

S 1 シンポジウム「最終氷期の終焉と縄文文化の成立・展開」の趣旨

米倉伸之（東京大学）・辻 誠一郎（国立歴史民俗博物館）・岡村道雄（文化庁）

Nobuyuki YONEKURA, Seiichiro TSUJI and Michio OKAMURA; Symposium on "Termination of Last Glaciation and the Formation and Development of Jomon Culture"

1：シンポジウムの目的

最終氷期最盛期から後氷期にかけての世界的に激変する自然変動の中で、日本列島とその周辺地域で、どのような自然環境の変化が起こり、自然環境（とくに沿岸・陸域生態系）と人類文化（とくに生業）がどのように絡み合いながら、旧石器文化から縄文文化への移行がおこり、縄文文化の形成・成立と展開にいたったかについて、ケーススタディを含めて多くの分野からの報告をもとに討論し、最終氷期終焉以降の自然環境の変動と縄文文化の成立・展開について現在までの研究の到達点と今後の研究課題を明らかにする。

2：シンポジウムの構成

自然環境分野と考古学分野の話題を別々に提供するのではなく、最終氷期から後氷期にかけての（旧石器文化段階から縄文文化段階にかけての）時代的な流れに沿って、それぞれの時期ごとに自然環境分野と文化分野の両方の話題をつきあわせる形（共時的な話題提供）にして、自然環境と人類活動の関係を生態と生業という視点を中心として話題提供してもらい、その場で討論をしながら進めることにする。

ただし、分野によって編年の精度や研究の段階が異なる可能性があるが、それぞれの分野でのデータの有無を含め、どこまで相互に議論できるかを明らかにしたい。具体的には、以下の3時期に分けて、話題提供と討論を行う。

1）最終氷期最盛期（～1万5千年前まで）＝後期旧石器文化の末期

後期旧石器文化の特徴、最終氷期最盛期の植生、日本海周辺の環境変動についての報告に基づき、氷期最盛期における自然と文化の関係を議論する。

2）晩氷期の環境変動期（1万5千年前から1万年前まで）＝縄文文化の成立期

縄文文化成立期の生態系変化、縄文文化の成立過程、土壌形成と環境変化についての報告に基づいて、縄文文化の成立条件を探る。

3）後氷期の環境安定期（1万年前以降）＝縄文文化の展開期

縄文集落の発達、木材資源の利用、農耕の可能性についての報告に基づき、長期にわたり地域的に展開した縄文文化の生態的基盤を検討する。

3：最終氷期の終焉

1) 「氷期の終焉（ターミネーション）」とは、深海底堆積物の酸素同位体比変動曲線にみられる酸素同位体比の急激で大幅な減少の時期として定義され、第四紀における氷期・間氷期サイクルにおける氷期の終焉を示す。最新の「ターミネーション I」は酸素同位体ステージ2から1への移行期で、最終氷期の最盛期から後氷期にかけての時期（晩氷期：1万5千年前から1万年前）にあたる。最終氷期の終焉期には、大陸氷床の融解と後退、海水量の増大による世界的な海面上昇、気候帯の移動に伴う動植物の生息地の移動など地球規模の様々な環境変動が生じた。

最終氷期から後氷期への気候環境の移行がなぜ急速で大規模であるか、すなわち氷期のターミネーションがなぜ起こるかについては、氷期・間氷期サイクルのペースメーカーといわれる地球軌道要素の変化によるミランコヴィッチ・サイクルだけでは十分説明できない。地球の大気・海洋システムが氷期型から間氷期型に飛躍的に変化するプロセスとメカニズムについては未解決の問題がおおい。

2) 最終氷期の終焉は段階的・画期的であった。(1) 深海底堆積物の酸素同位体ステージ2から1への移行は段階的（1万4千年前～1万2千年前と1万年前～9千年前の2期）であった。(2) カリブ海のバルバドス沖の沈水サンゴ礁の掘削データによれば、約1万7千年前から現在までの海面上昇量は約120メートルに達し、1万2千年頃と9500年前頃を中心とする時期に急速な海水量増加期があり、1万1千年前頃は海水量増加の極小期であった。(3) 最終氷期最盛期以降の気候温暖化の時期であるベーリング期（1万2500年前から1万2千年前）とアレレード期（1万1800年前から1万1千年前）のあとに”寒の戻り”を示すヤンガードリアス期（1万1000年前から1万年前）が出現し、気候変動の振動的変化が記録されており、ヤンガードリアス期の終わりには数10年間という非常に短期間に急速な気温上昇が起こり、後氷期の温暖期に移行した。また(4) 山岳氷河の変動や(5) 花粉分析による気候変動の復元などからも、最終氷期から後氷期にかけての移行が段階的・画期的であったことを示す事実が多い。

3) 最終氷期から後氷期にかけての地球気候の温暖化に伴い、日本列島・東アジア・北西太平洋では何が起きたかを具体的に明らかにする必要がある。たとえば、(1) 暖流の強化と北上による海況変化と海洋生態系の変化、(2) 海面上昇と海岸線変化：海域（内湾）の拡大とそれともなう沿岸生態系の変化、(3) 降水量増加と河況（流量や掃流量など）の変化、(4) 雪氷・凍土の融解と斜面変化、(5) 陸域生態系の変化：植物相・動物相の変化（とくに大型動物の絶滅）、(6) 気候温暖化・湿潤化と地形環境・生態系変化との時間差および地域差（外洋・沿岸・海岸・平野・内陸盆地・山地などにおける様相のちがい）などの問題が考えられる。

4：後期旧石器文化から縄文文化へ

1) 最終氷期最盛期においては、世界的な気候寒冷化と海面低下により、宗谷海峡の長期的陸地化により樺太・北海道は北東アジアとの間の「北の陸橋」をなしていた。津軽海峡と対馬海峡は存続し続け、日本海は外洋と接続し、朝鮮半島と九州は対馬水道により分断されていた。日本列島の中部山岳以北の山地には氷河が分布し、北海道東部には疎林と草原が、北海道西部・東北地方から中部地方の山岳地域には亜寒帯針葉樹林が、関東地方以南の平野部から九州までは冷温帯落葉樹林が卓越していたが、これらの森林・草原は一様に分布していたのではなく、地形条件を反映してモザイク状に分布し、暖温帯常緑樹林は太平洋側の海岸部に限られていた。この時期の日本列島には、北方系のヤギユウ、ウマ、オーロックス、ヘラジカなどと南方系のナウマンゾウ、オオツノシカ、ニホンムカシジカ、ニホンジカなどの大型哺乳動物群が生息していた。最終氷期最盛期の日本列島には、ナイフ型石器群が広く分布し、この時代の人々の生業は主として狩猟と採集であった。

2) 晩氷期（1万5千年前から1万年前まで）は旧石器時代から縄文時代への移行期としてとらえることが出来る。ナイフ型石器群の終末期になると、ナイフ型石器とともに槍先形尖頭器が出現し、1万3千年前頃から細石器と石槍、石斧、有茎尖頭器などの大型石器が日本列島に拡大する。これらの細石器技術は中国北部からシベリアにかけての北東アジアから日本列島に流入したものと考えられる。これらの細石器と大型の石器群には日本列島最古の土器群が共伴している。細石器が最後まで残存した九州では、細石器に伴って日本最古の土器群（豆粒文土器、隆起線文土器、爪形文土器）が出現し、隆起線文土器、爪形文土器は九州から東北地方まで広く急速に伝播した。隆起線文土器群には石鏃が共伴し、石斧、石槍にかわって、縄文文化を特徴付ける代表的な石器となった。

3) 縄文土器による編年は、草創期、早期、前期、中期、後期、晩期と6つの時期に区分されている。最古の縄文土器の出現時期（草創期以降）をもって縄文文化の成立とする考えもあるが、関東地方を中心とする地域における撚糸文系土器群、西南日本における押型文系土器群、東北地方における貝殻沈線文系土器群などの、地域的な拡がりや時間的なつながりをもつ土器型式群が日本列島各地に出現した時期（草創期から早期への移行期、約1万年前）をもって、縄文文化の成立と縄文時代の始まりとする。

4) 縄文文化の成立には、晩氷期から後氷期にかけての気候環境の温暖化と湿潤化、日本海への対馬暖流の流入、縄文海進に伴う内湾環境の拡大、森林限界の北上や山地側への上昇、落葉広葉樹林の拡大、大型哺乳動物の絶滅などの沿岸および陸域生態系の変化が影響を与えたと考えられる。これらの沿岸・陸域生態系の変化に伴って、晩氷期から後氷期にかけて、狩猟対象動物の変化、海岸・河川部における漁労活動、森林における堅果類の採集と貯蔵など、生業の変化が促進された。

5：縄文文化の特性と展開

1) シンポジウムの視点としては、自然（自然環境）と文化（人間）について個別分野の学問的成果を提示するのではなく、自然と文化の関係を生態と生業の関連性から明らかにし、生態系の時代的な変遷と空間構造の特徴を人間の生業、資源・土地利用、住環境など、人類活動との関連からとらえるように試みる。たとえば、後期旧石器文化の地域的一様性と最終氷期における自然環境との関係、縄文文化の南からの北上と落葉広葉樹林の拡大の関係、縄文文化における人間占拠地域における生態系の変容や管理栽培の可能性など、後期旧石器文化から縄文文化までの日本列島における文化の地域的特性と自然環境、特に沿岸・陸域生態系の時代的な変化と空間構造の対応を、列島規模から地域規模まで様々なスケールについて具体的に検討したい。

2) 約1万5千年前から1万年前にかけての後期旧石器文化から縄文文化への移行過程を経て、約1万年前には独自の生業体系を備えた縄文文化が成立し、その後長期にわたって縄文文化は日本列島に広く地域的に展開してきた。縄文時代は安定した狩猟採集社会として長期に継続するとともに、約2200年前の水田稲作を伴う弥生文化への転換にいたるまで、本格的な農耕文化の開始は大幅におくれた。

縄文文化の特性は、後氷期における安定した温暖湿潤な気候環境のもとで、冷温帯の落葉広葉樹林と暖温帯の常緑広葉樹林に代表される日本列島固有の生態系の発達と結び付いていると考えられる。縄文文化の発展と地域的な展開は、落葉広葉樹林と照葉樹林のそれぞれの拡大時期における縄文文化の地域的な展開と関連し、「南からの流れ」と「北からの流れ」や「海のみち」などの列島規模の人と物の流れを考えさせる。さらに狩猟・採集・漁労による多種多様な食料資源の確保と貯蔵、多様な土器群の製作と利用、大規模な貝塚と縄文集落（住居跡）の形成などは、安定した生業とそれを支えたであろう社会組織の存在を考えさせる。縄文時代におけるクリなどを中心とする食物資源の利用と集落周辺の植生の空間立地からみると、集落周辺における植生の選択的利用や保護管理（半栽培）などが示唆される。

3) さらに、自然環境と文化をめぐる諸問題、たとえば、水環境（海洋・海岸・内水面）への適応、東日本（北日本）と西日本（南日本）の自然環境と文化の地域的対立、縄文集落に見られる定住化の段階と地域的特徴、自然環境の変動と生物・人類の環境適応（環境への応答）の時間差、さらに縄文遺跡の大規模発掘における環境復元の方法論などについても言及されるであろうが、話題提供や討論のなかで問題点を明らかにして、今後の研究課題を提示することを試みたい。

注：なお、本文中の編年はいずれも放射性炭素年代測定年代にもとづく。

1. 日本後期旧石器時代の石器群と遺跡

日本列島の全域に人類の足跡が印されるようになるのは、約3万年前にはじまる後期旧石器時代をむかえてからのことである。以後、縄文時代に至るまでの約2万年の間に残された、関東地方の遺跡の在り方を検討してみたい。

後期旧石器時代は、立川ロームの時代である。立川ロームは、武蔵野台地を基準として表土下、第Ⅲ層（第1ローム層軟質部）、第Ⅳ層（同硬質部）、第Ⅴ層（第1暗色帯）、第Ⅵ層（第2ローム層、AT包含層）、第Ⅶ・Ⅷ層（第2暗色帯上半部）、第Ⅸ層（同下半部）、第Ⅹ層（第3ローム層以下）に区分され、石器群編年の標式となっている。その第Ⅹ～Ⅶ層と第Ⅵ層それに第Ⅴ・Ⅳ層には、それぞれに特徴をもったナイフ形石器作りがみられる。また、第Ⅳ・Ⅲ層では槍先形尖頭器が発達し、第Ⅲ層からは細石器が出土する。そうしたナイフ形石器作りの段階的な移り変わりと槍先形尖頭器および細石器の登場を基準とすると、関東地方の後期旧石器時代は、第Ⅰ期から第Ⅴ期までの五つの時期に分かれる。

その石器群の移り変わりとともに、遺跡の在り方も変化する。第一に、各時期の遺跡の数。遺跡数は、第Ⅰ期直後の第Ⅱ期で減少し、第Ⅲ期には一転して増加しながら第Ⅳ期へとつづき、第Ⅴ期では再び減少する。第二に、遺跡の規模。遺跡の大きさを、仮りに大・中・小とすると、第Ⅰ期には大と小、第Ⅱ期にも中と小といった、規模の違いがある。だが、第Ⅲ期以降の遺跡には、著しい規模の格差はない。ただし、第Ⅲ期と第Ⅳ期の遺跡が中規模であったのに対して、第Ⅴ期の遺跡は小規模となる。このように、遺跡は、第Ⅰ・Ⅱ期、第Ⅲ・Ⅳ期、第Ⅴ期を区切るようにして、その在り方を変えるのである。

2. 遺跡の構造的性

後期旧石器時代の遺跡を発掘すると、どこからも、石器を作った痕跡が発見される。とはいっても、作られた石器の全てが遺跡に留められているわけではなく、逆に、遺跡で作られた形跡のない石器も出土する。さらに、石器作りの原料となる原石群は、各遺跡で一挙に消費されつくされてもいない。こうした状況がおこるのは、どの遺跡もが、定住地ではなく、頻繁に移し替えられた居住の場所だったからに他ならない。作られた石器と消費半ばの原石群とが、移動の先へ先へと順次、繰り越されていたのである。

そのどの遺跡からも発見される石器作りの痕跡は、遺跡の中で、数箇所に分かれて分布する。ブロックと呼ばれる各々では、いくつかの原石を消費した石器作りがおこなわれている。一つのブロックに残る、原石別の石器作りの痕跡

をスポットという。一方、ブロックでおこなわれた石器作りには、他のブロックと共通した原石も用いられている。互いに同じ原石を用い合った、一群のブロックのまとまりをユニットと呼ぶ。このように、後期旧石器時代の遺跡は、石器作りの上で、作業の場が違いながらも原石を共用するかたちとなって表われる、スポットーブロックーユニットという構造化をもつ。これは、後期旧石器時代人の群れの構造化を反映している。

すなわち、スポットは、石器作りに携わった個々のヒトの存在を示す。そして、石器を作ったヒトびとの間には、遺跡の中でブロックごとに作業場を区分するような、群れの核があった。その群れの核とは、石器作りに係わらなかったヒトもふくめた、いわば家族的なヒトの集まりであった可能性が大きい。また、ユニットからは、移動先へと計画的に繰り越すため石器と原石を共有・管理し、移動と居住をともにした、数家族からなる最も小さい単位的な集団が組まれていた様子をうかがえる。さらに、一つの遺跡に複数のユニットが共存する事例は、小単位集団が決して孤立していたのではなく、時には同じ移動先に居住するような仲間意識で結びつく、より大きな単位の集団に所属していた状態を暗示させる。こうして、遺跡の構造化は、ヒト個人ー家族ー小単位集団ー大単位集団という、集団構成の構造化へと置き換えられてくる。

さきに区分した遺跡の規模の大・中・小は、一ユニットを小規模、三つ前後を中規模、多数のユニットをもつ場合を大規模としたものである。普通、一ユニットは2~3のブロックで形成されている。今日までに知られている最大級の遺跡は、環状ブロック群の呼び名もある、第Ⅰ期の大規模遺跡。代表例の群馬県下舐牛伏遺跡は、径50mの空間を26ものブロックが環状に取り囲むほどの巨大さである。ユニット数は10内外とされ、大単位集団所属下の各小単位集団が一堂に会したかの観がある。

3. 移動と居住の変動

さて、関東地方の後期旧石器時代の遺跡は、時期によりその在り方が異なっている。他方、どの時期のどんな規模の遺跡も、そこがある集団の移動先かつ移動元となった居住場所である点に変わりはない。とすると、各時期の集団の移動形態と居住様式には、何らかの違いが生じていたことになる。

まず、第Ⅰ期、規模に差のある大・小二者の遺跡があった。だが、両者が同時に存在し、大は大どうし小は小どうしで、直かに移動元と移動先のつながりをもったとはいいがたい。というのも、石器と原石の繰り越しは、大規模遺跡でも小規模遺跡でも、ともにユニットごとにおこなわれており、互いに連鎖し合うからである。つまり、大規模遺跡と小規模遺跡との間こそが、時間の前後関係をもって直接つながり合う、移動元であり移動先であった。一地点への大単位集団の集合と、小単位集団別の数地点への散開とが、交互に繰り返えされ

ていたのである。集団が集合と散開を反復して別の地点へと移動した、その集合時の居住が、巨大な環状のムラをかまえさせることとなった。遺跡数が減少する第Ⅱ期にも、格差は小さくなるものの、中・小二者の遺跡がある。第Ⅰ期に準じた集団の移動と居住が継続したとみてよい。

つづく、遺跡数が増加する第Ⅲ・Ⅳ期、格差はより縮まり中規模化し、遺跡は各河川の流域に群在するようになる。同じ河川の流域一帯に群在する諸遺跡は、一定の間隔をおいて規則的に分布する点などからみて、同時に存在した可能性が大きい。いいかえると、群在する諸遺跡は、ある一、二の集団が、つぎつぎと近場の地点に移動し居住した場所ではなかった。大単位集団は、一地点にこそ集合しないが、三つ前後の小単位集団群別に分散して、河川流域数kmの範囲という一つの地区の中に群集していたのである。つまり、各河川流域に群在する諸遺跡の移動元は他の川筋地区であり、移動先はまた別の川筋地区であった。集団は、それまでのように地点を移し替えての集合と散開をやめ、分散したままの状態である。その群集地区自体を移し替えた移動の先々に、いわゆる川辺のムラが営まれた。

そして、再び遺跡数が減少する第Ⅴ期、遺跡はみな小規模化する。川筋に位置するが、群在することはない。加えて、この時期に遺跡数が減少する著しさを移動回数・頻度の低下であったと理解すると、移動先での居住期間の長期化も予測される。すでに分散していた小単位集団群がさらに個々の小単位集団別に分離し、かつての群集地区内に定着性をつよめ、それぞれを専有の生活領域と化したかのようである。こうして、各地区ごとに自立する小さいかまへの個別のムラが、集団の移動と居住の基点となった。その2~3のブロックが一ユニットにまとまる個別のムラは、現象上、数軒の住居址が一組となる縄文時代初頭の集落にも似ている。旧石器時代的な集団の移動と居住とが、この第Ⅴ期で終焉をむかえたとみてよいのかも知れない。

以上は、推論の域をでない。とはいえ、遺跡の在り方の変化が、集団の移動形態や居住様式の変動と深く係わり合っていたことは明らかである。

4. 東アジアの中の日本

ここで、関東地方から日本列島の全域へと目を転じて、東アジアとの関連性をみておきたい。第Ⅰ期には、九州から東北にかけて広く、同じ特徴をもつナイフ形石器作りがおこなわれた。第Ⅱ期になると九州から関東・中部の一帯に別の、第Ⅲ期には中国・四国を中心にさらに別の、それぞれ個性的なナイフ形石器作りが出現する。そうした新しい石器作りが登場するにつれて次第に、九州、中国・四国、関東・中部、東北以北という、日本列島内の地域差が顕在化してくる。ついで、第Ⅳ期に関東・中部で槍先形尖頭器作りが発達したのち、第Ⅴ期に至ると、互いに異なる系統の細石器作りが日本列島を東西で二分し、そ

れまでの枠組みの地域性は刷新される。

そうした地域差の成立した背景を、新たな石器作りが相次いで大陸から伝播し、日本列島を縦断し横断するように波及した結果である、とする説明も不可能ではない。だが、第Ⅰ～Ⅳ期の石器作りは、石器群の層位的な出土状態に空白の時間帯がないばかりか、技術的にも連続性を示す。しかも、東アジア全体をみわたしてみても、日本列島ほどナイフ形石器作りが顕著に発達した個所はない。その逆に、第Ⅴ期の細石器作りは、確かに東アジア各地と共通性をもつが、第Ⅳ期までの石器作りとの間の技術上のつながりに乏しい。となると、日本列島内の地域の枠組みには、異なった二つの成因があったと考えられる。つまり、第Ⅲ期に成立した地域の枠組みは、後期旧石器時代人が日本列島に住み着き住み分けを進めた、列島内部の要因によるものであった。対して、第Ⅴ期のそれは、汎東アジアと連動する要因によって成立をみたのである。

以上のような地域の枠組みが推移する過程で、関東地方の遺跡の在り方すなわち集団の移動形態と居住様式は、第Ⅰ・Ⅱ期、第Ⅲ・Ⅳ期、第Ⅴ期を区切るように変容したのである。第Ⅲ期は、最終氷期の最盛期にも当たる。この日本列島に印された後期旧石器時代文化の変動とは、では一体、人類がどのように自然と対応した経緯を物語っているのだろうか。それは、旧石器時代人の生業活動わけても狩猟生活と直結した、歴史的な出来事だったに違いない。

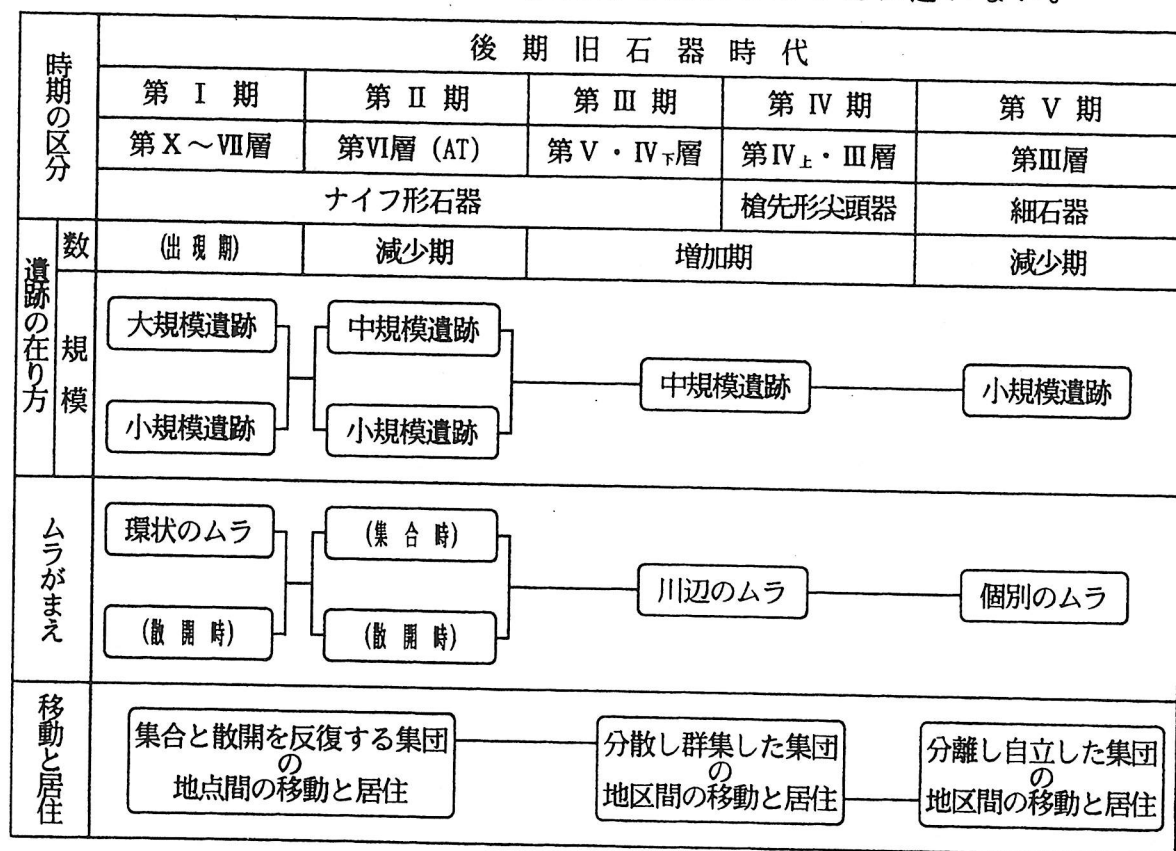


図 関東地方の後期旧石器時代（概念模式図）

S3 最終氷期最盛期前後の植生の空間構造

南木睦彦 (流通科学大学)

Mutsuhiko MINAKI: Spatial distribution of the vegetation during the Last Glacial Maximum in Japan.

