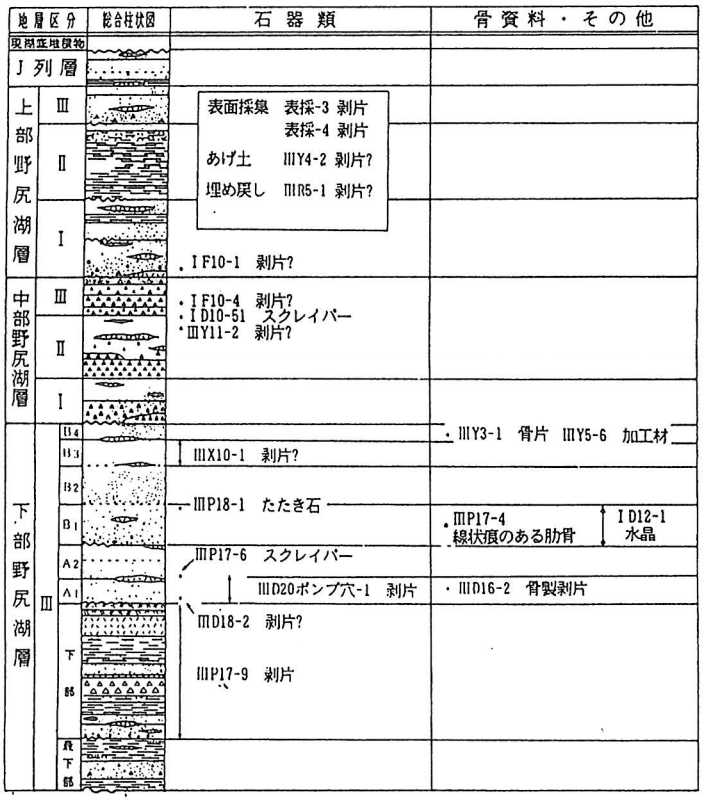


図２　第１２次野尻湖発掘出土の主な遺物とその出土層準

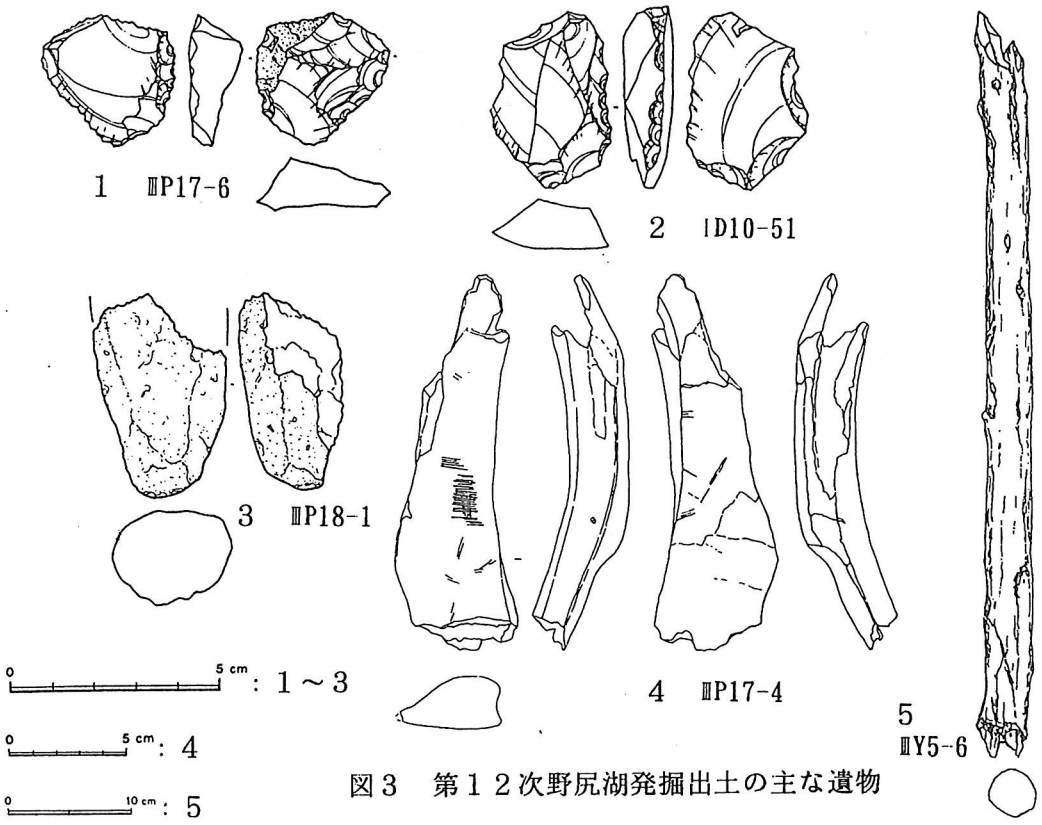


図３　第１２次野尻湖発掘出土の主な遺物

40 縄文時代姥山貝塚人にみられたタウロドンティズムについて

藤田　尚、鈴木隆雄(都・老人研・疫学)、針原伸二(東大・人類)

Hisashi FUJITA, Takao SUZUKI and Shinji HARIHARA ; A Case of Taurodontism in the Skull of Ubayama Shell Midden, Jomon Period.

はじめに

タウロドンティズムは通常に比べ広い歯髄腔をもつ歯であり、１９１３年にアーサーキースによって初めて報告され、その後も北京原人やネアンデルタール段階の古い人類化石において、同様の傾向を示す歯が発見されている（図１）。こうしたことから、タウロドンティズムは、人類化石における歯の原始的形態として認識されてきた。一方、病理学的な側面からは、口腔内領域の奇形や染色体異常であるクラインフェルター症候群と結び付けて考える研究者もおり、いまだに定説がないのが現状である。本邦においては、稗田、大道らによる乳歯のタウロドンティズムの報告がある他は、歯牙解剖学の教科書等に散見するのみである。

今回筆者らは、縄文時代人の永久歯にタウロドンティズムを発見したので、その個体の全身所見も含めて報告する。

資料

縄文時代中期から後期にわたる、千葉県姥山貝塚出土中の人骨のうちの１体である。本資料は、その中でも１９６２年に発掘されたものであり、現在東京大学総合研究資料館人類学部門に保管されている（登録番号：１３１７５７）。個体の性別は男性で、年齢は３０－３４歳位と推定される。

所見

Ｘ線所見では上顎下顎の左右第１大臼歯が４本ともタウロドント歯と認められた。歯髄腔は普通に比べてかなり広く、その分歯根部は小さい。Shaw（１９２８）の分類に準拠すれば、これらは Hypotaurodont もしくは Mesotaurodontとすることができる（図１）。歯冠の計測値は近遠心径、頬舌径とも４本の第１大臼歯全てが縄文中、後、晩期人の平均値を上回った（表１）。

全身所見のうちまず非計測的所見であるが、頭骨の大部分は破壊を受けており、左右の側頭骨と後頭骨の一部が残存する。眉弓の隆起度は中程度であるが乳様突起は大きく、この個体が男性であることを示唆する。下顎骨は下顎頭が破壊を受けているが、おおむね保存状態は良好である。骨盤は残って

いない。体幹骨はほとんどが断片的な破片骨であり、詳しい観察および計測は不可能である。四肢骨を観察すると、大腿骨の粗線はよく発達し、恥骨筋線もはっきりしている。脛骨のひらめ筋線の発達程度は普通である。上腕骨の三角筋粗面はよく発達している。

次に計測による所見であるが、下顎の計測値では、若干平均より小さめの値が出たが、標準偏差の範囲内である（表２）。また、残存する四肢骨の計測値はそのほとんどが、縄文中、後、晩期の男性の平均を上回っている（表３）。

なお肉眼観察によっては、なんらかの異常もしくは病理学的所見は認められなかった。

考察

本例は歯牙は完全なタウロドンティズムを示しているが、残存する骨格には、特別な異常は認められなかった。本例がクラインフェルターであったとしても、骨格の肉眼所見からそれを同定するのはかなり難しいと思われる。今後は資料数を増やすとともに、遺伝学の領域から性染色体の同定等を考えている。

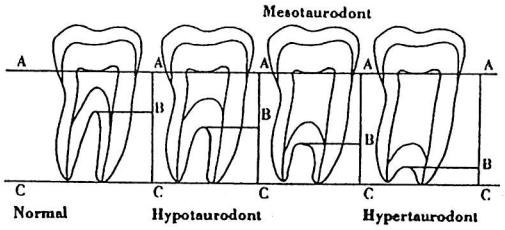


図１　タウロドンティズムの分類

表 1. 歯冠計測値(単位:mm)

歯種	近遠心径	頬舌径
上顎		
第1大臼歯（右）	11.10	12.48
第1大臼歯（左）	10.72	12.62
下顎		
第1大臼歯（右）	12.53	12.17
第2大臼歯（左）	12.59	12.10

表 2. 下顎の主な計測値(単位:mm)

計測項目	計測値 本資料		縄文平均
下顎筋突起幅	101.5	<	102.8
前下顎幅	49.4		
下顎長	86.0	>	74.5
下顎角幅	103.0	<	103.2
下顎枝幅	34.9	<	36.2
下顎体高	29.5	<	31.2

表 3. 四肢骨の主な計測値(単位:mm)

計測項目	計測値 本資料		縄文平均
大腿骨(左)			
中央矢状径	32.6	>	30.1
中央周	96.0	>	89.2
中央横径	27.5	>	25.9
脛骨(右)			
栄養孔位周	92.0		
中央横径	29.2	>	22.0
栄養孔位最大径	33.0	<	34.3
上腕骨(右)			
中央横径	22.3		
中央周	75.0	>	71.0
最小周	70.0		
小頭幅	16.6		
肘頭窩幅	22.8		
尺骨(右)			
最大長	256.0	>	255.1
上矢状径	28.4	>	25.2
横径	18.9	>	15.9
矢状径	17.4	>	14.7
中央周	55.0		
最小周	48.0		

41　神奈川県伊勢原市引地遺跡の過去3回の地震の痕跡

上本進二（神奈川県旭高校）・中村喜代重（引地遺跡調査団）

Shinji Uemoto・Kiyoshige Nakamura;Traces of last 3 earthquakes at Hikichi Site, Isehara City,Kanagawa Prefecture.

遺跡の概要

引地遺跡は伊勢原市東部の小田急線愛甲石田駅の南西750mの愛甲台地南端（標高20m）に位置する（図１）。台地は武蔵野面相当の善行面に対比されており，沖積平野と比高10mの急崖で接している（岡ほか，1979）。発掘調査の過程で遺構を裂く断層・地割れ・地すべりなど地震の痕跡と思われる地変跡が多く検出された。

古墳時代前期～中期（約1600年前）

遺跡の南西端には，変位量70～60cmで幅約1mの地割れを伴う地すべり跡（１号地すべり）がある。この地割れの中から，古墳時代前期の五領式台付甕土器２個体が伏せられた状態で出土している（図２－Ａ）。同じような例は，二宮町の一色遺跡（古墳時代前期）や大井町の東名高速遺跡群№35地点（縄文時代中期）でも検出されており，一種の地鎮祭的な行為跡と考えられている。地割れの覆土に含まれるスコリアは湯船第３スコリア下部（古墳時代前～中期頃）のものであった。

遺跡南東端の６号住居址（古墳時代後期から奈良時代初期の鬼高式土器を出土する）は，走向N55°W，25cm南落ちの正断層によって変位した土層を掘り込んで構築されていることから，断層の形成は古墳時代後期以前である。この断層と１号地すべりは連続するものらしいが詳細は不明であった。以上のことから，これら断層や地割れを伴う地すべり跡は，神奈川県内に多くの痕跡を残している古墳時代前～中期（約1600年前）の地震によって形成されたものと考えられる。

９世紀前半～中頃

１号地すべりの覆土中には，古墳時代のスコリア層（湯船第３スコリア）と土師器を含む奈良・平安時代の土層を40cm南落ちに変位させる断層（地すべり性か）がある（図２－Ｂ）。この断層は西に延びており，少なくとも６号住居址では古墳時代前期～中期頃の断層が再び動いている。また，遺跡中央部の１号住居址の床面も1～3cm変位させており，竈も崩壊させている。１号住居址は沈降部分に貼り床（盛土）をして復元している。この貼り床の下から出土した土器の製作推定年代が９世紀前半～中頃であることから，断層が地震によるものであれば，818年，841年，878年の地震のいずれかが候補となる。818年（弘仁９）の地震（M7.5）は武蔵～北関東に被害の中心があり，神奈川県内ではこの地震の被害記録および痕跡は見つかっていない。841年（承和８）の地震（M7.0）は丹那断層の活動による地震（北伊豆地震）とされている。神奈川県内ではこの地震の被害記録および痕跡は見つかっていない。878年（元慶２）の地震（M7.4）は相模国分寺・国分尼寺を倒壊させるなど大きな被害があった。状況的にはこの地震が最も有力であるが，土器の推定製作年代と少し食い違う。

18世紀初頭以降の地震　　中世以降の土層中に，宝永スコリアが落ち込んでいる小規模な地割れがある。宝永スコリア降下（1707年）以降の地震の痕跡と考えられるが，地震の特定はできなかった。

図３　引地遺跡遺構配置図.（南部）
グリッドは４ｍ

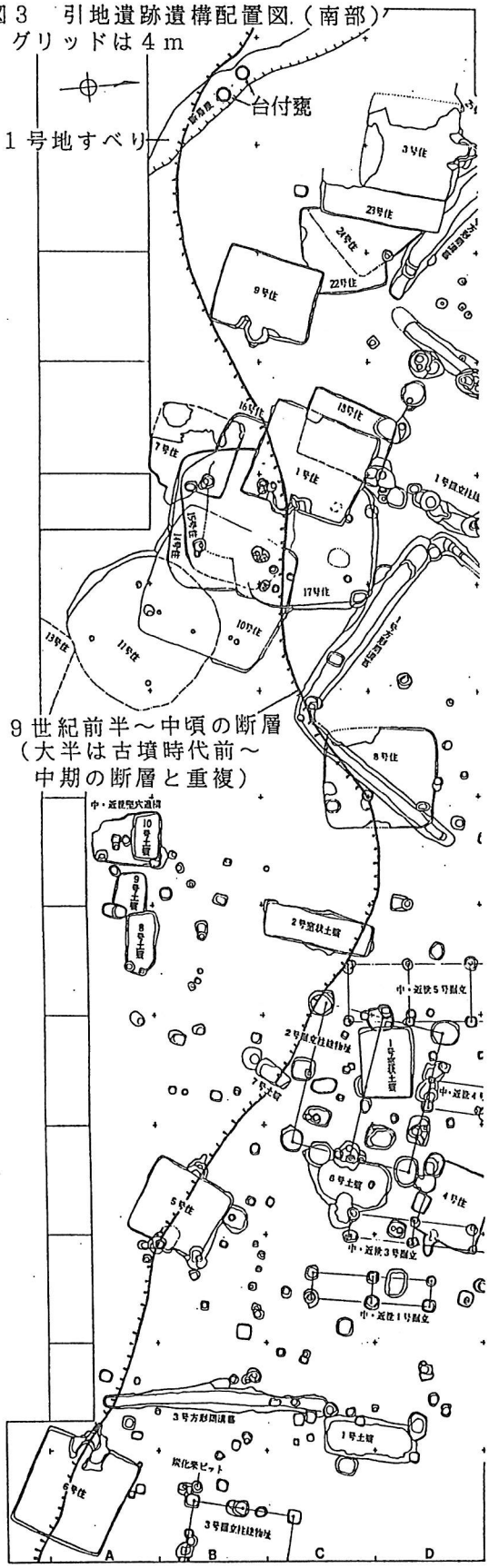
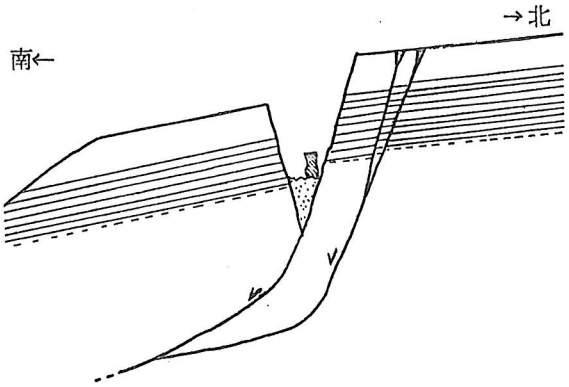
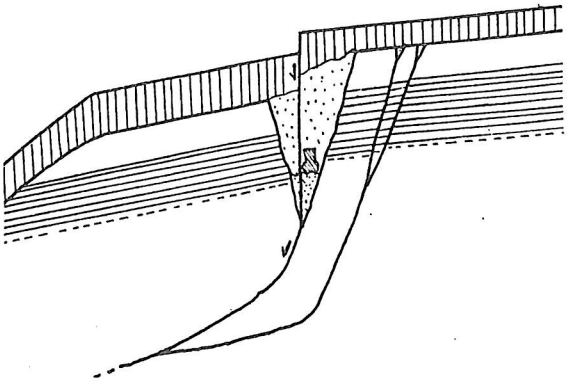


図１　遺跡位置図



古墳時代前期～中期（約1600年前）

大規模地すべりによって台地末端に落差80cm，幅2mの地割れ形成．開口部に置き土器．



９世紀前半～中ごろ

地すべり再度発生．前回の地割れの覆土中に落差40cmの地割れ形成．住居址の床・竈にも地割れ形成．

図２　１号地すべり模式図

42　濃尾平野の遺跡における古地震の痕跡

服部俊之（愛知県埋蔵文化財センター）

Toshiyuki HATTORI ; The Trace of Paleo-Seismicity at the Sites of Nobi Plain, Aichi Prefecture, Central Japan.

1. はじめに

近年、濃尾平野地域では、東海北陸自動車道をはじめとする各種の建設工事に先立ち、広範囲に及ぶ遺跡の発掘調査が行われ考古学的に貴重な成果をあげている。さらに、遺跡内には非常に多くの古地震の痕跡が発見されている。その中には、地震史料には記載されていない地震によるものも存在している。今回は、こうした古地震の痕跡からその発生時期を推定する。

2. 各遺跡の地震痕

田所遺跡：少なくとも次の4時期の地震痕が確認された。①1891年発生の濃尾地震、②1586年発生の天正地震、③684年の白鳳南海地震に対応する東海地震、④古墳時代の地震によるものである。

①濃尾地震の地震痕は、N20-40°E方向に延びる砂脈の形態を示し、その上端部は現世の耕作土に削剝されている。

②天正地震の地震痕は、中世の遺物包含層上に噴砂丘を形成しており、江戸時代の遺物包含層に覆われている。

③684年の白鳳南海地震に対応する東海地震の地震痕は、古墳時代後期の水田跡を突き破り、その際に噴出した砂が奈良・平安時代の遺構に掘り込まれている。

④古墳時代の地震による地震痕は断層で、古墳時代前期の遺物を主体とする包含層を変位させ、その上位の中世の遺物包含層は全く変位させていない。

大毛池田遺跡：2時期の地震痕が確認された。①濃尾地震によるもの、②古墳時代前期以前の地震によるもの。

①濃尾地震の地震痕は、田所遺跡と同様の産状である。

②古墳時代前期以前の地震による地震痕は砂脈の形態を示し、古墳時代前期の水田耕作により上端部を削剝されている。

大毛沖遺跡：2時期の地震痕が確認された。①濃尾地震によるもの、②12世紀以前の地震によるもの。

①濃尾地震の地震痕は、田所・大毛池田遺跡と同様の産状である。

②12世紀以前の地震による地震痕は、N60-80°Eを示す地層の急傾斜帯として現れている。急傾斜した地層は、水平に堆積する12世紀以降の地層に

覆われている。

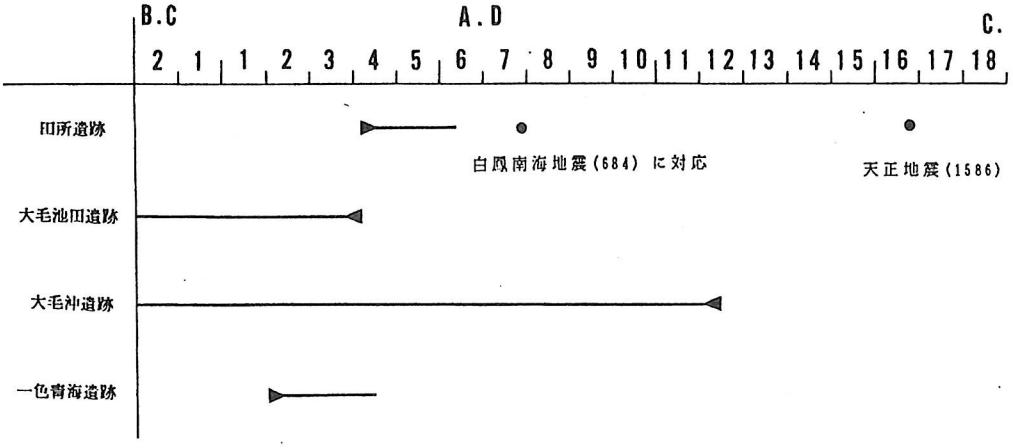
一色青海遺跡：2時期の地震痕が確認された。①濃尾地震によるもの、②弥生時代の地震によるもの。

①濃尾地震の地震痕は、N40-60°W方向に延びる砂脈の形態を示し、その上端部は現世の耕作土に削剝されている。

②弥生時代の地震による地震痕は、同時代の方形周溝墓の周溝内の堆積物（弥生時代中期の遺物を包含する）上に噴き出した噴砂として確認された。噴砂は中世の遺物を含む堆積物などに覆われていた。

3. まとめ

以上が最近、濃尾平野の遺跡で確認された代表的な古地震の痕跡である。これらの地震痕を発生させた古地震の発生時期を第1図にまとめた。特に、10世紀以前の地震については地震史料がないので、古地震研究にとって重要な資料になると考えられる。今後は、広域的な被害地震との対比、考古遺物を補う年代測定法を併用したさらに精度の高い地震発生史の作成などが課題となろう。



第1図　地震痕から推定される古地震発生の時期
濃尾地震による地震痕は省略した。

43 海成段丘面の変形からみた津軽半島の第四紀地殻変動史

吾妻 崇(専修大・院)

Takashi AZUMA: Tectonic history deduced from deformed terraces in the Tugaru Peninsula, northern Japan.