最終氷期最盛期前後は植物化石群の産出事例が多く、植生や植物相はかなり解明されている。ここではまず、植物化石群からその地域の空間的な植生配置を復原する手法とその事例を紹介する。次に最終氷期最盛期前後の植生と当時の人々の生活に関連すると思われるいくつかの事柄について論ずる。

1. 兵庫県多紀郡板井・寺ヶ谷遺跡

この遺跡では最終氷期最盛期頃の埋没林が見出され、木材化石、大型植物化石、花粉化石が調べられ、さらに礫群を伴う焚火跡も検出されている(兵庫県教育委員会, 1994)。現地性の泥炭では、埋没林を構成する木材化石や種実や葉などの大型植物化石は、堆積の場周辺の湿地および湿地林を構成していた植物から由来している。すなわち低地の植生を反映している。一方、花粉化石は遠方からも飛来するので、低地だけでなく周囲の山地の植生をも反映している。これらを比較することにより、当時の植生配置を空間的に復原することが可能になる。その結果、低地にはカヤツリグサ科、イネ科、ワレモコウ属、セリ科などの草原に、トウヒ属バラモミ節とカバノキ属を主とする樹木の小林分が存在し、背後の山地にはマツ属単維管束亜属、ツガ属などの針葉樹とコナラ属コナラ亜属、クマシデ属ーアサダ属ーハシバミ属、ニレ属ーケヤキ属などの落葉広葉樹からなる林があったことがわかった。

2. 岩手県仙台市富沢遺跡

この遺跡でも最終氷期最盛期頃の埋没林が見出され、木材化石、大型植物化石、花粉化石が調べられ、さらに焚火跡やシカのフンなども検出されている(仙台市教育委員会, 1992, 1995)。ここでは、低地にはグイマツとトウヒ属バラモミ節(アカエゾマツまたはヒメマツハダに近縁)を主としてチョウセンゴヨウを交える林と、カヤツリグサ科などからなる草原が存在していた。一方、背後の丘陵にはチョウセンゴヨウやカバノキ属の林が広がっていたと復原されている。しかし、これらの樹木花粉よりはむしろ、低木と推定されるツツジ科や、セリ科やカラマツソウ属をはじめとする草本化石花粉が、大型植物化石と比較して多産している。そこで、周囲の丘陵では、草原の中にチョウセンゴヨウやカバノキ属からなる疎林が散在したとも推定できる。

3. 最終氷期最盛期前後の植生の分布

調査地点周辺の植生を空間的に復原できる事例は少ないが、花粉分析や大

型植物化石分析を中心に、日本列島全域にわたって調査が進んでいる。私は、これらの試料から次のような植生が復原できると考えている。関東地方以西では、板井遺跡で復原したと同様の、低地や谷にはトウヒ属バラモミ節を含む湿地林、周囲の丘陵や山地にはコナラ属コナラ亜属、チョウセンゴヨウ、ツガ属などを含む針葉樹-落葉広葉樹の混交林が成立していた。東北地方以北では、低地や谷にはトウヒ属バラモミ節とグイマツを含む湿地林が、周囲の丘陵や山地には草原とグイマツやカバノキ属などの疎林が分布していた。ブナや照葉樹林構成種の大型植物化石はほとんど産出しておらず、花粉化石の頻度も著しく低い。ブナを主要素とする森林や、現在の照葉樹林構成種が主要素となる森林が存在したことを裏付ける化石群は、今のところないのである。これらは海岸部に局所的に分布するか、針葉樹-落葉広葉樹混交林のまれな要素として残存したのであろう。

4. 植生の構成種

以上のような植生復原では、現在の温帯林から亜寒帯林の主要素はむしろ稀な要素となることが多く、現在は稀であるチョウセンゴヨウやトウヒ属バラモミ節は主要素となっている。氷期-間氷期の変動に伴って、植生帯や構成種が南北に移動するというよりはむしろ、主要素と稀な要素が入れ代わることにより植生が一変するのである。トウヒ属バラモミ節などのように、現在とは異なった形態を持つものもあるので、各地域個体群の遺伝的組成も変化したことがわかる。

5. 植物食の可能性

旧石器時代の植物食としては、炭化したクルミ核が産出した事例があるが、縄文時代以降と比較すると著しく乏しい。しかし、スイカズラ属、キイチゴ属、スノキ属（コケモモ、ウスノキ、クロマメノキなど）などの漿果が食べられていたことは、まず間違いないであろう。問題は堅果食があったかどうかということになる。チョウセンゴヨウやハイマツは主要素であるし、オニグルミ、クリ、ハシバミも時に普通の要素となる。これらはアク抜き不用であり、生でも食べられるし、火にくべるとさらにおいしくなる。粉食とする必要はない。したがって、これらを食べなかったと考えることは難しいのではないだろうか。コナラ属コナラ亜属は関東地方より西では普通の要素である。これを食料とするにはアク抜きが必要なので、旧石器時代の植物食候補からは除外されてきた。しかし、縄文時代草創期の貯蔵穴から産出する堅果はコナラ属コナラ亜属であり、アク抜きが必要であることを考えると、アク抜き技法の起源が旧石器時代へとさかのぼる可能性も考えておく必要があるのではないだろうか。

Ryuji TADA; Paleoenvironmental changes of the Japan Sea since the last glacial period.

近年、グリーンランド中央部でGRIPおよびGISPIIにより掘削された氷床コアの高精度解析結果が発表されるにつれ、最終氷期における数百年から数千年スケールでの大規模かつ急激な気候変動の存在(Dansgaard-Oeschger Cycle)が明らかとなってきた。その変動は、数年ないし数十年の間に起こる10度近い気温の上昇で特徴付けられるもので、北大西洋の堆積物の詳細な研究からその直前に大規模な氷床の崩壊を伴っていたことも明らかにされている。そして現在は、その地理的広がりや地域毎での変動の性格の違いに研究の興味が向かいつつある。一方、AMSによる年代測定法の普及や火山灰層序の詳細化により、第四紀後期における日本海堆積物層序を見直す下地が整ってきた。新しい年代論に基づき、ODP797地点で我々が行なった解析結果や今まで日本海から報告された数々の堆積コアの解析結果を整理し直すと、最終氷期以降の日本海周辺の環境とその変遷について、以下の様な姿が浮び上がってくる。

日本海深部には、数cmから数十cmスケールで繰り返す明暗の縞で特徴付けられる半遠洋性細粒堆積物が広く分布する。これら明暗の縞は主に有機物の含有量の変化を反映し、日本海深部のほぼ全域に渡って同時に堆積したものである。これら明暗の縞を、最近大場ほか(1995)により出されたAMS年代や火山灰層序などを基にグリーンランド氷床コアより得られた氷の酸素同位体比の変動曲線と比較すると、暗色層がグリーンランドにおける亜間氷期に対応するらしいことが解ってきた。こうした対応関係は、最終氷期のうちのAT(24.3 14Cka)に以前において特に顕著である。この対応関係の意味を明らかにするために、堆積物中の珪藻化石の個体数および群集組成を解析し、当時の日本海の表層水環境を推定した。また、堆積物の鉱物・化学組成を定量的に分析し、各々因子分析を行なうことにより、堆積物中の黄砂起源物質量を推定し、大陸内部の乾燥度を推定した。解析の結果、(1)暗色層の堆積開始あるいはその直前に珪藻の総個体数が増え、対馬暖流起源の珪藻種の割合が増えること、(2)暗色層の堆積開始に対応して東シナ海沿岸水起源の珪藻種の割合が増加していること、(3)暗色層の堆積開始あるいはその直後から碎屑物中の黄砂起源物質の割合が減少すること、などが明らかになった。

Dansgaard-Oeschger Cycleにおける亜間氷期への急激な変化に先立って起こる氷床の崩壊のうちで大規模なものはローレンタイド氷床の崩壊に起因し、ハインリッヒ・イベントと呼ばれ、その年代は H1=14.3, H2=21.0, H3=27-28, H4=35-41 14Ckaと推

定されている。最終氷期の日本海堆積物における珪藻個体数の一時的増加と対馬暖流系種の増加は、ハインリッヒ・イベントと良く対応している。これは、ローレンタイド氷床の崩壊に伴う一時的な海水準の上昇を反映している可能性がある。実際、ローレンタイド氷床の崩壊によって10m程度の海水準の上昇は十分に可能である。

一方、最終氷期には海水準が80m以上も低下していたことが知られている。従って、当時の黄河および揚子江の河口は、対馬海峡の入口近くまで張り出してきていたと考えられる。これは、当時日本海へ流入する海水の性質が、黄河や揚子江の流出量の変化の影響を受けやすかったことを暗示する。即ち、東シナ海沿岸水起源の珪藻の割合の増大は、アジア大陸内部の湿潤化に伴う黄河や揚子江の流出量の増加を示す可能性がある。暗色層の堆積に対応した黄砂起源物質含有量の減少も、この考えに調和的である。即ち、黄砂起源物質含有量の減少も黄砂の供給源であるアジア大陸内陸部における湿潤化を意味する。以上のことは、(1) 東アジアにおいても Dansgaard-Oeschger Cycle に対応した数百年～数千年スケールでの急激な気候変動が起こっており、それは乾湿サイクル的性質を持っていたこと、(2) 最終氷期の日本海への対馬暖流の流入は亜氷期末から亜間氷期初頭にかけて起こり、海水準の急激な増加を伴う可能性があること、を意味している。

AT(24.3 14Cka)以降15 14Ckaにかけて日本海表層水の塩分が著しく低下し、それに伴って22～15 14Ckaにかけて密度成層が強化され日本海の深層水が無酸素状態になったことが既に明らかにされている。この表層水の低塩分化が日本海が完全に閉じたことを示すのかどうかは問題となるが、珪藻化石のデータは、この時期においても対馬暖流や東シナ海沿岸水の流入があったことを示している。また、対馬海峡周辺の海底地形の検討から推定される最終氷期極相期における相対的海水準低下量は100～120mであり、対馬海峡は幅15km長さ150kmの水路として残った可能性が高い。単純な水収支の計算によれば、この程度の水路が存在しても、日本海における(降水量) - (蒸発量)の値が現在の値の1/6程度あれば、表層水の低塩分化を引き起こすことが十分に可能で、むしろ少量の海水の流入が継続した事を示唆する。

およそ12～11 14Ckaにかけて、珪藻総個体数および対馬暖流起源珪藻種の割合が急激に増加するが、これは汎世界的海水準上昇期に一致する。およそ9.9 14Ckaに薄い暗色層が堆積するが、これはYounger Dryas直後の湿潤化に対応するものと思われる。珪藻化石群集組成および黄砂起源物質含有量を見ると、その後、およそ5 kaまでアジア大陸内部は湿潤であったが、5 kaころに乾燥化し、それ以降10～5kaのレベルまで湿潤には戻らなかったと推定される。

S5 縄文時代への移行期における陸上生態系

辻 誠一郎 (国立歴史民俗博物館)

Sei-ichiro TSUJI : A Land Ecosystem in the Transition to the Jomon Age

およそ1万年前に寒冷気候が卓越する氷期的環境から温暖気候が卓越する間氷期的環境へ急変したことはよく知られている。この急変は主に植物群・植生の層位的な変化として捉えられ、北欧では1940年代から1950年代前半にはほぼその全容が捉えられ、日本でも1960年代には層位的変化の様相がほぼ捉えられた。その後は資料の乏しい地域や層準についての補足的研究や長時間スケールでの連続的な変化を捉えようとする研究が各地で展開し、次第に植物群・植生の空間的な変化の様相についても考えるという方向性が生まれてきた。植生の単位でなく植物群の単位がどのように拡大していくかを時空間の中で描き出そうとする試みなどはその例である。それら膨大なこれまでの資料や資料集成による研究を総合してみると、植物群の空間分布や植生の空間構造についてこれまではっきりしなかったことが鮮明になってきたことがいくつかある。いっぽうでは未だに不明な点が多く残されていることも明らかになってきた。ここでは、これまで何度も触れられてきたことではあるが、もう一度氷期的環境下における植物群・植生と間氷期的環境下における植物群・植生を捉え直し、前者から後者への変化が内容的にどのようなものであったのかを考える。そして、縄文文化の成立によって区切られる縄文時代への移行とどのように関わるかについて考えておきたい。

1. 針葉樹が卓越する植生の意義

最終氷期のいわゆる最盛期の森林植生については度々触れられてきたが、ここで改めて見直しておこう。当時の森林を構成する主要な植物群の分布をみると、現在と比べて特異な点があまりに多い。まず、針葉樹の優占が日本列島のほぼ全域に及んでいたことである。現在では北方四島・サハリン以北に分布するグイマツや北海道にふつうなエゾマツ・アカエゾマツが東北中部にまで、中部山岳地帯以北のいわゆる高山帯を特徴づけるハイマツが中部地方の盆地から東北地方以北の平野にまで、また、中部山岳地帯にまれなカラマツ・チョウセンゴヨウ・ヒメバラモミなどバラモミ節が東北地方北部から九州にいたるまで、おのおの広大な面積を占有し、関東地方以西ではゴヨウマツも主要素となり、暴走半島・東海地方・四国・九州南部にはスギ・コウヤマキが上げられる。関東以西では、それら針葉樹にコナラ属コナラ亜属いわゆるナラ類、それにクリといった落葉広葉樹も加わるのが特徴である。当時の日本列島はこのように著しく針葉樹林化を遂げていたとみることができる。しかも針葉樹の多くが、いまではあまり目立たないか稀にしか存在しない種によって占められる。

このことから、現在の森林植生帯が当時の森林植生帯の上下移動あるいは水平移動の結果であるとは言えない。当時の森林の主要素はおおむね現在の森林の主要素として認識さ

れているブナやいわゆるアカガシ亜属とは温度適応範囲も乾湿度適応範囲を違って、幅広い温度適応範囲をもち、かつ乾燥に対して適応性の高いものである。つまり、主要樹種の構成が現在とはずいぶん違っており、主要樹種に着目したときの森林植生帯の成立する温度範囲はひじょうに広がった。注目すべきことは、現在優占する群集の大きさが小さく、現在稀な小さな群集が当時は大きかったということである。

ところで、植生帯の細部、すなわち地形の空間構造との関連などについて植生の空間分布をみると、現在の植生がそうであるように、当時の植生も決して一様なものではない。事例として関東平野をみると、森林植生が成立したとみられるのは主として谷底から台地斜面であって、台地上には草本類が卓越する植生が成立していたと考えられる。谷底には針葉樹だけでなく多種の落葉広葉樹がみられ、植物群・植生両面にわたって複雑な植生が成立していたとみることができる。西日本においては落葉広葉樹の種数はより多くなる。

II. 植生の急変と縄文文化の成立・展開

これまでおよそ1万年前の急変としてきた植生の急変は、各地の連続的とされる資料や放射性炭素年代の付加から、全般的には約1万3千年～1万2千年前に始まり、約1万年前～9千年前に落ち着くことが次第に分かってきた。中部山岳地帯や北海道では、いわゆる寒のもどりと呼ばれる短期間のしゃくり、すなわち氷期的環境を示唆する植生の一時的な復活が認められる。放射性炭素年代値にばらつきはあるが、約1万1千年～1万年前間の短期間とみられる。この全般的な植生の急変期では、針葉樹が急速に衰退し、針葉樹とともに森林を構成していたコナラ属コナラ亜属やクリなど、場所によってはオニグルミといった落葉広葉樹が拡大した。急変期での大きな特徴は、針葉樹が卓越した時期では集団の大きさが小さく分布も限られていた落葉広葉樹が日本列島の平野部から山地にかけて広大な面積を占有していたことである。

今日の冷温帯落葉広葉樹林を代表するブナ林や暖温帯常緑広葉樹林を代表するカシ林やシイ林はおよそ9千年前以降に次第に拡大した。

旧石器時代における谷底や台地斜面についての人間の活動の痕跡があまり知られていないこと、当時の植物資源利用についての資料が乏しいことから系統性のある議論にはならないにしても、主として落葉広葉樹の植物資源利用の著しい縄文文化への移行が落葉広葉樹の急速な拡大と平行することは、縄文文化成立の基盤が旧石器文化の中にすでにあったと考えることは難しいことではない。また、中部・関東地方と以北では縄文文化の展開が著しいが、これらの地域では常緑広葉樹林化を遂げず、落葉広葉樹林域でありつづけた。これらのことから、縄文文化の成立と展開には、旧石器時代以降の落葉広葉樹をもつ集団の内容や立地環境の時空間的变化が大きく関わっていると言える。

Michio OKAMURA ; The Formation of Jomon Culture in the Southern and Northern Parts of Japanese Archipelago

1. 自然に対する人類の適応についての基本的な視点

時代の変遷を捉える場合の考古学的な年代幅と理化学的な年代測定の精度の差異は、自然と考古学的な事象との相関を議論する上で重要である。自然現象は、理化学的な年代測定法で年代付けられ、歴史事象は遺物の技術形態学的な相対編年で決定される。自然も歴史も激動した時期に当たり、年代の枠組みの正確さは歴史の解釈に大きく影響する。

また、人類活動に影響した環境要素としては、地形、気候(温度・湿度・雨量・風・季節性)、火山活動、海況(底質・海底地形・海面変動・陸橋)、海流(舟・漂着物)、動植物(食料・資材)、土壌(風成粘土・腐植土)などがあげられる。一方、自然環境に影響される人類活動の要素としては、住環境、生業・食生活、集団領域・地域性、人・文物の移動・交流などが考えられる。

2. 後期旧石器文化末期

後期旧石器文化の後半は1万年間続き、ナイフ形石器を主体とする文化が三段階にわたって変遷し、続いて2千年の間に二段階の細石刃文化が地域的に発達した。自然環境は、乾燥した最寒冷気候から温暖化へ転換し始め、大規模火山活動、絶滅に向かう大型動物とその生態(群れ・移動性・季節性・食性)、植物(サワグルミ・マツ類・ハシバミなどの可食植物と樹木の利用(燃料、カバなどの樹皮容器)などの様相が重要である。当時の人びとは狩りや採取を主体にした遊動生活を送っていたと考えられているが、その遊動範囲や道、渡航技術(海流)、施設(落とし穴・礫群)、道具の使われかたなどが研究対象になっている。例えば、大型獣の減少と局地的な生息が遺跡の密集地域を形成し、移動生活のピークが道具の軽量化＝組合せ道具(細石刃)を生み、少量の刃部再生が容易な管理的な石器＝彫刻刀形石器・搔器・槌状剥離石器が発達した。また河川の合流点や河原付近に大規模な集落を形成するようになった細石刃文化期には、内水面漁撈が始まったらしい。

3. 縄文文化の成立

土器の使用開始ををもって縄文文化の始まりとするが、日本列島の北と南には異なった文化が広がる。南は、①無文などの土器をもつ細石刃文化から、②太めの隆帯文と石鏃・磨製石斧など、へと変遷する。北は、①a - 細石刃と無文土器、b - 局部磨製石斧・石槍・無文土器、②有舌尖頭器・石鏃・石鏃と隆線文・爪形文土器へと変遷する。両者の先後対比は不確実であり、旧石器時代末からの環境激動と関係してか時期・地域による文化内容は区々である。しかし、各々の差異を自然環境の違いで説明できるほど、各地域の短い時間単位での詳しい環境変化は把握されていない。この間は約1.4～1.1万年前に当たり、薩摩・肘折など多くのテフラが全国的に降下し、テフラや土器などの遺物による短期の編年が期待できる。

自然環境は、急速な温暖化と湿潤化などによって、縄文環境が急速に形成された。縄文環境とは、現代と同環境か、新たな環境要素(海の状況…魚介類 落葉広葉樹…可食植物・堅果類と樹木の利用、ウルシなど)は?、いつ始まりどのように北上していったか。、近隣大陸との交流を考える上で陸橋の消滅時期や海流などに関する検討も重要である。

つまり、以下のような観点から各地域の自然と考古学的な歴史事象を捉え、相互の関連や地域相互のつながりなどを検討して正しい歴史の解釈を導こうとするものである。

○地域性

- a. 南での土器の発達と土器の地域性 (南九州、北部九州・中四国・近畿・東海、関東・中部高地・北陸、北信越・東北、北海道)
- b. 落葉広葉樹の段階的な北上と木の実など植物利用の地域差 (いつ、どこにどのように広がったか)

○人間活動…

定住生活施設(竪穴住居 石組炉 炉穴 礫群 貯蔵穴 墓 落し穴 埋め甕 配石)

○領域 (遺跡分布、黒曜石などの資材の分布)

○生業(採取・狩猟・漁撈)…大型獣と中小獣の交替と生態の違い、水産資源の積極的な利用(釣針・石錘・貝塚の形成)、植物利用(可食植物と樹木の利用)

○道具

- a. 可食植物と樹木の利用(南で土器、磨製石斧、石皿・磨石が発達し、その源流は今のところ不明)
- b. 中小型獣の捕獲(北で石槍、有舌尖頭器、石鏃、搔器・石篋が発達し、一部はロシア沿海地方やサハリンへと共通する (陸橋の形成)、南は早くに石鏃が発達する)、
- c. 細石刃の残る地域
- d. 漁具の発達、海の道と渡航技術

S7 土壌形成と環境変化

坂上寛一（東京農工大）

Kan-ichi SAKAGAMI; Soil formation and the environmental change

人類が自然と共存していた時代，自然環境の中の土壌条件も人類の生業を支える基本要素の一つである。最終氷期から縄文時代にかけての土壌の変遷を，累積性火山灰土壌の形成とその土壌の性状の変化を通して解析し，人類の生業環境の変化および気候変化との関連について考察を試みる