［はじめに］

津軽半島地域では、旧汀線高度の変形や活断層による変位地形の存在が知られているが、その詳細は報告されていない。本発表では、現地調査に基づき、海成段丘の変形様式を明らかにするとともに、半島における第四紀地殻変動史を考察する。

［旧汀線高度変化］

津軽半島地域に分布する段丘を形成年代によりⅠ～Ⅳ面に、堆積物の層相から海成（m）と河成（f）に分類し、そのうちのⅡm 面（最終間氷期最盛期の海成段丘；12.5万年前）とⅠm 面（その１つ前の間氷期に相当）について旧汀線高度を測定した（最大高度，Ⅰm 面，101 m；Ⅱm 面，41m）。段丘面形成以降の変動様式は、南北方向では、半島の西側（津軽山地西縁）の旧汀線高度は15～20m前後で変化が少ない（第１図，西部）のに対し、東側（陸奥湾沿岸）では波長20km程度（旧汀線高度13～26m）の変動が存在する（第１図，東部）。半島北部では、西へ傾動する２つのブロックとそれらに挟まれた地域での小波長（３～５km）の背斜状の変形がみられる（第１図，北部）。Ⅰm 面とⅡm 面との変位量の比較からは、西への傾動がⅠm 面形成期以降累積していることが推定される。北部中央付近に分布するⅡm 面の一部は山地側へ傾斜するが、これは小波長の褶曲の成長を反映したものと考える。半島中・南部の東西方向では、Ⅱm 面の分布から、津軽山地および日本海沿岸で隆起し、津軽平野中央付近で沈降する変動様式が推定される。以上のような結果から、太田（1968）、Ota（1975）、宮内（1988）が論じた新第三系の構造と調和的な波長10～30kmの変動の存在、北部での隆起量の増加に加えて、より小波長の変動が存在し、半島の東西では変動様式が異なることが明らかになった。

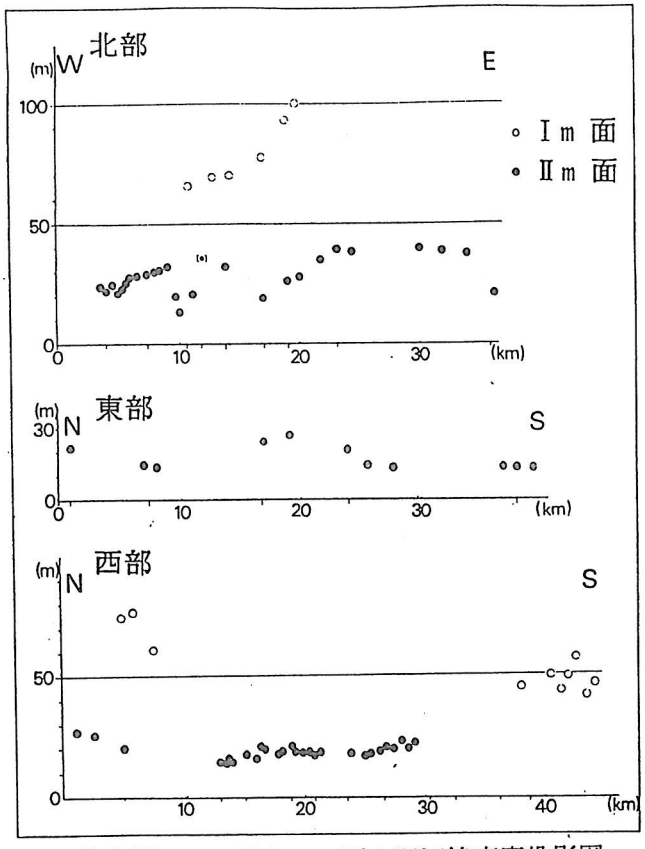
［活断層の分布とその特徴］

津軽山地の東西両縁では活断層研究会（1980，1991）が活断層の存在を認めている。今回、これらの活断層による変動地形を詳細に調査し、その特徴を明らかにした。山地西縁の断層は長さ約30km、走向NNW－SSEで、Ⅰm 、Ⅰf 面を変位（山地側隆起，変位量10～31m以上，活動度Ｂ級）させる逆断層で、Ⅱm 面の内縁を限る。Ⅰm 面とⅠf 面は断層活動により撓曲し、撓曲崖の背後には逆向き低断層崖（変位量２～５m，活動度Ｃ級）を伴う。撓曲崖と逆向き低断層崖の平均変位速度には正の相関があり、逆向き低断層崖が撓曲崖

を形成した主断層の活動に付随する断層であることを示す。また断層セグメントの中央付近で活動度が大きい。山地東縁では、北寄りの地域で新たにⅡm面の変位を示す露頭を確認し、山地・平野境界に確実度Ⅰの活断層を認めた。東縁南寄りの地域では段丘面上での変位は確認できないが、背後の新第三系が平野側（東方）に50°～70°傾き下がる。山地・平野境界には沖積面を覆う扇状地や崖錐が分布し、山地隆起が活発であることが推定される。Ⅱm面が東縁でのみ変位すること、新しい扇状地や崖錐の分布が東縁に限られることから、東縁の断層の方が最近、活動が活発であると考える。

［第三系の構造と第四紀地殻変動史］

第三系の分布は、津軽山地のほぼ中心を走る地質断層により東西に二分される（第２図）。この地質断層の隆起側にあたる山地西部では中新統より新しい堆積岩が緩く西に傾いて山地を縁どるように分布するが、沈降側にあたる山地東部では鮮新統より新しい堆積岩が厚く（>1000m）分布する。隆起側の山地西縁では第四紀を通じて継続的な地形の分化作用がはたらいてきたが、最終間氷期以降の活動は不明瞭である。それに対して比較的新しい堆積岩が厚い山地東縁では、隆起・沈降の境界が東へと移動していき、第四紀後期には現在の山地東縁での断層活動が活発である。



第１図　Ⅰm面とⅡm面の旧汀線高度投影図

第２図　津軽半島の変動地形分布図
等高線は100m間隔（破線は高度50m）
１．山塊　２．上部中新統～鮮新統
３．Ⅱm面分布域　４．扇状地・崖錐
５．活断層　６．Ⅱm面旧汀線等隆起線（m）

44　ＩＴＰ－ＦＴ年代測定のための年代標準試料について

北田奈緒子・弘原海清（大阪市立大学理学部）
Naoko KITADA and Kiyoshi WADATSUMI (Osaka City Univ.);
The age standard sample of glass for ITP-FT dating

従来、第四紀の火山灰層のフィッショントラック（以下、ＦＴ）年代測定にはジルコンを用いるのが一般的であった。しかし、ジルコンを用いる場合は、その含有率、異質ジルコンの混入などによる多くの問題点を含んでいた。我々は火山灰層中に水和ガラス片が大量に含まれることに着目し、この水和ガラス片を用いたＦＴ年代測定手法の開発を行なってきた。ガラスを試料として精度の高いＦＴ年代を測定するには、１）自発トラックのフェーディングにともなう年代値の若返り、２）国際的な取り決めに従って、フィッショントラック年代測定のいくつかの問題を解決するために、国際年代標準試料を他の未知試料と同時に処理し、それからの相対年代値として未知試料の年代を算出する方法を用いるための標準試料の設定、などの問題をクリアする必要がある。

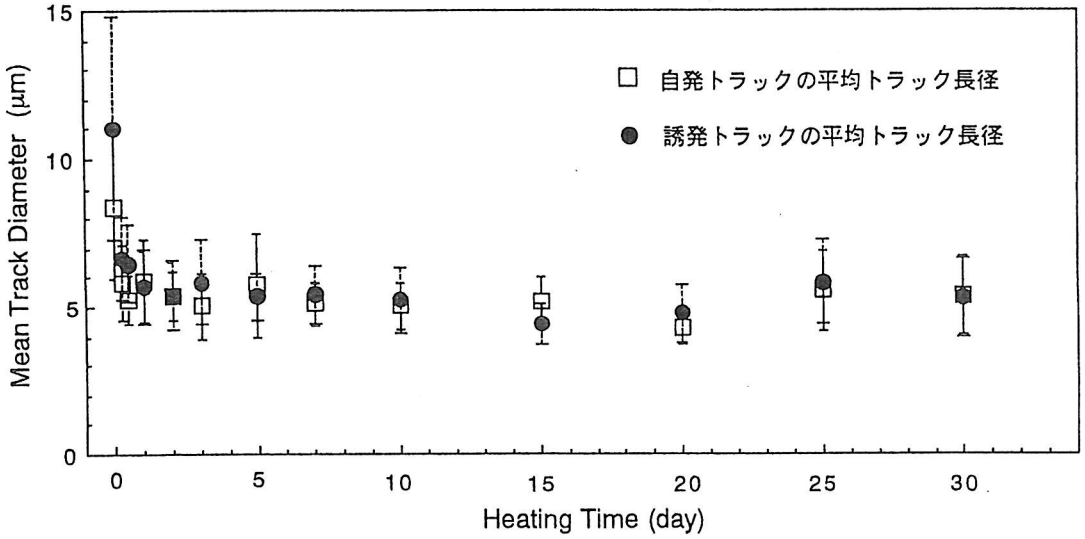
１）については特に、ガラス試料を加熱し過去の熱履歴をキャンセルするIsothermal Plateau Fission Track（ＩＴＰ－ＦＴ）法を用いることにより、従来より簡便で精度の良い年代測定が可能となった。一般にガラス試料中の自発トラックは保持が悪く、トラックの部分消失を起こす。このような状態では、トラックの計数効率が実際のそれよりも小さくなる。一方誘発トラックは生成後すぐに測定するので、フェーディングは起こっていない。年代測定はこの自発トラックと誘発トラックを用いて決定するので、両者の計数効率が異なると正確な年代が決定できない。これまでには、誘発トラックを異なる温度や時間でアニーリングし、その消失の割合よりトラック長径とトラック密度の較正曲線を描き、自発トラックの消失の割合と同じ誘発トラック密度を用いて年代を決定する密度法や同一時間で異なる温度を用いて加熱処理を行ない、トラック密度比が一定となるプラトー域にて年代を測定するIsochronal Plateau法が用いられていた。これに対して、Westgate(1989) のIsothermal Plateau 法は一定時間の熱処理を行ない、平均トラック長径の一致のみでプラトー状態か否かの判定を行なうものであった。この経験的な方法をより実用的に用いるために我々は、これまでに試料を分割して一定温度で異なる時間の加熱処理を行ない、トラック密度と平均トラック長径のプラトーへいたるまでの変化を観察し、トラック密度比の変化よりも平均トラック長径の変化の方が遅れてプラトー状態を示すことから、より狭義のプラトー状態を示すことがわかった。また、平均トラック長径がプラトーであるならば密度比も必ずプラトーであることから、今後の年代測

定では十分にプラトー状態となる時間の加熱処理を行ない、平均トラック長径の一致をもってプラトー状態であることを判定し、年代決定が可能であることがわかった。

2）の問題についての解決策として、国内において試料の安定した供給が可能で、測定が容易な試料などさまざまな条件を満たす必要がある。長野県和田峠地域においては第四紀の噴出岩中に黒曜石が多産する。これらの黒曜石は古代人によって矢じりなどにも用いられており、考古学的にも注目されているものである。なかでも長野県和田峠付近東餅屋の黒曜石は、1）産出状況が露頭で観察可能で、2）貫入岩の周縁急冷相（チルドマージン）として産出する、3）透明度が高く、微結晶の少ない非常にきれいなガラスであることなどよりこの黒曜石が年代標準試料として最適と判断した。そして、現在この黒曜石を国際年代標準試料の候補としてJAS-G1(Japan Age Standard No.1)と名付けて、国内外の研究者の協力のもとで多方面から年代測定・分析をはじめている。

このJAS-G1ガラスを用いた段階加熱処理実験の結果からは、黒曜石のような一見全く変質していないようなガラス試料であっても、未加熱の段階ではプラトー域に達していないことがわかった。つまり、ガラス試料を用いて年代を測定するには必ず、加熱処理を行なってプラトー域で年代を決定する必要がある。

今回の発表では、このJAS-G1ガラスの紹介とこれを用いた加熱処理実験の結果やこれまでに得られた各データを交えて、年代測定のあり方およびITP-FT年代測定法の可能性、今後の課題について議論を行ないたい。



JAS-G1ガラスの平均トラック長径の変化
誘発トラックの平均トラック長径は未加熱の状態では非常に大きく、
自発トラックの平均トラック長径と一致せず、プラトー状態でないことを示す。

45 パプアニューギニア，ヒュオン半島のサンゴ礁段丘形成年代：更新世サンゴに関するαスペルトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定の再検討

佐々木圭一・大村明雄（金沢大）・Malccolm McCULLOCH・Tezer ESAT・John CHAPPELL・Brad J. PILLANZ（オーストラリア国立大）・太田陽子（専修大）・中森 亨（東北大）・松田進也（琉球大）・Kelvin R. BERRYMAN（ニュージーランド地質・核科学研究所）・John PANDLFI（オーストラリア海洋研究所）

Keiichi SASAKI, Akio OMURA, Malccolm McCULLOCH, Tezer ESAT, John CHAPPELL, Brad J. PILLANZ, Yoko OTA, Toru NAKAMORI, Shinya MATSUDA, Kelvin R. BERRYMAN, John PANDLFI; Ages of coral reef terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea : Reexamination of α-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ dates on Pleistocene corals.

ヒュオン半島には連続的な隆起運動に伴い，数多くのサンゴ礁が段丘として陸上に露出しており，代表的な段丘から採集したサンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代（Table 1）に基づいて，第四紀後期の海面変化曲線が描かれてきた（Bloom *et al.*, 1974）．その後，深海底堆積物に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比変化曲線と比較しながら各段丘の形成年代を再検討し（Table 1），過去２４万年間の海面変化曲線が修正された（Chappell and Shackleton, 1986）．しかし，70－30 ka において両曲線が必ずしも一致せず，いくつかの問題点が指摘されてきた（Shackleton, 1987）．

サンゴの年代測定に適用されてきたαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法は，測定精度の向上に伴い，個々の年代値の信頼性が厳密に評価されるようになった（Ku *et al.*, 1990, ほか）．そこで，1970 年から1978 年までにヒュオン半島から報告されている年代値（Veeh and Chappell, 1970；Bloom *et al.*, 1974；Chappell and Veeh, 1978）の信頼性を，ウラン及びトリウム同位体分析結果と鉱物組成について，以下の４つの基準（大村ほか, 1994）に基づき再評価した．(1) 試料に二次的な方解石の晶出や組織上の変形が認められない．(2) ^{230}Th が検出されない．(3) ^{238}U 含有量が現生試料と同じ．(4) 初生 $^{234}U/^{238}U$ 比が，現海水中の同比（1.144±0.002）と矛盾しない．その結果，十分信頼できると判断される年代値が，全体の44 個中，僅か４個であり，その誤差の大きさだけでなく年代値自身に問題がある事が明らかになった．演者らはこれらの問題を解決するために，1988 年及び 1992 年の二回にわたり行われた国際協力による野外調査の際，注意深い試料選定によって採集された試料を用いて，より高精度の年代測定を行った．本研究では，ヒュオン半島でも比較的隆起速度が速い Kanzarua と Bobongara 地域からの試料に注目し，問題のあった 70－30 ka の年代を示す Terrace IIc から IV の結果（Table 2）を中心に報告する．上記の判断基準に基づく信頼性の高い年代値から，Terrace IIc, IIb, IIa の年代が，それぞれ，33，38，41 ka，Terrace IIIc lower, IIIb, IIIa lower 及び Terrace IIIa middle, IIIa については，αスペルトル $^{230}Th/^{234}U$ 法では分離できず，それぞれ 44 - 46 ka 及び 51 - 52 ka，そして，Terrace IV が，73 ka の結果を得た．各段丘の年代は，従来の報告例に比べ，概して古くなった（Table 1）．このことは，以前の年代値の信頼性の低さと誤差の大きさに加えて，隆起速度が異なる地域間での段丘の対比が不正確であったためと思われる．新たに得た年代値と，採集層準の岩相区分に基づいて推定した各サンゴ試料の生息水深を考慮に入れ，隆起速度一定の仮定に基づいて，高海面停滞期の海面高度を求めたところ，70－30 ka の海面高度は，浮遊性と底生有孔虫殻の酸素同位体比の変化から推定されたものとほぼ一致する（Fig. 1）．

Table.1 Ages of coral reef terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea.

Terrace No.	I	IIa	IIIb	IIIa	IVb	IVa	Vb	Va	VIb	VIa	VIIb	VIIa	Refernce
Age (ka) (1)	5 - 9	29 *	41	40 - 50	—	61	—	85	—	107	125	140	Bloom et al. (1974)
Age (ka) (2)	6	29	40	44	53	59	72	81	96	106	118	124	Chappell and Shackleton (1986)
Age (ka)	—	41	44 -46	51 - 52	—	73	—	—	—	—	—	—	this study

(1) based on the α-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ dates of corals. * after Chappell and Veeh (1978).

(2) adjusted to the astronomical age detremination.

Table.2 Uranium and thorium isotopic composition and $^{230}Th/^{234}U$ dates of corals from Huon Peninsula, Papua New Guinea.

Sample No. Field No. (1)	Lab. No.	Terrace No.	U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)	$^{234}U/^{238}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{232}Th$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (activity ratio)	Age (ka)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (activity ratio)
BOBO-U24	KS-20	IIc	2.766±0.022	0.6147±0.0057	1.131±0.008	> 80	0.2634±0.0032	33.0 ± 0.5	1.143±0.009
BOBO-U30	KS-21	IIc	2.506±0.020	0.5709±0.0053	1.143±0.009	> 70	0.2672±0.0032	33.5 ± 0.5	1.157±0.009
BOBO-U21	KS-15	IIc	2.578±0.021	0.5800±0.0067	1.131±0.009	> 90	0.2664±0.0037	33.4 ± 0.6	1.144±0.009
BOBO-U18	KS-18	IIb	2.530±0.020	0.6290±0.0062	1.129±0.009	> 100	0.2953±0.0037	37.7 ± 0.6	1.143±0.009
KANZ-U13	KS-13	IIa	2.779±0.023	0.6367±0.0068	1.110±0.009	> 80	0.2768±0.0037	35.0 ± 0.6	1.121±0.009
KANZ-U11	KS-19	IIa	2.393±0.018	0.5825±0.0059	1.114±0.008	> 80	0.2929±0.0037	37.4 ± 0.6	1.127±0.009
KANZ-U9	AO403	IIa	3.004±0.022	0.8195±0.0080	1.135±0.007	> 160	0.3222±0.0039	41.8 ± 0.6	1.152±0.008
	KS-23	IIa	2.992±0.024	0.7931±0.0071	1.137±0.008	> 90	0.3126±0.0037	40.3 ± 0.6	1.153±0.009
	KS-22 (3)	IIa	3.101±0.024	0.8474±0.0081	1.114±0.008	> 110	0.3287±0.0040	42.9 ± 0.6	1.129±0.009
KANZ-U10	KS-14	IIIc lower	2.915±0.024	0.8259±0.0090	1.133±0.009	> 70	0.3353±0.0046	43.9 ± 0.7	1.150±0.010
KANZ-34	KS-12	IIIb	3.257±0.026	0.9184±0.0089	1.117±0.008	> 130	0.3385±0.0042	44.5 ± 0.7	1.132±0.009
KANZ-33	KS-17	IIIa lower	3.261±0.026	0.9495±0.0094	1.125±0.008	> 190	0.3469±0.0044	45.8 ± 0.7	1.143±0.009
KANZ-4	KS-16	IIIa middle	3.244±0.026	1.021±0.010	1.114±0.008	> 140	0.3789±0.0048	51.2 ± 0.8	1.131±0.009
KANZ-3	KS-11	IIIa	3.173±0.024	1.011±0.010	1.118±0.008	> 130	0.3822±0.0047	51.8 ± 0.8	1.136±0.009
	KS-24	IIIa	3.352±0.026	1.070±0.010	1.095±0.008	> 140	0.3907±0.0047	53.3 ± 0.8	1.111±0.009
SIAL-U6	AO405	IV	3.206±0.027	1.238±0.012	1.107±0.008	> 150	0.4680±0.0060	68.5 ± 1.2	1.129±0.010
FRT-F-1 (2)	AO349	IV	2.728±0.029	1.126±0.021	1.120±0.011	> 1000	0.4939±0.0107	72.8 ± 2.2	1.147±0.014

(1) BOBO (FRT) , KANZ and SIAL samples were collected at Bobongara, Kanzarua and Sialum area, respectively.

(2) collected during 1988 expedition.

(3) dissolved about 44 % of surface portion of corallite with dil. HCl before analysis.

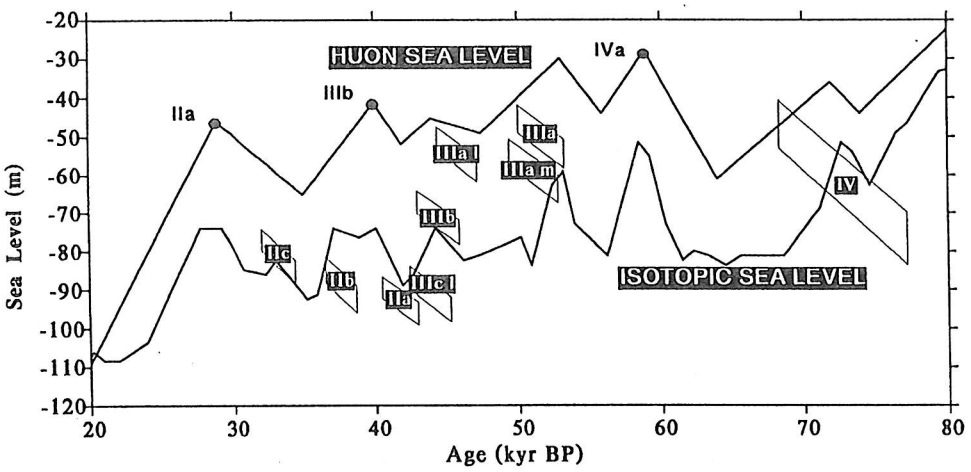


Figure.1 Sea levels reconstructed for samples reported in Table.2 (trapezoidal boxes), compared with isotopic sea levels from Shackleton (1987) (ISOTOPIC) and sea levels according to Chappell and Shackleton (1986) (HUON). Trapezoidal boxes represent the combined uncertainteis due to age error (±2σ) and uplift rate estimates.

46　最終氷期以降の海水準上昇に伴う浅海域での化石密集層の形成について　　－オーストラリア・クイーンズランド州東岸沖－

蚊爪康典・小西健二（金沢大・理）・辻　善弘(石油開発情報センター）・松田博貴（石油公団技術センター）・本田信幸（合同石油開発）・Peter J. Davies (シドニー大）・John F. Marshall（オーストラリア地質調査機構）・佐藤由理（日本オイルエンジニアリング）

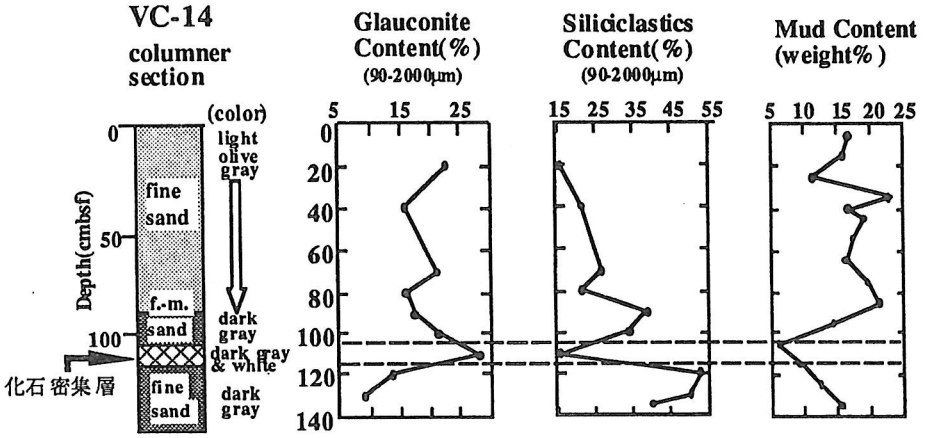
Yasunori KATSUME , Kenji KONISHI , Yoshihiro TSUJI , Hiroki MATSUDA , Nobuyuki HONDA , Peter J. DAVIES , John F.MARSHALL and Yuri SATOH ; Formation of the fossils consentrated bed associated with sealevel rise since the last glacial period, off Queensland , eastern Australia.

石油公団石油開発技術センターとオーストラリア地質調査機構は、オーストラリア大陸東縁辺海域に発達する熱帯～温帯性炭酸塩プラットフォームについての共同研究（辻 他，1992）の一環として、1991年10月に「航海105」を実施した。VC-14コア試料（コア長：145cm）は、この調査で採取された多数のコア試料の内の１つであり、その採取位置は、炭酸塩／砕屑源珪酸塩混合堆積物が分布するクイーンズランド州東岸のヌーサ岬沖（南緯26° 30'付近）の温帯域陸棚斜面上部（水深 185m）である。VC-14は、酸素同位体比の測定結果などから最終氷期以降の堆積物からなることが明らかになっており、酸素同位体比が最も重い値を示す深度 110cm（cmbsf）には、二枚貝や巻貝などの軟体動物化石や底生有孔虫化石などが密集する厚さ10cmほどの層が存在する（第１図）。本報告ではこの化石密集層にみられる特徴について述べ、その形成過程について考察する。

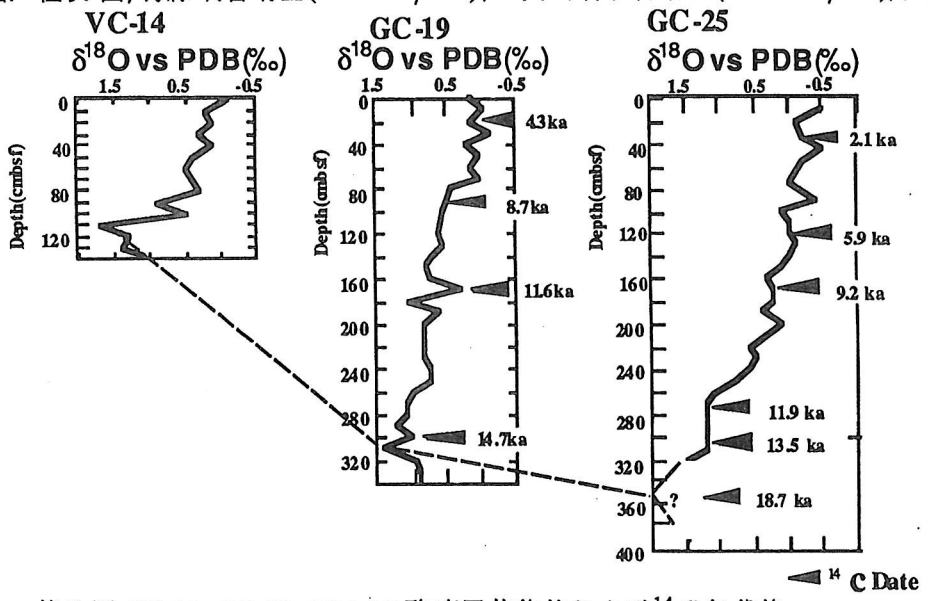
VC-14の化石密集層では海緑石の濃集（90-2000μmサイズ中で約28%）、珪質砕屑物（主として石英）の含有量の減少（90-2000μmサイズ中で約16%）そして含泥率の低下（約6%）等が見られる（第１図）。海緑石の濃集からは化石密集層形成時の堆積速度の低下が示唆される。また、氷期から間氷期までの生物生産量に大きな変化がなかったと仮定すれば珪質砕屑物の含有量の減少からも同様の事実が予想される。化石密集層での含泥率の低さはVC-14の採取位置付近で細粒砕屑物が逸散し、沖合いへ運搬されたことを示していると考えられる。同海域において、VC-14よりも沖で採取されたコア試料であるGC-19（水深,353m）やGC-25（水深,1022m）では、酸素同位体比の最も重い値はそれぞれ、深度 310cm(cmbsf)と深度310cm(cmbsf)以深というVC-14の深度 110cm(cmbsf)に比べて深い位置で得られおり、沖合いよりもVC-14の採取位置付近の方が氷期から間氷期にかけて堆積速度が遅かった事実を示している（第２図）。さらに、VC-14では、酸素同位体比の曲線が、最も重い値を示す化石密集層中からその上位の深度 80cm(cmbsf)に至るまでの間に、急激に軽い値へシフトしているのに対し、GC-19やGC-25では軽い値へのシフトはゆるやかである（第２図）。この事実も海緑石の濃集などと同様に、特に化石密集層とその直上で最も堆積速度が遅かった可能性が高いことを示していると言える。

この化石密集堆積層は一種のコンデンスセクションであると考えられ、Kidwell (1986)がその存在を指摘するonlap condensed depositsである可能性が高い。すなわち、最終氷期以降の海水準の

上昇に伴う外浜浸食などの影響で多量の細粒砕屑物が沖へ逸散し、粗粒堆積物と少量の細粒砕屑物だけが取り残された結果、化石密集層が形成されたと考えられる。



第1図. 柱状図, 海緑石含有量(90-2 000μm), 珪質砕屑物含有量(90- 2000 μm), 含泥率.



第2図. VC-14 ,GC-19, GC-25の酸素同位体比および^{14}C年代値.

コンデンスセクションについて

コンデンスセクション(condensed section)は堆積速度の低下に伴って、形成される地層の一部であり、海緑石などの自生鉱物の濃集や生痕化石の密集、そして浮遊性および底生生物化石の密集等によって特徴づけられる（Loutit *et al.*,1988など）。一般に、シーケンス層序学においてコンデンスセクションと言えば、海進期堆積体上部から高海水準期堆積体下部のダウンラップ面(downlap surface)に沿った部分に、陸源砕屑物の供給量の減少に伴って形成される地層のことを指す（Posmentier *et al.*,1988 ; Loutit *et al.*,1988など）。一方、Kidwell (1986)は、海進期堆積体下部にも主として細粒陸源砕屑物の逸散などにより、一種のコンデンスセクション(onlap condensed deposits)が形成されることを指摘している。前者が半深海から深海において形成されるのに対し、このようなコンデンスセクション(onlap condensed deposits)は、浅海において形成される(Kidwell,1991)。

47　完新世のパラオ諸島堡礁の形成過程と海面変化

茅根　創　（地質調査所・海洋地質部）

Holocene barrier reef development and sea-level change on Palau Islands:

Hajime KAYANNE (Geological Survey of Japan)

1．はじめに

サンゴ礁の浅層掘削調査は，調査が容易な裾礁や大陸の棚礁におけるものが多く，大洋島の堡礁の研究はなかった．本研究では，典型的な大洋島の堡礁であるパラオ諸島の完新世サンゴ礁の掘削調査を行ない，その形成過程と海面変化との関係を明らかにした．また，得られた海面変化曲線の意味について議論する．

パラオ諸島は7°20' N，134°30' E に位置する．島々の北西側に，幅 1.5－2 km の堡礁が 120 km の長さにわたってつらなる（図１）．堡礁と島々とは，水深最大 60m の礁湖によって隔てられ，礁湖内にはパッチ礁が分布する．掘削調査は，堡礁上の２点（PL-I, II）と礁湖内パッチ礁上の１点（PL-III）で行なった（図２）．

2．堡礁の形成過程

図３に各コアの構成と^{14}C年代測定結果を，図４に各コアにおける上方堆積曲線を示す．堡礁の形成は，水深 15－16mに広がる侵食面上の海側で始まった．PL-I では，7430±90 yrs B.P. 以後，ハリメダ片，枝状 *Acropora*，生物遺骸砂が，最初は 3 m/kyr，その後は 30 m/kyr というきわめて速い上方堆積速度で堆積して，6190±90 yrs B.P. までには現海面からの水深 4.4 m まで達した．その後，盤状の *Acropora* からなる礁嶺相が 2.4m/kyr 以下の速度で上方に堆積して海面に達した．PL-II では，PL-I より遅れて 6480±90 yrs B.P. 以後，礁嶺の陸側に生物遺骸砂と枝状，塊状のサンゴが堆積して，堡礁は陸側に成長した．PL-III では，礁嶺の形成に1000－1500yrs 遅れて，下部では生物遺骸砂と枝状 *Acropora*，上部では主に *Porites* が，５－７m/kyr という堆積速度で上方に堆積して，パッチ礁を作った．PL-III では，下部に有機物に富んだ層が認めらる．

3．堡礁の成長と海面変化

図４には，パラオについて描かれている海面変化曲線を示した．Easton and Ku (1980) は，パラオ諸島に接した裾礁（図１の IV）の堆積曲線をそのまま海面変化曲線としたが，この曲線は PL-I の堆積曲線より下になる．これは，裾礁の上方堆積が海面変化に遅れていたことを示す．地球物理学的な計算によって描かれた海面変化曲線については，Nakada (1988) のものが PL-I の堆積曲線とも調和的である．Nakada の曲線は，マリアナのサンゴ礁の掘削結果とも合う（Kayanne et al, 1993）．一方，Mitrovica and Peltier (1991) によるパラオの海面変化の計算結果は，PL-I より下になり一致しない．8000 yrs B.P. 以降の両モデルの差異は，基本的には南極氷床の融氷史の差による．Nakada の曲線がミクロネシア海域において実証されたことは，南極氷床が 6000 yrs B.P. にほぼ融氷を終了し，その後わずかに融氷したことを示している．

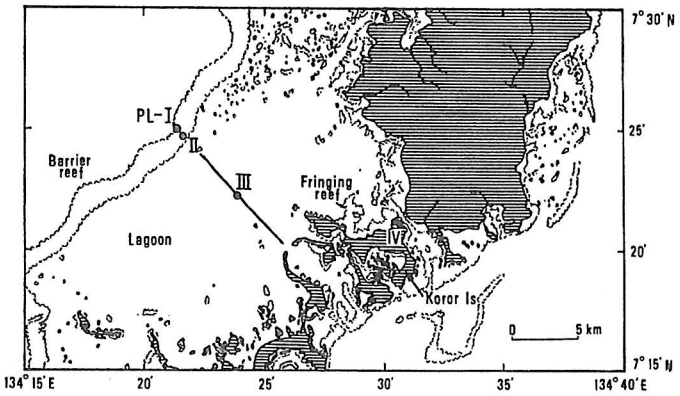


図1　パラオ堡礁の平面図と掘削地点位置

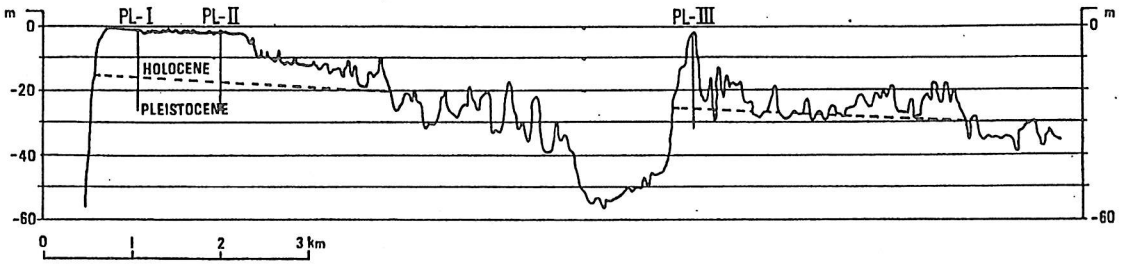


図2　PL-I, II, III に沿った堡礁，礁湖，パッチ礁の断面図

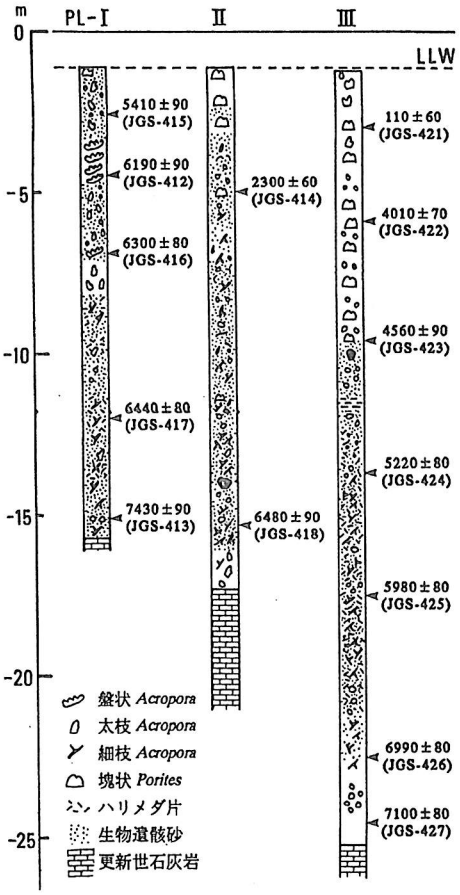


図3　各コアの構成と^{14}C年代

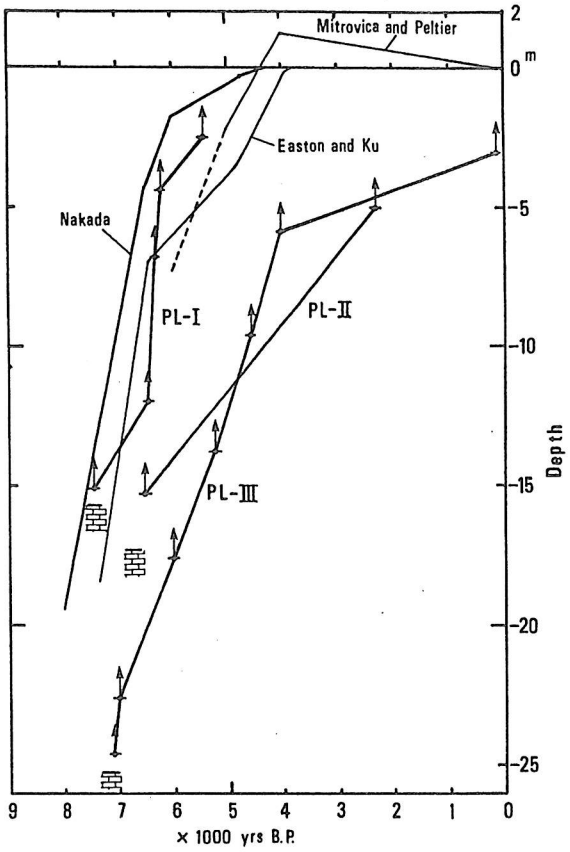


図4　各コアの上方堆積曲線とパラオについて描かれた海面変化曲線.
Easton and Ku は図1のIVにおける掘削結果，Nakada，Mitrovica and Peltier は計算結果.

48　西九州の完新世海水準変動と古潮位

横山祐典・奥野淳一（熊本大）・前田保夫（山形大）・長岡信治（長崎大）
中田正夫（九州大）・松本英二（名古屋大　大水研）
松島義章（神奈川県立博物館）

Yusuke YOKOYAMA, Junichi OKUNO, Yasuo MAEDA, Shinji NAGAOKA, Masao NAKADA
Eiji MATSUMOTO, Yoshiaki MATSUSHIMA

Holocene sea-level change and palaeo tide along the west coast of Kyusyu.

各地で精度の高い完新世の海面変化曲線を描くことは、海面上昇と固体地球の変形の関係を明らかにするために非常に重要なことである。本研究では大村湾沿岸及び有明海南岸において海水準変化を観測し、両地域の古潮位を見積もることを試みた。本地域は比較的地震が少なく安定しており、距離的にも十数kmしか離れていない。昨年発表した10ｻｲﾄのﾃﾞｰﾀに^{14}C年代値・ｲｵｳ・炭素・珪藻などの分析値を加え、海面変化曲線を描いた。

ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞの方法は、ｼﾝｳｫｰﾙﾁｭｰﾌﾞを用いた機械ボーリングと二種類のﾋﾟｰﾄｻﾝﾌﾟﾗｰによって連続コアを採取した。その堆積物について層相観察・各種分析を行った。化学分析はｲｵｳを重量法および機器分析による燃焼法を用い、炭素は同じく燃焼法を用いて定量した。

両地域の柱状図を図2,3に示す。堆積物の層相観察によると、大村湾側では黒褐色ｼﾙﾄが優勢であるのに対し、有明海側では、青灰色ｸﾚｲが優勢で、ｲｵｳ含有量も大村湾側の方が2倍程高い値を示す。貝化石に関しては大村湾側でよく見られるのは、ｻﾙﾎﾞｳ・ｲﾁｮｳｼﾗﾄﾘなどの二枚貝であるが、有明海側ではｶﾜｱｲが特徴的である。珪藻及びｲｵｳの分析から得られた海成層の上限高度は大村湾側の津水で+0.9m、伊木力遺跡の遺物の高度から考えられる海成層の上限が0～+1mであり、有明海側森山町の溺れ谷の湾奥st.6でのそれは、+3.4mである。つまり、2～5千年前頃の海成層の上限高度は両地域で2～3m位異なる。

年代値は津水において、-11.1mのﾋﾒｼﾗﾄﾘが7405±189yrB.P.、-1.78mのｶﾜｱｲが6247yrB.P.、この地域のﾏﾘｰﾝﾘﾐｯﾄ付近である、標高0.5mのｶﾜｱｲの年代値は現在測定中である。有明海側ではst.4において+1.83mのﾊｲｶﾞｲと+1.87mのｶﾜｱｲがそれぞれ1474±116yr B.P.,1695±117yrB.P.を示し、湾奥のst.6で+1.30mのｶｷが5151±162yrB.P.、そこから1kmと離れていないとなりの溺れ谷で発掘された筒井宗方遺跡の岩床に付着していたｶｷ礁のｶｷの年代が+2.1mで5383±140yrB.P.という年代値が得られた。これらを元に過去6千年間の海面変化曲線得ることができる。

この研究を通して、両地域の過去6千年間の潮位差と海面変化曲線が評価でき、また潮位差の違いの影響から当時の海洋環境も異なっていたことが、珪藻分析・化学元素分析によって示される。

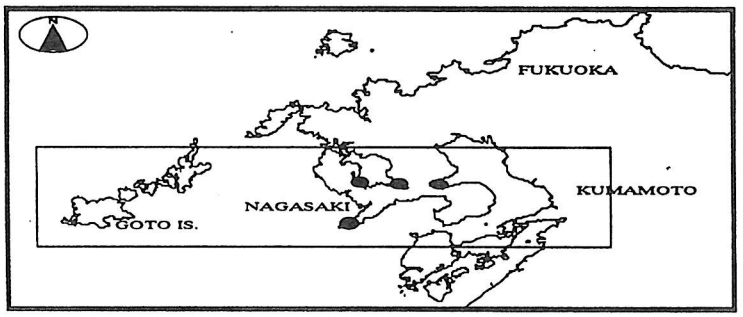


図１ 位置図

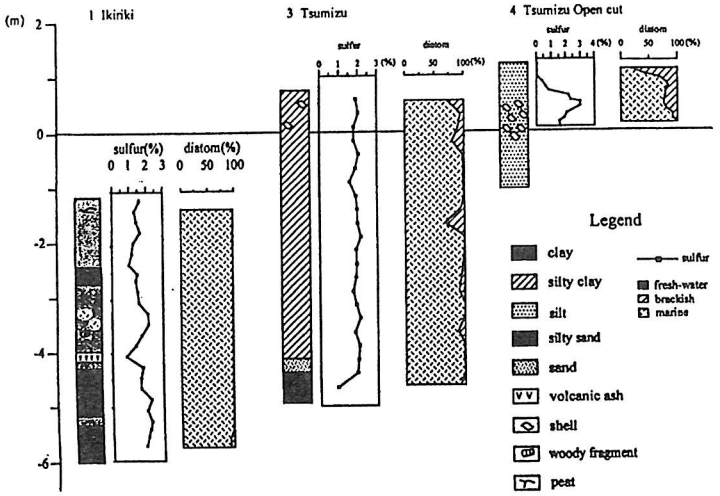


図２大村湾沿岸伊木力・津水における柱状図
及び分析結果

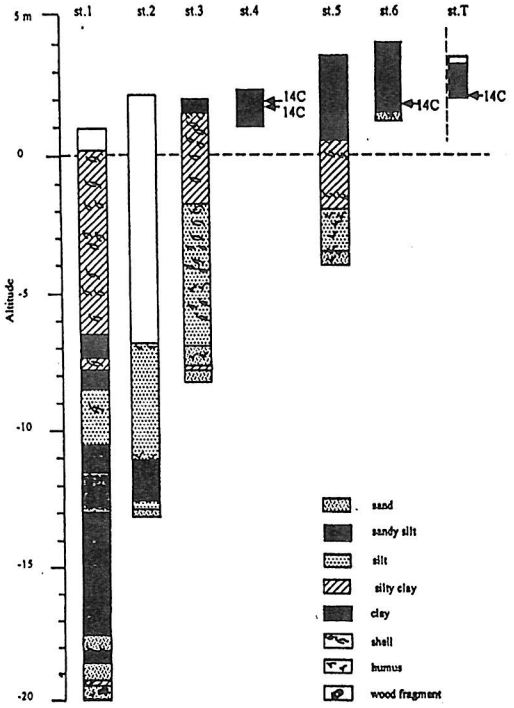


図３有明海沿岸森山町における柱状図及び
年代測定サンプル採取箇所

49　有明海北岸における過去数千年間の海岸線変化と海面高度分布からみた地域変動

下山正一・松本直久（九州大）・湯村弘志（川鉄商事）

Holocene shore-line changes along the north coast of Ariake Bay and the local movement in the past about 6,000 years.

Shimoyama, S., Matsumoto, N. and Yumura H.

北部九州の有明海北岸地域には干潟と共に広大な低平地が形成されている．このような低平地の形成には過去の海岸線の位置や海面高度などの自然環境条件の変化が大きく関与したと考えられる．一方，この地域は吉野ケ里をはじめ全国有数の弥生時代遺跡の集中する地域で，最近の調査では低平地内にも多くの遺跡が発見されている．演者らは歴史的関心のほか，平野の変動量や堆積中心域の時代的な移動を明らかにするために，歴史的な各段階の海岸線の位置を決定する作業を歴史記録，地形，地下地質それに遺跡分布に基づいて行っている．

［歴史記録］

有明海沿岸には干拓地が数多く存在し，現在の海岸の多くは高い堤防をめぐらした人工海岸である．野間（1985）によれば，堤防の跡や古地図からさかのぼれる海岸線の位置の最古のものは江戸時代初期である．これ以前は旧地名や奈良時代以降の開拓の断片的記述が手がかりとなる程度である．

［地形］

この地域は大潮潮位差が最大5mに達し，干潟から高位湿地までの感潮域が極めて広い．潮流の作用は極めて大きく，現在でも満潮時には粘土やシルトサイズの粒子からなる浮泥水塊が密度流として河口から8km以上も感潮水域内を遡上して粘土やシルトを大量に運搬し堆積させる．この地域が全体に沈降傾向にあることも加わって低平地内には，粘土やシルトが厚く堆積し，自然堤防や浜堤などの微地形を覆いかくしている．このため，地形学的な旧海岸線の位置決定は困難である．

［地下地質］

地下には海成・非海成２種類の粘土層がある．前者は有明粘土層，後者は蓮池層（新称）と呼ばれる．貝殻含有層を海成層と見なす．北部九州の貝殻含有層はごくわずかな例外をのぞき，平均海面およびそれ以深で形成された海成層を示唆する．その理由として，貝殻の保存条件は地層形成環境がCa過飽和かつpH8以上の真性海域である．これ以外の非海域，つまり汽水域から淡水域あるいは潮間帯上部では保存されにくい．特に平均海面以上では，酸化還元の繰り返しによりFeS_2からH_2SO_4が生成されてpHが下がるので貝殻は保存されにくい．

既存のボーリング資料の「貝殻混じり」という記述をたよりに，海成層の分布域を特定することが可能である．さらに，丹念に取り出されたボーリングコア試料中の貝殻（破片を含む）からは水深，外海内湾の区別が可能である．これとは別に，各種の堀込み工事や遺跡試掘調査から海成層の詳細が観察され，貝殻の組成が明らかになる．

各平野毎に集められた海成層のデータは上限値と下限値を累積させ統計的に扱うことで，海成層の上限高度が特定できる．さらに海進極盛期の海岸線の最奥部上限で得られた貝殻試料からこれを裏付けることができる．

調査結果

図１は標記地域の３種類の海岸線を示している．①の線は貝殻の有無と海成層の下限等深度線図によって引かれた海進限界線で，その境は極めてシャープである．これは縄文海進極盛期の平均海岸線とみられる．その背後の低平地部分はアシの地下茎を多数含む蓮池層粘土が存在することから，高位湿地の広がりと考えられる．最内陸フロントのすぐ海側から産出する貝殻はマガキやハイガイで，放射性炭素年代は約７ないし６千年前を示す．これらの貝殻含有層の上限高度は海進極盛期の平均海面高度にほぼ一致する．ただし筑後・佐賀・白石平野におけるその上限高度の値は異なっている．これらの値は過去数千年間に生じた相対的地域変動量とみなされるので，その差は隣接地域間の地域変動量の差である．すなわち，佐賀平野の著しい沈降を裏付けている．その量は人工的な地盤沈下量をはるかに上回っており，永年変化量に近い値とみられる．

③の線は野間（1985）によって示された，江戸時代初期に築造された海岸堤防つまり，松土居，本土居の線である．これは古地図で歴史的に遡れる最古の海岸線である．ここでは①と③の線で示される縄文時代と江戸時代の海岸線の間にかなり大きなギャップがある．縄文海進極盛期以降海岸線は後退しているので，弥生時代の海岸線は①と③の間のどこかに位置するはずである．

②は砂質の干潟フロントの外側ラインである．その内側には弥生時代後期の遺跡が数多く立地しているので，ここでは弥生時代後期の海岸線と見なしている．ただし，白石平野にはほとんどみられない．この領域は縄文海進極盛期以降，縄文時代晩期から弥生時代前期以前に陸化した部分と考えられる．

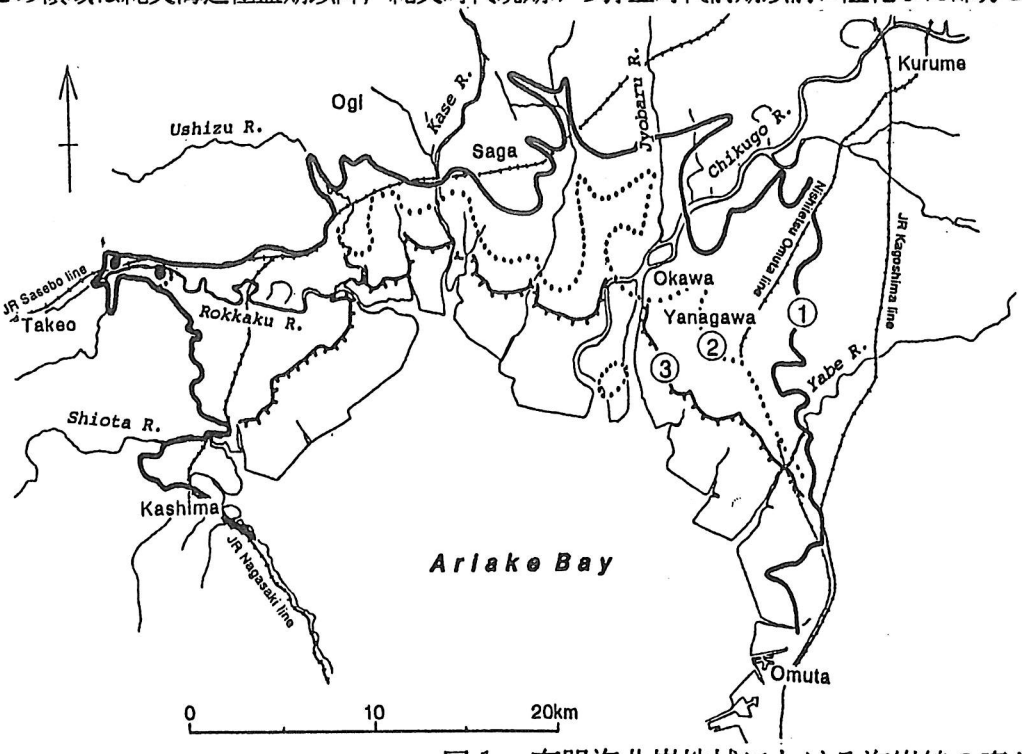


図１　有明海北岸地域における海岸線の変化

50 対馬周辺海域の沈水海成段丘と後期更新世の海面変動

菊地隆男（都立大）・田辺智子（日中平和観光）

Takao KIKUCHI and Tomoko TANABE ; Submerged Marine Terraces along the Coast of Tsushima Island, West Japan', and the Late Pleistocene Sealevel History

海成段丘の旧汀線高度から更新世の相対的な古海面高度を得て，地盤の隆起量や隆起速度を求める研究が数多くなされている．第四紀の隆起が著しい日本列島では更新世の海成段丘は陸域に保存されやすく，古海面研究にとっては好都合ともいわれる．しかしながら，パプアニューギニア・ヒュオン半島で知られているほどの隆起量はなく，海成段丘ではアイソトープステージ5aまでが限界で，さらに低位の海成段丘の存在は望むべくもなかった．

ところで演者らは，1978～1979年に発行された海上保安庁水路部，対馬沿岸の「1／1万沿岸海の基本図」を詳細に読図・解析したところ，従来は見落とされていた，後期更新世に形成された10段もの沈水海成段丘を発見した．これらの海成段丘は海面下5～70mにわたって分布し，それぞれの比高は5～10mである．一部，段丘地形の認定や深度の見積り，面の連続性と追跡などに問題を残してはいるものの，基本的に沈水海成段丘であることは疑う余地がない．この発見が本邦における海成段丘研究，海底地形研究，ひいては海峡形成史研究にも新たな視点を示すものと考え，ここに発表する．

対馬海峡は潮流が激しく，沈水した陸地地形は保存されにくいと考えられがちである．調査図幅は対馬西岸の北から鰐浦，伊奈埼，鳶埼，小松埼の4図幅（図1）で，岩礁，島，半島などの陰になる部分の海底に，特に沈水海成段丘の保存が良好であった．対馬には大河川がなく潮流が適度に砕屑物を運び去っていることも，堆積物の埋積からもまぬがれ，保存された要因であろう．

現時点では段丘の時代を特定する資料としては，隆起域と推定される対馬の北端にS面とみなされる海抜15mの海成段丘が分布しており，これを基準として各沈水海成段丘の時代を推定してゆくと，ヒュオン半島の隆起珊瑚礁研究から得られている古海面高度とも調和的である．今後の忠実な資料検討の必要性と共に，他地域の海底からも同様の地形が発見されることが望まれる．