1. 累積性火山灰古土壌の古環境復元資料としての意義

土壌は気候，植生，地形，母材などの自然環境条件や人為に規制され，長年月の年代を経て形成される。したがって，その間に獲得した土壌の属性には土壌形成時の環境が反映している。我が国に広く分布する火山灰土壌は間欠的な降灰を母材として，その時々々の環境のもとに形成された土壌の累積である。累積土壌層の各々はすべて表層履歴を有するが，なかでも表層履歴の長いものは土壌化が進行し，環境の反映も濃密になる。これらの多くは古土壌表土（埋没腐植層）として暗色帯（BB）を形成している。これらのことは，火山灰土壌累層における古土壌（特に表土）の形成年代が判れば，その年代の環境を古土壌の性状から推定することができることを意味している。

2. 火山灰古土壌の形成とその編年

明瞭な古土壌表土であれば，表土履歴が長いということであり，文化層である可能性が高くなる。したがって研究手法としては，南関東を中心としてテフラ鍵層を参照して地点間の層位の対比をしながら，古土壌表土について¹⁴C年代などから編年することから始まる。古土壌の判定には，つぎのような指標を用いた。表層風化の進行に伴う細粒化，風化抵抗性元素・鉱物の相対的富化（チタン，石英，ジルコンなど），土壌生成に伴う腐植の蓄積，Al-腐植複合体あるいはアロフェンの生成，人類活動の結果と判断できるリン酸，炭化物の富化，また古植生・古気候復元に寄与する植物珪酸体組成などである。

3. 古土壌の性状とその形成環境

いくつかの事例を紹介する。

3-1 最終氷期終末と完新世における土壌形成

富士山からの降灰がよく保存されている静岡県湯船原台地の大露頭断面から

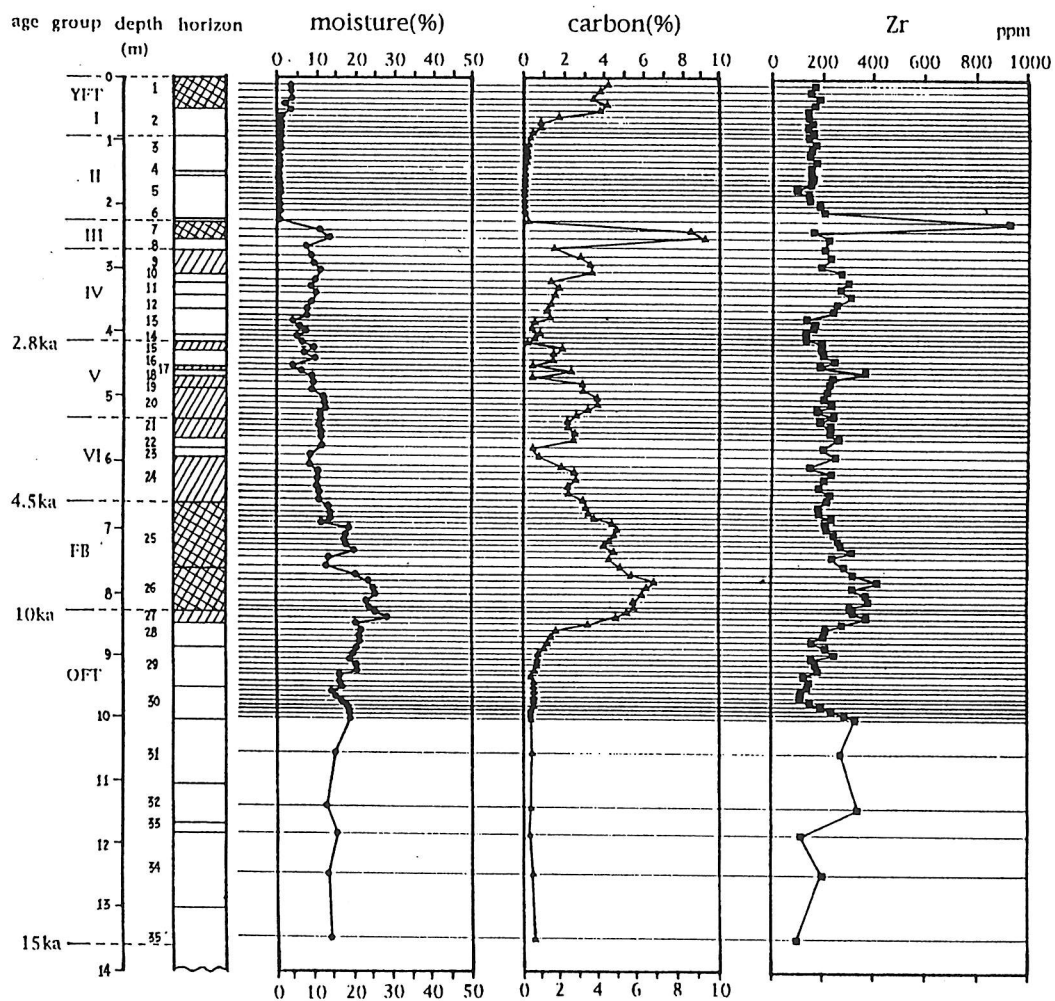


Figure 1 Vertical distribution of moisture, carbon contents and abundance of zirconium of the soils at Yubunehara, Shizuoka, Central Japan

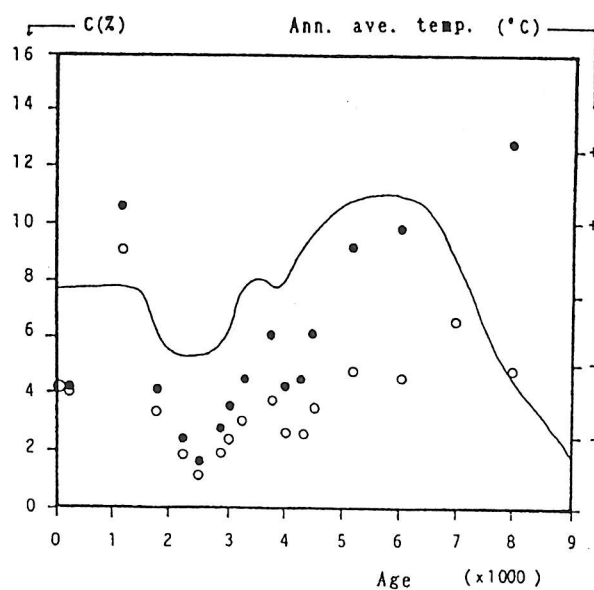


Figure 2 Changes of carbon content with time.
○: C measured, ●: C calculated
Solid line shows the changes of mean annual temperature (°C) supported by pollen analysis

108点の試料を採取し、この期間の時系列を検討した（図1）。最終氷期終末には腐植蓄積が低く土壌化の程度が弱いですが、完新世への移行期以降、すなわち縄文期には腐植蓄積が高く維持されており、土壌が十分に形成されている。その変化には風乾土水分が高くなったように細粒化が一層進んでいること、ジルコン含量から表土履歴が長くなったこと、すなわち火山活動が比較的静穏に変化したことの影響が大きい。またその結果として、植生が豊かになり、縄文期の気温上昇も相まったと考えられる。縄文期に相当する多腐植土層は各地で見られる。

3-2 腐植蓄積量と年平均気温の関係

腐植は表土履歴の重要な指標である。気候条件、植生環境などを反映している。ただし、古土壌の腐植含量は表土時の腐植蓄積量そのものではない。長年の埋没時間を経て、腐植の分解が進行しているからである。湯船原の累積性火山灰土壌について、腐植の分解率を一定と仮定して、各古土壌の表土時の腐植蓄積量を算出し、土壌形成年代との関係をみると、その変動パターンは完新世における年平均気温の変動曲線によく対応していた（図2）。

3-3 腐植含量と人類活動の関係

当時の腐植蓄積量には換算していないが、東京都八王子における火山灰土壌における腐植含量の垂直的（年代）変動は気候変化と良く対応し、さらには、これらが住居遺跡からの出土品量の変動曲線ともよく対応していることを示したのが図3である（竹迫，1987）。気候条件は人類活動をも支え、温暖であるほど人類活動が活発化すると言えそうである。

3-4 植生環境の時系列変化と黒ボク土の生成開始時期

示標テフラ層を時間目盛りにして、各地の黒ボク土生成開始時期を求めたのが図4である（佐瀬・細野，1994）。北海道，東北地方では、黒ボク土の生成開始時期が1万年前より古くなることはない。関東地方では、1万年前以降が本格的な黒ボク土生成時代であるが、それ以前においても断続的に黒ボク土の生成はみられた。東海地方や九州地方では、3万年くらい前から継続的に黒ボク土が生成した。このように、黒ボク土の生成開始時期は南ほど古くなり、その生成は気候条件が規定していること、針広混交林を成立させる気候条件よりも、温暖多湿な条件が必要であるという。

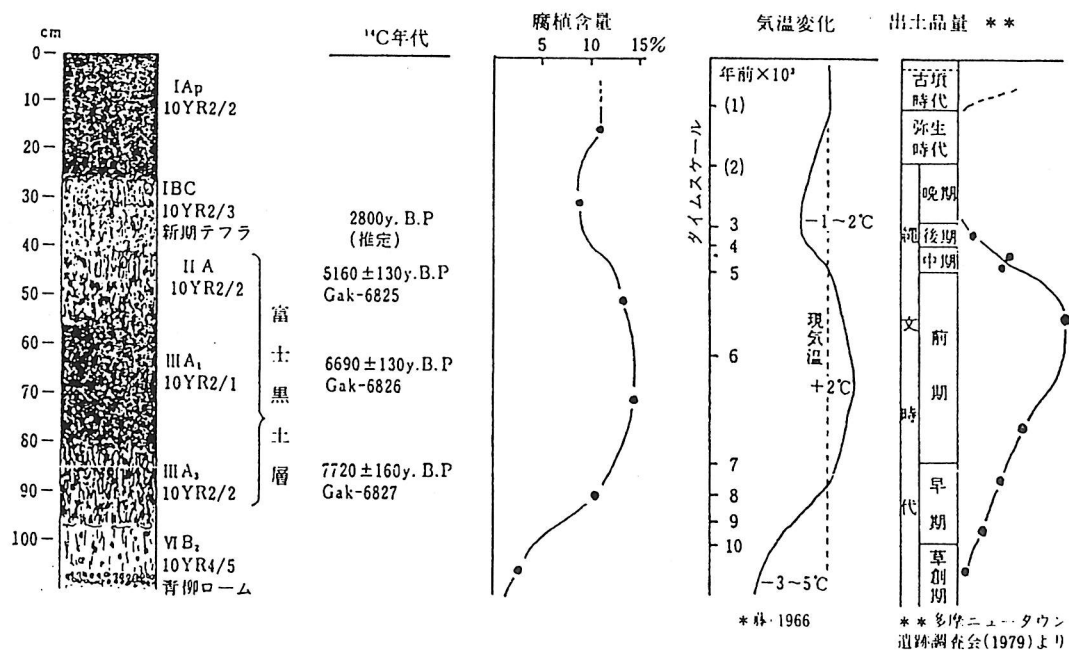


図 3 富士黒土層と生成環境

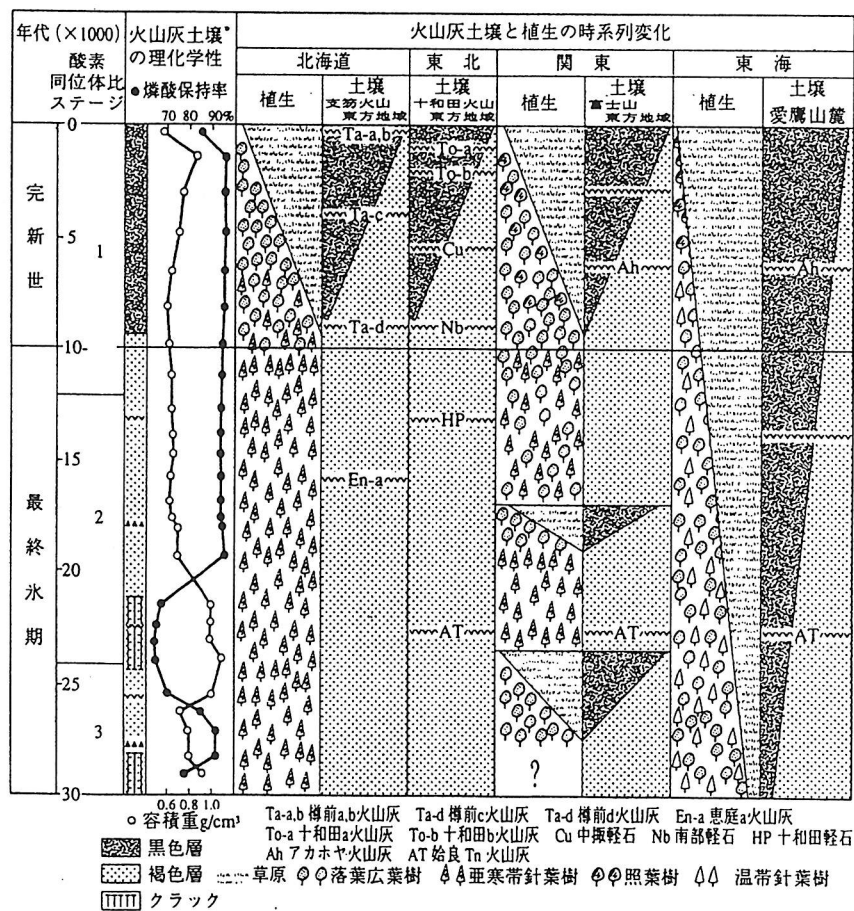


図 4 最近3万年間の火山灰土壌と植生環境の時系列変化(佐瀬隆・細野衛, 1994)

1. 遺跡の概要

三内丸山遺跡は縄文時代前期中葉の円筒下層 a 式期から中期末葉の大木10式並行期にかけて長期間継続した定住生活が営まれた拠点的大集落跡である。

遺跡は青森市の郊外、JR青森駅から南西方向約4kmの沖館川の河岸段丘上に立地する。標高は約20mである。前方には陸奥湾、後方には八甲田山系から続く緩やかな丘陵と森林が広がる。縄文海進のピーク時には約500m以内に海岸線が迫っていたと推定されている。

本遺跡はすでに江戸時代から文献に登場し、有名な紀行家菅江真澄も実際に現地を訪れている。今回の発掘調査は新県営野球場建設工事に伴うもので、平成4年から3年間県教育委員会により実施された。

調査開始とともに大規模な縄文時代の集落跡が姿をあらわし、膨大な遺物が出土した。平成6年7月、縄文時代中期後半の巨木を使った大型掘立柱建物跡の発見を契機に保存を求める世論が沸き上がり、8月に青森県は遺跡の重要性を踏まえ、進行中の建設工事の即時中止と遺跡の永久保存及び活用・整備を決定した。

なお、これまでの発掘調査や範囲確認調査から推定される遺跡の範囲は約35ヘクタールと広大である。

調査の結果、大規模な拠点集落跡でしかも集落を構成する各施設が一定の地点に構築されており、空間利用が規制された、計画的な集落づくりが行なわれていた可能性が高いと考えられる。また、集落を構成する各施設も、住居・大型住居・成人用土坑墓・小児用甕棺墓・掘立柱建物・盛土・廃棄ブロック・粘土採掘穴など多種にわたる。遺物の出土量は膨大で、大量の土器・石器のほかに、低湿地から骨角器・木製品や動・植物遺体が大量にしかも良好な状態で出土し、当時の自然環境や生業を具体的に復元することが可能である。さらにヒスイ・琥珀・黒曜石など他地域から搬入されたものも出土している。

2. 分析資料について

縄文時代前期中葉の大規模な廃棄ブロックが、集落北側の台地の縁辺部と中央の谷に形成されている。特に中葉の円筒下層 a・b 式期では低湿地、泥炭層となっており、大量の動・植物遺体が出土した。泥炭層については土壌を全て回収し、水洗選別後同定作業を実施している。現在も継続中であり、途中報告であることをお断わりしておく。

(1) 動物遺体

この中で特に注目されるのはムササビ・ノウサギが多く、シカ・イノシシなどの大型哺乳類が少ないことである。これは縄文時代全般と比較して特異な状況であると分析者の西本豊弘氏（国立歴史民俗博物館）は述べている。このことは骨角器にも反映し、本来は廃棄される部位の骨まで製品として徹底利用されており、個体数が少なかったことを示している。調査状況からシカ・イノシシだけが全く別の地点に廃棄されたとは考えにくく、やはりあまり捕獲されなかったと考えられる。道南地方に多く出土するオットセイもやはり少ない。鳥類ではガン・カモ類が主体である。カモが多いことからかつて集落周辺には沼

があったことが指摘されている。数は少ないがアビ・アホウドリなどの広範囲に回遊する海鳥も捕獲されている。魚類ではマダイ・ヒラメ・カツオ・ブリ・サメ・ニシンなどが多く出土している。現在よりも温暖であったためかマダイ・カツオ・ブリなどの暖流系の魚類が目立つ。しかし寒流系のニシン・タラなども出土し、両者の混在が認められる。年間を通しての漁労活動が推察される。また陸奥湾に面しているにも関わらず、以外と外洋系の魚類が多い。今後より微細な魚骨の分析が進めば若干傾向が変わる可能性もある。なお、縄文時代に重要な食料資源のひとつと考えられていたサケの出土は少ない。残存しにくいといわれているが、当時の気候や内湾に面していることからあまり捕獲されなかった可能性がある。

(2) 植物遺体

花粉分析・種子同定・木材の樹種の同定を実施している。種子で大量に出土しているものにオニグルミ・クリ・ヤマブドウ・ミズキ・ニワトコがある。オニグルミの大部分は破碎された状態で出土していることから人為的に利用、廃棄したと考えられる。クリも同様である。花粉分析の結果を見ても、その産出状況から一時期集落の周囲は大半がクリ林であったことが推定される。辻誠一郎氏（国立歴史民俗博物館）は花粉分析の結果から、クリ・クルミ林からクリ林の拡大、そしてナラ・コナラ林の減少という傾向を示している。そしてその変化は急激で、人間活動の所産によるものと考えている。この傾向は集落の変遷と連動する。集落の人口の増大と一致するのである。佐藤洋一郎氏（静岡大学）は出土したクリの種実のDNA分析を行い、かなり厳しい管理栽培が行なわれていた可能性が高いことを明らかにした。トチも出土しているが前期段階では少ない。他に栽培植物と言われる、ヒョウタン・コボウ・マメ類・アカザやその可能性が高いメロン仲間も出土している。大量に出土したニワトコは未成熟果も多く含まれることから、人為的な利用の可能性が高く、発酵物の生成後の残滓であるとの見解がある。また藤原宏志氏（宮崎大学）によって前期中葉の土壌と土器の胎土中からイヌビエと考えられるイエ科のプラント・オパールが検出されており、さらに水洗選別によって実際に炭化したヒエと考えられる種子が発見されている。状況証拠とは言え、野生穀物を食料としていた可能性が高い。

3. 集落にみる人間活動

三内丸山遺跡から出土した動・植物遺体の状況から、大規模で活発な食料調達システムが推定される。魚類は内湾にとどまらず、外洋まで含めた広範囲にわたって漁撈活動を行ない、夏以外の春・秋にも漁撈は行なっていたことがわかる。当然保存食の存在も考えられる。動物性食料ではムササビ・ノウサギの小動物ではあまり有効とは言えず、むしろ毛皮などの利用を考える必要がある。最近の貝塚の調査から、三内丸山遺跡を含めた東北北部の日本海側ではシカ・イノシシの生息数が少なかったとの西本氏の指摘がある。生息数の少ないところに大集落が形成されたことにより、短期間で獲り尽くした結果が本遺跡の状況なのかもしれない。大型動物がいなくても関わらず集落は拡大傾向を示している。現時点で、このことは本集落の人々が動物性食料に依存しなくとも、活動を継続・発展できたことを証明しているのである。今後魚類が哺乳類の補完可能かどうか検討する必要がある。本集落ではむしろ植物性食料に依存していた可能性が高い。種実や花粉分析の結果

から縄文人がかなり積極的に、しかも大規模に周辺の森林を造り替え、クリ林にしていたことが明らかとなっている。その際には食料として有用なコナラ・ナラ林までもクリ林にしているのである。その状況は人里植物といわれるカナムグラ・ナデシコ科の出土から推定される。種実を分析した南木睦彦氏（流通科学大学）は激しい攪乱を伴う土地利用がされたことを示すものとしている。さらに他の遺跡に比べて一年生草本が多く産出することからヒエを含めた草本種実食の可能性を指摘し、三内丸山の縄文人の植物食が木本から草本へと重点を移していたとすると、農耕社会への入り口に立っていたのかもしれないと結んでいる。

食料調達以外に本集落の大きな特徴として、活発な人間活動の大規模な共同作業による構造物の構築が挙げられる。道路状施設、大型住居、盛土、墓域などは集落の形成とほぼ同時に発生したと考えられる。

4. まとめ

出土した動・植物遺体や花粉分析の結果から、三内丸山の縄文人が主に狩猟・採集によって食料を調達しながらも、その活動は想像以上に広範囲にわたっていたことが推定される。さらに栽培をおこない、そして積極的に自然に働き掛けを行い、有用なクリ林を作りあげた可能性が高い。そういう意味では適応戦略を持っていたのである。

さらに大規模な共同作業によった大型の構造物が数多く検出されている。これらの構築は長期間継続して行なわれ、縄文人の活動量・集落規模と比例すると考えられる。少なくともこのような作業が可能な縄文社会であったことは疑う余地はない。また、土器の生産も活発に行なわれていた可能性が高く、まさしく定住生活が営まれた拠点的大規模の集落の姿を三内丸山遺跡は具体的に物語っているのである。

[引用・参考文献]

- 岡田康博「青森県三内丸山遺跡」『縄文時代における自然の社会化』雄山閣出版 1995
- 岡田康博「縄文遺跡と生業の特性－青森県三内丸山遺跡－」『特集縄文人の生業と集団組織』季刊考古学第55号 雄山閣出版 1996
- 西本豊弘「縄文人は何を食べていたか」『縄文人の時代』新泉社 1995
- 辻誠一郎「栗の木・巨木・文明」『縄文ファイル』第6号 1996
- 南木睦彦「農耕はこなわれていたか？ 三内丸山遺跡の栽培植『縄文文明の発見』 PHP 研究所 1995

三内丸山遺跡の人間活動と環境

年 代	集 落 の 変 遷		生 業	植 性	その他
	集落出現以前			落葉広葉樹林 ナラ属、ブナ カエデ属	
B.C. 3500	集落出現	大型住居出現、谷の道路、溜池？ 大規模な捨て場	土器づくり、漆づ くり	二次林の成立 クリの局所的な増 加、栽培植物出現	他地域との交流
B.C. 3000	集落拡大	盛土の本格的な造営開始、広大な墓域の 成立、掘立柱建物の出現	土器づくり活発	落葉広葉樹林の衰 退、クリの急増	トチの利用開始
B.C. 2500	集落最大となる	空間利用の規制強化	土器・土偶づくり 活発	湿地性草本植物の 増加	寒冷化？
B.C. 2000	集落分散？	Ⅱ の規制崩壊		落葉広葉樹林の回 復、一時的なクリ の増加、クルミの 増加	

S9 縄文時代の森林植生の復元と木材資源の利用

鈴木三男（東北大・理学研究科）・能城修一（農水省森林総合研究所）

Mitsuo SUZUKI & Shuichi NOSHIRO: Forest Vegetation and Utilization of Wood during the Jomon Period in Japan.