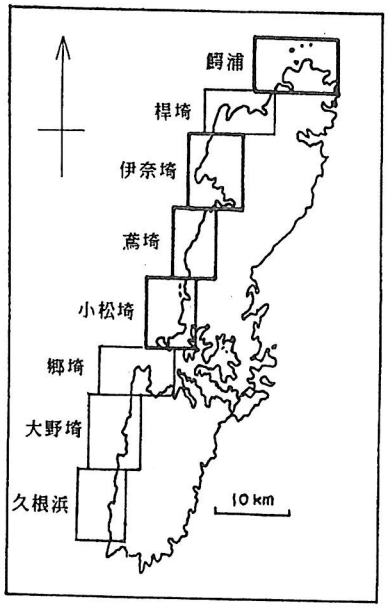


図1　調査地域位置図
枠は海上保安庁水路部，1／1万海の基本図海底地形地質調査地域．太枠が今回の調査地域．

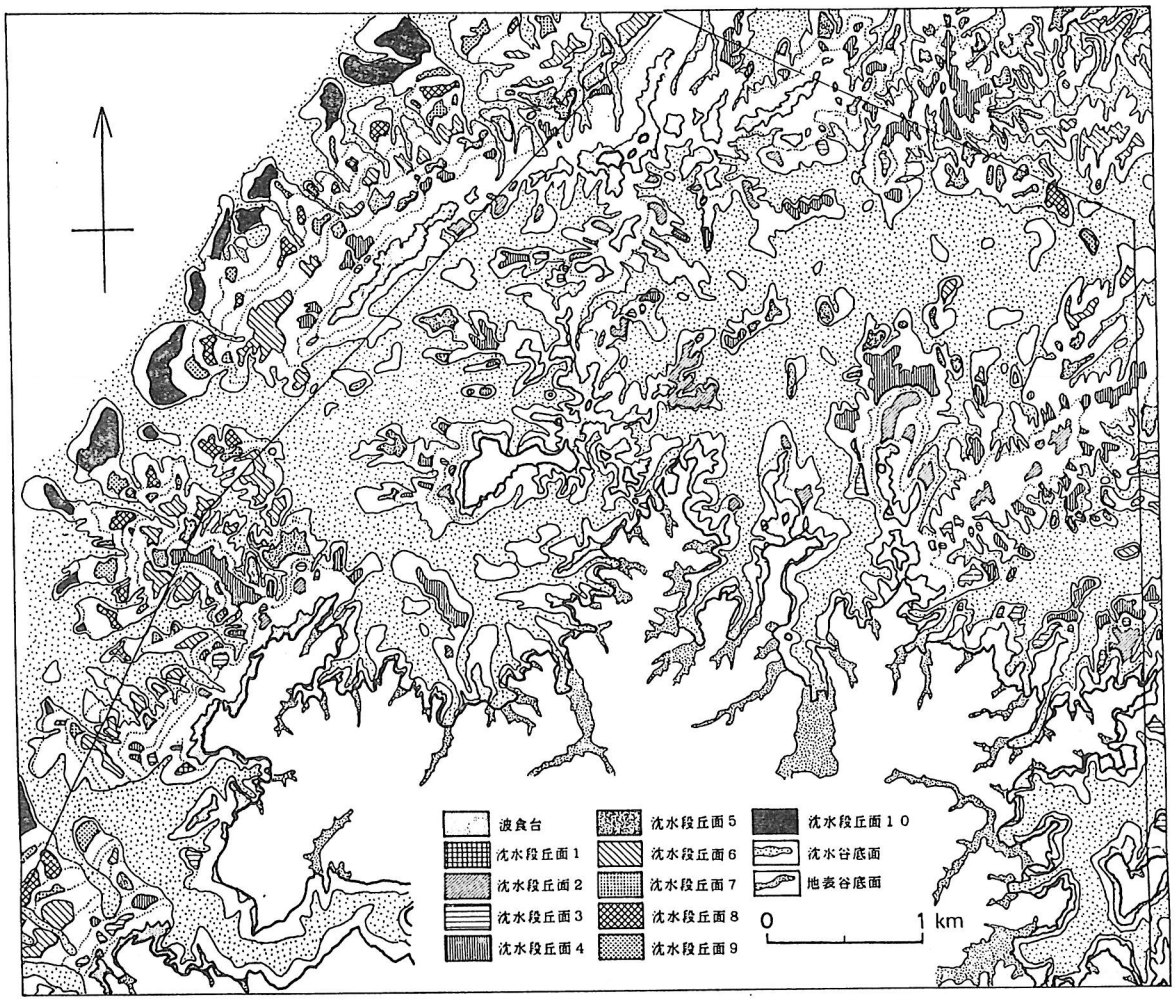


図2　対馬上島北部沿岸の海底地形分類図（鰐浦図幅）
図中の実線は，図3の沈水海底段丘深度投影断面線．

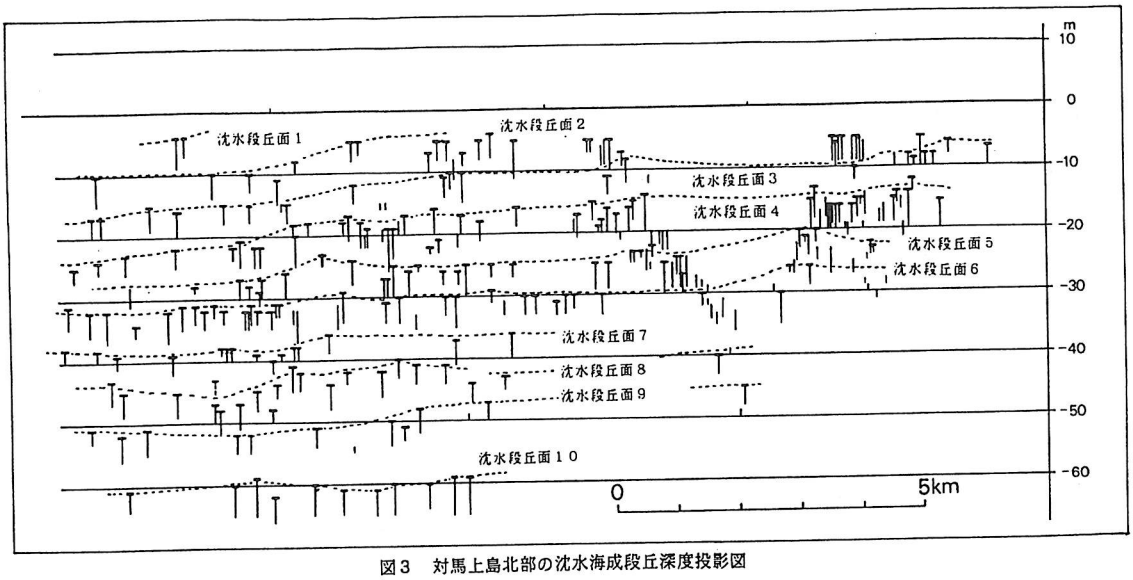


図3　対馬上島北部の沈水海成段丘深度投影図
図2の投影断面線に直交する方向から，各段丘面の分布深度を投影したもの．浅部に横線を付したものは旧汀線地形を保存している段丘．

51 相模川下流の埋没段丘から示される「立川期」の海面変化

久保純子，吉山　昭（都立大・研）・町田　洋（都立大）

Sumiko KUBO, Akira YOSHIYAMA and Hiroshi MACHIDA; Sea-levels during the isotope stages 4/3, derived from buried terraces of the lower Sagami River

研究の視点

最終氷期初期から中期にかけて(isotope stages 4/3)の海水準や古環境の研究は、その前後に比べて少ない。それは、年代測定の困難さや、この時期は海水準が低く、平野下流部において多くの地形面や地層が埋没していることなどに由来すると考えられる。

この問題に対して、相模川下流部は有力な資料を提供する地域の一つと考えられる。なぜなら、相模川河口沖は急勾配であるため海水準の変化に河床が敏感なこと、時間指標となるテフラが豊富なことなどの条件を持つためである。ただし、埋没段丘の対比、意味づけが容易でないことは、これまでに研究者により異なった対比・編年が行われていることからもわかる。stage 4 以降の海面変化と関連して、埋没段丘の対比・編年は再検討する必要がある。

今回は従来の成果に新たに収集したボーリングデータを加え、改めて縦断面図・地形面分布図などを作成した。埋没段丘面の対比・認定にあたっては、礫層高度の連続性と埋没ローム層に留意した。

stage 4 から 2 までの海水準の推定

1) stage 4：いわゆる三崎段丘は stage 5a と考えられるので、それに対比される相模原2(S2)面の直後が stage 4 の層準で、かつ、テフラ層序では F-YP から Hk-TP 直上までの時期であろう。この時期には相模川中・下流では高度を異にする小面積の段丘が分布することから、河床は急速に低下していったとみられる。たとえば相模川左岸の寒川町付近には藤沢市内のS2面と近い時代でありながら 20m も低い地形面が分布し、さらに下流の茅ヶ崎付近の埋没段丘礫層は寒川付近の面よりもさらに深い。この一連の下刻で生じた谷底は、上流では次に述べる中津原段丘礫層基底の谷に続くものと考えられる。その堆積物の基底は平塚市街付近で沖積層基底礫層のレベル(-80m)にほぼ等しい。

2) stage 3：テフラ層序では Hk-TP と AT の中間層準以上をのせる中津原面がこれに当たると考えられる。この段丘面は厚木付近で沖積面下に埋没し、主に右岸沿いに平塚市街地下まで追跡される。堆積物は厚い。

3) stage 2：ほぼ AT 層準以上のテフラにおおわれる田名原段丘群は、中津川合流点付近で埋没するが、下流部ではこれに相当する地形面はほとんど認められない。おそらく海面低下がつづき、下流部では下刻傾向にあったのであろう。沖積層基底礫層(BG)は stage 2 の最低海水準期に形成されたと考えられ、それは上流で埋没する陽原段丘構成礫層よりもさらに下位にあり、陽原段丘のうち古い方の礫層に連続するようにみえる。

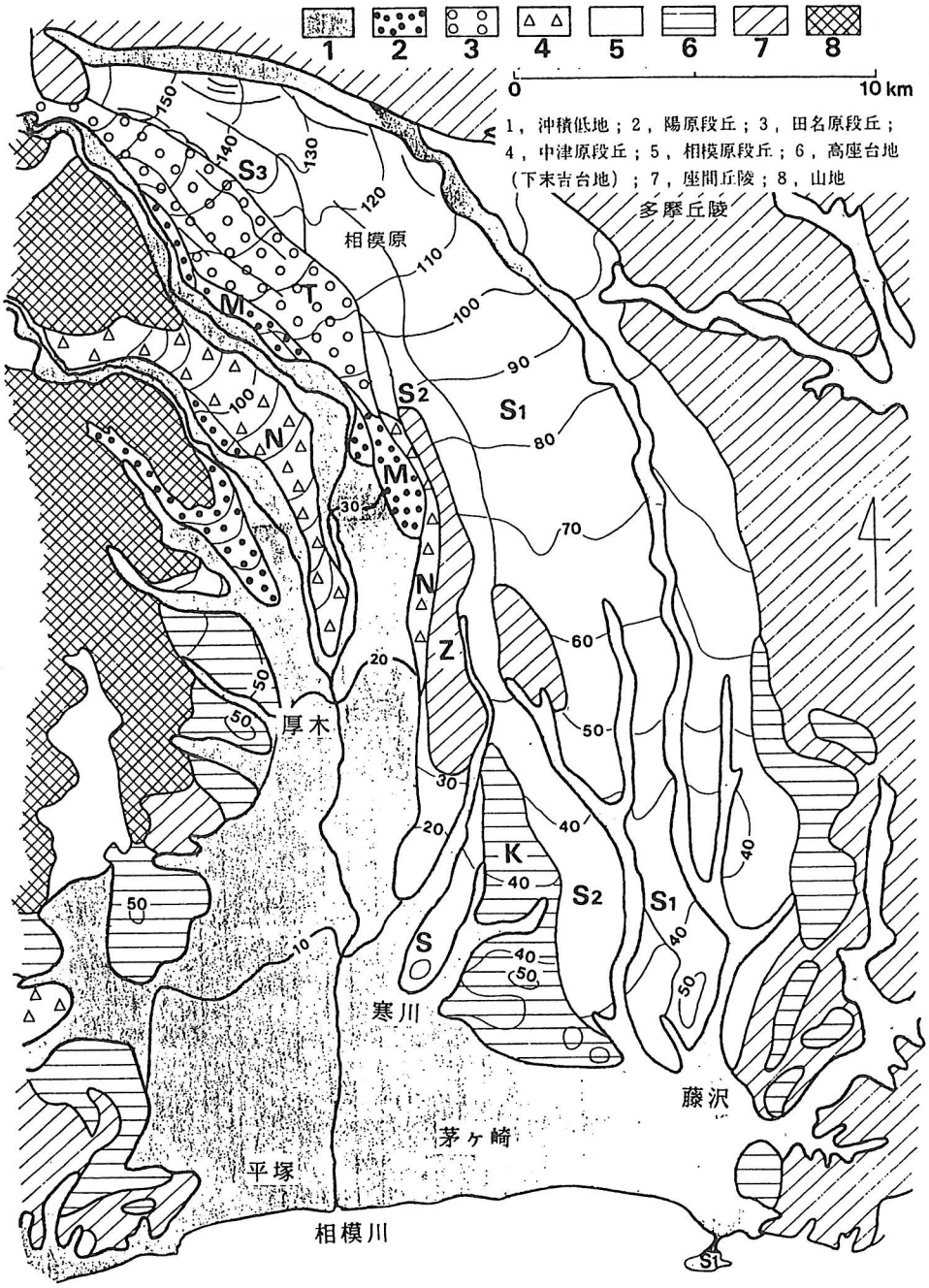


図　1　相模川下流部の段丘分布（相模原市地形・地質調査会、1984）

52

東京低地東部の沖積層と中期更新世堆積サイクル

杉山雄一・遠藤秀典・佐藤喜男（地質調査所）

Yuichi SUGIYAMA, Hidenori ENDO and Yoshio SATO; Alluvium and Middle Pleistocene sedimentary cycles in the east Tokyo lowland

地質調査所では、科学技術振興調整費による「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」の一環として、平成5年度に江戸川区東篠崎2丁目の旧江戸川右岸で4本のオールコアボーリングを実施した(図1)。

南西端のD地点には深さ約40mの埋没谷が存在し、シルト層により埋積されている(図2)。谷底部から採取した腐植の^{14}C年代は9500yrBPである。このシルト層の上位には生物擾乱の著しい砂泥層 (A3層)が重なり、北西側のA及びB地点では同層が更新統を直接不整合に覆う。D地点のA3層は暖海生のハイガイ(*Tegillarca granosa*)化石を産し、アカガシ亜属とシイノキ属の花粉化石もこの層準から産出し始める。これらのことから、A3層は縄文海進に伴って海域が開析谷から溢れ出て急激に広がった時期の堆積物と考えられる。

更新統は層相に基づき、暫定的に14層に区分した(図2)。このうち、D2層とD10層はローム、D6層は腐植層や河成礫層を伴う淡水成シルト層であり、低海面期の堆積物と考えられる。D9層からD6層までとD5層からD2層までは、それぞれが一つの完全な海進ー海退堆積サイクルと考えられ、共通の層序をもつ。即ち下位より、1)自生の貝化石を含み、生物擾乱の著しい上方細粒化を示す砂泥層(D91とD51)、2)貝片の密集したゾーン(厚さ数cm)を数10cm～1m間隔に規則的に挟むシルト～微細砂層(D9uとD5u)、3)淘汰のよい細～微細砂層(D8とD4)、4)下部に斜交葉理が発達する粗砂～細礫層を伴う中～粗砂層(D7とD3)、5)腐植層や淡水成シルト層(D6)またはローム(D2)が順次重なる。

産出する化石や堆積構造の特徴から、1)は閉鎖的な海域における海進初期の堆積物、2)は海進により急激に深くなったやや閉鎖的な海域の堆積物、3)は高海面期のより開放的になった海域(外浜下部)の堆積物、4) は海退期の外浜上部から前浜・後浜の堆積物と考えられる。姉崎地域の下総層群の堆積サイクル(徳橋・遠藤、1984)と比べると、姉崎地域では 2)の層相が欠如しており、1)の上に3)が直接載ることから、少なくとも海進期には本地域の方がより閉塞的な環境であったと推定される。

下総層群の堆積サイクルとの対比は火山灰と化石によって現在検討中であるが、現時点ではD9～D6の堆積サイクルが上泉層、D5～D2の堆積サイクルが清川層に対比される可能性が高いと考えている。

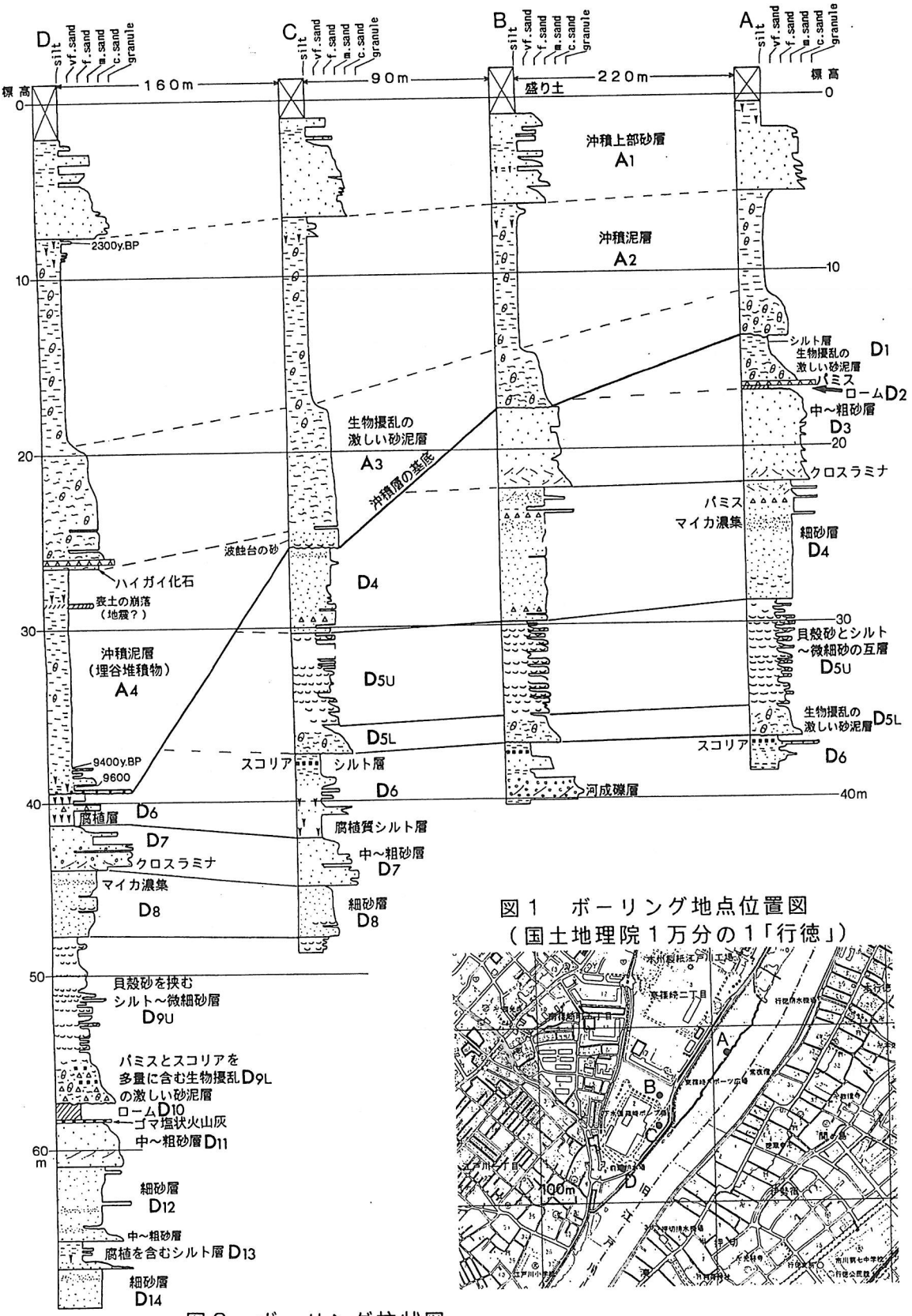


図２　ボーリング柱状図

図１　ボーリング地点位置図
（国土地理院１万分の１「行徳」）

53　鬼怒川低地における完新世の最高海水準と古環境

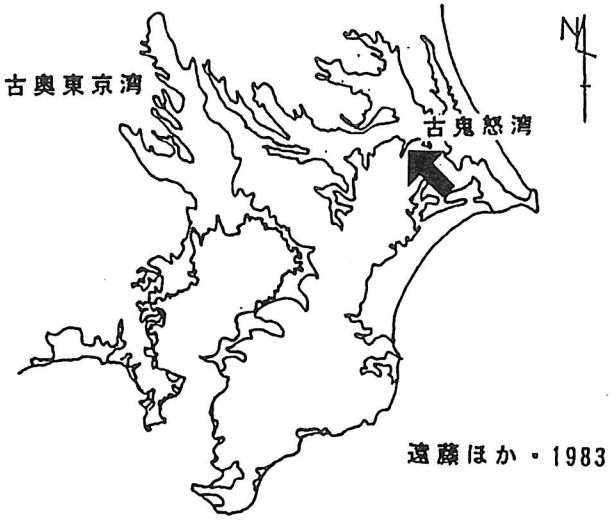
増渕　和夫（川崎市青少年科学館）・関本　勝久（地質工学研究所）
・杉原　重夫（明治大学）

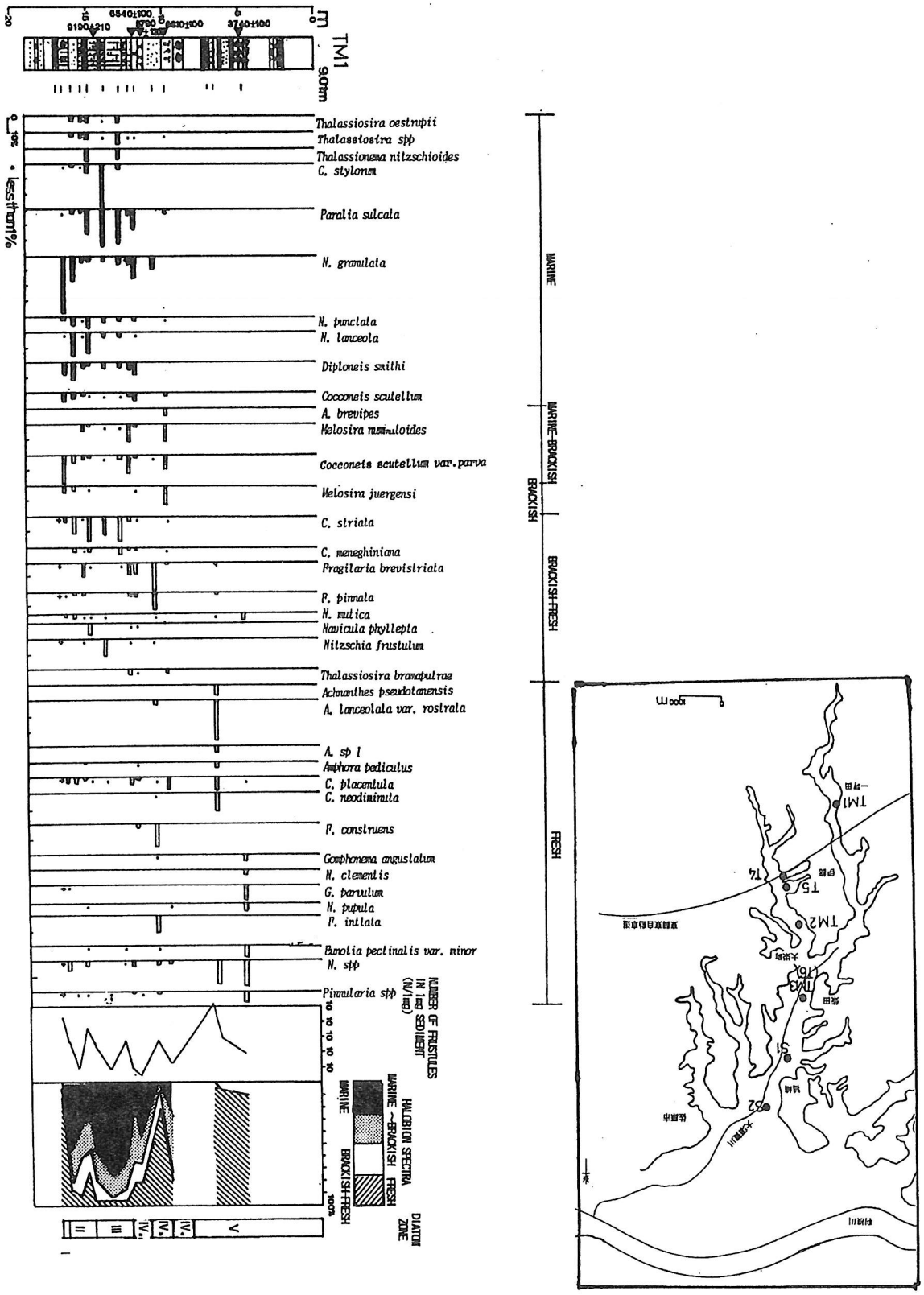
Kazuo Masubuchi, Sigeo Sugihara, Katuhisa Sekimoto; Holocene the Highest Sea Level and Paleoenvironments in the Kinugawa Lowland

現利根川下流域は、最終氷期の低海水準期に鬼怒川及び桜川によって下刻された谷地形が、後氷期の海水準の上昇に伴って内湾化し、古鬼怒湾（江坂・1954、遠藤ほか・1983）が形成されたことが知られている。

増渕ほか（1993）は、大栄町史編纂事業の為に実施された 3本の沖積層のオールコア機械ボーリングのうち２本のコアの珪藻分析と有孔虫化石分析をもとに、古鬼怒湾南岸域の沖積層層序と古環境を報告した。これらボーリングは、利根川河口から約21km内陸の鬼怒川低地南域の支谷（大須賀川）沿いで実施された。演者らは、さらに、残り1 本の沖積層機械ボーリングについての珪藻分析を進めるとともに、海成層の上限高度と海退期の古環境を明らかにするために、4 本のシンウオールサンプラーによるボーリングを新たにおこなった。

珪藻化石群集による本調査域の完新世の古環境変動は、地点TM1, TM2, TM3（オールコアボーリング）ともほぼ共通して、汽水域→内湾域→汽水域→淡水の影響の強い汽水域→　汽水域→淡水域と変化する。^{14}C 年代測定によれば、支谷奥部の地点TM1 に海進が及んだのは、9480±160yBP(Gak-16617) 直後であり、海退に伴う淡水化は3740±100yBP(Gak-16612) には終了していたと推定される。海成層の上限高度を、汽水成層の上限高度とすると、地点により差があるが最高2.98m となる。