縄文文化は後氷期の急激な気候変動下で、それに伴ってめまぐるしく様相を変える森林植生を舞台にして芽生え、花開き、そして終焉していった。この発表では、気候変動による森林植生の変遷を木材化石のデータを中心にして概観し、そこでの人間の森林利用と植生改変を見ていこう。

1. 気候変動による森林植生の変遷

晩氷期以降の地球温暖化に伴い、約1万年前には現海面より約40メートル低かった海水面がどんどん上昇し、日本海に本格的に暖流が流入したのは9000年前と言われている。これにより冬季の日本海側の降水量は飛躍的に増大し、また温暖化による前線帯と台風襲来コースの北上と相まって、日本列島が温暖で湿潤な気候に支配され、その結果、亜寒帯性→冷温帯性→暖温帯性の植生へと急激に入れ替わって来たことは各種の花粉分析などの結果から明らかにされている。これは福井県三方町の鳥浜貝塚遺跡から出土した木材の樹種同定結果からも確認され、1.2～1万年前にはトネリコ属、ニレ属、オニグルミ、ハンノキ属、コナラ属のコナラ節など、冷温帯に分布の中心を持つ落葉広葉樹でほとんどがしめられているのに対し、縄文前期(5900-5200y.B.P.)になるとコナラ属のアカガシ亜属、スギ、ヤブツバキ、スダジイ、カエデ属などが格段に増え、常緑広葉樹と落葉広葉樹、それにスギがミックした暖温帯性の湿潤な森林が出来上がったことが分かる。その一方、温暖化が進んだ縄文前期でも関東地方の内陸部では照葉樹林の拡大は木材遺体からは確認されず、暖温帯性の落葉広葉樹林が卓越していた。そして、ここでは縄文後晩期には前期には入江であったところにトネリコ属（ヤチダモと考えられる）を主体とする湿地林が広がっていた。この湿地林は古墳時代前期頃までにほとんど失われるか、あるいはハンノキ、ヤナギ属の湿地林へと代わっていったことが知られている。

2. 縄文人の森林植生への干渉：森林と縄文人の生活

日本列島は世界の温帯域でまれに見るくらい降水量が多く、森林が発達しやすい地域である。大陸東岸（中国、朝鮮半島）ももちろんモンスーン気候により森林がよく発達していたが、後氷期にはいと度重なる人間活動により急速に森林は失われていった。それに対して日本列島では人間活動でいったん森林が失われても、それが急速に回復し、また、適度に利用する限りにおいては森林状態を維持したまま、継続的な利用が容易であったことに特徴がある。これは、中国、朝鮮半島のみならず、ヨーロッパと比較してもそうで、それらの地域では「木材資源供給地としての森林」、もちろんそこは木材を得るばかりでなく、鳥や獣のすみかとなって狩猟地となり、また木の実、山菜、茸など、森の恵みを与えてくれるところでもあるのだが、それは人々の生活地としての集落、その周辺の耕作地等とは切り離されて存在してきた。これに対して日本列島では「森」と「人」が直に向き合って生活してきた訳である。それが可能になったのは一つには上述のように降水量が十分で森林が再生しやすいことであり、もう一つは人口が一地域に集中しない社会構造であったからだと言える。

そこで、縄文時代における「森」と「人」との関係はどのようなものであったろうか。

1) 森林が人間の生活基盤の「場所」を提供することにより人間生活を規定する。

縄文時代の集落の立地：平坦な丘陵地面、自然堤防上等

集落造成のための伐採：集落となる立地は元々森林であったと考えられる。現在では里山をブルドーザーで削って宅地を造るが、縄文時代では集落自体の面積が小さかったし、そこにある樹木を伐採してそのまま住居建設に利用できたので、この目的だけのための森林の規模の大きな破壊は考えにくい。しかし、縄文文化が発展し、人口が増大していくと無視できないものとなってくる。

2) 集落の成立と同時に人間はそこを拠点として活動し、周囲の森林を利用することにより森林植生を改変し、甚だしい場合には破壊する。

森林利用の形態

- ・住居、生活用具の原材料としての木材の伐採：目的に応じた選択的な伐採と、樹種を限定しない、手近な木材を得る2通りがある。

- ・日々の生活の森林利用：以下のような目的で人間が頻繁に森林にはいり、その生産物を採取することにより、森林がディスターブされ、植生の遷移を遅らせる原因となる。

燃料材--これがエネルギー消費量としては一番大きい。しかし、多雪地域や北方地域、あるいは土器焼成などを除いては日々の燃料材を得るために立木をわざわざ伐採したとは考えにくい。建築材や道具材のために伐採したものの枝や不利用部分を燃料に使う。また、林内の枯れ木、柴などの利用が多かったのではないか。

木材以外の生産物の採取--木の実、芋類、山菜、茸などの採取。

- ・植生管理、農耕のための伐採等：畑作等のための伐採は十分考えられるがその状況は明らかでない。自然林で必要な樹種を残して他を伐採し、さらに必要な樹種を積極的に植栽する（クリ栽培）の可能性は高い。

3) 以上の人間活動により、集落を中心として森林植生が破壊、改変された結果、二次林が拡大していったと考えられる。そして、この二次林と人との関わり方は最近までの農村における里山経営につながる可能性がある。

3. 縄文人の木材利用

以上の想定を踏まえて実際に縄文人がどんな木をどのような目的に利用し、それが植生にどのような影響を与えたと考えられるかを鳥浜貝塚遺跡、関東平野の遺跡群、三内丸山遺跡などの調査例を元に検証してみる。それらを取り上げる眼目は次の通りである。

鳥浜貝塚：縄文前期の大量の木製品の樹種選択

丸木舟-スギ；櫂-ケヤキ、ヤマグワ；弓-アカガシ亜属、イヌガヤ；堀棒状木器-ムラサキシキブ属；漆器-ヤブツバキ等；石斧柄-ユズリハ属etc.

関東の遺跡群：縄文後晩期の湿地性トネリコ属林の成立と消滅

谷津（トネリコ属、トチノキ、オニグルミ、ハンノキ属、ヤナギ属など）-台地斜面～台地上（クリ、コナラ節、カエデ属、ヤマザクラ、イヌシデ属、アサダなど）の植生配置と木材利用（クリ、クヌギ節、イヌガヤ、ヤマグワ、サクラ属、コナラ節など）

三内丸山遺跡：クリ栽培の可能性検証の木材遺体からのアプローチ

クリの巨大木柱根と泥炭層中のクリ自然木の不存在

これまで、大部分の縄文時代は狩猟と採集が食料獲得の手段であった、と説明されてきた。たしかに、発掘によって得られる植物遺物の種類や量が限られていた状況の下では、よほどの新資料が得られない限り、こうした考え方を変えることが難しいかも知れない。しかし、考古植物学的な資料の蓄積と研究が進んでくると、この見解には若干の補正が必要となってくる。その理由と結果を紹介しよう。

1：縄文農耕を否定的にみる考古学の見解として、遺跡から畑の遺構が見つからないことがある。たしかに、弥生時代や古墳時代の集落跡からは、隣接して農耕を物語る畑や水田のような遺構の検出できるケースが多い。しかし、こうした安定した農耕村落に見られるのと同様な遺構が、縄文時代遺跡から検出できる可能性は少ないのではないか。民族学の資料を見れば、初期的な農耕をおこなっている集落は、必ずしも耕作地が隣接していないことが多いのである。とくに農耕が他の食料獲得手段の補完的な段階であるとすれば、そのような状況を考慮しておく必要がある。したがって、現在おこなわれているような遺跡域設定では、畑遺構の検出と農耕の存在は、切り放して検討する必要がある。

2：縄文時代の各集落の生業は、それほど均質な性格を持っていなかったに違いない。つまり、各々の集落はその立地条件や文化的な伝統などで、かなり生業が異なっていた可能性がある。たとえば、海岸の資源に依存する漁民的な集団、河川漁と採集を中心とする集団、狩猟と採集が中核となる集団、交易拠点としての集団といった生活の相違があった可能性が強い。とくに、縄文時代の集落に明確な季節移動が証明されていない現状では、縄文人の生業をあまり一般化した単純な枠組みに押し込めない方がよいと考えたい。

3：植物性遺物の採集や、それらの人間との関わりが調査される遺跡によって精粗があり、あまり積極的に実施されていない傾向があったのではないか。たとえば、北海道の西暦8世紀～12世紀の遺跡からは普遍的に炭化したイネ科栽培種の雑穀が検出されている。これはフローテーション手法（0.425ミリメッシュのスクリーンを使用する浮遊水洗別法。単なる水洗別法ではない）が

資料採取に採用されてから判明したことで、以前には分からなかった。粒径の大きい稲や豆類のような資料の採取は別として、小さな雑穀類は水洗別に利用するスクリーンのメッシュサイズによって見逃されてしまうことになる。

こうした点に留意して、いくつかの縄文時代遺跡、とくに竪穴住居床面の炭化植物片を採取、検討したところ次のような結果が得られている。

北海道渡島半島南茅部町のハマナス野遺跡（縄文時代前期後半）および隣接する白尻B遺跡（縄文時代中期）から得られたヒエ属の穎果の大きさに、時代の経過とともに粒径が増大する傾向が認められる。われわれの共同研究者トロント大学人類学部のG.Crawfordは、この変化を栽培化の過程によるものではないか、と考えている。また、青森県埋蔵文化財調査センターが発掘した縄文時代中期後半の同県富ノ沢遺跡361号住居の床面からは2000粒程の炭化したヒエ属 穎果がまとまって出土したが、この中にはイヌビエ *Echinochloa crus-galli*に類するものと胴部が膨らんだヒエ *Echinochloa utilis* に類するものの両方がみられる。この資料のAMS年代は縄文時代中期後半の年代ときわめて良い一致を示した。また、八戸市八幡遺跡では縄文時代直後の竪穴住居から確実な栽培型ヒエとオオムギ、イネなどが検出された。こうした状況から考えて、北海道南西部から東北地方においては、少なくとも縄文時代前期後半からヒエ属の栽培化や粗放な農耕が始まっていた可能性がある。

しかし、有名な福井県鳥浜貝塚など縄文時代遺跡から出土すると言われるリョクトウ *Vigna radiata* には、疑問の部分が多い。種子同定上に若干の問題が残っているからだ。鳥浜貝塚でリョクトウの同定基準として報告された種皮の構造は、実験的には加熱炭化の過程で消失してしまうので分類の基準にならないかも知れないのである。我々が入手できた縄文時代のマメは、アズキ *Vigna angularis* かアズキの野生種、あるいは野生のヤブマメ *Amphicarpa bracteata* タイプのもので、リョクトウは検出されることがない。

また、藤原宏志らが西日本の縄文時代後期初頭から既にイネの存在を確認している事にも注目したい。いいかえれば、縄文時代には、地域的に異なった種類や技術を背景とする意図的な植物栽培が存在していた。この事実はもはや否定できない。たとえ、これが「採集狩猟生活の補完的なもの」であったにしても、栽培植物と栽培行為の存在した重要性は認めざるを得ないと考える。

MAEMOKU Hideaki, MIURA Hideki, SAIGUSA Shigeru and MORIWAKI Kiichi;

Late Quaternary raised beach in the northern part of Langhovde, East Antarctica

南極大陸沿岸の露岩地域には、海岸部の隆起を示す証拠が認められることはよく知られている(吉田, 1986など)。とりわけ、東南極リュツォ・ホルム湾沿岸の昭和基地周辺に分布する隆起海岸地形や隆起海成堆積物については、日本の南極地域観測隊によって1950年代後半から研究が行なわれ、以下のような問題点が指摘されている。

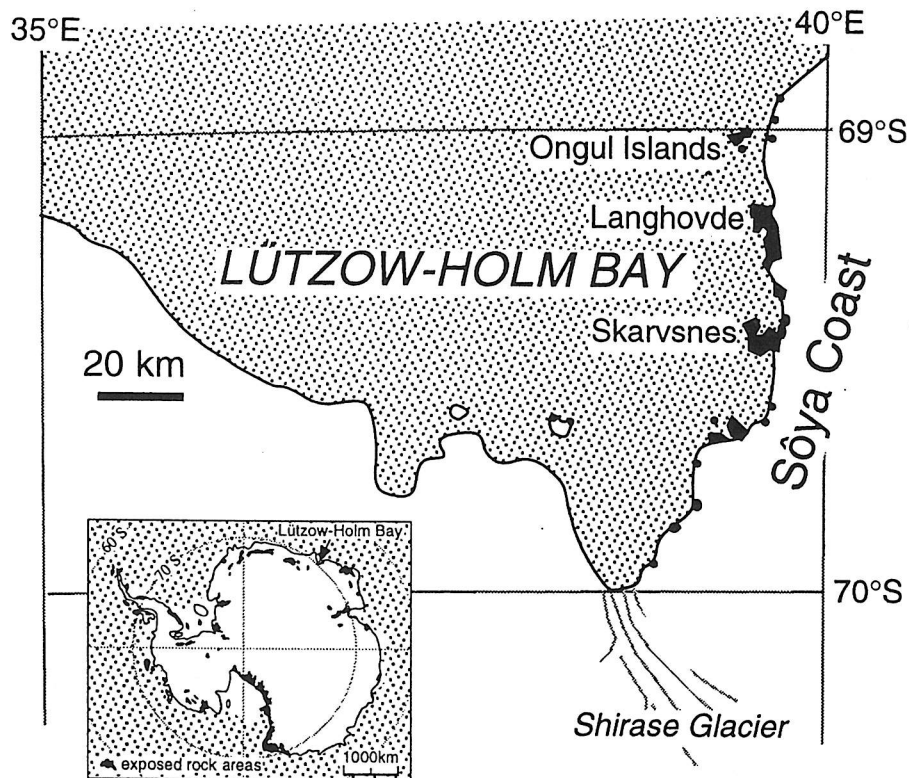
1) リュツォ・ホルム湾沿岸には海岸部の所々に薄い海成堆積物が分布し、階段状地形をなす。しかし階段状地形は周氷河作用によるスランピングが原因で形成されるという解釈もあり、旧汀線を認定する指標として有効であるかどうかの議論がある。階段状地形が旧汀線を示すとしても、昭和基地周辺では海拔20m付近までである(Yoshida, 1983)という見解と高度35mまで認定できるという見解(Omoto, 1977)に分かれている。

2) 海成堆積物と認定できる最良の証拠は、原地性の海棲化石を包含することである。貝化石等の¹⁴C年代と産出高度には必ずしも高い相関関係があるとは限らないが、海棲化石は海拔20m以下に分布し、時代的には20,000yrBP以前と10,000yrBP以後の2群に大別される(これは近年のAMSによる再測定の結果 30,000yrBP以前と8,000yrBP以後の2群であるらしいことが明らかにされた: Igarashi ほか, 1995)。古い年代を示す貝化石のグループと若い年代のそれとは、空間的にも高度的にもきわめて近接した場所で産出し、両者を外観から区別することはきわめて困難である。第四紀後期における陸地と海との相対的な海水準変動を解明するためには、新旧貝化石を含む隆起海成堆積物の堆積構造および層序関係を明らかにする必要がある(平川・沢柿, 1994)。

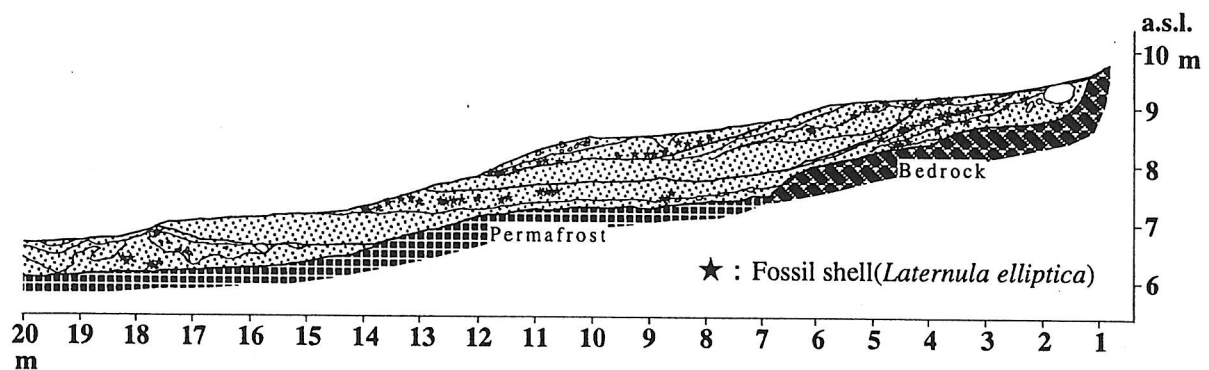
演者らは上記の問題点を踏まえて、1995年11月～1996年3月に第37次南極観測隊に参加し、東南極プリンスオラフ海岸～リュツォ・ホルム湾沿岸において海岸地形と堆積物の現地調査を行った。その中で、調査地域の一つであるラングホブデ北部の小湊周辺における海浜堆積物のトレンチ調査の結果、上記の問題点を解決する手掛かりとなる新たなデータを得た。

小湊の東には海成堆積物が比較的広く分布し、数段の段丘状の地形を呈している。2本のトレンチのうち西側のトレンチは長さ34 m、幅60cmで深さは1m程度である。この付近では深さ約1mで凍土層に達するため人力での掘削は不可能となる。東側のトレンチは長さ39m、幅80cmで深さは最深部で1.5m程度である。トレンチ断面(第2図)には数枚の貝化石を含む海成砂層や砂礫層が現れた。また地層の堆積構造を観察することができ、海成層は不整合関係で区別されるいくつかの部層から成ることが判明した。これまで小湊周辺では、海拔5-6mの位置から産出した貝化石が23,830±910yrBP(Gak-4148: Moriwaki, 1974)、1.5mのそれが

34160±550yrBP(Ko-27: Igarashi ら,1995)を示すことが報告されている一方,同様の高度から産出した貝化石が数千年の年代値を示すことが知られており(Moriwaki,1974;Omoto,1976; Hayashi and Yoshida,1994),第四紀後期の海水準変動と隆起の解釈を複雑にしていた。今回掘削した露頭において海成堆積物の層序関係を明らかにでき,採取した貝化石の ^{14}C 年代値を測定することによって,堆積過程を解明でき,第四紀後期における海水準変動と隆起様式の解明に大きく寄与できると考える。このことは,南極地域の最終氷期以降の南極氷床の変動史や,それに伴うアイソスタティックな地盤運動量を解き明かす上で重要な意味を持つ。



第1図 リュツォ・ホルム湾の位置図



第2図 小湊東トレンチの上部断面図

2 南極ヴィクトリアランドおよび宗谷海岸沿岸地域における最終氷期以降の氷床・ローカル氷河変動、隆起海成地形・堆積物

平川一臣（北大）・森脇喜一（極地研）

・P. バークマン（オハイオ州立大）

Kazuomi HIRAKAWA, Kiichi MORIWAKI and Paul BERKMAN; Environmental Variability in the Antarctic ice marginal area of Soya- and Victoria Land/Ross sea-coast since the Last Glacial

南極大陸沿岸地域におけ完新世の隆起海成地形とそれらの堆積物、大陸氷床変動との関係、さらにローカル氷河の消長などに関する研究は、昭和基地周辺の宗谷海岸およびロス海西岸のヴィクトリアランドの沿岸地域においてもっとも精力的に行われてきた。南極沿岸地域の環境変動に関する情報はあまり多くないので、上記両地域における演者らの現地調査を中心にして関連する問題点のあらましを指摘する。

ヴィクトリアランド

1. 隆起海成地形、堆積物

1. ロス海・テラノヴァ湾では10段前後の明瞭な旧汀線をともなう一連の完新世隆起海岸段丘が発達し、最高位旧汀線高度は31mである。その離水年代はおよそ6Kaである。外洋に面するため巨大円礫からなる。
2. 約300km南方のマクマードサウンド地域でも、外洋に面する岬では、最近では5～10年おきにしか海水から解放されない海浜地形形成環境でもほとんど一連の完新世隆起海岸段丘が分布する（旧汀線高度；20m）。しかし内湾では、隆起海成堆積物は12m、および4～5m付近に隆起デルタの地形と堆積物として点在する。デルタの周辺には、ケトル地形も分布することから完新世最高海水準時にも、最終氷期のロス海氷床の名残があったと考えられる。

2. 氷床、ローカル氷河の変動と海成地形

1. ロス海沿岸地域は、最終氷期には海拔300～500mまでロス海を埋めた西南極氷床に覆われたとされている。しかし、テラ・ノヴァ湾地域ではテイルの風化、更新世海成段丘の存在からロス海氷床の上限は現海水面高度付近と考えたほうがよい。
2. これまで、完新世のローカル氷河は現在が最大と考えられてきた。しかし、隆起海岸段丘と氷河が隣接する地域では、一連の隆起・旧汀線地形発達の過程で一時的に氷河が前進し、海浜地形営力を中断して氷河堆積物を残した。その時期は5Ka前後と推定される。
3. 上記の上位デルタは、上流へ向かってローカル氷河のアウトウォッシュ堆積物へ連続する。

宗谷海岸／リュツオホルム湾東岸

1. 隆起海成地形，堆積物

- 1. リュツオホルム湾東岸の宗谷海岸に点在する露岩地域の完新世隆起海成堆積物はもっとも高いところで標高25m付近まで分布する。しかし，テラ・ノヴァ湾地域に発達するような階段状の明瞭な旧汀線を伴う巨大円礫からなる海成段丘地形は分布しない。
- 2. 比較的厚い堆積物の多くは，小デルタとして形成された。それらは氷床縁からの融氷水に関連するもの，堆積物供給域は氷床と無関係のもの，供給域となる流域をほとんどもたないものなど発達の条件は一様ではない。しかし，完新世に氷床縁からの融氷，ドリフト雪の融雪などが現在より顕著で堆積物を供給できる時期があったことを示す。
- 2. これらの海成堆積物から産する貝化石のC-14年代は，8Kaより若い値と30～40Kaより古い値にはっきりとわかれる。すなわち，完新世の海成層と最終氷期中あるいはそれ以前の海成層が同一高度に重なって分布する。

2. 氷床変動と海成堆積物

- 1. 露岩表面およびそのうえに散在する迷子石は風化が著しく，最終氷期末期まですべての露岩が氷床に覆われていたとは考えにくい。
- 2. しかし，現在の氷床縁からあまり離れていない所で，最上部に氷食巨礫と貝化石を含む厚さ40mに達する海成粘土層がみられる。その年代はおよそ8Kaである。この事実は，海成層堆積時に，氷床が至近距離にあって，海岸に突っ込んでいた場所もあったことを示す。