TM1
9.0m
6540±100
9190±210
6610±100
3740±100
Thalassiosira oestrupii
Thalassiosira spp
Thalassionema nitzschioides
C. stylorum
Paralia sulcata
N. granulata
N. punctata
N. lanceola
Diploneis smithi
Cocconeis scutellum
A. brevipes
Melosira nummuloides
Cocconeis scutellum var. parva
Melosira juergensi
C. striata
C. meneghiniana
Fragilaria brevistriata
F. pinnata
N. sulica
Navicula phyllepta
Nitzschia frustulum
Thalassiosira bramaputrae
Achnanthes pseudotanensis
A. lanceolata var. rostrata
A. sp 1
Amphora pediculus
C. placentula
C. neodiminuta
F. construens
Gomphonema angustatum
N. clementis
G. parvulum
N. pupula
F. intlata
Eunotia pectinalis var. minor
N. spp
Pinnularia spp
NUMBER OF FRUSTULES IN 1mg SEDIMENT (N/mg)
HALOBION SPECTRA
MARINE
MARINE~BRACKISH
FRESH
BRACKISH-FRESH
DIATOM ZONE
MARINE
MARINE-BRACKISH
BRACKISH
BRACKISH-FRESH
FRESH
S2
S1
TM6
TM2
T5
T4
TM1
1000m

54

東京低地における王子埋没段丘の地質層序と^{14}C年代

嶋田　繁（明治大学・院）・中野守久（北区教育委員会）・
増渕和夫（川崎市青少年科学館）・叶内敦子（明治大学・兼）・
杉原重夫（明治大学・文）

Shigeru SHIMADA・Morihisa NAKANO・Kazuo MASUBUCHI・Atsuko KANAUCHI・Shigeo SUGIHARA; Stratigraphy and ^{14}C Ages of Oji Buried Terrace at Tokyo Lowland

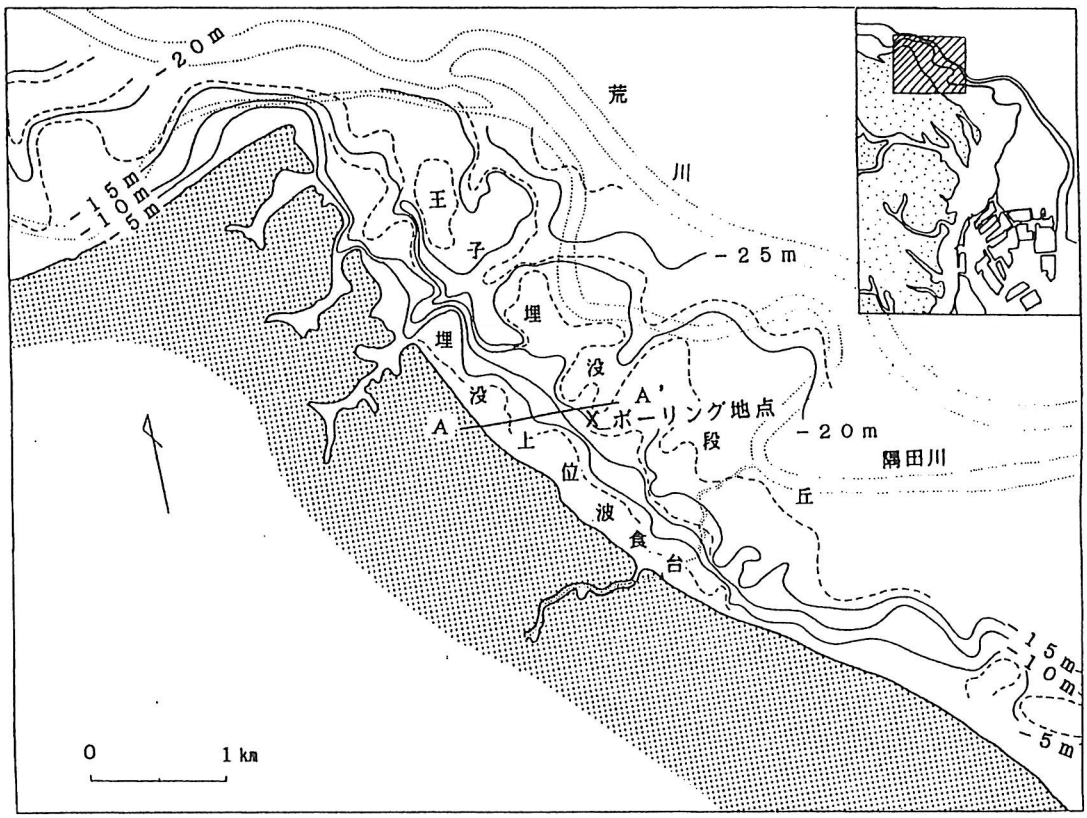
東京低地のうち本郷台に近い北区王子５丁目（北区立郷土資料館敷地内）において行われた、長さ32mのオールコアボーリングにより、最終氷期後半の埋没段丘（王子埋没段丘と呼ぶ）の存在が明らかになったので、地質層序および堆積物の^{14}C年代測定、花粉分析、珪藻分析などの結果について報告する。

東京低地における荒川以西の埋没地形を、既存のボーリング資料から復元すると、王子埋没段丘（深さ-15～-20m）、埋没上位波食台（深さ-5m±）、埋没谷底に区分できる。王子埋没段丘の地質層序は下位から、段丘礫層（厚さ7.5m）、青灰色粘土質シルト～極細砂層（厚さ2.5m）、泥炭質粘土層（厚さ2m）、埋没立川ローム層（厚さ1m）、黒ボク土層（厚さ0.5m）となっている。このうち青灰色粘土質シルト～極細砂層からは、淡水性の珪藻化石が高頻度で検出され、さらにＡＴの直下までは淡水性の珪藻化石が産出する。また花粉分析の結果、泥炭質粘土層下部では、落葉広葉樹花粉が認められるが、上部ほど針葉樹類の花粉が優占する。埋没立川ローム層中には、ＵＧ（立川上部ガラス質火山灰，約14,000年前：山崎,1968）、及びＡＴ（姶良Ｔｎ火山灰，約22,000年前：町田・新井,1992）が認められた。またＡＴの約12cm下位には、粗粒のスコリア層（厚さ約10cm）が１枚挟在している。

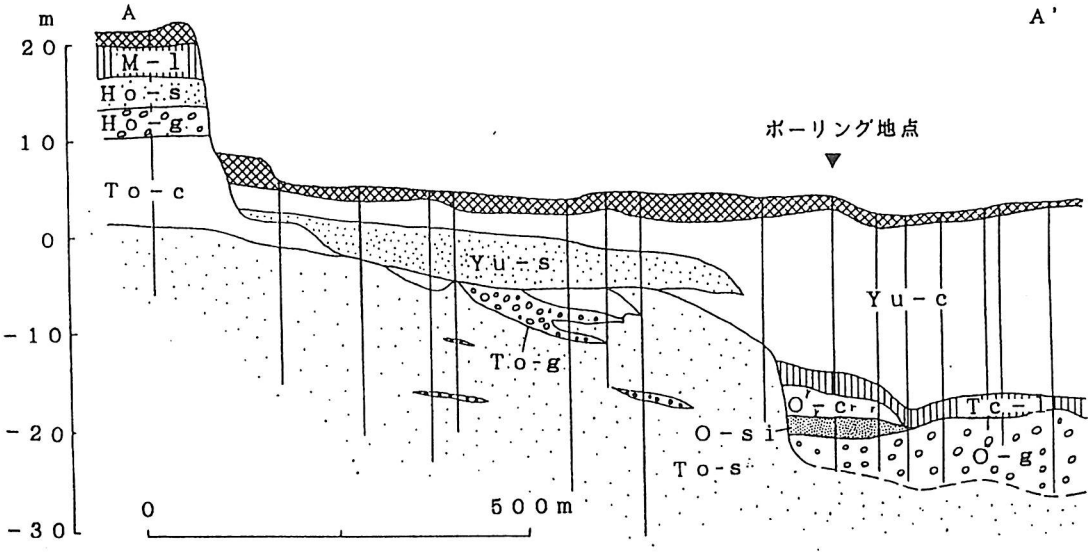
段丘堆積物の^{14}C年代測定を行ったところ、地表面下 -19.5mの黒ボク土からは11,300±130y.B.P(GaK-16860)、泥炭質粘土層では -21.7mで34,500±3,200y.B.P(GaK-16862)、-22.3mで>37,590y.B.P(GaK-16863)という値を得た。これらの測定値は層位的にも、テフラの年代とも矛盾しない。

以上の調査結果から、王子埋没段丘の形成期は、冷涼な気候が卓越していた低海面期で、海面高度は現在より少なくとも18m以上低かったと考えられる。また、段丘構成層（水成堆積物）の厚さが12mに達することから、この河成段丘が下刻作用のみによって形成されたとは考えにくい。

従来、東京低地における本所埋没段丘（遠藤・他,1988）は立川面に対比されていたが、王子埋没段丘の形成年代は３～４万年前に遡り、相模川流域における中津原面（貝塚・森山,1969）に対比される可能性がある。



第１図　沖積層基底等高線図



第２図　地質断面図

Ｙｕ－ｃ：有楽町層(泥層)Ｙｕ－ｓ：有楽町層(砂層)Ｔｃ－ｌ：立川ローム層　Ｍ－ｌ：武蔵野ローム層
Ｈｏ－ｇ：本郷礫層　Ｏ-ｇ：王子埋没段丘礫層　Ｏ－ｃ：王子泥炭質粘土層 Ｏ－ｓｉ：王子粘土質シルト～極細砂層
Ｔｏ－ｃ：東京層（シルト）　Ｔｏ-ｓ：東京層（砂）　Ｔｏ-ｇ：東京礫層　Ｈｏ－ｓ：本郷砂層

55　滝野川泥炭層の形成年代とその意義－石神井川の流路変遷における考察－

中野守久（北区教育委員会）増渕和夫（川崎市青少年科学館）
杉原重夫（明治大・文）

M. NAKANO, K. MASUBUTI, S. SUGIHARA ; The age of Takinogawa peat deposit and paleotopography of Shakujii River, Kita City, Tokyo

はじめに

東京都北区教育委員会では、平成２～４年度にかけて博物館建設準備のため区内の地形基礎調査を行った。この調査の一環として、旧石神井川の流路と推定される河谷地形の谷底部においてオールコアボーリングを実施した。ボーリング地点は北区立滝野川第三小学校校庭（東京都北区滝野川１－12－27）である。

調査の結果、石神井川の流路変遷に関わる知見が得られたので、以下報告する。

１．石神井川の地形と調査地点の概略

石神井川は小平市付近を源頭とし武蔵野台地を約27kmにわたって東西に流れ、北区王子で崖端を穿ち隅田川（旧荒川）へと注いでいる河川である。現在、この河川は中流部の豊島台（M1面）では武蔵野礫層の上面を流れているが、板橋から下流の本郷台（M2面）では東京層を下刻し、峡谷状となっている。しかし、石神井川の谷底低地は滝野川付近で南東に折れ曲がり、谷田川（上野の不忍池へと延びる谷）へと地形的に連続している（図１）。現在、谷田川の上流部と石神井川の谷とは石神井川の下刻によって高度的にギャップがみられる。しかも、谷田川の谷は現在の石神井川から約１km入ったところで谷中分水界をなし、標高17m未満では不忍池方向とは逆に現石神井川方向に緩く傾斜している。ボーリング地点はこの逆傾斜した標高14.9mの谷底部である（図２）。

２．ボーリングコアの分析

全長25.10mのコアは層相・層位により、上位から沖積層・山手（本郷）層・東京層・東京礫層等と区分できる（Loc.１）。この内、沖積層中には泥炭層がみとめられたことから、近接する地点で再度深さ1.3mまで掘削し、未攪乱試料を採取した（Loc.３）。

Loc.３地点では、厚さ約50cmの泥炭質粘土がはさまれていた。これを滝野川泥炭層と命名する。この試料について上位から10cmごとにサンプルを採取し、^{14}C年代測定（３箇所）と珪藻分析（試料No.１～５）を行った。その結果、年代については、下位のものから7,420±180y.B.P.(Gak-15965)、5,450±90y.B.P.(Gak-15966)、950±70y.B.P.(Gak-15967)の年代が得られた。また、珪藻化石については、試料No.１～３の層準に産出がみとめられ、いずれの試料も淡水性を示した（図３および表１）。

３．考　　察

石神井川の下流部は過去において現在とは異なり谷田川へと流路をとっていたのではないかと指摘されてきた（中山俊雄ほか、1976・鈴木理生、1978・貝塚爽平、1990等）。しかし、その年代については必ずしも十分に説明されてはいなかった。

今回の調査で谷田川谷底部に堆積している泥炭層の年代から、少なくとも縄文海進の高海面期（縄文時代早期）には既にこの河谷では泥炭が形成されるような環境であったことが明らかとなった。すなわち、この時代には既に石神井川の本流は谷田川方向へと流れていなかったことになる。さて、王子付近の東京低地の沖積層下では埋没上位面（海抜－５m前後）と立川ローム層をのせる埋没段丘（海抜－14～16m）がみとめられる（図４）。しかし、両埋没段丘面とも現在の石神井川に刻まれた谷地形はみとめられない。したがって、石神井川が現在の王子付近の流路をとったのは縄文海進の海面高度が－５m前後より上位になっていた頃と推定できる。このことは泥炭層の^{14}C年代から明らかにされた縄文海進の高海面期における石神井川の流路変遷を裏付けることができる。

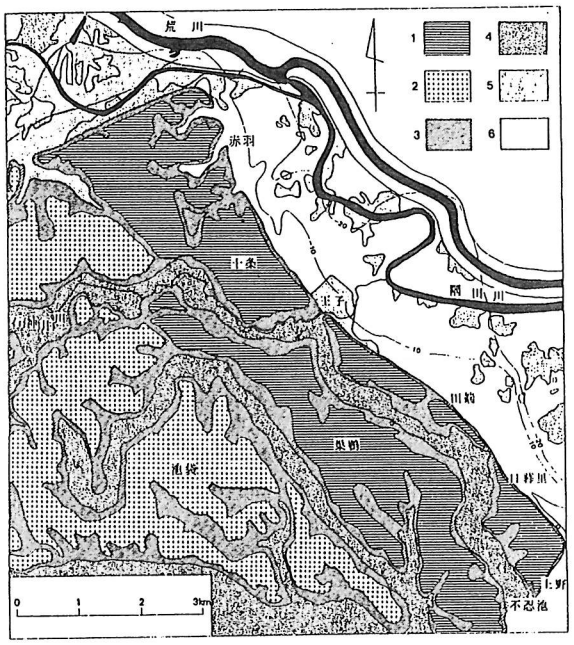


図 1. 本郷台周辺の地形分類図（都土木研、1969による）
1:台地（本郷台） 2:台地（豊島台） 3:台地斜面
4:谷底低地 5:自然堤防 6:氾濫平野

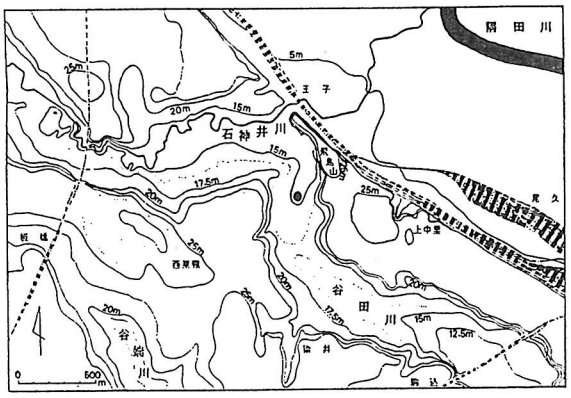


図 2. 調査地点付近の地形
●: ボーリング地点

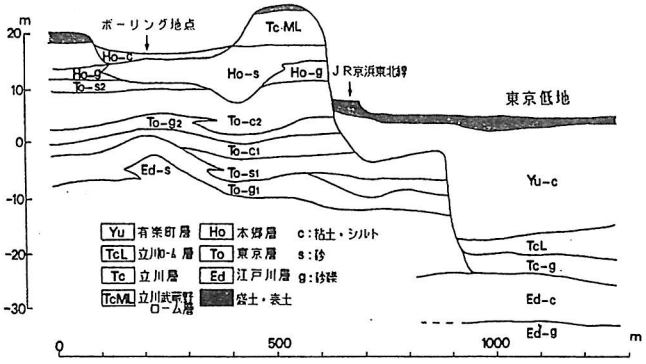


図 4. 調査地点を横切る地質断面

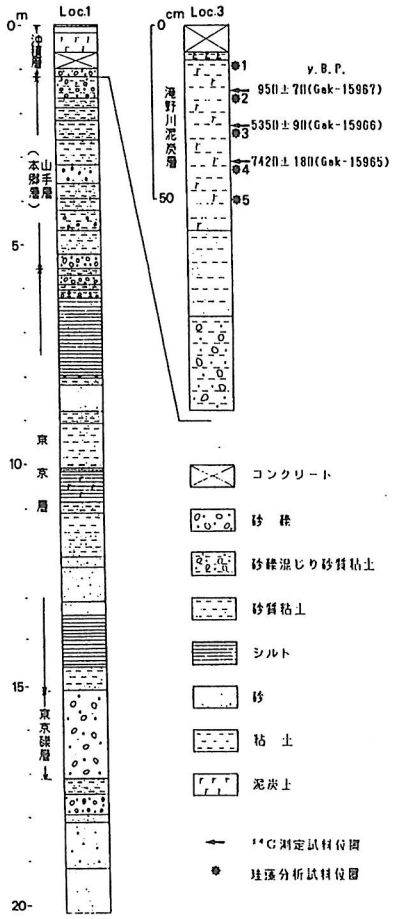


図 3. ボーリング柱状図

表 1. 珪藻化石分析結果

No.	珪藻化石	堆積環境
1	Melosia undulata	湖沼・河川
	Cymbella subaequalis	沼沢湿地
	Eunotia pectinalis	沼沢湿地
	Eunotia praerupta	沼沢湿地
	Eunotia lunalis	あらゆる水域
	Eunotia sp.1	
2	Eunotia pectinalis	沼沢湿地
	Pinnularia acrosphaeria	沼沢湿地
	Synedra ulna	
3	Melosia undulata	湖・河川
	Cymbella subaequalis	湖・沼沢湿地
4	出現せず	——
5	出現せず	——

注）1～3まで極めてわずかに産出。全て淡水性。
珪藻以外の生物起源のガラスは、プランクトン、海綿の骨片で珪藻に比べ多くみられる。
珪藻は完体少なく、Cymbella属および属不明の破片も非産。

56　現行の土壌分類の方法は第四紀学において意味があるか?
－北海道北部，浜頓別の堆積性の重粘性土壌を例にして－

三浦英樹（東京都立大学・地理・院）

Hideki MIURA : What Is Meaning of Genetic Soil Types and Agricultural Soil Classification System For Quaternary Research?

I．はじめに

北海道北部地域に分布する重粘性土壌は，大きく「疑似グライ土」，「酸性褐色森林土」の2つの土壌名称が与えられそれぞれ区別されてきた（重粘地グループ，1967の土壌型；北海道土壌分類委員会，1979の中分類など）。しかしながら，各土壌の第四紀学的な意味はこれまで十分に明らかにされたとはいい難い。それはこれまでの土壌分類が次のような観点に立っているためと考えられる：①土壌母材は堆積物が風化して形成されたとみなす，②現在の環境の影響を重視する，③表層約1.5m以内の土壌に対象を絞る，④1つの土壌断面全体に対して1つの名称を与える。第四紀学においては，1つの土壌の名称と古環境が対応関係にあり，層位学的に認定できることが望ましい。演者は，北海道北部の代表的な重粘土地域である浜頓別において「疑似グライ土」と「酸性褐色森林土」が連続的に観察できる土壌断面露頭を見い出し，土壌断面形態の違いに基づいて単位となる土層をより細かく区分し，各土層ごとの地形発達史における位置づけと土壌生成環境の影響の変遷について考察したので報告する。

II．土壌断面露頭の観察・記載と土層の区分（図1）

図1は，浜頓別町市街地南の頓別川に切られた海成段丘の露頭のスケッチである。露頭面での土壌断面形態の差異に基づいて次の4つの土層（名称は便宜的）を区分した。

①泥炭土層：利尻－兜沼第2テフラ;Rs-Kb2を最上部に挟む泥炭
②褐色土層：利尻－ワンコの沢テフラ;Rs-Wnを挟む褐色,角塊状構造の埴壌土
③灰白色土層：斑紋をもつ灰白色,角塊状～柱状構造の埴壌土
④腐植土層：有機物を多く含む黒色，亜角塊状の埴壌土

III．地形発達史からみた堆積物としての各土層の地史的位置づけ

土層全体をのせる海成段丘の形成時期は屈斜路－羽幌テフラ（Kc-Hb）との層位関係から最終間氷期最盛期の約120～130kaと推定される。離水直後の微地形に応じて海成砂礫層を覆って凹地には①泥炭土層，平坦な場所には②褐色土層が堆積した。褐色土層の起源は鉱物組成や堆積物の層厚変化からみて風成のダストの可能性がある。泥炭土層最上部には約90kaに噴出したRs-Kb2が挟在することから凹地では約90ka頃まで泥炭の堆積が継続した。その後凹地には③灰白色土層が堆積し，平坦な部分には引続き褐色土層が堆積した。灰白色土層や褐色土層は泥炭を覆うことから，離水後に堆積したものであって段丘堆積物や湖沼堆積物ではないことは明らかである。その後，最終氷期極相期頃にRs-Wnが降下し，褐色土層中に挟まれたが，灰白色土層中にRs-Wnは認められない。化石周氷河現象の調査からRs-Wn降下直後にこの地域周辺が永久凍土環境になっていたことは明らかである。このような永久凍土環境下において年周期性の凍結・融解の繰り返しや弱い流水による凹地に続く斜面上でマス・ムーブメントが生じ皿状地（デレ）が形成され灰白色土層が堆積した。完新世に入って地形は安定し，ある時期からは十分な腐植が集積する植生環境が成立し，褐色土層や灰白色土層の上部には緩慢なダストの堆積と平行して④腐植土層が形成された。

以上の野外調査の結果と考察から，いずれの土層も比較的緩慢な堆積性の土壌であることがほぼ明らかになった。

Ⅳ. 各土層に働いた土壌生成環境（作用）とその継続期間および影響を及ぼした深さ

調査地点において最終間氷期以降に土層に働いた土壌生成環境（作用）の時期と地表面からの深さは次のようにまとめられる（①②③④は各土層名に対応）。

(a)泥炭の堆積（125～90ka: ①の地表面），
(b)無機物の添加（125ka～現在: ①②③④の地表面），
(c)疑似グライ化（125ka～現在: ③の地表面～下層），
(d)褐色化（125ka～現在: ②の地表面～下層），
(e)永久凍土（20ka前後? ：①②③の地表面～下層，特に凍結・融解層は地表下約1～2m程度），
(f)腐植の集積（<10ka? ～現在: ④の地表面とその直下）

Ⅴ. 考察

(1)各土層と古環境との対応関係

調査地点における各土層ごとに土壌母材となる堆積物の堆積時期の違い，土壌生成作用の種類・継続時期の違いが明らかになった。

(2)第四紀学における土壌分類単位の設定について

野外で識別された①泥炭土層・②褐色土層・③灰白色土層・④腐植土層の4つの部分はそれぞれ，母材の堆積時期やその後経てきた土壌生成環境（作用）が大きく異なっている。しかし，従来の土壌分類では図1のAとBの部分を表層から1.5mまでを対象にしてAを「酸性褐色森林土」，Bを「疑似グライ土」と命名している。この方法は土地利用を考える上では簡便で有効かもしれないが，土壌から第四紀の環境変化を読み取る立場に立てば大きな意味をもたないといえる。第四紀学的立場で土壌を認識するには，堆積性の土壌であることが確認されれば，野外で認定された特徴的な土層ごとに個別の名称が与えられるべきであろう。これらの土層は室内分析によってより確実な特徴づけが行われ，更に細分される可能性もある。

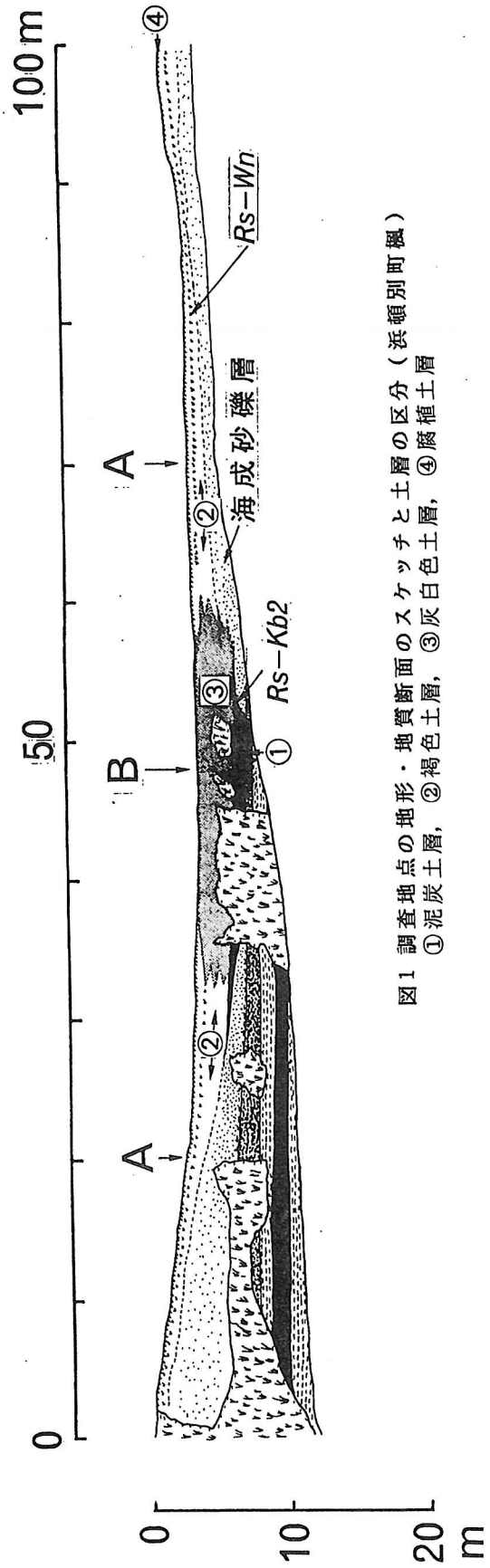


図1 調査地点の地形・地質断面のスケッチと土層の区分（浜頓別町楓）
①泥炭土層，②褐色土層，③灰白色土層，④腐植土層

57 上部更新統・石狩高岡層の堆積過程と古環境

小松原琢（東北大学・地理・院生）

Taku KOMATSUBARA; Sedimentary Process and Paleo-environment of the Upper Pleistocene Ishikari-Takaoka Formation, Central Hokkaido