両地域からの問題

最終氷期の南極氷床の広がり；北半球の最終氷期極相期にあたる時期（いわゆるLGM）には，南極氷床は海水準低下に誘発されて，大陸棚の縁まで拡大したといういわゆるマキシマムモデルの考えが強かった。ロス海氷床の分布もその考えにしたがっている。しかしとくに近年沿岸露岩地域からは，この時期には氷床に覆われなかったと考えるべき証拠が提示されるようになった。宗谷海岸，とくにオングル島で従来から報告されていた3万年ないしそれより古い年代の海棲貝化石の年代は，AMS法による年代測定で3～4万年前の値を示し，後期更新世の東南極氷床変動についても見直しが必要である。

LGM海水準低下量に対する南極氷床の寄与；最終氷期の海水面の低下に南極氷床の変動がどれほど関与したかについての評価は，25mから2.5m以下まで研究者によって違いが大きい。しかし，マキシマムモデルの南極氷床による見積りが過剰であるなら，最終氷期の海水面低下量は小さいか，北半球の氷河量は現在考えられているより大きくなければならない。この問題は深海底堆積物からえられた資料を氷河量に読み替えて作成されている最終間氷期以降の海水準変動曲線にも直結する。

3

東南極、リュツォ・ホルム湾、ラングホブデ南部の雪鳥沢・やつで沢に分布する氷河・融氷河堆積物と含貝化石海成層との層位関係—その南極氷床変動史における意義—

三浦英樹（極地研）・前杵英明（山口大）・三枝 茂（総研大・院）・森脇喜一（極地研）

Hideki MIURA, Hideaki MAEMOKU, Shigeru SAIGUSA, Kiichi MORIWAKI; Stratigraphic relation between glacial, fluvioglacial and marine deposits at the mouth of Yatude and Yukidori Valleys, southern part of Langhovde, East Antarctica

1. はじめに

南極沿岸地域に分布する氷河・融氷河堆積物や海成層の分布・層序および形成年代の決定は、直接・間接的に南極氷床の拡大・縮小の歴史を明らかにする手がかりを与え、海面変動史をはじめとする第四紀後期の汎世界的な環境変遷史の解明にとって極めて重要な意味を持つ。リュツォ・ホルム湾、ラングホブデ南部の雪鳥沢とやつで沢（図1）には、巨礫を含む融氷河堆積物や段丘地形が存在し、その氷床変動史との関連が従来より注目されてきた。しかし、(1)氷河・融氷河堆積物の分布・区分・形成時期、(2)河口部の段丘地形・堆積物の成因、を明らかにする資料はこれまでほとんど得られていなかった。演者らは、これらの堆積物の分布・層序の観察を行い、新たにいくつかの知見を得たので報告する。

2. 雪鳥沢およびやつで沢における氷河・融氷河堆積物の分布およびその特徴

雪鳥沢およびやつで沢の中・上流部の横断面形はU字谷状を示し、その谷底には最大径2m以上の巨礫を含む淘汰の余りよくない融氷河堆積物が数m以上の層厚で堆積する。これらの堆積物は、大きく上・下2段の段丘面に区分される。ただし、上位面の構成層は基盤斜面を覆う氷河堆積物と連続するよう見える場所もあり、両者の関係についてはさらに検討が必要である。これらの堆積物について、(1)表層部分全体の風化度、(2)個々の礫の着色度および(3)タフォニの存在、の3つの観点から風化度評価を行った結果、基盤斜面を覆う氷河堆積物と上位面の段丘堆積物の風化度は同程度で、下位面よりは風化度が高いことが明らかになった。しかし、上下の構成層の層相には顕著な違いが認められないことから下位面は、基本的に上位面を切った侵食面である可能性が高い。

3. 河口部における融氷河堆積物と海成層との層位関係

やつで沢河口部の右岸と左岸にはそれぞれ旧汀線高度が約18mと約11mの段丘地形が分布する。従来、この地形面の性格は十分に明らかにされていなかったが、両段丘面の上部は*in situ*の貝化石（*Laternula elliptica*）を含む海成砂層（層厚約140cm）から構成されることから、これらは明らかに海成面である。しかし、これらの中～下部を構成する巨礫を含む堆積物（層厚4～5m）は層相や風化度の点から、明らかに前述の融氷河堆積物に対比される。すなわち、やつで沢河口部で融氷河堆積物は海成層に覆われることが明らかになった。

また、雪鳥沢河口部左岸にも海成砂層から構成される段丘面が存在し、約18mの高度に旧汀線地形が認められ、やつで沢河口右岸の地形面に対比される。しかし、ここでは貝化石の存在や融氷河堆積物との層位関係は確認できなかった。

やつで沢左岸の旧汀線高度約11mの段丘面に対比される海成面は、18m面を切って河口部

に広く分布する。この地形面におけるトレンチ掘削の結果、これは *in situ* の *Laternula elliptica* を含む海成砂層から構成され、更にこの海成層が氷成粘土と考えられる堆積物を覆うことが明らかになった。

これら海成面表層堆積物の相対的な風化度評価を融氷河堆積物と同様の観点から行った結果、海成層は上流の氷河・融氷河堆積物（上位面・下位面）に比べて明らかに風化度が低いこと示された。また、海成面同士の比較では、18m面の方が11m面より若干風化していることが認められた。

4. 考察：南極氷床の変動と関連する2回の相対的高海面期と融氷河堆積物の形成期

(1) ラングホブデ南部における第四紀後期の2回の相対的高海面期の存在

やつで沢および雪鳥沢河口部における2つの高度の異なる海成面（旧汀線高度：18m, 11m）の存在は、この地域において2回の相対的高海面期が存在したことを意味する。特に、ここでは地形的に旧汀線が確実に認められることから、東南極における過去の旧汀線高度を知る上で貴重な場所である。この2つの時期が、更新世（30,000年BP以前）と完新世（8,000年BP以降）に分かれるのか、完新世の間に形成されたのか、という問題は貝化石の年代測定によって決定でき、氷床変動と関連する南極大陸のアイソスタティックな隆起運動の様式と関連して興味を持たれる。

(2) ラングホブデ南部における融氷河堆積物の形成時期と南極氷床の挙動との関連

巨礫を含む融氷河堆積物が、*in situ* の貝化石を含む海成層に覆われることから、融氷河堆積物の形成時期は、明らかに海成層に含まれる貝化石の年代より古い。また、海成層の堆積後に氷河の再拡大によって海成層が乱された証拠は認められないことから、この含貝化石海成層より新しい時代に、やつで沢・雪鳥沢に氷河・融氷河堆積物をもたらす氷河が形成されなかったことも確実である。もし、貝化石から後期更新世の年代が得られれば、顕著な融氷河性の流水作用はそれ以前に生じたことになり（風化程度から見て後期更新世より古い可能性が高い）、その後海岸付近まで氷床が拡大したことはなかったことになる。すなわち、少なくともこの地域においては、更新世における南極氷床の挙動は北半球の氷床変動とは同調しないことになる。具体的な年代については、融氷河堆積物を覆う海成層中の貝化石の年代測定の結果を待って更に議論したい。

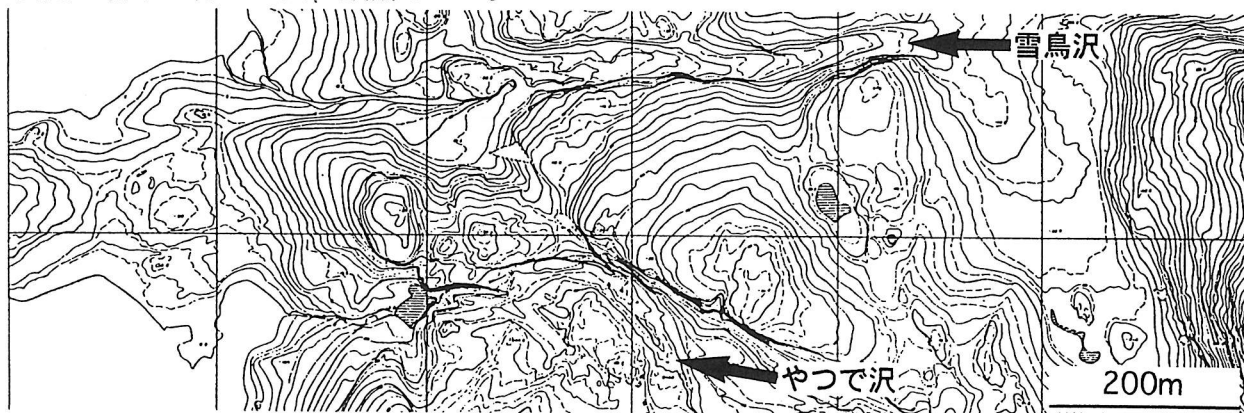


図1 リュツォ・ホルム湾，ラングホブデ南部の雪鳥沢・やつで沢周辺の地形図

4

日高山脈エサオマントッタベツ川流域における最終氷期の
氷河最前進期の編年と氷河の特徴

岩崎正吾・平川一臣・沢柿教伸（北海道大・地球環境科学）

Shogo IWASAKI, Kazuomi HIRAKAWA and Takanobu SAWAGAKI; Glacier and glacial geomorphology of the maximum advance during the Last Glacial in the upper Esaoman-Tottabetu drainage area of Hidaka Range.

演者らは一昨年から日高山脈の氷河地形調査を再開し、従来の研究においても最も重要な地域の一つとして議論されてきたエサオマントッタベツ川流域において、最終氷期の氷河最前進期を示すターミナルモレーンの地形およびそれらの堆積物、さらにSpfa-1テフラを認定した。ここではその地形と堆積物を紹介し、編年学的意義および堆積物から推定できる当時の氷河の特徴を検討する。

1. 地形：エサオマントッタベツ河谷の標高850m付近、右岸側には現河床との間に30～35mの比高をもつ明瞭なリッジが、谷を塞ぐ（谷に直交する）方向に分布する。このリッジは、下流側にも上流側にも急傾斜しつつ段丘面へと移り変わる。この一連の地形はターミナルモレーンと下流側のアウトウォッシュ面、上流側の氷河底に接する舌状盆の一部に由来する。ただし、上流側の段丘面は当時の氷河底ではなく、氷河中、氷河上にあったテイルをとまなうと思われる。同様な一連の地形は約0.5Km上流にも認められる。

2. 堆積物の特徴と氷河：この地形を構成する堆積物は、現河床から比高10m付近までの相対的に淘汰のよい泥質マトリクスに富んだ下部の砂礫層と、これを覆う径2～3mにも達する巨大角礫を含む上部の角礫層から成る。上記の地形との関係から、上部層はターミナルモレーンを構成するテイル、下部層は前進してきた氷河前面に堆積し、ターミナルモレーンに覆われたアウトウォッシュ堆積物と解釈できる。アウトウォッシュ堆積物には砂質部がほとんどなく、融氷河流の作用はあまり強くなかったと思われる。またカール底直下まで、マトリクスの少ない角礫質テイルが段丘状の地形を作って広く厚く分布し、当時の氷河は氷河中～表面に大量のデブリを含んでいたことを示す。

3. Spfa-1, En-aの産状と層準：Spfa-1はターミナルモレーンを構成するテイル（上部角礫層）の最下部に含まれることを確かめた（火山ガラスの特徴および屈折率の測定に基づく）。この発見は、Spfa-1が氷河最前進期のターミナルモレーンを形成している過程の初期に降下したことを示す。また、この氷河末端を示す一連の地形と堆積物はEn-aに覆われることも確認した。

4. 最前進期の編年上の位置づけと問題：最近得られた信頼度の高いSpfa-1のC-14 (AMS) 年代 (42Ka; 柳田、1994) に基づけば、エサオマントッタベツ河谷における最終氷期の氷河最前進期は4万年前頃と考えるのが妥当である。氷河最前進期は、日本アルプスで主張されている氷河最前進期より2万年も若い。またこの時期はアイソトープステージ3に位置づけられるのは確実である。

5 東南極アデリーランド沖における後期更新世以降の珪藻遺骸群集の変動

志賀健司（北大・理）

SHIGA Kenji; Change of diatom assemblage off Adelie Land, East Antarctica since Late Pleistocene

極域海洋における海水・棚氷の分布は、アルベドの変化・大気-海洋間の断熱効果などの熱収支、底層水・深層水の形成による海洋の鉛直循環の駆動、という2つの点で、気候変動を考える上で重要な要素である。氷期には周囲を大規模な大陸氷床に覆われた北部北大西洋では、第四紀における詳細な海洋変動が明らかにされてきた。それに対してもう一方の極地、南極では海底コアの高分解の解析を通じた海洋変動、特に海水・棚氷の変動に関する研究はほとんど行なわれていない。これらを明らかにする目的で、本研究では東京大学海洋研究所の白鳳丸KH94-4次航海によって東南極アデリーランド沖で採取された、ピストンコアAMR-2PC (64° 40' S, 139° 59' E, 水深2965m) を用い、珪藻遺骸群集の解析を行なった。

その結果、堆積物乾燥重量1gあたりの珪藻殻数は鉅齒状の増減を4回繰り返しており、ほとんどの層準を通じて *Nitzschia kerguelensis* が圧倒的に優勢で、珪藻遺骸群集の約60%を占めることがわかった。その他の群集は亜南極群集（低緯度側）・南極群集（高緯度側）・海水群集・再堆積群集が特徴的である。再堆積を示す群集の産出頻度には3つの明瞭なスパイクが見られる。また南極群集・海水群集・再堆積群集はそれぞれ位相のずれた3回から4回の周期的増減を繰り返しており、ピークは下位側から、再堆積群集→南極群集→海水群集→再び再堆積群集、の順に移動するということが明らかになった。またコアの全層準は南極海における珪藻化石帯（Baldauf and Barron, 1991）の *Thalassiosira lentiginosa* 帯に相当することから、最下部の年代は少なくとも62万年前以降であることがわかった。

再堆積群集の相対産出頻度はスパイクの層準において50～80%以上にも達し、海水群集もほとんど産出しない。これらのことから再堆積群集のスパイクは、珪藻の光合成に必要な太陽光が届かない、厚い棚氷に覆われた海洋環境を示すことがわかる。

これらのことから本研究では次のような結論を得た。

- 1) 東南極アデリーランド沖の珪藻遺骸群集は、海水・棚氷の変動を記録しており、現在はこの海域には存在しない棚氷が過去、おそらく氷期には形成された。
- 2) アデリーランド沖の海洋環境は、氷期-間氷期の繰り返しに対応して、棚氷の形成→棚氷の崩壊と南極前線の南下（温暖化）→海水の形成→再び棚氷、という周期的変動を経験してきた。

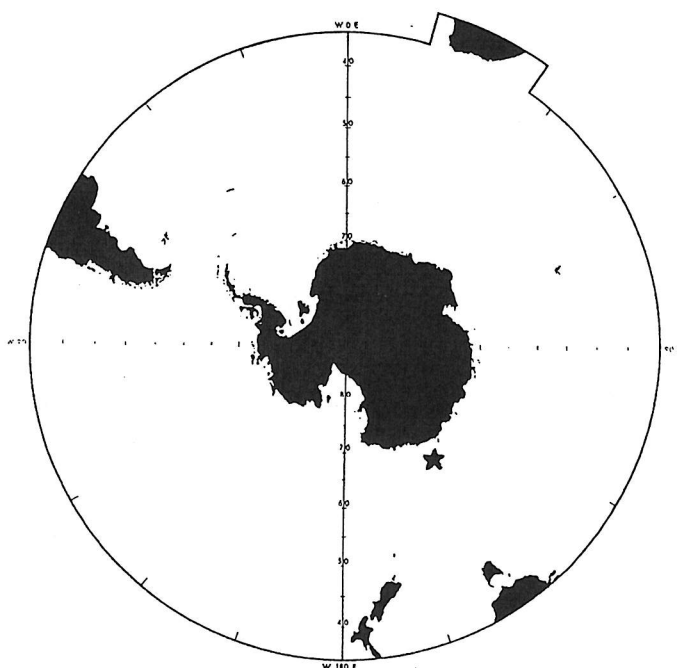


Figure 1. locality of AMR-2PC core

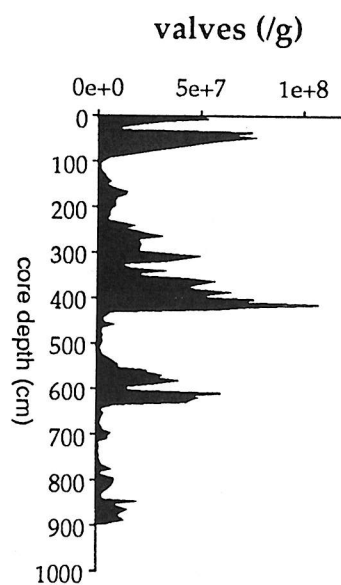


Figure 2. diatom valves

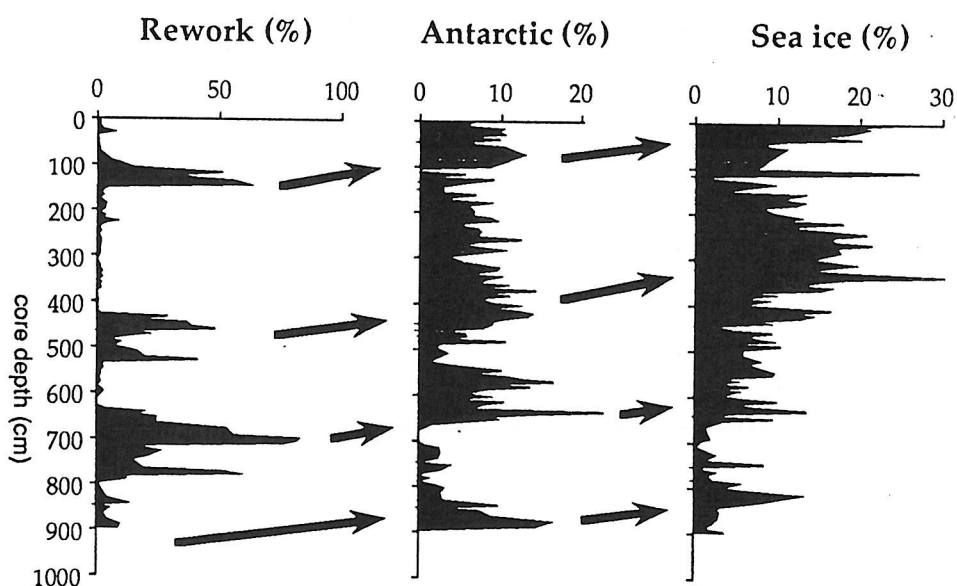


Figure 3. Relative abundance of diatom assemblages

Kaoru Kashima and Katsumi Takayasu ; Diatom assemblages from lake sediments of Lake Abashiri and Lake Saroma, Hokkaido, northern part of Japan

1. はじめに

珪藻は、一対の珪酸質の殻を有する単細胞生物であり、汽水環境において重要な環境指標生物のひとつである。珪藻殻は堆積物中に保存されやすいことから、古環境を復元する場合、重要な指標のひとつとなる。筆者は、宍道湖・中海をはじめとして、日本各地の汽水湖沼において、珪藻化石による古環境の復元を進めてきた(鹿島、1993)。古環境復元の基本は現生珪藻の分布とその水質・堆積条件との比較であるが、これまでの研究の結果、季節変動の大きい珪藻群集を調査するにあたり、湖底表層堆積物試料はその湖の数年にわたる平均的な珪藻分布をよく示しており、珪藻と水質環境を考察する上で有効な指標のひとつであることがわかってきた(鹿島,1993)。

本稿では、1995年9月、北海道東部の網走湖とサロマ湖で採取された湖底表層試料と湖底ボーリングコア試料より得られた珪藻遺骸群集の特徴を記す。さらにそれらの結果をもとに両湖沼の古環境変遷について考察を加える。

2 試料

分析の試料は、1995年9月汽水域総研のメンバーによって採取されたものであり、湖底表層堆積物試料は網走湖が26試料、サロマ湖が51試料である。そのうち泥質試料のみを選んで珪藻遺骸群集の分析を行った。実際に分析を行ったのは、網走湖23試料、サロマ湖26試料である。一方、湖底ボーリングコア試料は、網走湖2地点(AB1,AB2)、サロマ湖3地点(SR1,SR2,SR3)であるが、SR1はコア長が40cmと短かったため、分析を行わなかった。なお、これらの試料の採取方法、堆積物の層相などの記載については、別稿で報告される予定なので、本稿では省略する。

3. 分析結果

- (1)網走湖では*Cyclotella caspia*が優占的に産出しており、湖底表層堆積物中の全珪藻殻の90%以上を占める。これは宍道湖などでも観察され、低鹹汽水湖沼特徴の現象と解釈された。
- (2)網走湖のボーリングコア試料より、網走湖が淡水湖沼となっていた層準を、珪藻遺骸群集から確認した。それらの層準では淡水浮遊生の*Aulacoseira granulata*、*Aulacoseira ambigua*、*Stephanodiscus dubius*が多く産出する。淡水化の時期については、現段階では不明である。
- (3)サロマ湖では、湖中心部では浮遊生の*Thalassiosira*属、*Thalassionema nitzschioides*が多く産出する。湖岸付近では付着生の*Cocconeis scutellum*が多く産出する。
- (4)サロマ湖ボーリングコア試料では、*Paralia sulcata*、*Diploneis smithii*が上位の層準にむけて減少しており、昭和初期(1929年)の湖口開削に伴う水質変動を示す現象と推定された。

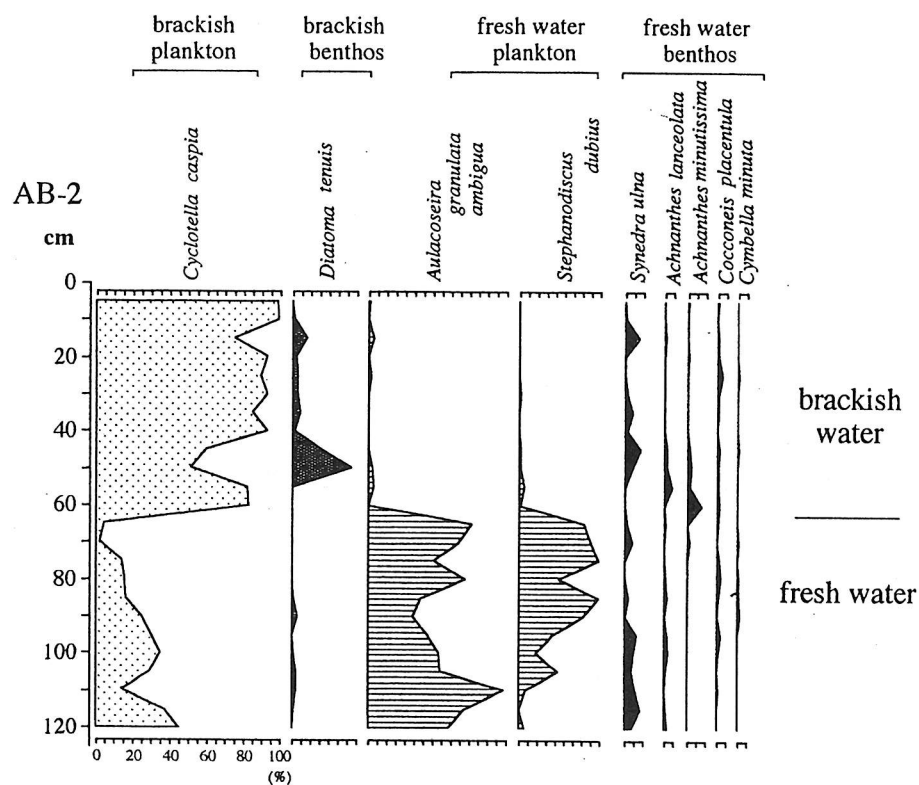


図1 網走湖湖底ボーリングコア試料中の珪藻化石群集の変化と古環境変動
(AB-2地点：湖中央)

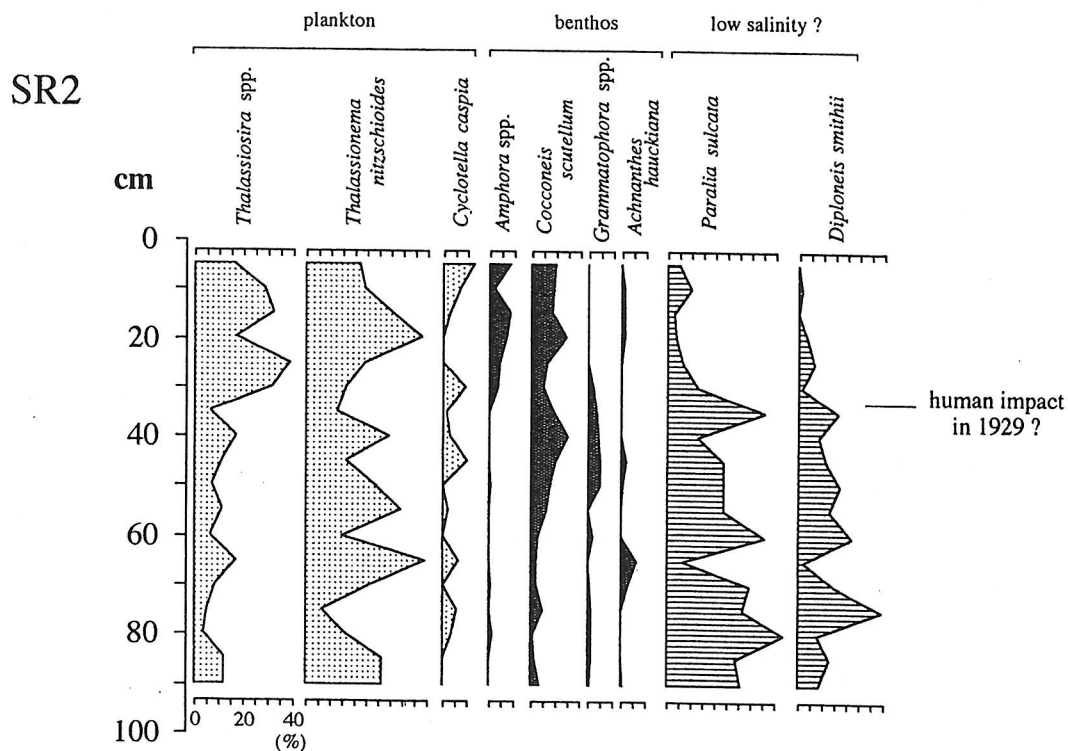


図2 サロマ湖湖底ボーリングコア試料中の珪藻化石群集と古環境変動
(SR-2地点：湖中央)

Hirosi MUTO and Narita Paleoenvironment Research Group; Diatom thanatocoenoses of the Shimousa Group around the Lake Imba-numa, Chiba Prefecture.

印旛沼周辺に分布する下総層群は下位より神崎層・上岩橋層・木下層よりなる。これら各層については成田古環境団体研究グループ (1996) により層序学的、堆積学的見地より検討が加えられた。その結果、上岩橋層は下部層と上部層とに区分され、下部層は氾濫原堆積物からなり淡水環境下での堆積が、また、上部層については海水環境での堆積が示唆されている。この点については予察的な珪藻遺骸群集の分析にも触れ、その推定を裏づけている。今回は上記の報告をもとに、上岩橋層下部層 (以下、下部層とする) の珪藻遺骸群集について詳しく検討を行なったのでその結果を報告する。

下部層の岩相分布図を第1図に示す。珪藻遺骸は主に泥質層および砂質シルト層から検出した。各調査地点から検出された珪藻遺骸群集の組成にもとづき、下部層は下位よりI～VI IIまで8区分された (表-1)。以下に下部層 I ～ VII II についてその特徴を述べる。

下部層 I : 好流水生種で特徴。わずかに淡水～汽水生種や汽水～海水生種を伴う。鶴巻のみで検出。珪藻含有殻数は少ない。珪藻の種構成では、河川の中～下流域で普通の *Cymbella turgidura* が優占。好流水生種の *Synedra ulna*, *Cym. sinuata* が随伴し、淡水～汽水生種の *Navicula capitata* v. *linearis* や汽水～海水生種の *Diploneis smithii* などがわずかに混交。河川の中～下流域で汽水がわずかに遡上する環境。含有殻数が少なく堆積環境は不安定。

下部層 II : 好酸性種や陸生種、好流水生種で特徴。麻生・鶴巻の両地点から検出。両地点より珪藻遺骸を豊富に検出。麻生では好酸性種の *Pinnularia* 属が優占し、陸生種である *Hantzschia amphioxys* や *Nav. mutica* が高い割合で随伴。また、真流水生種の *Achnanthes lanceolata* や *Meridion circulare* などが産出するから、安定した酸性の低湿地へ河川水の流入や一時干上がりなどの渇水状況。鶴巻では、*Pi.* 属が多産、好流水生種の *Gyrosigma acuminatum* や *Cym. turgidura*, *Syn. ulna* が産出。酸性の低湿地で、河川の氾濫が及ぶ。

下部層 III : 好酸性種と陸生種、好アルカリ性種で特徴。麻生・鶴巻の両地点から検出。両地点とも珪藻遺骸を豊富に検出。麻生では *Pi.* 属が優占、*H. amphioxys* と好酸性種の *Eunotia pectinaria* v. *minor* が高い割合で産出。大型の *Cym.* 属を多産。水位の変動はあるが、氾濫などの影響のない安定した酸性の低湿地。鶴巻では、*Pi.* 属が優占。好酸性種の *Eu.* 属や *Tabellaria fenestrata*, *Frustulia rhomboides* などを含み、安定した酸性の低湿地。

下部層 IV : 好酸性種で特徴。麻生からのみ検出。豊富に珪藻遺骸を検出。*Pi.* 属が優占。*H. amphioxys* と好酸性種の *Eu. praerupta* v. *bidens* が随伴。大型の *Pi.* 属や *Eu.* 属を含有。より安定した低湿地。

下部層 V : 好酸性種や陸生種、流水生種とわずかな淡水～汽水生種とわずかな汽水～海水生種で特徴。麻生・鶴巻の両地点から検出。両地点とも豊富に珪藻遺骸を検出。麻生では *Pi.* 属が優占。*Syn. ulna* が随伴。淡水～汽水生種の *Nav. peregrina*, *Rhopalodia gibberula*, *Dip. pseudovalis* などをわずかに混交。河川の中～下流域における低湿地、わずかに汽水の影響が及ぶ水域。鶴巻では、*Pi.* 属を多産。*H. amphioxys*, *Syn. ulna*, *Cym. turgidura* などを混交。わずかに、*Nav. peregrina*, *R. gibberula* や *Dip. smithii* を含む。河川の中～下流域における低湿地、わずかに汽水の影響が及ぶ水域。

下部層 VI : 好酸性種や流水生種、浮遊生種で特徴。麻生からのみ検出。含有殻数は少ない。*Pi.* 属が優占し、*Syn. ulna* が随伴。浮遊生種の *Aulacoseira* 属を含む。河川の中～下流域における不安定な低湿地、一時的に水位が増す。

下部層 VII : 好酸性種と好アルカリ性種の共存で特徴。麻生では1個のみ、古市場からは豊富に検出。層位的には「コウジミソ」の層準に来る。古市場においては、*Pi.* 属が優占。大型の *Cym.* 属や浮遊生種の *Au.* 属が随伴。安定した沼沢湿地。

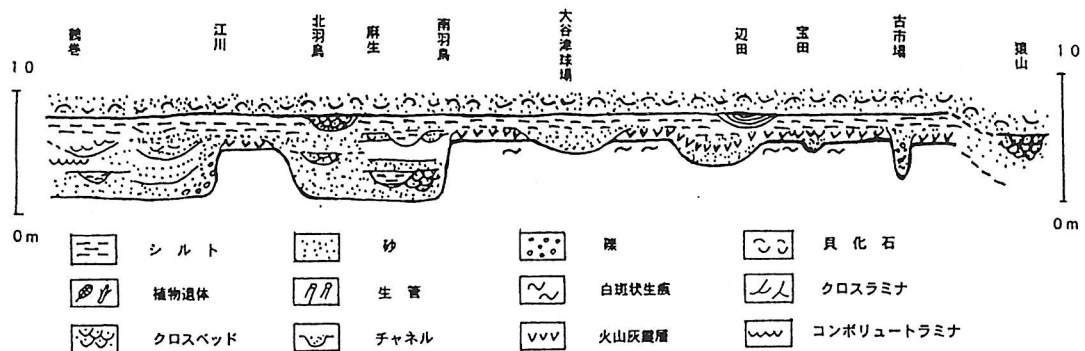
下部層 VIII : 好酸性種と好アルカリ性種の共存する特徴。麻生からはそれぞれの種を1個ずつ検出。鶴巻からは83個体検出。鶴巻では *Pi.* 属が優占、好アルカリ性・真止水生種の *Cym. lanceolata* が随伴。一時的な沼沢湿地。

引用文献：成田古環境団体研究グループ，1996：印旛沼捷水路付近および成田市西北部の下総層群—上岩橋層下部層の堆積環境と木下層の埋没谷—。地研専報，45，42-67。

表1 上岩橋層下部層における珪藻遺骸群集の優占種および特徴種

		(麻生)		[鶴巻]・<古市場>	
上 岩 橋 層	VIII	 [7]  [6]	<i>Coscinodiscus</i> spp. 【破片のみ一個】 <i>Pinnularia</i> spp. 【破片のみ一個】	[7] <i>Pi.</i> spp. (75), <i>Cymbella lanceolata</i> (10). 【83個体】 [6] 検出せず	
	VII	 <6> (=コウジミソ層準)	<i>Pi.</i> spp. 【破片のみ一個】	<6> (=コウジミソ層準) <i>Pi.</i> spp. (43%), <i>Cym.</i> spp. (25), <i>Aulacoseira</i> spp. (11).	
	VI	 [3]	<i>Pi.</i> spp. (37), <i>Au.</i> spp. (16). 【19個体】 <i>Pi.</i> spp. (52), <i>Synedra ulna</i> (19). 【75個体】	[3] 検出せず	
	V	 [2]  [1]	<i>Pi.</i> spp. (34), <i>Syn. ulna</i> (19), 汽水種(5). <i>Pi.</i> spp. (28), <i>Syn. ulna</i> (19), 汽水種(6).	[2] <i>Pi.</i> spp. (17), <i>Syn. ulna</i> (11), <i>Hantzschia amphioxys</i> (16), <i>Cym. turgidura</i> (7), 汽水種(4). [1] <i>Pi.</i> spp. (24), <i>Syn. ulna</i> (22), 汽水種(13).	
	IV		<i>Pi.</i> spp. (50), <i>H. amphioxys</i> (14), <i>Eunotia praerupta</i> v. <i>bidens</i> (11).		
	III	 [5]	<i>Pi.</i> spp. (34), <i>H. amphioxys</i> (14), <i>Eu. pectinarius</i> v. <i>minor</i> (8), <i>Cym.</i> spp. (9). <i>Pi.</i> spp. (34), <i>H. amphioxys</i> (17), <i>Eu. pectinarius</i> v. <i>minor</i> (12), <i>Cym.</i> spp. (8).	[5] <i>Pi.</i> spp. (46), <i>Eu. pectinarius</i> v. <i>minor</i> (16), <i>Tabellaria fenestrata</i> (8).	
部 層	II	 [4]	<i>Pi.</i> spp. (38), <i>H. amphioxys</i> (15), <i>Achnanthes lanceolata</i> (5). <i>Pi.</i> spp. (34), <i>H. am.</i> (16), <i>Ac. lan.</i> (8). <i>Pi.</i> spp. (28), <i>H. am.</i> (25), <i>Ac. lan.</i> (10). * ①・②・③ともに汽水種(3)	[4] <i>Pi.</i> spp. (20), <i>Gyrosigma acuminatum</i> (12), <i>Cym. turgidura</i> (8), <i>Syn. ulna</i> (8), 汽水種(2).	
	I	 [-1]		[-1] <i>Cymb. turgidura</i> (33), <i>Syn. ulna</i> (11), 汽水種(11). 【63個体】	

①, [2], <3>: 産地毎の試料番号, (): 産出頻度%, 【】: 200個体以下の検出試料数.



第1図 上岩橋層下部層の模式断面図

太湖の形成史に関する調査および研究が、1993年度より3ヶ年にわたり中国華東師範大学と日本大学文理学部の共同研究により行われてきた。これらの結果の一部はすでに報告を行ってきたが、今回1994年度および1995年度に得られたボーリング・コア試料の分析結果を報告する。

調査地である太湖は、中国上海市の西方約100kmに位置する南北約70km、東西約60km、最大水深3m前後のほぼ円形状の巨大な浅い淡水湖である（Fig. 1）。これまでに湖底堆積物より15本ののぼるボーリング・コア試料が得られている。今回はそのうちTa94-3およびTa951028-1（Fig. 2）の珪藻分析結果を報告する。それぞれのコアの長さは、Ta94-3が約190cm、Ta951028-1が約216cmで、Ta94-3の深度162cm、184cmにある泥炭層からはそれぞれおよそ6500y.B.P.と12000y.B.P.の年代が ^{14}C 年代法（AMS法）によって得られている（Endo et al, 1996）。分析試料は、両コア共に上部より2.5cmごとに採取し、過酸化水素法により脱有機物処理を行ったものを光学顕微鏡用の試料とし1000倍の視野で観察・同定を行った。

この結果、それぞれのコアにおいて海生種、汽水生種および淡水生種の群集構成率に明らかな変化がみられた（Fig. 4, 5）。Ta94-3は、ほぼ全層序にわたりCyclotella属、Melosira属、Pinnularia属などの淡水生種の産出が卓越するが、上部と下部には海生種と汽水生種の産出が認められた。また深度63～80cmの層準において、化石の産出個体数がきわめて急激に減少すると共に群集構成の特徴種が陸生珪藻に代わる。またこの変化に伴い完形殻保存率が低下するという現象が認められた。コア全体を通してみると産出個体数および完形殻保存率は、30～50cmの割合で増加減少の周期的な変化も認められた。このような層位的変化は、当時の太湖が全体として淡水環境が卓越する環境であり、その環境は何らかの周期的な変化を繰り返していること、さらに海生種、汽水生種の産出から海水の侵入し得る条件にあったことを示している。

Ta951028-1は、深度84.6cm以深でCoscinodiscus属、Actinopteryx属をはじめとする海域浮遊生種、Cyclotella caspiaなどの汽水域浮遊生種が卓越し、ほぼ一様な海生種の産出が認められた。深度29～82cmでは化石の希産出傾向とHantzschia amphioxysなどの陸生種、Melosira sp-nといった休眠胞子の産出が特徴的であり、さらに82cm以浅ではMelosira属などの淡水浮遊生種が卓越する、大きく3つの傾向を持っている。

Ta94-3における深度63～80cm層、Ta951028-1における深度29～82cm層という両コアにおいて共通にみられる化石産出個体数の急激な変化や陸生種、休眠胞子の産出は、きわめて急激な離水、水位の低下を示唆し、この現象は堆積物の不連続性を伴うことが予想される。この層準における細かな環境や前後の層位との比較については、さらに吟味していく必要があり、今後花粉分析など他の分析結果と比較することによりさらに検討を加えていくつもりである。

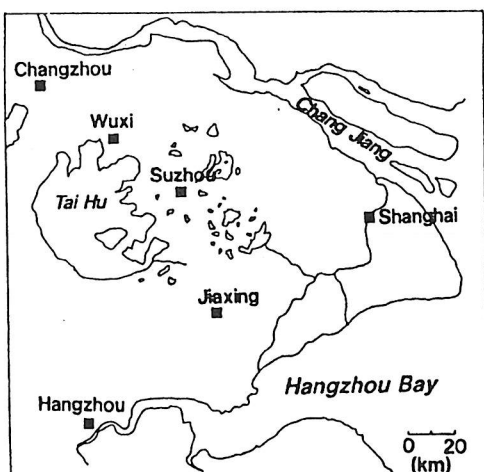


Fig.1 A map showing Tai-hu lake and the surrounding area

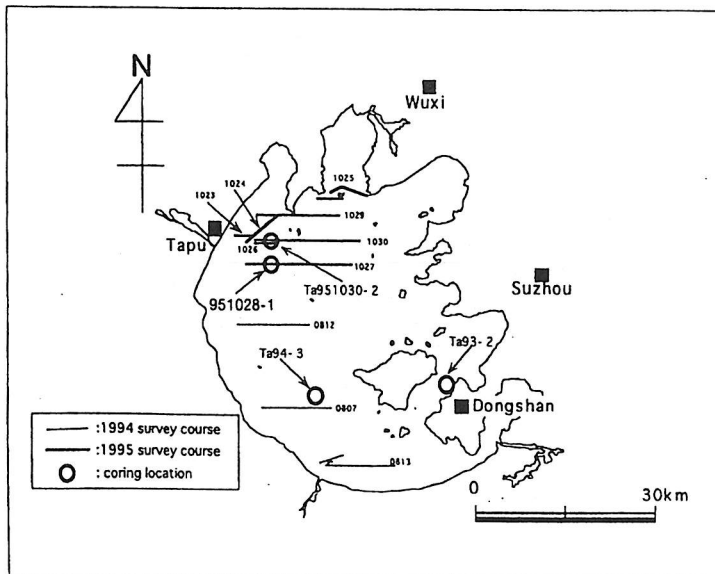


Fig.2 A map showing Tai-hu lake and location of core samples analyzed

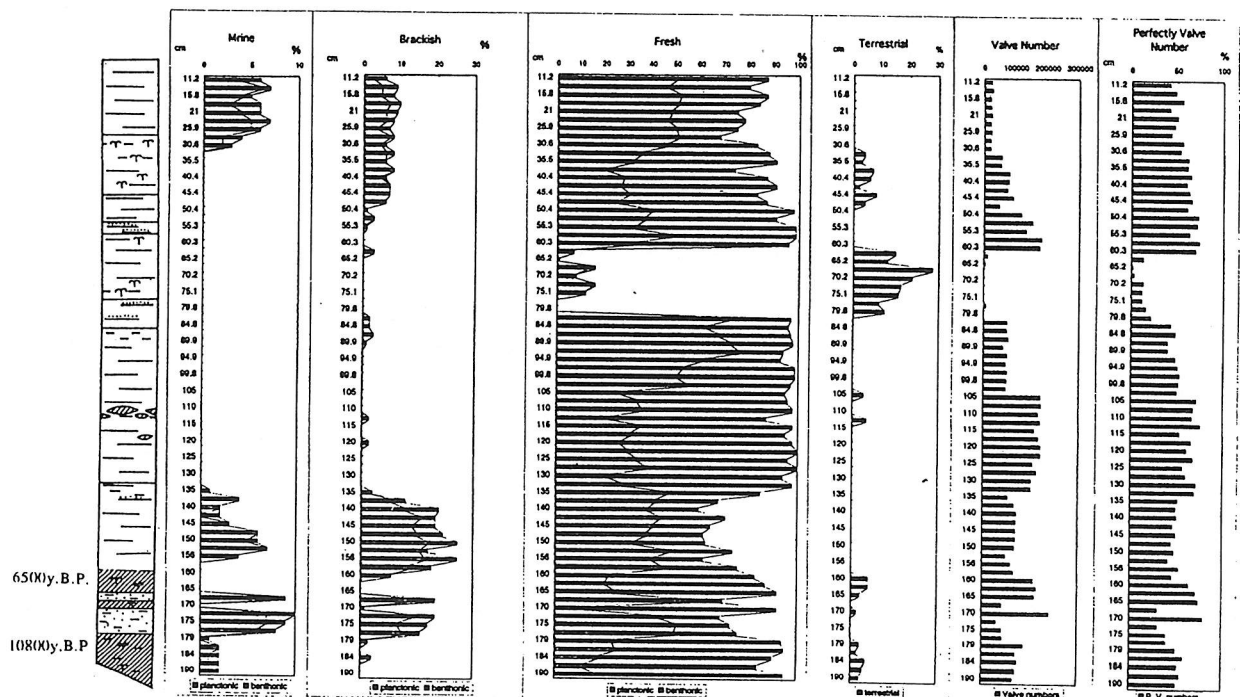


Fig.3 Diagram of classified fossil diatom assemblages with several environmental groups from Ta94-3

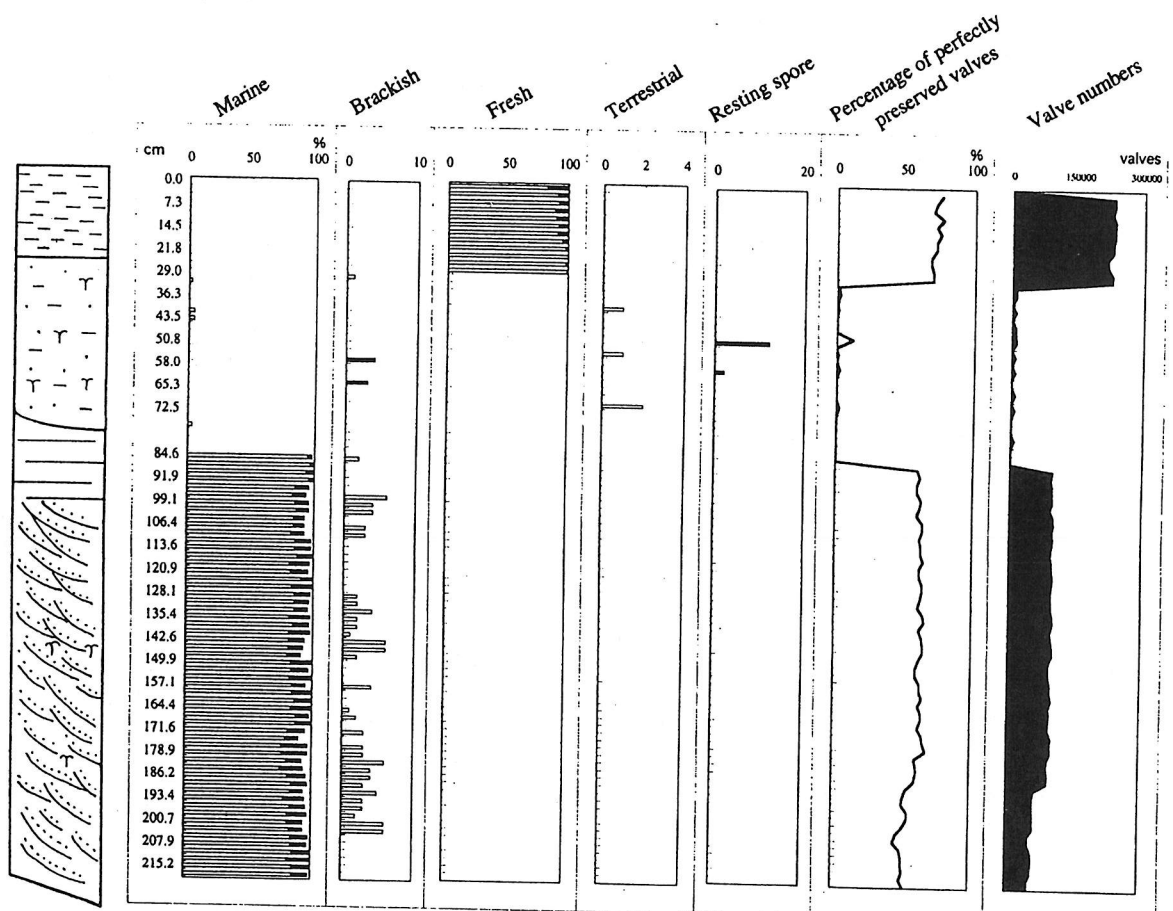


Fig.4 Diagram of classified fossil diatom assemblages with several environmental groups from Ta951028-1

JongGwon YUM, Takao TOKUOKA, Tadashi NAKAMURA and ChanWoo PARK; Characteristics of a Coastal lagoon, Hwajin-po in eastern coast of Korea, and interpretation of paleoenvironmental setting.