石狩高岡層（垣見，1958；岡，1992の中位段丘堆積物にほぼ相当する）は、最終間氷期前後の海進期から高海水準期にかけて、海岸付近で堆積した堆積物とされている（岡，1992）。

本層は、岡（1992）により、最下部砂礫層・下部泥層・上部砂礫層・最上部泥層の4部層に細分され、各部層の堆積環境と年代が詳細に論じられている。しかし、Toya火山灰を示標とした再検討より、石狩丘陵東部地域の段丘構成層の対比を若干修正する必要があることが明らかとなった。これに伴い、本層の堆積環境について、若干の再検討を行うことが必要と考えられるようになった。発表者は、堆積相を検討することにより石狩高岡層の堆積環境・堆積過程の復元を試みた。

本層の層相は、俊別背斜の西と東で大きく異なっている。俊別背斜以西では、一般に下位より以下の堆積相が発達する。

1.平行層理や平板型斜交層理が発達する中礫～細粒砂層の互層、

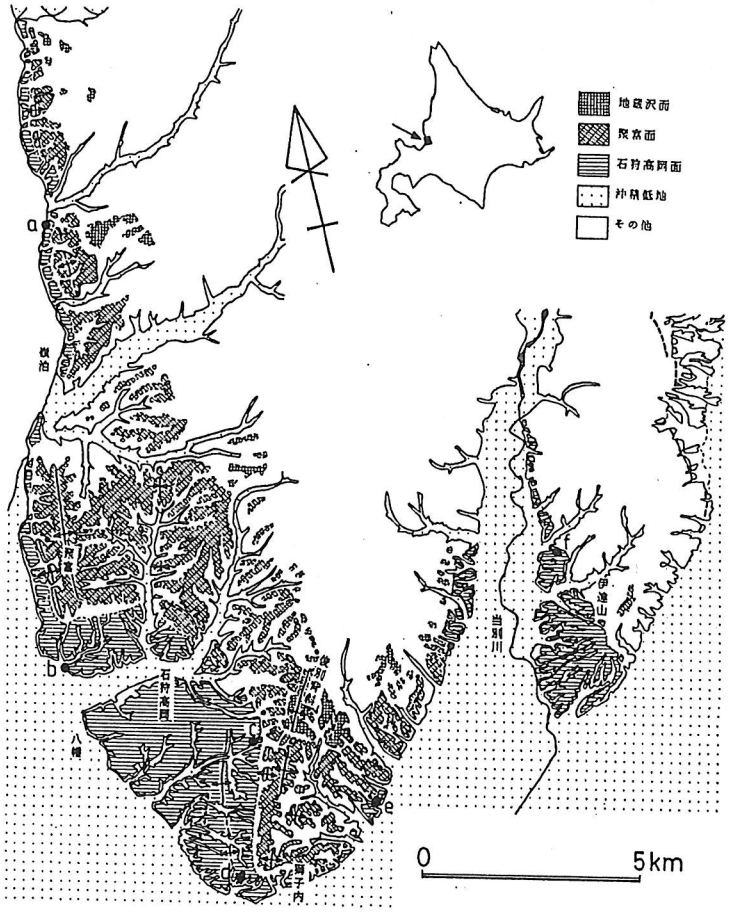
2.緩傾斜する平行葉理が発達する分級のよい中～細粒砂層、

3.生物擾乱が著しく、植物の根痕を含む塊状の泥層、

嶺泊周辺や聚富南方などでは、1.の砂礫互層の下位に、

0.基底部には礫を挟在する、生物擾乱を受けた極細粒～細粒砂と泥の互層、が認められる。

また、高岡東方など本層分布域縁辺部では、3.の泥層の上位に、



1図　調査地域周辺の地形分類図

4.トラフ型およびイプシロン型斜交層理が発達する中礫～細粒砂、

5.植物片を含む泥層および、逆グレーディング構造を示す砂と泥の互層、

が認められる。

Toya火山灰は、3.の泥層基底付近に挟在する（2図）。

また、俊別背斜の東方では、

4.トラフ型およびイプシロン型斜交層理が発達する中礫～細粒砂、

5.植物片を含む泥層および、逆グレーディング構造を示す砂と泥の互層、

泥層には、しばしば炭質層が挟在する。

が厚く発達する。

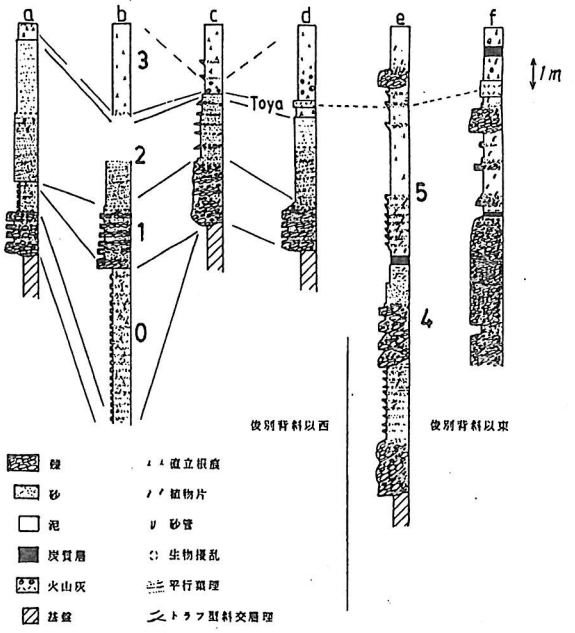
Toya火山灰は、この層の上部に挟在する（2図）。

以上より、俊別背斜以西では、最終間氷期の海進に伴う溺れ谷の埋積(0)→海進最盛期における外浜(1)・海浜(2)域の拡大→高海水準期における潟の形成(3)→海退期における丘陵周辺での蛇行河川の発達(4・5)、という堆積過程が進んだと考えられる。

一方、俊別背斜以西では、おそらく最終間氷期初期以来、蛇行河川による広大な低地の形成(4・5)が継続して行われていたものと考えられる（3図）。

以上の堆積過程は、古東京湾地域の最終間氷期の堆積過程（岡崎・増田，1992）とたいへん良く似ている。

今後、調査地域のみならず、石狩平野周辺全域、特に石狩平野南部における堆積物の編年と堆積過程の復元を通して、詳細な最終間氷期の環境復元を行うことが必要と思われる。



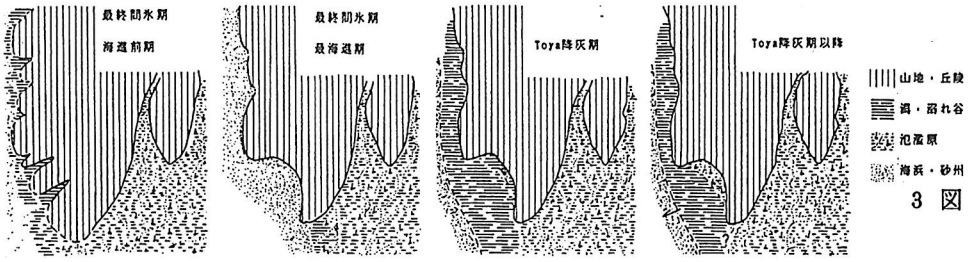
2図　主要な露頭の柱状図

文献

垣見俊弘(1958)5万分の1地質図幅「石狩」.

岡孝雄(1992)地下資源調査所報告，63，109-135.

岡崎浩子・増田富士雄(1992)地質雑，98，235-258.



3図　古地理の概要図

58　北海道夕張川の河岸段丘

吉山　昭（都立大・研）・小澤昭男・
柳田　誠（アイエヌエー）・小野有五（北大）・清水長正（明治大・非）
Akira YOSHIYAMA; Akio OZAWA; Makoto YANAGIDA; Yugo ONO; Chosei SHIMIZU; River Terraces along the Yubari River, Hokkaido

夕張川は、1500m を越える夕張山地を水源とし、石狩炭田地帯の中起伏の山地を貫いて流れ、石狩川に注ぐ河川である。夕張川沿いには数段の段丘がよく発達するが、この地域は支笏・クッタラ・洞爺などを給源とする広域テフラ (Spfa-1,K-M,Toya) の分布軸からやや北にはずれている。下流の由仁低地帯のテフラ・段丘堆積物についてはすで馬追団体研究グループ (1987) による記載がある。いっぽう小澤 (1990) は上流から下流までの段丘の分布を明らかにし、I～IV 面に区分した。吉山 (1990) も、地殻変動速度の算定を主目的として日高山脈の諸河川の段丘との対比を試みているが、今回改めて調査したところ、いくつかの新知見を得たので報告する。

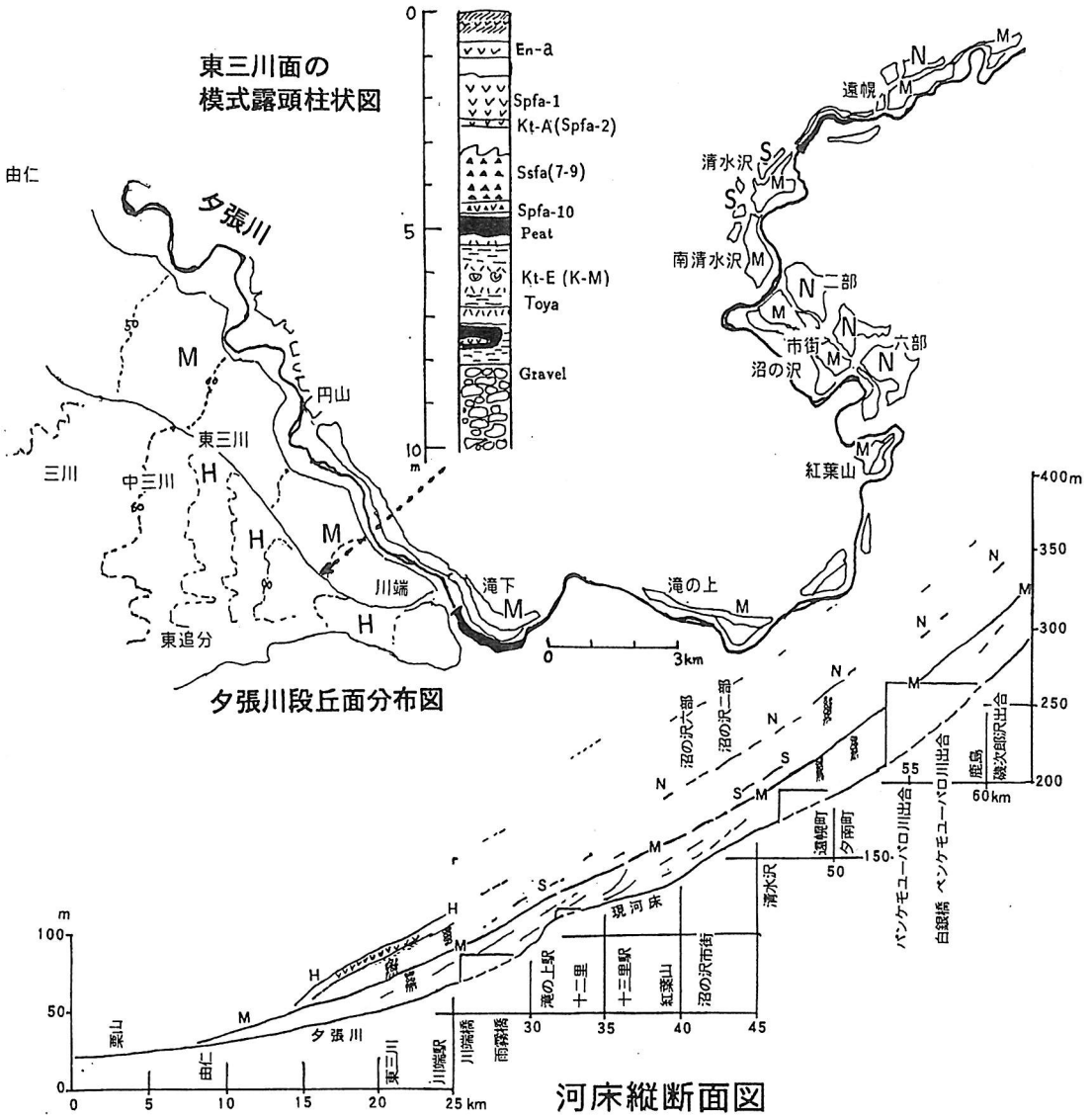
【山間部における段丘の対比】

最終氷期後半の段丘として、Spfa-1 には覆われない一連の堆積性の段丘が認められる。これを紅葉山面 (M) と新称する。離水時期は En-a 降下とほぼ同時か直後とみられる。堆積性の段丘といっても、層厚は最大 10 m程度である。Spfa-1 に覆われる最も低位の段丘は、清水沢駅東などで紅葉山面より 15 m程度高位に断片的に残っている面（清水沢面，S）であることが明らかになった。さらに高位にある面を沼の沢六部面 (N) と呼ぶ。この面は、中流から上流で発達・保存がよく、Spfa-1 に覆われることから、小澤 (1990) や吉山 (1990) は最終氷期前半の段丘としていた。しかし、Spfa-1 より下位の風化火山灰土はかなり厚く、撹乱を受けていることから、より古い時代、たとえば最終間氷期以前に形成された段丘である可能性も大きい。今回の調査では、大夕張の磯次郎沢出合付近では、Spfa-1 の下位に別の軽石（詳細不明）が見いだされた。いまのところ確実な年代資料は得ていないが、最終氷期前半の段丘は、沼の沢六部面ではなく、清水沢面であると判断される。沼の沢六部面は、中部日本に見られる stage 6 の堆積性の段丘（たとえば伊那谷大泉面など）に対比されよう。

【由仁低地における段丘の対比】

由仁低地にかけても、紅葉山面はよく連続し、段丘堆積物の厚さは 10 m程度と見られる。この中からマンモスの臼歯が発見され、6 万年オーバーの年代値が得られている（小野・五十嵐,1991）。由仁・千歳・追分の三市町境界付近に広がる、やや解析・段丘化した扇状地面（小澤,1990 の I 面，吉山,1990 の M2 面）を、東三川面 (H) と新称する。この段丘は Spfa-10 以上の風成テフラに覆われ、以下 Toya ま

でのテフラには場所により水成または風成で覆われる。Toya などを混在する若干の泥炭や粘土層の下位にやや厚い礫層がある。この礫層は、安平低地に連続するとみられている（馬追団研,1987）。この段丘は最終間氷期以降の海退にあわせて順次離水した面と考えられていたが、地殻変動による変形を考慮してもかなり急勾配の面で、縦断形は沼の沢六部面に連続するように見える。この点を考慮すると、東三川段丘の礫層部分は最終間氷期直前の氷期（stage 6）頃に形成され、最終間氷期に入り段丘化し直後に海進の影響を受け、泥質の堆積物に覆われるようになり、完全な離水は再び海面が低下するまで遅れたと解釈できる。紅葉山面など最終氷期の段丘はやや急勾配で、由仁付近で現河床下に埋没してゆくが、これと似たプロセスが最終間氷期にもあったものとして東三川面の形成を説明できよう。ただし、最終氷期の後半の海面低下の影響はあまり受けず（河口が遠いため）、若干の埋積傾向となり、紅葉山面が広く形成されたと考えられる。



59 越後平野地下の第四系

小林巖雄（新潟大学理学部）

Iwao KOBAYASHI; Quaternary subsurface deposits of Niigata Plain

越後平野の地下には，第四系が一大向斜構造を形成し，約3,500m以上の厚さを持って堆積している．この厚さは日本海側においてこれまで知られた最大のものであろう．越後平野およびその周辺における第四紀層の基底は，佐藤（1979），佐藤ほか（1987）による石灰質ナンノ化石の研究や，微化石層序，古地磁気層序，フィッションントラック年代などの研究から求められてきた．越後平野周辺の丘陵・越後平野地下に分布する第四系の概要が明らかになりつつある（新潟第四紀団体研究グループ1969；Kobayashi & Tateishi, 1987）．

越後平野周辺，とくに西山地域には新第三系から下部更新統が広く分布し，新潟油田地帯の模式地が指定されてきた．この地域の層序および様々な層序学的研究から，第四系の基底が半深海成層の西山層中に位置する事，灰爪層が下部更新統となり，下部／中部更新統の境界が魚沼層上部に存在する事が明らかにされてきた（小林ほか，1993）．

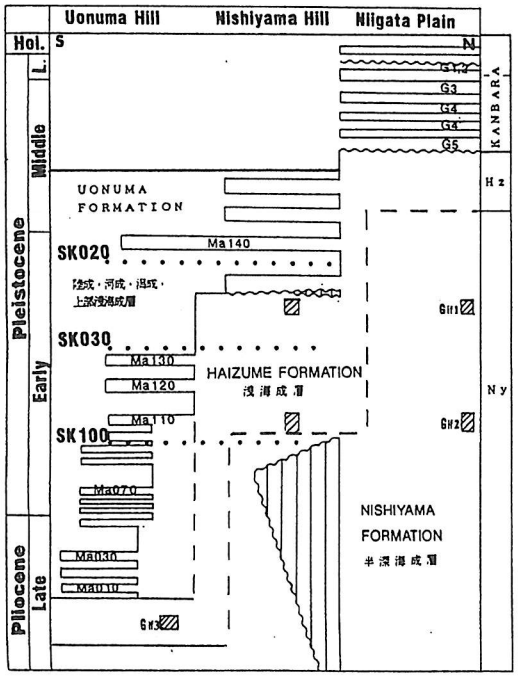
一方，越後平野の地下には西山層，灰爪層，魚沼層が順次累積している事が石油探鉱の坑井調査から明らかにされてきた．しかし，地下におけるこれらの層序は確立されてはいたものの，模式地のある西山地域に分布する西山層，灰爪層，魚沼層との対比は十分検討されないまま過ごされてきた．

今回の検討の結果，越後平野の地下の西山層上部は模式地の西山層上部から魚沼層上部に対比され，地下の灰爪層は魚沼層最上部から中部更新統，魚沼層といわれてきた蒲原層群は中部更新統以降の地層となる事が明らかになってきた．

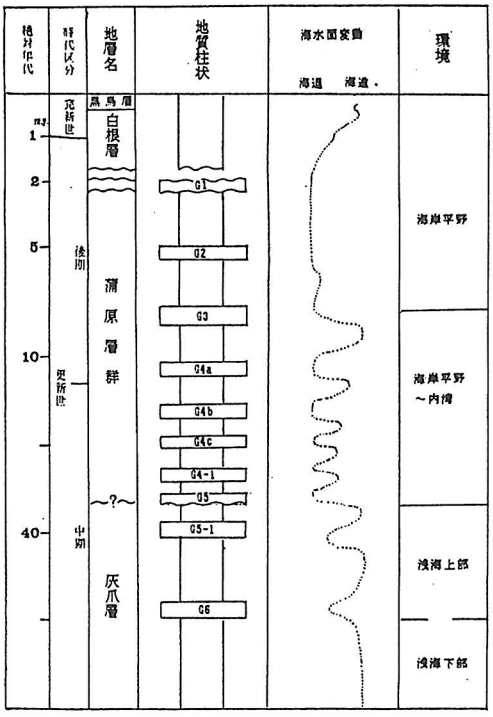
継続する沈降性堆積盆地に堆積した越後平野の第四系は，石油鉱床・水溶性天然ガス鉱床の探鉱・開発などによって解明されてきた．下位から泥岩と砂岩泥岩互層からなる西山層，泥岩ないしシルト岩・砂礫岩からなる灰爪層，砂礫と泥質堆積物からなる蒲原層群（これまでに地下で魚沼層と呼ばれてきた），晩氷期以降の沖積層の順に重なる．

現在の越後平野地域において，深海環境から浅海環境に変わった時代は，底生有孔虫化石の変化（Uvigerina 群集→Cribrononion・Quinqueloculina 群集）から中期更新世の初めの頃であった．さらに，浅海環境から内湾ないし海岸平野地域に移行した時代は，同様に底生有孔虫化石の変化（→Ammonia 群集）から中期更新世の中ごろであった．後者の内湾と海岸平野環境はその後大きく繰り返し，その記録は岩相のみならず有孔虫，花粉化石の資料とし

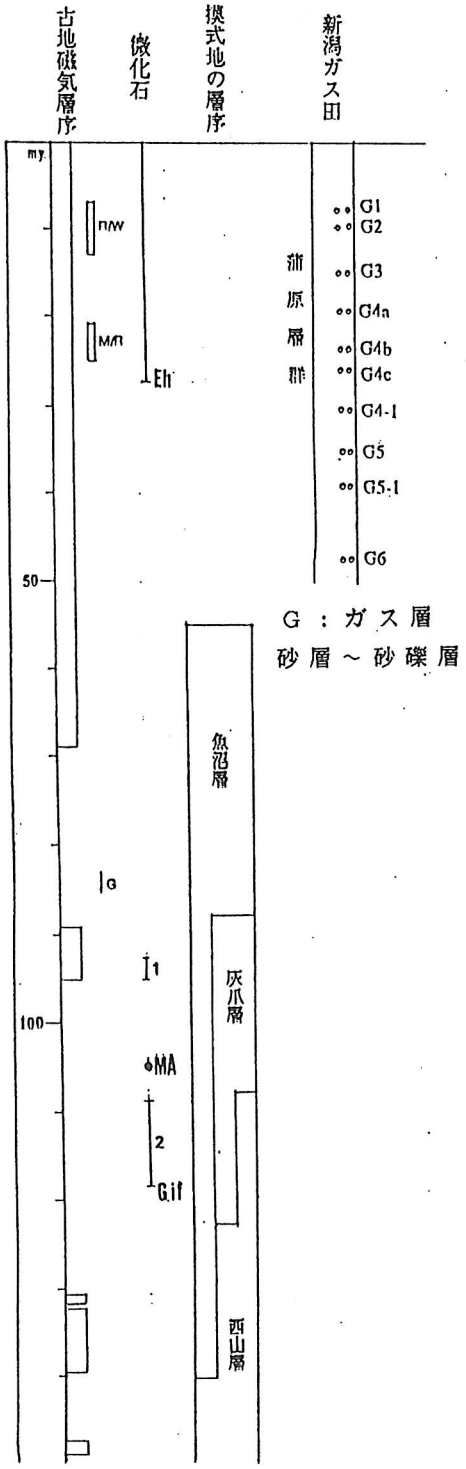
て多量に残されている．これは日本海の海洋環境の変動，気候性海水面変動の結果であると考えている．また，蒲原層群は後背地からもたらされた堆積物を包含し，平野周辺の隆起運動を記録している．



新潟堆積盆における上部鮮新統～更新統
SK：火山灰鍵層
Ma：海成層（内湾～上部浅海）
Gif：Globorotalia inflata bed



蒲原層群の層序



西山地域と新潟平野の更新統対比図・
MA：Globigerina pachyderma の
巻き方向の変換点

60 関東山地に続く加治丘陵・前ケ貫丘陵の飯能層について

加賀美英雄（城西大理），岡野裕一（三郷北高），力田正一（早大本庄高等学院），松本昭二，阿比留稔，須田邦彦（飯能市役所）

Hideo KAGAMI, Yuichi OKANO, Masakazu RIKITA, Shoji MATSUMOTO, Minoru ABIRU and Kunihiko SUDA; The Hanno Formation in the Kaji and Maeganuki Hills, adjacent to Kanto Mountains.