HwaJin-po, a coastal sea-communicated lake, located on the eastern coast of Korea, is composed of two small brackish lakes in connected by a narrow channel. This particular morphological setting gives important information on the paleoenvironment of the area.

In order to characterise the modern environmental setting, several profiles were studied by echo-sounding method(SH-20); and three gravity cores(~80cm) were taken to analyze the recent sediments. Oxygen content, pH value and salinity of the water were also measured at different depths. Through the variation of salinity, and discontinuity in the echo-sounding profiles, we can recognize a halocline in both lakes

Drilling was carried out at site HJ95(~10m). Grain size analysis(mean grain size, sand percentages) and water content determination were also made to examine the physical properties of these sediments. Soft X-ray techniques were used for investigation of the internal structure of the sediments. Mollusca and Diatom assemblages preserved in the core were identified. Contents of S, carbonate matter and N contents were also determined.

On the basis of the variation in the sedimentary environment, several different environmental conditions can be identified. The first(F), associated with the last glaciation, is represented by exposure of the basement rocks. During the second condition(E), deposition of silty-sand layers over the basement rocks took place, in an estuarine environment. This may correlate with the Jomon transgression in Japan. Environment (D) quite likely corresponds to a regression, and is characterized by the occurrence of a laminated layer. Subsequently conditions associated with transgression are marked by the development of a non-laminated layer containing many types of brackish water shells(C). On the basis of very low S value, and presence of fresh water diatoms, the succeeding environment can be ascribed to fresh water conditions(B). The final environment(A) is represented by the present condition.

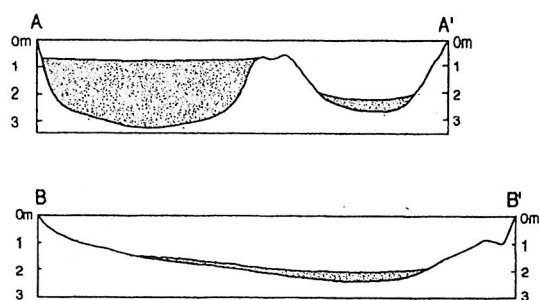
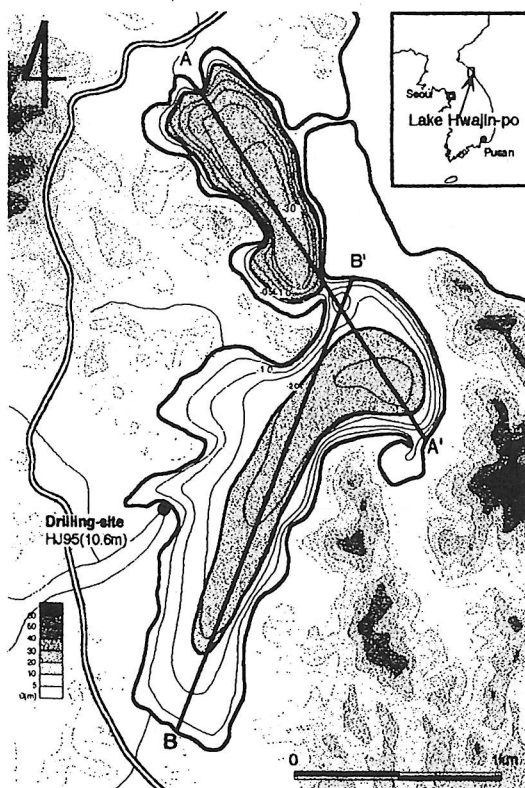


Fig.1 Map showing the location of Lake Hwajin-po on the eastern coast of Korea; Geomorphology around the lake and the drilling site(HJ95); the gray areas in the lake and section indicate high saline waters beneath the halocline.



10 噴火湾における有孔虫群集の分布

黒澤一男・長谷川四郎（北大地球環境）

Kazuo KUROSAWA, Shiro HASEGAWA ; Distribution of Recent foraminiferal assemblages in Funka Bay

噴火湾は北海道南西部に位置し、湾中央部で水深が最大の約100mに達し、湾口部では水深90m以浅となる湾である。噴火湾の水塊は季節的に異なり、春にはオホーツク海起源の親潮系水が流入し、それまでに形成されていた噴火湾固有の冬季噴火湾水が流出する。その後、夏に湾水は成層し、表層から水深約30mまでに夏期噴火湾表層水が形成される。晩夏から初秋にかけて津軽暖流水が流入し、冬に冬期噴火湾水を形成する（大谷・秋葉, 1970）。また、大嶋ほか（1979）により、噴火湾および周辺海域における堆積物の分布や、底生生物の調査がおこなわれている。

本研究の試料は1995年6月に北海道道立地下資源調査所がおこなった浅海域地質調査により採取されたものを用いた。それらは右図に示すTr.1～6の6測線、32地点において、スミス・マッキンタイヤー型グラブにより採取され、表層の0～2cmを有孔虫群集分析に用いた。各測線において以下に示す有孔虫群集が認められた。

Tr.1, Tr.2（噴火湾南部 森沖）

各測線につき5地点について分析をおこなった。各測線の陸側の2地点（水深4m, 6m）からは有孔虫はほとんど検出されなかった。それらを除く計8地点においては、*Eggerelloides advena*, *Textularia earlandi* を主とし、*Elphidium excavatum*, *Buccella* spp. を伴う群集が産出した。

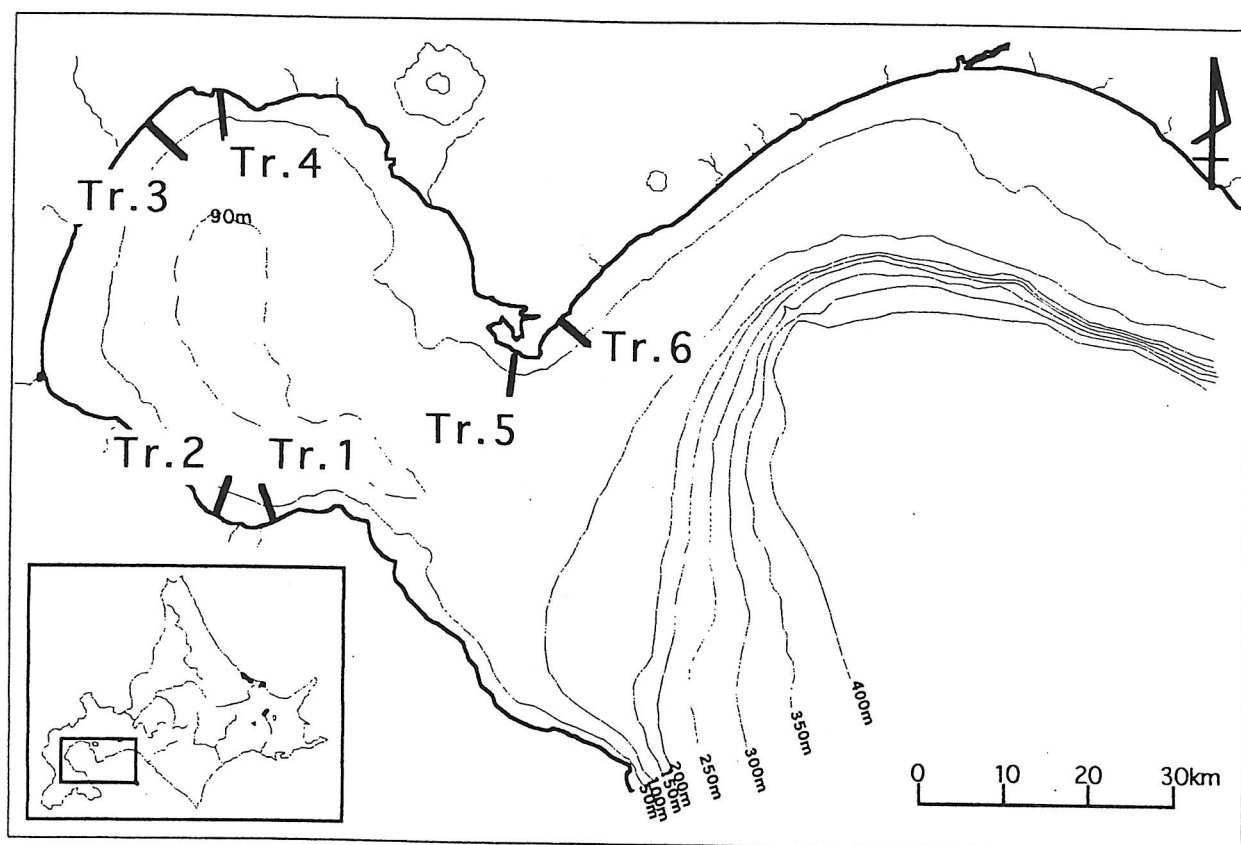
Tr.3, Tr.4（噴火湾北西部 長万部沖）

各測線につき6地点について分析をおこなった。各測線の湾中央部寄りの6地点（水深49～60m）においては、*Elphidium excavatum*, *Buccella* spp. が優占する群集が産出した。

Tr.5, Tr.6（噴火湾湾口部 室蘭沖）

各測線につき5地点について分析をおこなった。その結果、*Pseudononion japonicum* が優占する群集が産出した。

これらの結果に基づき、有孔虫群集の分布を規制する要因を考察した結果について述べる。



試料採取地点図

嶽本あゆみ・尾田太良（熊本大）

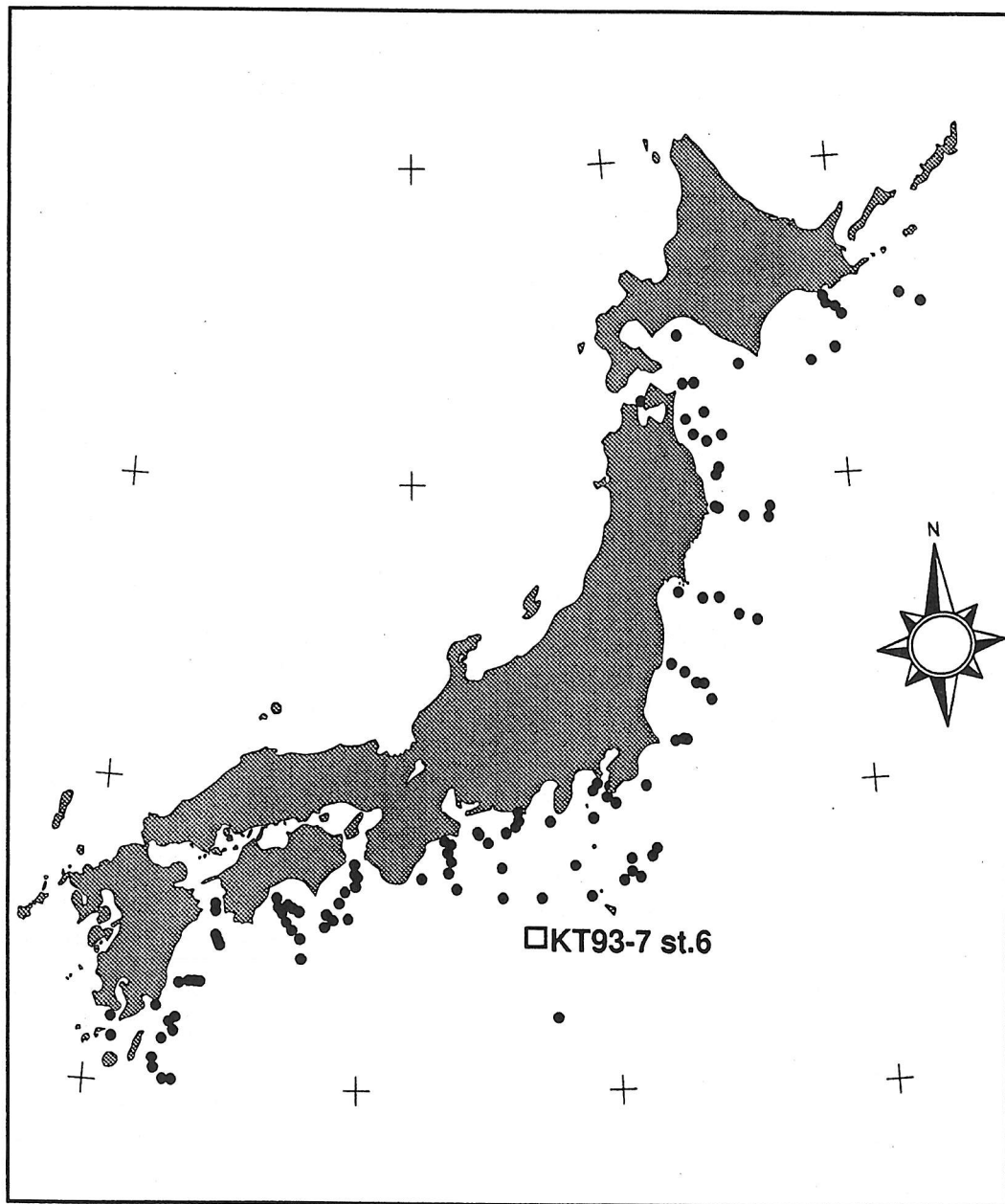
Ayumi TAKEMOTO, Motoyoshi ODA; Paleotemperature of core KT93-7 st.6 since 20,000 yrs. B.P. by a transfer function using planktonic foraminifera

Imbrie and Kipp (1971) によって浮遊性有孔虫化石群集を用いた主成分分析による変換関数手法が確立されて以来、大西洋において Kipp (1976) がより詳細に、太平洋においては Thompson (1981) などによって古環境復元のための研究が行われてきた。しかしながら、日本近海に存在する黒潮流域から混合水域、親潮水域にまたがったの詳細な研究は行われていない。

本研究では根室沖から種子島沖までの日本列島太平洋沿岸で得られた 112 の表層堆積物中の浮遊性有孔虫遺骸群集に基づいて、表層水温を求めるための変換関数を作成した。この関数を用いて日本近海で得られたコアから古水温の復元を試みる。

対象となる KT93-7 st.6 コアは、八丈島西方沖の北緯 $32^{\circ}40'$ 、東経 $138^{\circ}27'$ 、水深 3272 メートルの海底から採取された。本コアは主として均質なシルト質粘土から成り、多数のテフラ層が挟在するほか、タービダイト層もしばしば認められる。浮遊性有孔虫殻の AMS 法による放射性炭素同位体の測定結果から、およそ 350 センチの層準で 2 万年前に達している。本報告では最終氷期以降の古水温変動について述べる。

本研究に用いた表層堆積物と
KT93-7 st.6 コアの位置



12 伊良部島島棚縁下から採取した炭酸塩堆積物コア試料の放射年代

大村明雄・佐々木圭一・三輪哲生(金沢大学)・辻 喜弘(石油開発情報センター)
・松田博貴(熊本大学)・中森 亨・井龍康文・山田 努(東北大学)・佐藤由理
(石油公団石油開発技術センター)・中川 洋(日本オイルエンジニアリング)

Akio OMURA, Keiichi SASAKI, Tetsuo MIWA (Kanazawa Univ.), Yoshihiro TSUJI (ICEP),
Hiroki MATSUDA (Kumamoto Univ.), Toru NAKAMORI, Yasufumi IRYU, Tsutomu
YAMADA (Tohoku Univ.), Yuri SATO (JNOC) and Hiroshi NAKAGAWA (JOE);
Radiometric dates of carbonate sediments beneath the edge of insular shelf off Irabu
Island, southwestern Ryukyus, Japan

1986~1995年に実施された石油公団石油開発技術センター(JNOC)の大型研究「貯留岩形成過程解析技術」によって、南西琉球伊良部島の北西部から南部にかけての海域(水深0~1,000 mの島棚および島棚斜面)に分布する現世炭酸塩堆積物が総合的に研究された。その間、サイドスキャンソナー調査によって、Rhodolith and Large Foraminifera Gravelly Sand (Tsuji, 1993) が分布する島棚縁下に、reefal faciesの存在が確認された (Obata and Tsuji, 1992)。本研究では、海底掘削によって採取された reefal facies の岩相と α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法およびAMS ^{14}C 法で求めたコア試料からの放射年代を報告する。

掘削地点(北緯 $24^{\circ}44'10''$; 東経 $125^{\circ}03'31''$)の水深は118.2 m, 採集されたコアの全長は92.8 mであった。本コア堆積物は、岩相上約25 mbsfを境に2分することができる、下部は有孔虫・コケ虫・軟体動物・石灰藻類などの細片から成るgrainstoneで、24.4~6.0 mbsfが造礁サンゴと石灰藻などを含むrudstone/floatstoneあるいはflamestone/bindstone (Embry and Klovan, 1971)で、5.4 mbsfから表層部までがgrainstone/floatstoneで構成されている(図1)。

表1は、化石サンゴ試料のウランおよびトリウム同位体分析結果とそれに基づいて算定された $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値をまとめたものである。年代値を得た6試料のうち、サンゴ骨格本来のアラレ石のみから成るものは7.2 mbsfから得られた*Favia*試料だけで、その他の5試料には、続成過程における空隙の膠結作用あるいは骨格の再結晶化作用による二次的方解石の晶出が認められた。そのため、粉碎後に顕微鏡観察しながら、膠結物や再結晶化した部分を注意深く取り除いたが、6.0 mbsfと8.0 mbsfからの*Cyphastrea*および*Platygyra*試料中には、わずかながら(それぞれ、 $<3\text{ wt}\%$ と $<1\text{ wt}\%$)方解石が残った。また、産出層準の岩相・成長方位・石灰藻との共存関係などから、現地性と判断できたのは表中*マークを付した2試料だけである。

得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は、 $55.60 \pm 0.82\text{ ky}$ から $15.73 \pm 0.26\text{ ky}$ で、下位から上位に向けて新しく、すべての試料の産出層準と調和する。それらの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値の信頼性を、大村ほか(1995)の方法で検証すると、21.0 mbsfの*Plesiastrea*試料中のウラン量を除き、すべての基準をクリアする。したがって、この*Plesiastrea*試料の年代値の信頼性に疑問は残るものの、他の年代値は十分信頼できるといえる。さらに、他の生物種から得たAMS ^{14}C 年代とも矛盾しない(図1)。

ウランおよびトリウム同位体分析に使用しなかった二次的方解石の比較的多い部分をXRD分析し、Harker and Tuttle (1955)の方法にしたがって方解石中の MgCO_3 を定量したところ、7.2 mbsfの*Favia*を除く5試料中の方解石が、 MgCO_3 を約6 wt%以上含む高Mg方解石であり、8.0 mbsfの*Platygyra*試料だけに低Mg方解石の晶出が確認された。この事実は、本研究で年代測定した5試料すべてが、海水帯における続成変質作用を被り、8.0 mbsfの*Platygyra*試料だけが、 $22.17 \pm 0.31\text{ ka}$ 以後、少なくとも一度は淡水帯あるいは

は通気帯に置かれたことを意味し、おおよそ 25,000 年間の伊良部島周辺における変動量が無視できれば、コア採集地点の水深 (118.2 m) および年代測定された化石サンゴの産出層準などから、最終氷期の海面高度が -126 m 付近にあったことを示唆する。

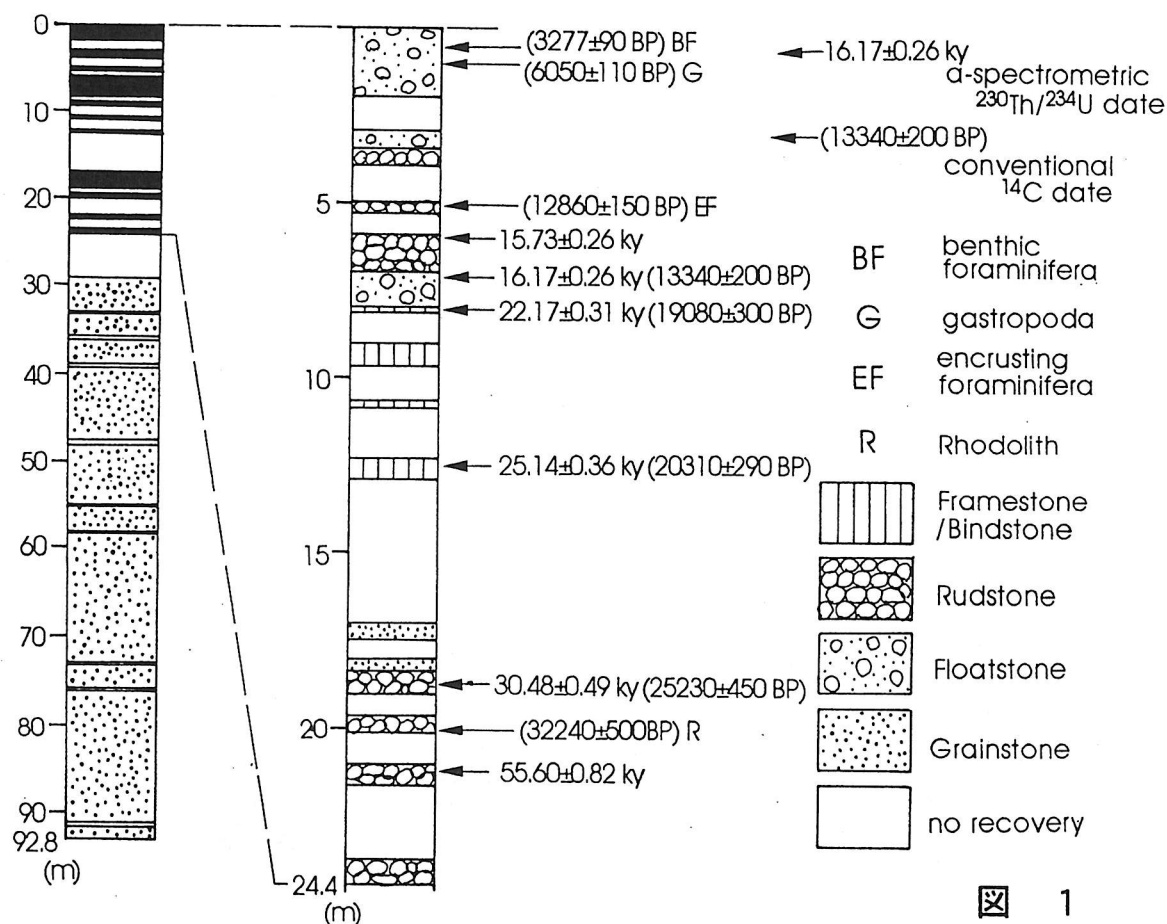


図 1

Genus	Depth (mbsf)	^{238}U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)
<i>Cyphastrea</i>	6.0	3.215 ± 0.027	0.3652 ± 0.0047
<i>Favia</i>	7.2	2.743 ± 0.021	0.3201 ± 0.0041
<i>Platygyra</i> *	8.0	3.203 ± 0.023	0.5032 ± 0.0053
<i>Platygyra</i> *	12.5	3.156 ± 0.024	0.5465 ± 0.0058
<i>Favia</i>	18.7	2.755 ± 0.022	0.5727 ± 0.0066
<i>Plesiastrea</i>	21.7	4.134 ± 0.033	1.390 ± 0.011