はじめに：加治丘陵東部に分布する飯能層・仏子層については福田・高野（1951）の地質図があり，丘陵西部については藤田・松尾（1977）の詳細な地質図がある．しかし，この丘陵は立川断層によって東西に二分されているので（山崎,1978），全体を通した断面をつくることは行われていなかった．

今回，加治丘陵北東側から前ケ貫丘陵に分布する飯能層を調査することができ，新しい地質断面を作成したので報告する．

地形について：加治丘陵と高麗丘陵の切峯面図をつくり検討した．加治丘陵に関しては山崎が作った図があるが，今回の図において次の点が明らかとなった．まず，関東山地の山麓面は標高230m以高において連続する急傾斜の斜面として明瞭に識別される．かって，矢部・青木（1926）はこの境界を八王子線と呼んだ．これに接して220m以下の定高性を示す丘陵背面が発達している．図から加治丘陵は立川断層により切られて西から210-180m，220-180mと地形面が繰り返して発達する様子がみられる．したがって，単純に考えると立川断層の落差は40mと言うことになる．加治丘陵背面には200-210mと180-190mの二段に比較的平坦な面が発達するのが認められた．そして，全体として北東側へ傾斜する傾向が見られた．このことは丘陵背面が古扇状地の開析された地形を残すのであれば，古多摩川起源を示していると言える．また，丘陵背面は飯能層の堆積面と斜交していることから（付図参照），浸食小起伏面であることは明瞭である．

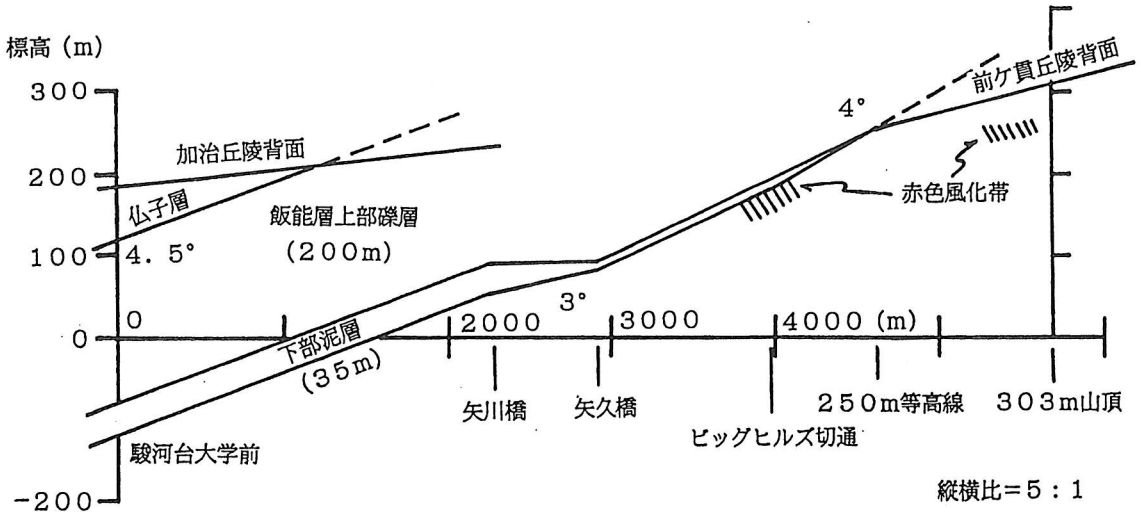
前ケ貫丘陵の浸食小起伏面は210-220mと170-180mの二面が認められた．加治丘陵との間には成木川・直竹川のつくる渓谷があり，直竹川の東部には名栗断層が存在する．また，入間川を挟んで前ケ貫丘陵の北に発達する高麗丘陵には200mと160-170mの二面の小起伏面が認められた．このような平坦面の発達は岩塚（1952）にさかのぼり知られていたが，今回の調査で200-220mの面は飯能層の下部泥層が被覆する面であり，160-190mの面は仏子粘土層が被覆する面であることが分かった．泥層は砂礫層に比べ浸食に対して抵抗性があることから小起伏面として残ったものと判断した．

地質について：調査の結果，飯能層を下部泥層と上部礫層に区分し，それぞれの厚さを35mと200mと推定した．大河原の清掃工場より北に入るビッグヒ

ルズの造成地の切通（標高190-200m）に下部泥層が基盤岩の秩父中・古生層の上位に不整合に重なっている．この一部の中・古生層には真赤に焼けた赤色風化帯が観察された．この不整合は一見明瞭でなく，風化した砂岩の溝状部分に粘土層が沈積していた．下部泥層は木片など有機物が多量に含まれていることと，浅い谷状地形から後背湿地性堆積物ではないかと推定した．層厚は全体で約9mである．層構造が認められた泥岩の走向傾斜はN55°E,12°Sとやや急傾斜を示した．上部礫層との境界付近には厚さ15cmのゴマタフ様火山灰が１枚認められた．上部礫層は谷地形を越えて広い浸食面上に拡がって分布しているが，この間に大きな間隙があるようには見えなかった．上部礫層を構成する円礫の種類は，花崗岩，ホルンヘルスなどを含むこと，さらに砂岩のなかに四万十層起源と思われる礫も含まれることから，上部礫層は多摩川水系起源の扇状地性堆積物と推定した．

駿河台大学東側の崖には飯能層の上部礫層の最上部層の約12mが存在し，その上に整合的に重なって約9mの仏子粘土層が見られた．

まとめ：1)加治・前ケ貫丘陵背面にある200-220mと160-190mの小起伏面はそれぞれ泥層が被覆していることにより浸食に対して抵抗性が大きかったために作られたものである．2)飯能層はこの辺りの丘陵背面に広く認められ，一部に赤色風化した秩父中・古生層を覆って堆積していることが確認された．今回作成した地質断面によると，下部泥層の層厚は約35mで，上部礫層は約200mであった．3)飯能層の礫種の構成には花崗岩，ホルンフェルスなどを含むこと，さらに砂岩のなかに四万十系と思われるのものが含まれることから，多摩川水系起源であると推定した．その厚さ、規模、切峯面の形態から上部礫層は扇状地性堆積物と考えた．



61　古琵琶湖層群堅田累層の堆積相

山崎博史*（琵琶湖博準備室）・田中　淳（大阪市大・理）・田中里志（京都教大・教）・此松昌彦（大阪市大・理）

Sedimentary facies of the Katata Formation within the Kobiwako Group on the west bank of Lake Biwa, central Japan : Hirofumi Yamasaki, Jun Tanaka, Satoshi Tanaka and Masahiko Konomatsu

滋賀県大津市北方の堅田丘陵には，鮮新一更新統古琵琶湖層群堅田累層が分布する．堅田累層は，層厚380m以上で約20枚の火山灰層を挟在し，その層相により９部層に区分されている（林，1974）．このうち雄琴川北方の宅地造成地には，栗原Ⅲ火山灰層を含む栗原互層と，上仰木火山灰層を含む山下互層が分布する．ここでは便宜上，両火山灰層準の堅田累層を，それぞれ栗原セクション，上仰木セクションとする．両セクションの堅田累層は，基本的に砂層，シルト層，粘土層の互層から構成されるが，とくに砂層の産状に違いが認められる．堆積相解析の結果，栗原セクションの堅田累層はデルタ環境下での，一方，上仰木セクションの堅田累層は河川環境下での堆積物と推定される．

栗原セクションの堅田累層

堆積相Ａ：極粗粒一中粒砂主体でしばしば細礫をともなう非常に淘汰のよい砂層からなる．層厚は，10cmから80cm程度で産する．砂層は基本的に無構造のことが多いが，内部にしばしばトラフ型やプラナー型の斜交層理が認められる．トラフ構造のセット高は，10ー25cm程度である．これら堆積構造の境界部には，厚さ１～数mm程度の薄いフィルム状の粘土やシルトが狭まれることが多い．またシルトないし粘土の偽礫や，細礫サイズの粒子が配列することもある．砂層基底部付近には，シルトまたは粘土からなる径数ｃｍ程度までの円礫状の偽礫が濃集することがある．

堆積相Ｂ：中粒一極細粒砂層とシルト層，粘土層の薄互層からなる．砂層，泥層は，数mmから数cmの厚さで産する．砂／泥比は，おおよそ30～70％程度である．砂層は無構造のものが多いが，数mm厚程度のとくに薄いものには，カレント・リップルや平行葉理が発達することがある．これらの互層は，層理面が波打つ程度から砂層が完全に破断されブロック状化しているものまで様々な変形構造を示す．また，幅数cmから30cmの砂岩脈が確認される．

堆積相Ｃ：砂質シルトーシルト質砂層からなる．層厚は最大で250cm程度で産する．含まれる砂粒子は，極細粒一細粒砂が主体で，シルト中に散在する場合とカレント・リップルや平行葉理などの初生堆積構造をもつ葉理あるいはレンズ状の産状を示す場合がある．またシルト中には炭質物片が頻繁に含まれることが多い．炭質物は，葉理状に配列して産する場合と，シルト中に散在する場合がある．この堆積相の堆積物中には，堆積相Ｂ同様著しい変形が認められる．この変形によって，砂の葉理がおりたたまれたり，引きちぎられているのが頻繁に観察される．

堆積相Ｄ：塊状の粘土ないしシルト質粘土層からなる．層厚は最大200cm程度で産する．緻密かつ均質であり，砂粒子の混入は認められないが，炭質物片を頻繁に含むことが多い．炭質物は，粘土中に散在することが多い．この堆積相の堆積物の上面からほぼ10cmの間には，最大径1cm，長さ数cmの砂管がランダムに密集している場合が認められる．

本セクションの堅田累層は，基本的に堆積相Ｃのシルト層で代表され，その中に堆積相Ａの砂層，Ｂの砂泥互層がレンズ状の堆積体として産する．

上仰木セクションの堅田累層

堆積相Ｅ：砂層を主体とし１～３ｃｍ程度の亜円礫を伴う．これらレンズ状の砂質堆積体は，明瞭な侵食基底面を持ち，トラフ型の斜交葉（層）理で特徴づけられるほか，フォーセットを形成している場合が認められる．また2～5cm程度で亜円～亜角状のシルト質偽礫あるいは炭質（植物）片などを伴う．稀に侵食基底面直上には，鉄分が薄層状に酸化沈積した層状斑鉄構造（黄褐色）が認められる．

堆積相Ｆ：堆積相Ｅのチャネル充填堆積相からの一連の堆積相で，明瞭ではないが10～30cm程度のセット高を示すトラフ型の斜交葉（層）理を伴う粗粒砂層（一部細礫を含む）部に始まり，最上部のリップルまたはクライミング・リップルを伴う極細粒砂やシルト，あるいはそれらの薄

互層部におわるシーケンスで特徴付けられる．全体として砂層部に始まり泥質部でおわる上方細粒化シーケンスを示し単層厚１～２mと比較的厚い．
堆積相Ｇ：リップルまたはクライミング・リップルを伴う極細粒砂，シルトあるいは粘土の薄互層（単層厚１～３cm）で特徴付けられる．それらは，全体として30～70cm程度の単層ユニットを形成している．本堆積相には根化石が認められる．
堆積相Ｈ：シャープな基底面を持つ下部粘土層に始まり最上部細粒砂層におわる上方粗粒化のシーケンスで特徴付けられる．これらの単層厚は数cm～70cmで，稀に100cmを越えるものもある．上部の砂層中にはリップルが発達し，数cmオーダーの粘土質偽礫を含む場合がある．
堆積相Ｉ：10～50cm程度で粗粒砂～極細礫まじり砂層で侵食基底面を有する．また粘土～砂質シルトの亜角偽礫を含むことが多い．これらは生物擾乱構造が発達しており堆積構造は明らかでない．また上方細粒化を示す場合がある．本堆積相は，堆積相Ｆの上位あるいは泥層中に狭在する状態で認められる．
堆積相Ｊ：灰色～暗灰色の淘汰不良の塊状シルトあるいはシルト質砂層と淘汰良好の塊状シルトまたは粘土層で特徴付けられる．淘汰不良の塊状シルトあるいはシルト質砂層は，有機物（炭化木片等）が豊富で，50～200cmの層厚で側方に比較的安定して連続する．また斑紋(モトリング)構造，あるいは生物擾乱構造が顕著である．平行葉理を伴ったシルト質砂層あるいは極細粒砂の薄層（数cm～数10cm）が狭在する場合がある．比較的保存状態の良いヒシ属の果実化石または木本性の葉化石が多産する．淘汰良好の青灰色～暗灰色塊状シルトまたは粘土層は800cm以上の層厚を示す場合がある．これらの泥層からは淡水貝化石が産出するほか，有機質層準や，生物擾乱も認められる．
本セクションの堅田累層は上方細粒化シーケンスで特徴づけられる．

以上の諸特徴から，栗原，上仰木セクションの堅田累層は，それぞれデルタ・プレーンならびに河川環境で形成されたものと考えられる．
栗原セクションの堅田累層のうち，フォーセットを形成するレンズ状砂質堆積体は，河川チャネルによってもたらされたマウス・バーの堆積物（堆積相A）に，それを取り囲む薄層の細粒堆積物はインター・バーないしディスタル・バー（堆積相B，C）の堆積物にそれぞれ相当する．本セクション中にはシルトが卓越することから，基本的にこのデルタは泥質なものであったと考えられる．泥質堆積物中に頻繁に認められる変形構造は，泥質デルタ・プレーン上にマウス・バーの砂体が間欠的かつ急激に堆積したため，差別的な荷重やデルタの部分的な崩壊がおこったことを意味する．一方，上仰木セクション中に認められる上方細粒化シーケンスは，河川チャネル(堆積相E）の側方移動にともなうポイント・バー（堆積相F）と自然堤防堆積物（堆積相G，H）がなすシーケンス（Singh，1972）とみなされる．このセクション中の砂層が示す高い侵食性は、これと調和的である．またヒシ属化石を多産するシルト層は，後背湿地堆積物（堆積相Ｊ）と考えられる．シルト層中に認められるヒシ属化石のいくつかの産状は，河川チャネルの側方移動にともなう後背湿地の開放，閉鎖を意味する可能性が高い．

P1　十和田火山テフラ分布域における最終氷期最寒冷期後半の土壌生成と植生履歴

細野　衛（新座高校）佐瀬　隆（一戸高校）溝田智俊（岩手大学）
青木潔行（相模原高校）木村　準（盛岡南部土地改良事務所）

Mamoru HOSONO, Takashi SASE, Chitoshi MIIZOTA, Kiyoyuki AOKI and Jun KIMURA ; Vegetational history and soil formation at the late period of the Last Glacial maximum in the area of Towada volcanic ashes, Northern Japan.

1.はじめに

東北地方の最終氷期最寒冷期以後の気候と植生変遷史は花粉分析等より，その全貌が明らかにされてきた（竹内,1970;塚田,1974;安田,1974;佐瀬,1981;辻ほか,1983）．これらによると当地方の最終氷期最寒冷期から晩氷期の気候は寒冷で平均気温は７～８℃現在より低く，植生はトウヒ属・カラマツ属・ツガ属を主体とした亜寒帯針葉樹林が優占していたと考えられている．その後，松井（1987）は東北地方において当時の気候・植生下で生成した成帯性土壌を古植生図に基づき土壌比較地理学的手法からポドゾール土と推定した（図１）．今回，演者らは十和田火山テフラ分布域の八戸浮石層直下に広く認められる埋没古土壌とりあげ（図２．一例を示した），さきの松井（1987）の作業仮説を検証したい．

2.調査地域の概況

調査地域は十和田火山テフラ分布域内で，標高　50～200 m前後の丘陵地および台地で，当地域には更新世から完新世にいたる十和田火山起源テフラが累積する．植生の現況はクリ，コナラ、アカマツが優占する二次林で、気温，降水量の準平年値は，それぞれ約９℃，1,000mm，最大積雪深は45cmである（三戸町）．現世土壌は成帯性の褐色森林土，成帯内性の黒ボク土である．

3.分析について

母材の給源や化学的性状を明らかにするため一次鉱物組成，石英含量および石英の粒径分布・酸素同位体比測定，pH(NaF) 値・リン酸保持量の測定，腐植の性状を明らかにするため炭素含量測定，腐植形態分析を実施した．また，植生履歴を解明するため植物珪酸体分析，花粉分析を行なった（一部予定）．

4.調査土壌断面の概況

土壌断面はＡ層の特徴から二つに分類される．一つは埋没した立ち株が（大池ほか,1977;寺田ほか,1993），他は炭化粒子密集層が顕著に認められる断面である．いずれも八戸浮石層(HP)直下に明瞭な埋没土壌として認られ，高館火山灰層(Ta)のビスケット第２層(BP_2) を母材として形成したと考えられる。立ち株が認められる埋没土壌は最上部に木質泥炭の薄層を有し，下位にポドゾール土漂白層(A_2)的なミルクチョコ様のシルト層がある．立ち株のない埋没土壌は泥炭のかわりに炭化粒子密集層がみられ，下位はやはりポドソル土漂白層的なミルクチョコ様のシルト層である．炭化粒子の多くは1mm 前後，中に数mmの大きさのもある．両断面ともシルト質のところは微細な炭化粒子の混在が認められる．炭化粒子密集層の堆積様式は，湊(1953)が指摘した「漬物」のごとくで，水平に連続した地層（単層）を構成せずラミナ様の堆積構造を示す．このようにHP直下のＡ層は泥炭の薄層、炭化粒子密集層をともなうポドゾール土漂白層的なミルクチョコ様シルト層で，HPより上位の埋没土壌の多くが黒ボク土質のＡ層を有するのと対照的である．HP直下の埋没土壌の^{14}C 年代として13,960±510y.B.P.(大池ほか,1977），またHP降下年代として13,770±51y.B.P.（大池ほか,1977)が得られている．したがって，この土壌は最終氷期最寒冷期の終り頃に形成し，埋没した古土壌になろう．なお「はじめに」で指摘したようにHP直下の埋没古土壌はポドゾール土の可能性が高いと予想したが，ポドゾール土特有の集積層は必ずしも明瞭でなかった．

5.分析結果と問題点

(1) HP直下の炭化粒子を含むミルクチョコ様シルト層試料の植物珪酸体組成から，当時の植生は亜寒帯針葉樹林が優占していたと考えられた．このことは立ち株の材化石の結果（大池ほか.1977;寺田.1993)と調和した．

(2) この植生環境から推定される土壌はポドゾール土の可能性が高く，松井(1987)が比較地理学手法から推定した考えを支持する．

(3) 既知の^{14}C 年代値からHP直下の埋没土壌は，最終氷期最寒冷期の終り頃，生成した古土壌と考えられる．

(4) しかし今回の野外調査断面から，ポドゾール土特有の明瞭な断面形態（すなわち漂白層と集積層のセット）は認められなかった．埋没後の土壌続成作用の影響だろうか．あるいは今後の調査でセットされた明瞭な断面が発見されようか．

(5) 野外の断面観察と花粉観察用薄片中にも，多数の炭化粒子が認められた．立ち株のない断面の炭化粒子は現地性でなく，立ち株が認められる地域から飛来し混入した可能性が高い．当時，大規模な森林火災が予想される．

(6) 埋没古土壌のA層の腐植酸は，A型を示した．これは炭化粒子の多数の混入によると考えられる．

(7) pH(NaF) は 9.4より小さく，またリン酸保持率は 85%より小さい。微細石英粒子の酸素同位体比$\delta^{18}O$ は 16.8 ‰であった。このことから非アロフェン質で，微細石英粒子は非火山性起源と考えられ．母材の一部として当時の大陸起源の広域風成塵の累積・混入が予想された．氷期の時代，大陸から日本へ飛来する風成塵が増加したという．当土壌の層準は最終氷期であり時代的にも調和しょう．

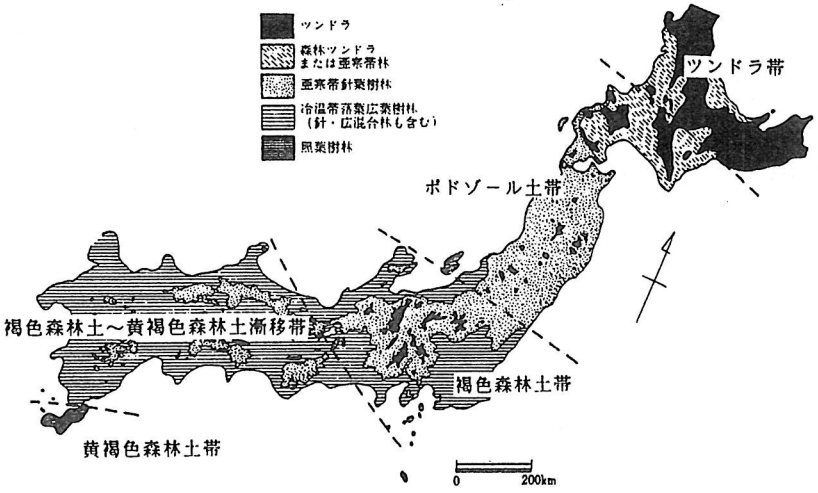


図１．最終氷期最寒冷期の植生図と土壌帯区分（水平成帯性土壌）
（安田.1980.松井.1987 より作成）

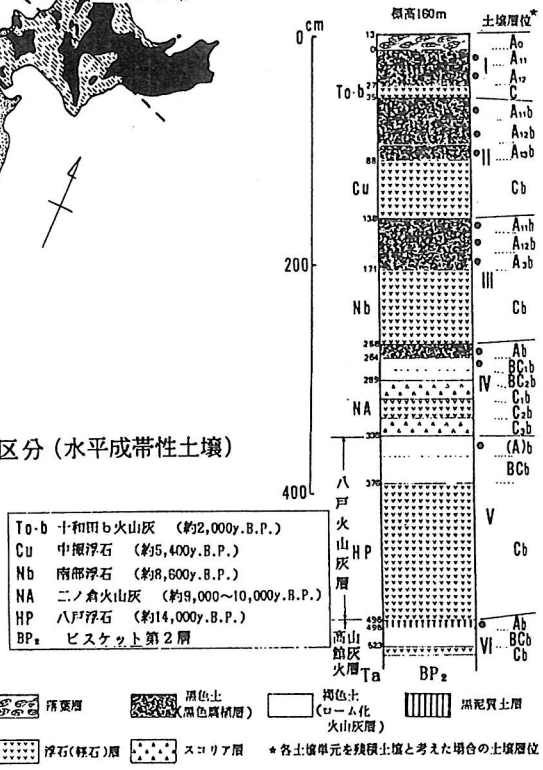


図２．三戸町赤坂の累積火山灰土壌断面
（佐瀬ほか.1993 一部改図）

P 2　榛名火山の後期更新世末から完新世の噴火史

新井雅之（安中市立第二中学校）・矢口裕之（群馬県埋蔵文化財事業団）

Masayuki Arai・Hiroyuki Yaguchi;Explosive eruption histories of Haruna Volcano for Late Pleistocene-Holocene.

1.はじめに

榛名火山は関東平野の北西縁に位置し、後期更新世から完新世に山頂カルデラ、溶岩円頂丘を形成する噴火活動があったとされている（大島.1986）。しかし、更新世末の相馬山の活動期から6世紀の二ツ岳形成期までの約13000年間の活動の実態は、ほとんど知られていない。この間に水沢山、榛名富士、蛇ヶ岳などの溶岩円頂丘の形成が推定される。

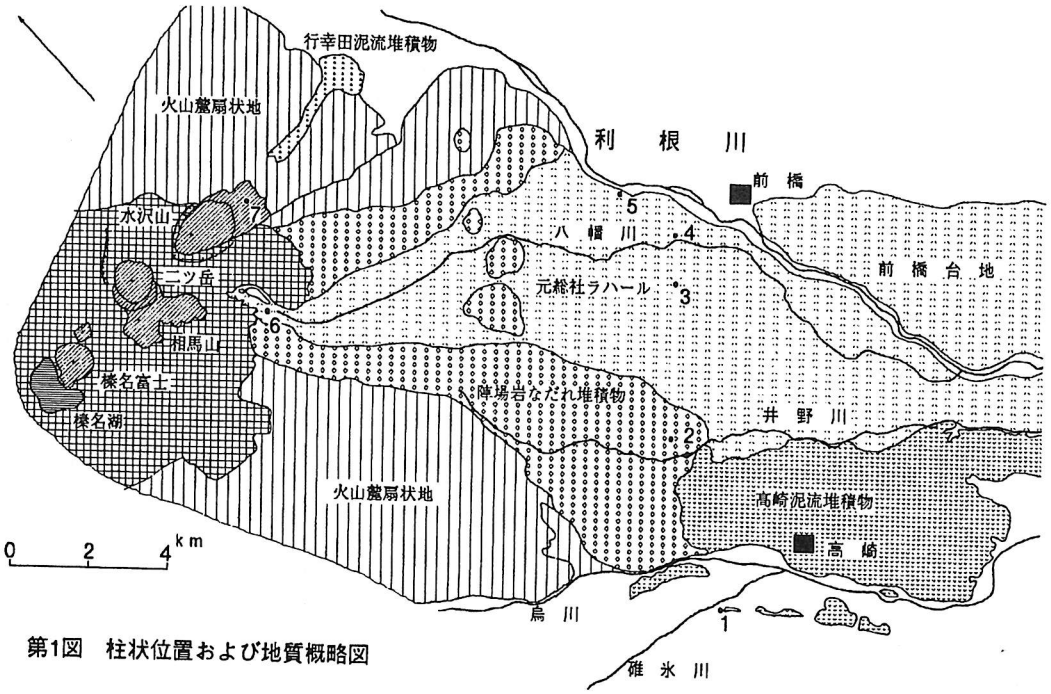
筆者らは、火山灰層序学的研究方法から火山山麓の堆積物と風成火山灰土および降下火砕堆積物の層序関係を明らかにし、噴火活動にともなって発生したラハールの分布と周辺地域の地形発達史を明らかにした（第1図）。

2.榛名火山麓の岩なだれ・ラハール堆積物（第2図）

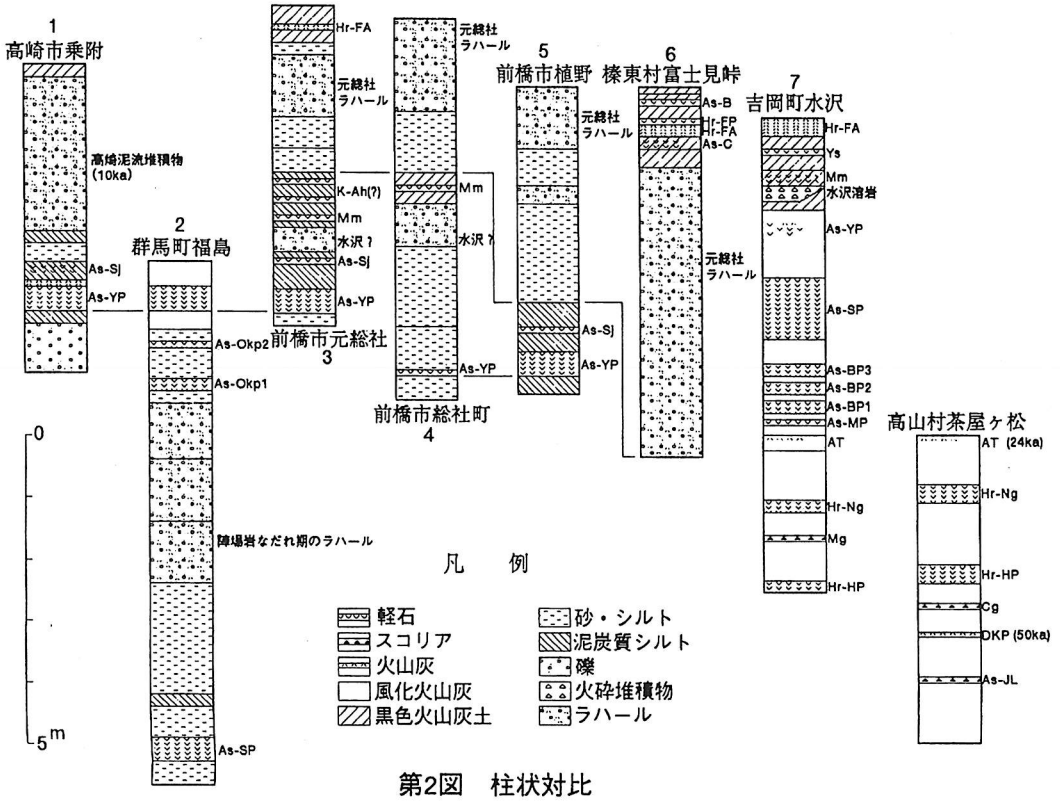
陣場岩なだれ・ラハール堆積物は、As-SPとAs-Okpの間に位置する。岩なだれ後のラハール堆積物はAs-YP降下前まで堆積した。供給源は相馬山溶岩円頂丘。高崎泥流堆積物は、As-Sj直上に位置する。堆積物は碓氷川上流に分布し、起源は浅間火山噴出物の斜面崩壊と考えられる。行幸田泥流、水沢山溶岩およびラハール堆積物は、黒色火山灰土層最下部の宮前軽石に覆われる。元総社ラハール堆積物は、宮前軽石とAs-Cの間に位置する。直下の放射年代は4～3kaの年代を示し、供給源は堆積物の分布から二ツ岳周辺の可能性がある。

3.榛名火山の噴火史と周辺地域の地形発達史

層序関係および放射年代から、榛名火山の更新世末以降の活動期は、相馬山期、水沢山期、先二ツ岳期および二ツ岳期形成期の順からなる（第3図）。利根川流域の高崎・前橋台地は、更新世末と完新世に火山活動に関連して形成した。

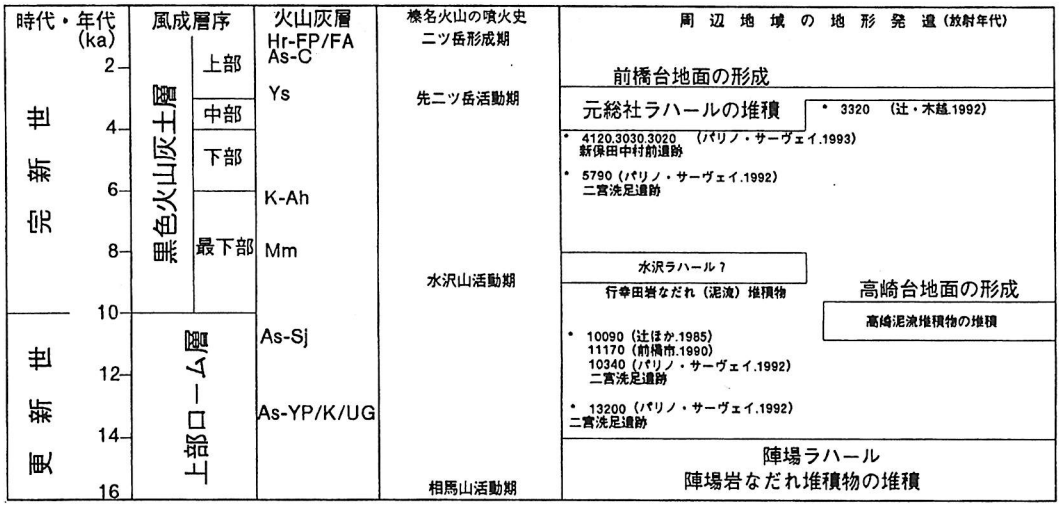


第1図　柱状位置および地質概略図



第2図　柱状対比

火山灰層の名称：As-YP(板鼻黄色軽石)　As-Sj(総社軽石)　Mn(宮前軽石)　Ys(吉岡軽石)
Hr-Ng(中郷軽石)　Mg(御陰スコリア)　Cg(茶屋ヶ松スコリア)



第３図　更新世末から完新世の榛名火山の噴火史と周辺の地形発達

P 3　中之条盆地の中部更新統の層序と植物化石

北爪智啓・髙橋　誠（群馬県立自然史博物館建設準備室）・磯田喜義（東京農大二高）・榛名団体研究グループ

Tomohiro Kitazume・Makoto Takahashi・Kiyoshi Isoda and Haruna Collaborative Reserch Group

The Stratigraphy of Middle Pleistocene and Plant Remains from the Nakanojyo Basin

1.はじめに

中之条盆地は、榛名火山の北部に位置する山間盆地である（第１図）。盆地周辺の更新統は、火山灰層序を中心に新井（1962）や竹本ほか（1987）により研究された。筆者らは榛名火山の活動史と第四系の地史を解明を目標に、研究を進めてきた（榛名団研.1991；矢口ほか.1992）。

今回は中之条盆地の上部中之条湖成層および下部中之条湖成層相当層の火山灰層序について検討し、広域火山灰との対比について報告する。また湖成層より産出する植物化石について知見が得られたので概略を報告する。

2.中部更新統の層序と植物化石

中之条盆地に分布する中部更新統は、湖成～扇状地堆積物および風化火山灰層からなる（第２図）。これらは、下位より礫層からなる名久田川層、湖成堆積物の層相を呈する大塚層、礫層と火砕堆積物からなる火之口層、小野子火山の岩なだれ堆積物および扇状地堆積物からなる平層と同層を一部不整合に覆い、礫層と砂・シルト層からなる上部中之条湖成層である。

名久田川層と火之口層は名久田川以南の小野子火山麓に分布している。標高500mと600m前後に風化火山灰層に被覆された堆積面がみられ、山麓に覆われた中期更新世初頭の埋没河成段丘と考えられる（第３図）。

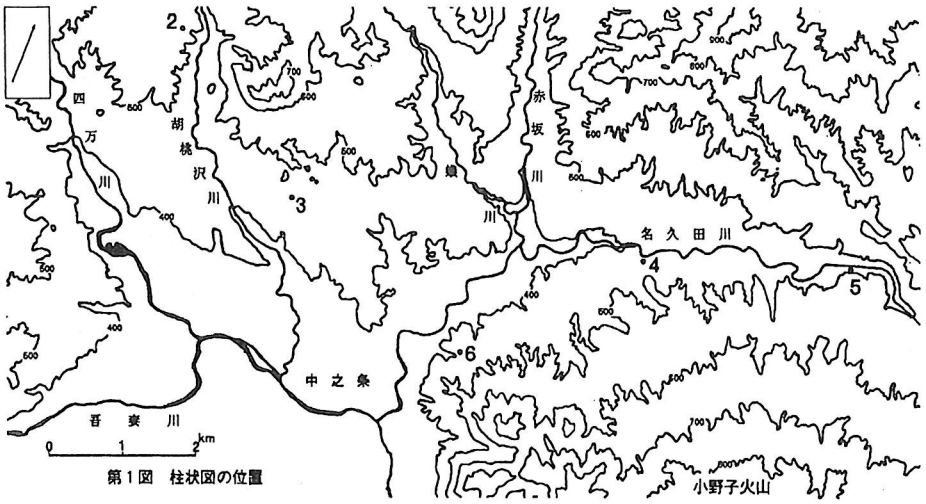
クレンザーからAPmにかけての上部湖成層の泥炭質シルト層からは、針葉樹の球果や葉などの大型植物遺体が、大塚層の見沢火山灰の前後から葉の化石が産出した。上部湖成層の化石はクロベ、モミ、カバノキ、バラモミなどからなり上位に向かって寒冷な気候変化を示す。大塚層の化石はブナ、コナラ、クヌギなどからなり、現在と同様の気候下での古植生が予想される。

3.火山灰層および中部更新統の年代

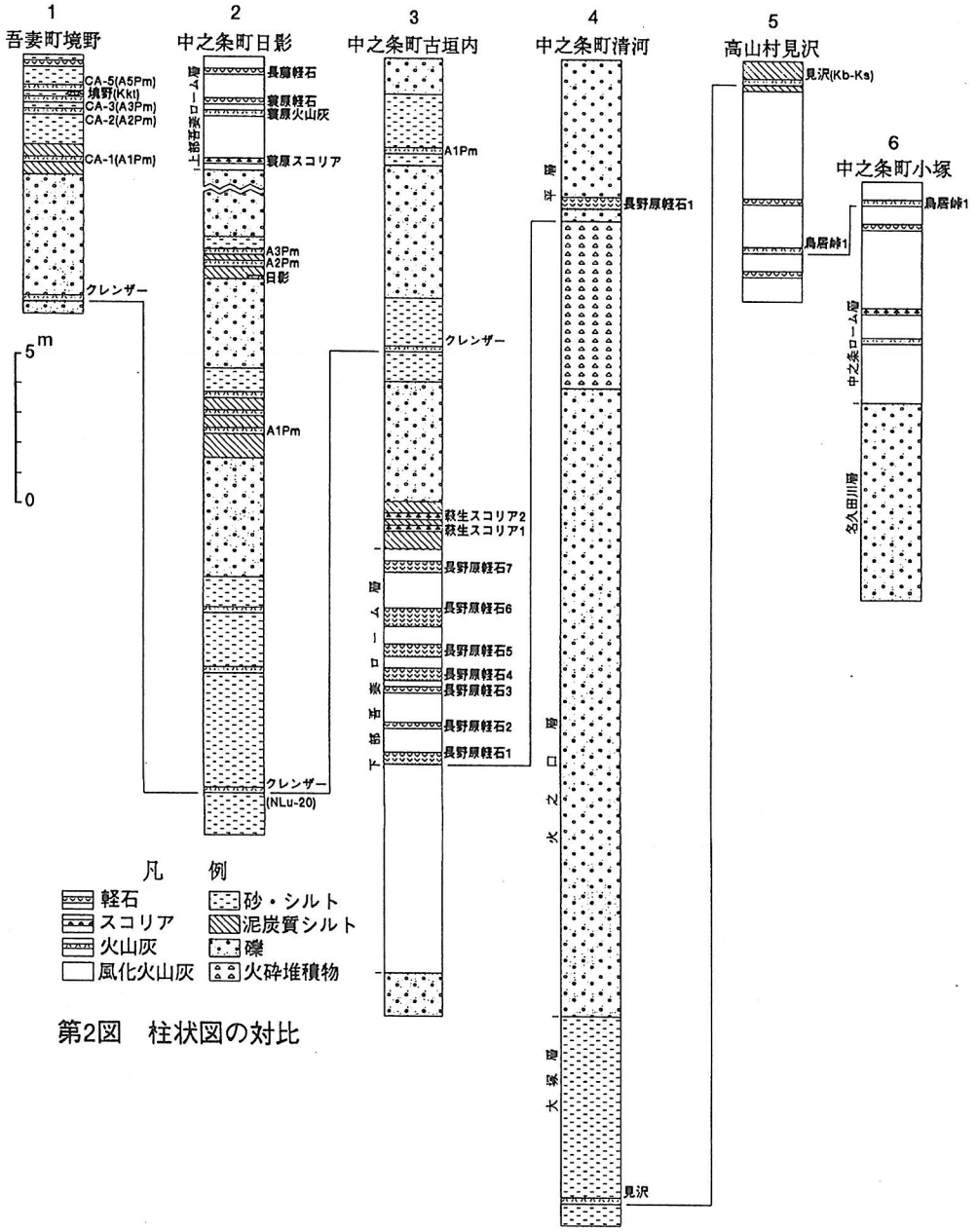
中部更新統は、中之条ローム層および吾妻ローム層（小森・矢口.1992）に被覆される。吾妻ローム層は一部を除き、平層および上部中之条湖成層と風成・水成層の同時異相の関係にある。

中部更新統にみられる主な火山灰層は、広域火山灰のクリスタルアッシュに対比される鳥居峠1やクレンザー、APm。細粒ガラス質火山灰からなる見沢、日影、境野、簑原火山灰。草津白根や四阿火山起源の長野原軽石、簑原軽石。榛名火山起源の萩生スコリアや未名称の火山灰。供給源不明の黒雲母・石英・カミングトン閃石含有軽石からなる長藤軽石などである。ガラス質火山灰の見沢、境野火山灰は層位や火山ガラスの屈折率から、広域火山灰の小林笠森、加久藤火山灰に対比される可能性が高い。

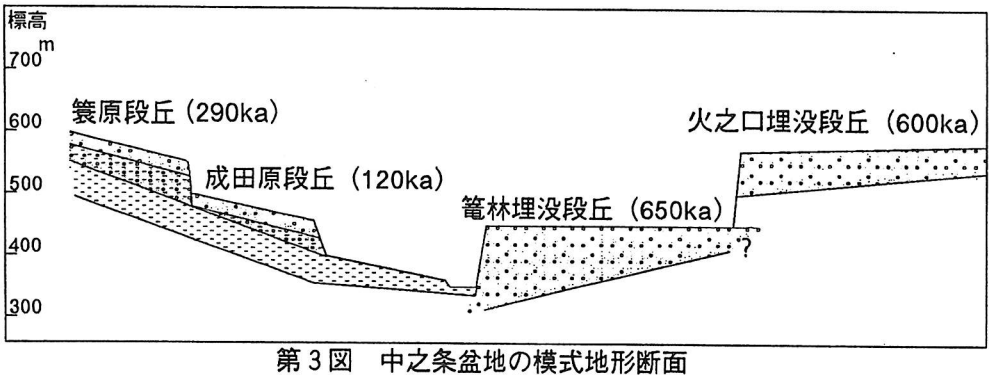
中之条盆地および周辺地域で測定された火山灰の放射年代は、APmは0.31～0.41Ma、クレンザーは0.43～0.49Maである（竹本ほか.1987；鈴木.1988；矢口ほか.1993）。矢口（1994）は、中之条盆地の風化火山灰層の堆積速度から、APm～クレンザーの年代を0.38～0.43Ma。鳥居峠1を0.65Maと推定した。これらの火山灰間には、広域火山灰が複数見られるので、中部更新統の詳細な年代を確立することが可能である。



第１図　柱状図の位置



第2図　柱状図の対比



第３図　中之条盆地の模式地形断面

P4 東京低地北部毛長川周辺の微地形と古墳時代の古環境

村石眞澄（山梨県埋蔵文化財センター）
久保純子（都立大・地理・研）
橋本真紀夫（パリノ・サーヴェイ㈱）

Masumi MURAISHI,Sumiko KUBO and Makio HASHIMOTO;Paleoenvironment during the Kofun Period and Micro-landform along the Kenaga River, Tokyo Lowland

1．はじめに

毛長川周辺は、東京低地の中でもひと際早く人間の居住の痕跡が認められ、古墳時代中期を中心として数多くの遺跡が発見されている。さらに、特殊な遺物を出土し、水上交通の拠点とされる伊興遺跡の存在も注目される。また、かつて毛長川は古利根川に匹敵する大河であったが、その河道が大宮台地の東に大きくシフトしたため2,000yBP以降沼沢地化したとされている。かくて毛長川周辺は、人間活動と環境のかかわりを考える上でとくに重要な地域と言えよう。この毛長川周辺の発掘調査においては、微高地上では住居跡など居住の痕跡が多く発見されるのに対し、低地ではそれが認められないという傾向が窺えた。しかし市街化が進んでいるため、発掘調査区外まで微高地と低地の区別を把握することは困難であった。そこで微地形分類図の作成を進め、発掘結果との対応を検討した。

2．微地形分類図の作成

1940年代撮影の縮尺約4万分の1と2万分の1の空中写真を用いて東京低地全域の微地形分布を明らかにし、あわせて旧版地形図などにより人工改変地形を表現した5万分の1「東京低地水域環境地形分類図」（久保、1993）を作成した。また毛長川周辺については、遺跡立地との対応を検討するために1万分の1微地形分類図を作成した（村石；図1）。

3．発掘調査区周辺の微地形と古環境

微地形分類との対応を検討するため、幅約3mで延長約 200mに及ぶ伊興跡のC－D区を取り上げ、発掘結果の平面図・土層断面図などを示した。微高地高位面とした範囲では古墳時代の住居跡などが多く発見され、低地低位面とした範囲では微高地より約 1.5m低い部分にて古墳時代～奈良・平安時の土器や木製品・種子など有機質遺物が流れ込んだ旧河道を確認した。こうした検討により、微地形分類と発掘結果が良く対応することが明らかになった。また伊興遺跡周辺の資料にて珪藻分析・花粉分析など自然科学分析を行い、古墳時代の頃の微高地にはナラ類・カシ類を主とする温暖帯性の広葉樹林が生育し、低地はガマ属・アサザ属・サンショウモ属などの生育する富栄養の沼沢地の環境にあったという結果が得られた。

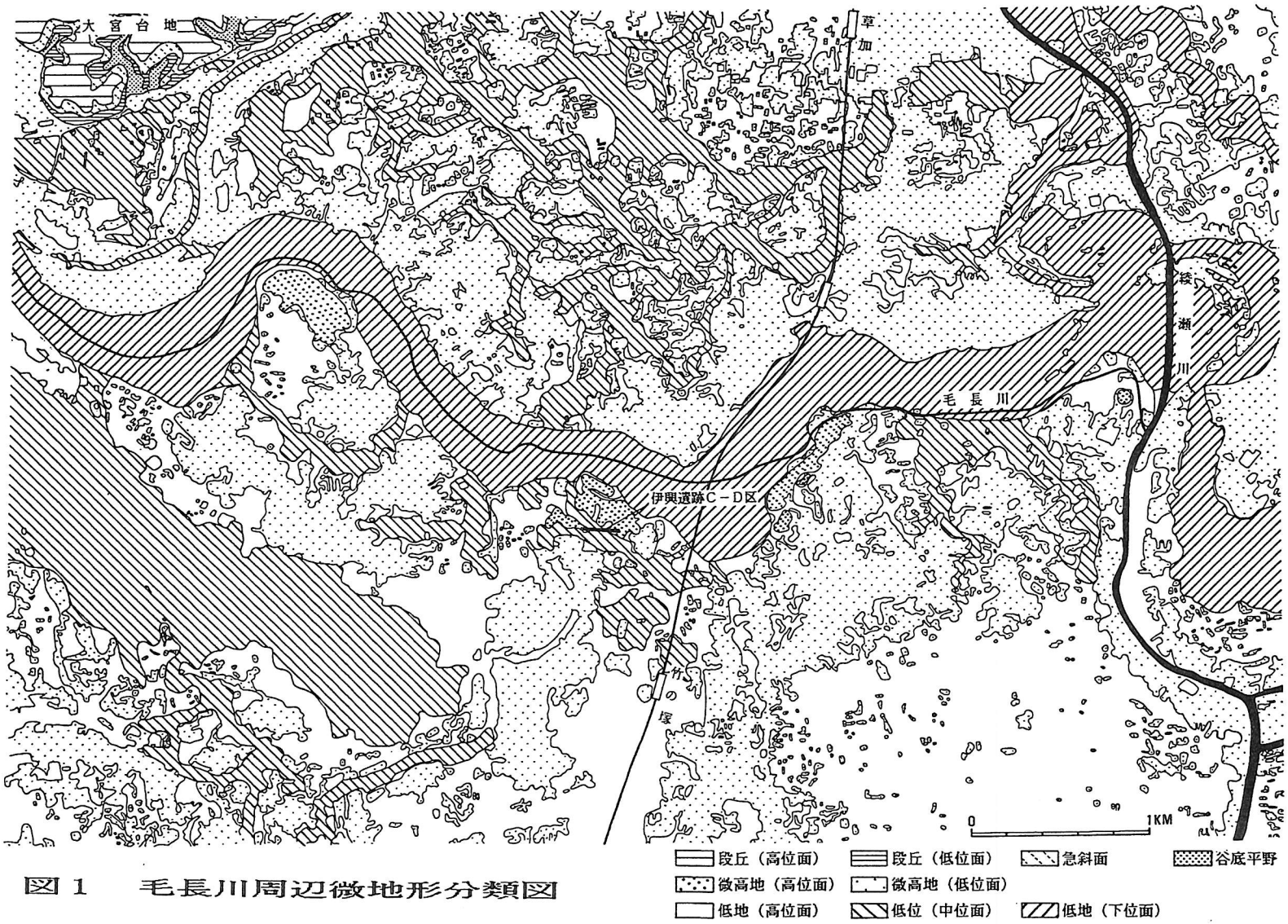


図１　毛長川周辺微地形分類図

P5 多摩丘陵と横浜地域の下部更新統上総層群に挟まれるテフラ鍵層の対比

高野繁昭（法政大・文・地理）

Shigeaki TAKANO ; Correlation of Tephra keybed from the Lower Pleistocene Kazusa Group in the Tama and Yokohama area

南関東の丘陵地に分布する鮮新統から中部更新統の上総層群には多数のテフラ鍵層が挟まれ，これまでにも対比が検討されてきた．いくつかの対比案が提出されてはいるが，必ずしも明らかとされていない．今回は，多摩丘陵地域と，横浜南部地域に分布する上総層群に挟まれるテフラ鍵層の対比を，誘導結合プラズマ発光分光法（ＩＣＰ）により検討したので報告する．測定対象としたのはガラス質テフラで，横浜地域では大船層・小柴層に挟まれるものを，多摩丘陵では全層準について測定した．測定は主要元素７元素，微量元素８元素に対して行った．なお，ケイ素・カリウム・ナトリウムは試料の分解・測定の制約上省略した．測定には横浜平岡環境科学研究所所有の島津製作所製ICPS-1000Ⅱ型を使用した．

これまでのところ対比可能なテフラは以下の通りである．

１．小柴層中のH_1(YK020)と柿生層中のYR_2(TA006)

すでに神奈川県（1955）により対比されていたものである．火山ガラスの形態『(H_1)T≫C>H，(YR_2)T>C，H』，opx,cpx,ho,bi,ziを含む重鉱物組成が一致する．化学組成はいくつかの元素でやや異なっているがほぼ似た値を示す．

２．小柴層中(YK024)と柿生層中(TA053)のＮＧ

この対比も三梨ほか(1979)により示されていたものである．火山ガラスの形態（C>T），重鉱物組成(opx>cpx,bi.ziを多く含む)が一致する．化学組成もセリウム，ヴァナジウムで多少異なっているが，良く一致する．

多摩丘陵と横浜地域の上総層群に

		% Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	MgO	TiO_2	MnO
H_1	YK020	14.1±0.2	0.96±0.02	1.76±0.02	0.05±0.00	0.10±0.00	0.05±0.00
YR_2	TA006	11.1±0.2	0.94±0.04	1.78±0.05	0.02±0.00	0.09±0.01	0.05±0.00
NG	YK024	13.4±0.2	0.76±0.02	1.57±0.06	0.05±0.01	0.07±0.00	0.05±0.00
NG	TA053	11.6±0.4	0.83±0.06	1.29±0.05	0.02±0.01	0.07±0.00	0.05±0.00
Kd23u	YK016	13.6±0.3	1.14±0.01	1.32±0.02	0.19±0.00	0.18±0.00	0.03±0.00
Kd231	YK018	10.4±0.2	0.84±0.02	1.12±0.01	0.16±0.00	0.18±0.01	0.02±0.00
KO u	TA075	10.3±0.1	0.79±0.02	1.11±0.02	0.15±0.00	0.17±0.00	0.02±0.00
KO l	TA074	10.4±0.2	0.88±0.01	1.09±0.04	0.15±0.01	0.18±0.00	0.02±0.00

3．大船層中の“Kd23”(YK016・YK018)と大矢部層中のＫＯ(TA075・TA074)層厚20～30cm程度で，上位より極細粒砂大ガラス質火山灰／粗粒砂大結晶質火山灰／細粒砂大ガラス質火山灰からなる(降下？)ユニットがある．重鉱物組成は，opx≫cpxであり，下部のユニットが塊状の火山ガラスからなるのが特徴的である．化学組成は，上部ユニットと下部ユニットでの差はみられない．“Kd23”の上部ユニットでストロンチウムがやや多くなっているのを除けば良く一致している．

問題点

1．横浜地域には“U6d”，“U6e”，Kd19などの特徴的なガラス質テフラが分布するが，これらは多摩丘陵では検出できていない．その理由は，多摩丘陵では主に砂質の浅海性の堆積物から構成されるためである．また，逆に多摩丘陵では厚層で連続性の良いＨＵ$_2$，ＫＫなどは，横浜地域で検出されていない．

2．石灰質ナノ化石フローラ（地質学雑誌投稿中）によれば，多摩丘陵の上総層群は房総半島の黄和田層にほぼ対比される．したがってＨ$_1$，ＮＧを含む小柴層は黄和田層に対比され，小柴層の“U6”グループは梅ケ瀬層のU6グループに対比される可能性はない．房総半島と横浜地域のテフラの対比は再検討する必要がある．

＊三梨・菊地(1982)では，Kd23は層厚約1.5mのシルトを挟んで上位のゴマシオ状のテフラと下位のガラス質テフラの２枚組，または上位のテフラのみをさしているようにも見える．ここでいうKd23は下位のガラス質テフラである．神奈川県(1955)の入谷凝灰岩(ＩＹ)にあたると考えられる．

挟まれるテフラ鍵層の化学組成

P_2O_5	ppm Ba	Ce	La	Sc	Sr	V	Y	Zn
0.01±0.00	733±30	54.9±2.1	39.6±0.5	8.8±0.1	83.1±1.4	6.4±0.2	31.4±0.5	61.6±1.7
0.02±0.01	716±26	67.7±2.2	33.4±1.0	8.5±0.3	67.5±3.5	4.7±0.4	24.3±0.5	54.7±2.1
0.01±0.00	700±24	55.9±2.3	39.4±1.1	8.2±0.2	59.7±1.0	4.5±0.2	31.6±0.3	60.8±1.2
0.00±0.00	703±16	66.8±1.8	36.1±0.7	8.6±0.2	57.1±1.6	2.4±0.2		53.2±1.7
0.02±0.00	709±20	35.5±4.0	31.2±2.4	3.6±0.1	110±3	13.5±0.4	18.7±0.7	29.0±0.3
0.02±0.00	667±17	38.9±1.2	28.3±1.1	3.3±0.1	87.4±1.6	13.7±0.3	16.2±0.3	23.9±1.1
0.02±0.00	687±6	41.0±1.0	28.5±0.3	3.4±0.0	82.4±1.7	13.5±0.1	16.7±0.2	24.0±0.1
0.02±0.00	669±27	40.2±1.1	27.9±1.1	3.3±0.1	92.5±1.0	13.7±0.2	16.2±0.4	22.7±0.7