表 1

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (activity ratio)	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (activity ratio)	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ (activity ratio)	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ date (ky)	conventional ^{14}C date (BP)
1.126 ± 0.009	0.1353 ± 0.0021	1.131 ± 0.009	15.73 ± 0.26	—
1.127 ± 0.008	0.1388 ± 0.0021	1.132 ± 0.009	16.17 ± 0.26	13340 ± 200
1.135 ± 0.008	0.1855 ± 0.0024	1.144 ± 0.008	22.17 ± 0.31	19080 ± 300
1.118 ± 0.008	0.2076 ± 0.0027	1.127 ± 0.008	25.14 ± 0.36	21310 ± 290
1.132 ± 0.009	0.2462 ± 0.0034	1.144 ± 0.009	30.48 ± 0.49	25230 ± 450
1.115 ± 0.008	0.4041 ± 0.0046	1.134 ± 0.009	55.60 ± 0.82	—

13 石狩一苫小牧低地帯南部におけるテフラー土壌累積断面の植生履歴と土壌生成 細野 衛 (東京自然史研究機構)・佐瀬 隆 (岩手県立一戸高校)

Mamoru HOSONO and Takashi SASE ; Vegetation Histories and Soil Genesis of Tephra-Soils Profile in South Ishikari-Tomakomai Lowland, Hokkaido

1. 火山灰土は環境復元の宝庫

北海道石狩一苫小牧低地帯南部には、後期更新世以降の洞爺、クッタラ、支笏、恵庭、樽前各火山による多数のテフラ層が累積し、各テフラ層間には黒色および褐色の火山灰土が認められる。今回、当低地帯南部に位置する美々(千歳市)、源武(早来町)のテフラー土壌累積断面に認められる約4万年以降の火山灰土について植物珪酸体分析を実施し、植生履歴の変動と土壌生成について検討した。火山灰土は植物珪酸体を含有し、環境復元に有用な情報をもたらす重要な記録計と考えられる。

2. テフラー土壌累積断面

テフラ層は下位から源武降下軽石(Gpfa)、クッタラ降下軽石-1(Kt-1)、支笏降下軽石-1(Spfa-1)、支笏軽石流堆積-1(Spfa-1)、恵庭a降下軽石(En-a)、樽前d、c、b、a降下軽石(Ta-d, c, b, a)が累積しており、各テフラ層を基底にして火山灰土が認められる。Ta-d直下層準から上位の火山灰土は黒色相、Ta-d直下より下位以下は褐色相を呈していた。各テフラの年代値から推定すると更新世と完新世の境界はEn-aとTa-dとの間に存在し、それより下位は更新世後期に、上位は完新世に相当する。

3. 植物珪酸体給源植生の概要

Gpfaを基底とする火山灰土は棒状型、ポイント型、ウシノケグサ型からなり、イチゴツナギ亜科を主体とするイネ科植物相を想定させる。Kt-1を基底とする火山灰土はポイント型、棒状型、ウシノケグサ型および針葉樹起源の不規則直方体、波縁板状、栓抜状各珪酸体が認められた。これはイチゴツナギ亜科を林床にともなう針葉樹林相を想定させる。Spfa-1を基底とする火山灰土は珪酸体含量が少なく、棒状型、ポイント型、ウシノケグサ型を含む。植被密度の低いイチゴツナギ亜科を主体とする植物相が考えられる。En-aを基底とする直上の火山灰土は棒状型、ポイント型、ウシノケグサ型からなり、イチゴツナギ亜科を主体とする植物相が想定される。Ta-dの直下の黒色火山灰土には珪酸体を比較的多く含み、ポイント型、棒状型、ファン型(II>I)

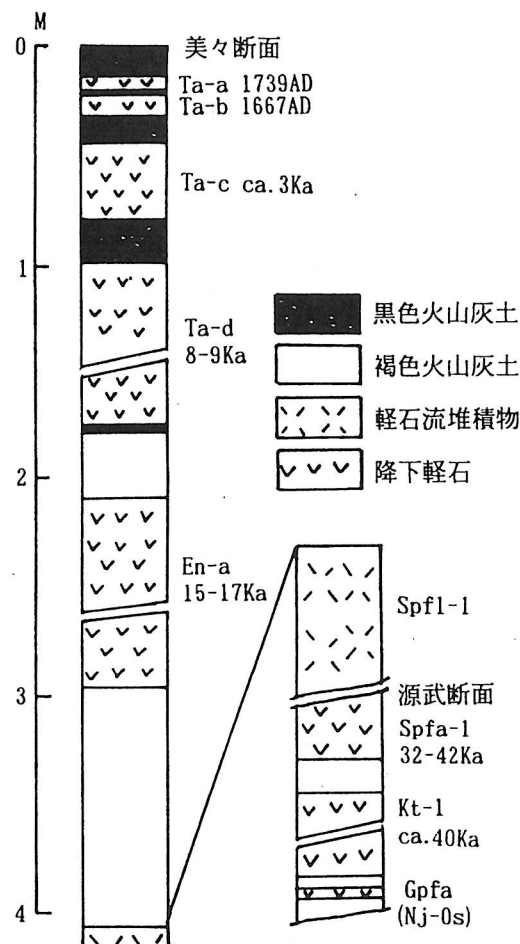


図-1 美々、源武のテフラー土壌累積断面

ウシノケグサ型、キビ型からなり、イチゴツナギ亜科、キビ亜科のイネ科植物相が想定される。その下位の褐色火山灰土にはカヤツリグサ起源の珪酸体が少数検出した。Ta-dを基底とする火山灰土は珪酸体含量が多く、ポイント型、棒状型、ファン型（I》II）、タケ型（I》II）、ウシノケグサ型で特徴づけられる。ササ属の極めて優勢なイネ科植物相が推定されよう。Ta-c,b,aを基底とする各火山灰土はさきと同様な珪酸体組成を示すが、Ta-b,aの各火山灰土の珪酸体含量は少ない。

4. 問題提起

(a) 美々化石林の立地

美々化石林はSpfa-1中に炭化木として直立に埋積しており、その下位にある火山灰土は当時の森林の立地を保證した土壤と考えられる。源武のSpfa-1中に化石林は認められないが、下位の褐色火山灰土からトウヒ属、モミ属、カラマツ属由来の植物珪酸体を検出し、美々と同様な森林が成立していたと考えられる。このように化石林の立地を保證した土壤は、Spfa-1とKt-1とに挟在する褐色火山灰土といえよう。この種の針葉樹林は寒冷と同時に湿潤な気候環境にあったと想定され、テフラ層から推定される年代（38～40Ka.）に調和し、 $\delta^{18}O$ stage 3 に相当しよう。なお、このような針葉樹林下ではポドゾルが生成しやすい、それゆえ埋積後褐色火山灰土に変質した可能性があらう。

(b) 最終氷期後半の環境

Spfa-1 (Spfl-1) とEn-a間の層準は植被のまばらなイチゴツナギ亜科を主体にした草原様植生（寒地草原）が想定される。En-a下位層準は最終氷期後半最寒冷期（ $\delta^{18}O$ stage 2）に相当し、植物珪酸体分析から推定した植生と調和する。土壤はツンドラ様土壤を想定される。En-a直下にミルクチョコ様堆積物（層厚約1cm）が認められるがツンドラ様土壤の名残りの可能性があるあらう。

(c) ササ属の動態とその時系列

ササ属に多く含まれるファンI型とタケI型はTa-dを基底とする黒色火山灰土に突然出現し、現在まで継続していた。植生は珪酸体組成割合とその形態からササ属のミヤコザサを主体にした草原が想定される。特にTa-dを基底とする火山灰土にササ属起源の珪酸体が高い頻度で認められた。この層準は縄文のヒブシサーマル期に相当し、温暖・湿潤な環境下でササ属が一举に出現、拡大し優占構成種になったと思われる。一方、最終氷期の層準からササ類起源はほとんど検出されない。これは寒冷な気候のためササ類の生育可能な条件がなかったと考えられる。

(d) 黒ボク土の生成開始時期と植生改変

最終氷期層準の火山灰土はほぼ褐色相を呈し、黒色火山灰土はTa-d直下からすなわち完新世以降に出現する。黒色火山灰土の植生はいずれもササ属、イチゴツナギ亜科、キビ亜科を主要構成種とした草原であった。完新世の温暖、湿潤な環境下で草本類の生産力が高まり、その結果腐植の集積が著しく増加し、黒ボク土とよばれる黒色火山灰土が生成したと考えられる。当地における黒ボク土の生成開始時期は完新世の初頭すなわち約1万年前にスタートしたことになり、日本の多くの黒ボク土の開始時期と同調する。なお、完新世の温暖、湿潤な環境下での極相は草原でなく森林である。同地域における花粉分析（五十嵐ほか、1987）によるとTa-dを基底とする相当層準では落葉広葉樹林が、Ta-cを基底とする相当層準以降では針広混交林が成立していた。それゆえ、森林を草原に改変させ、草原を継続させるインパクトが働いたなんらかの要因があったと考えられる。

Eiji WATANABE; Organic components distribution in soils at fireplaces

（はじめに） 土壌に加えられた人的な影響を探索する目的で、土壌の受熱の痕跡を調べている。弥生時代後期から古墳時代初頭及び古墳時代の住居址において、竈（炉）を中心とした区域内的の土壌中の有機成分の分布から受熱の特徴を調べた。

（実験） 静岡県沼津市愛鷹山麓に位置する北神馬土手遺跡の住居跡2ヶ所及び岐阜県美濃市城下町遺跡の1カ所において、住居の中央に造られていた竈（炉）跡を中心に住居跡内の生活面の土壌を10点ずつ（直径10cm、深さ5cmの円筒管を用いた）採取した。定法により有機物分解した土壌試料を粉末X線回折法（XRD）及び示差熱-熱重量・微分熱重量分析法（DTA-TG・DTG）による鉱物組成とその変化を調べ、加熱重量減分析による熱分解性物質の残存指標値（105°-220°、220°-400°、400°-600°C）の測定を行った。土壌の受熱による色の変化を調べるため、カラーアナライザーを使って土壌の色の分析を行った。

有機元素（有機炭素・窒素）の分析は定法により炭酸成分を除去して調整した風乾土壌試料を真空乾燥した後、CHNコーダーによって行った。

（結果） 北人馬土手遺跡を包含する火山灰土壌は、非晶質粘土鉱物とギブサイトなどの三二酸化物が中心で、カオリナイトなどの結晶質粘土鉱物は少なかった。また、一次鉱物もわずかに石英、長石を含むのみであった。それに対し、城下町遺跡の土壌は石英や長石、雲母の多い砂質土壌であり、カオリナイトなどの二次鉱物は少ない。

北人馬土手遺跡では、住居の中央には土器の下部がそのまま残っていて、その周辺の土壌はわずかに赤みを帯びている。XRD及びDTA-TG・DTG分析によると、土器の近辺の土壌では、離れたところの土壌に比べて、非晶質粘土鉱物が少なく、ギブサイトもほとんど認められなかった。加熱重量減指標値の内220°-400°Cの範囲の残存量変化から、炉周辺には熱分解性物質が少ない傾向が明瞭に認められた。以上の結果から、土壌が竈の基盤として使用されたことにより、土壌中の比較的低い温度で分解する物質が既に熱による失われたことを示している。城下町遺跡では河原の石を組んだ竈が各住居内に見られる。炉内には、わずかに赤みを帯びた部分が見られた。しかしながら、城下町遺跡の調査地点では、自然土壌中に元々熱分解性物質が少ないため、XRD及びDTA-TG・DTGなどの分析では炉内の土壌に明瞭な受熱の有無を確認することが困難であった。

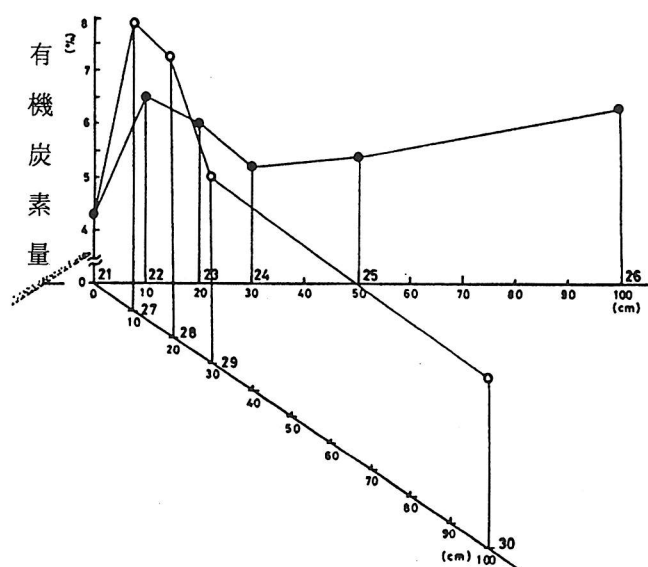
そこで、新たに土壌中の有機元素量変化から、受熱による土壌有機物への影響を調べるために、有機元素含量の変化の特徴を調べた。有機炭素をパネルダイヤグラムによる平面分布から見ると、北人馬土手遺跡 A では、住居址の中央に残る土器片を中心に有機炭素量は低く（炭素重量として 5 % 程度）、離れるに従って高くなる（50 cm 離れた地点では 6.3 %）傾向が認められた。B では、土器付近で 4.3 %、110 cm 離れた地点では 6.2 % と A とほぼ同じ水準の値であり、A と同様の傾向を示した。ただ、B の地点で特徴的なことは、土器片から同心円状に 20 から 30 cm の範囲の間で、有機炭素量が高くなる傾向（6 から 8 %）が認められた。城下町遺跡においても、炉内では有機炭素量が低く、炉外では高くなる傾向が認められた。以前報告した縄文草創期の遺跡でも、同様に、炉内で有機炭素量が少なくなる傾向が認められた。

有機窒素の分布を見ると、北人馬土手遺跡 A では中心部で低く（窒素重量として 0.23 %）、離れた地点では、高くなる傾向（0.31 %）が認められた。B においても同様に、中心付近では低く（0.17 %）、離れると高い（0.34 %）。B では有機炭素と同じ傾向を示し、20 から 30 cm の範囲内では有機窒素量が高くなった。城下町遺跡においても、炉内では有機窒素量が低くなる傾向が認められた。

炉の中心付近は熱によって、土壌中に含まれる腐食物質などが分解され、その構成元素である炭素や窒素が揮散されたと考えられる。中心からやや離れた地点で有機元素量が高くなるのは、火による熱の影響も少なくなり、ふきこぼれや燃料とした木の成分が土壌中に富化されたためと考えられる。

また、有機炭素と窒素の比（C/N 比）を取ると、炉の中心部付近では C/N 比は大きくなる傾向であった。これは、炭素に比べて、窒素の方が熱による揮散の程度が大きいからであろう。

以上の結果から、土壌中の有機元素の分布を調べることによって、土壌の受熱の有無を確認することができると考えられた。



土壌中の有機炭素のパネルダイヤグラム

北人馬土手遺跡 住居址 B

(土壌表層 0 - 1.5 cm)

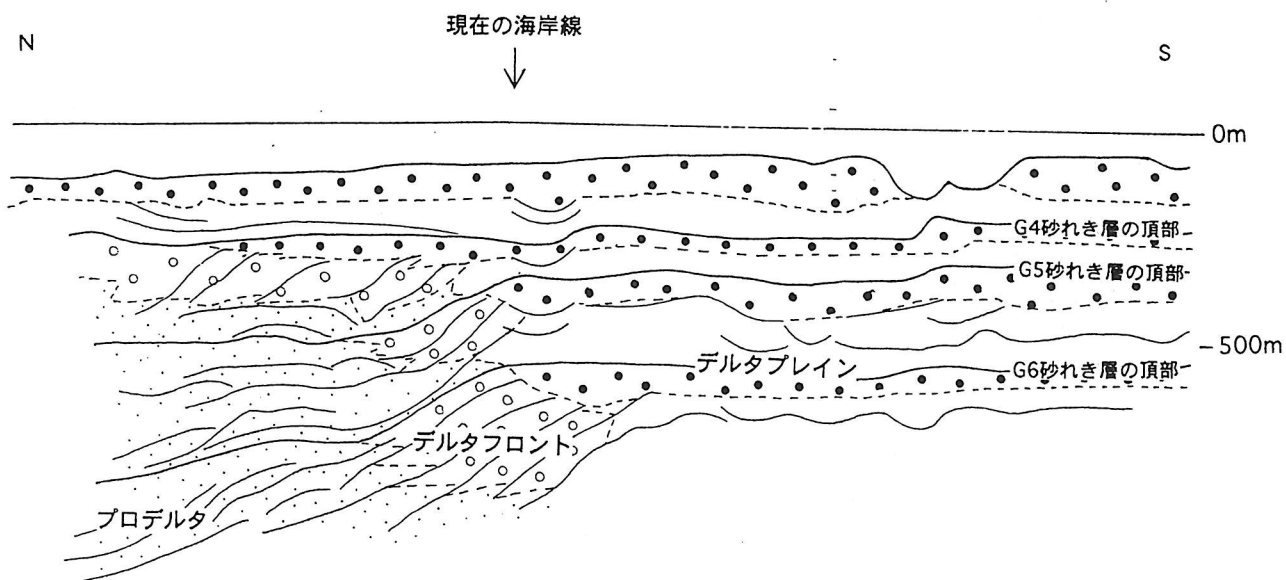
新潟市周辺の地下には、約4,000mの第四系が厚く堆積している。この大半は漸深海成層からなるが、上部になると、浅海成層をへて、浅海沿岸—デルタ—海岸平野システム成層に急激に移行している。この移行する時代は本地域において中期更新世の後半である。浅海沿岸—デルタ—海岸平野システムにおいて形成された地層は、泥層に始まり、砂礫層に終わる上方粗粒化する堆積層を示している。砂礫層は水溶性天然ガスを貯留する地層であり、ガスは現在も採取されている。このガス貯留層はG層と呼ばれ、上位から下位へと番号が付けられている（例えば、G1層）。牧山鶴彦（1963）はこれらの地層を蒲原層群と命名し、その多くがデルタ堆積物からなるものと推定した。また、泥層は内湾堆積物と考えられている。今回、石油公団の好意により、本地域の物理探査（音波探査・地震探査）資料を検討する機会を与えられ、これまで推定されていた中・上部更新統の実態の一部が明らかにされてきたので、報告する。

とくに、G6層からG5層を含む中部更新統についてその堆積構造・環境を推定する。新潟市西部の阿賀野川周辺から西側に分布する中部更新統の上部から上部更新統の下部は細粒堆積物の泥層・シルト層から砂層・砂礫層へと繰り返す上方粗粒化サクセッションが4回明瞭に認められる。ここではG層の名称にちなみ、例えば、G5層を含む砂礫層からその直下の泥層までを堆積ユニットG5と呼ぶ。上部更新統の上半部には砂礫層がかなり卓越する。また、泥層・シルト層は沿岸浅海～内湾生の有孔虫・軟体動物化石を含む。

物理探査結果によれば、堆積ユニットG6および同G5は、南東側、すなわち現在の平野側から北西の海側へと広がるデルタ構造が推定される。デルタの中心は豊栄市北部にあり、デルタフロントは現在の海岸線より沖合い数kmの範囲内にある。震探では平行な反射面を示す平野側は網状・蛇行河川の流下する海岸平野であり、現在の海岸線付近あるいは内陸部からデルタが沖合いへと広がる。両堆積ユニットから推定されるデルタはほぼ同じ位置に発達し、その方向も同じである。

新潟市、東新潟地域における堆積環境の推移をみると、G6層堆積以前は漸深海環境から浅海環境へと移行し、さらにユニットG6で浅海から、浅海沿岸—デルタ—海岸平野システムへと移行した。

これらの地層は、相対的海水準変動、および堆積盆の緩慢な沈降によって形成されたものと考えられる。



・第1図 新潟市地下の浅層部の地質模式断面図

16 横浜市西部の上倉田層、山王台ローム層および舞岡層
満岡孝 (科博)・稲垣進 (岡津高)・安野信 (大岡高)・横浜サブ団研
Takashi MITSUOKA, Susumu INAGAKI, Makoto YASUNO, Yokohama Research Group;
Kamikurata, Sannodai Loam and Maioka formations in the western part of Yokohama city,
Kanagawa Prefecture.

横浜周辺の地質は大塚 (1937, 震研彙報), 関東第四紀研究会 (1974, 地球科学) および三梨・菊地 (1982, 地質調査所) によって調査されてきた。横浜サブ団研 (1983, 1985, 1987, 1989, 1995, 関東の四紀) は, 横浜周辺の詳細な地質図を作成している。最近, 笠間・相原 (1990, 神奈川県博) は横浜市泉区新橋町一帯に分布する降下軽石層と火砕流堆積物を, 東京軽石層 (TP) および同火砕流堆積物 (TP f 1) とし, 同時にその火砕流堆積物の特徴や堆積構造を調べて, 火砕流に伴うサージ堆積物が生じた原因などについて考察を行った。

今回は横浜市戸塚区名瀬町, 阿久和川流域および新橋町周辺の第四系について調査の結果を報告する。あわせて, 笠間らがTPと対比した軽石層は舞岡層中の「ホンガラ」 (関東第四紀研究会, 1974) であることが明らかになったので, それらについても報告する。

名瀬川流域では下位より上総層群, 上倉田層, 舞岡層, 舞岡ローム層, 下末ローム層および新期ローム層が分布する。このうち, 本流域の上倉田層は, 下位のラピリ・スコリア質シルト層と上位の砂・シルト互層に区分される。舞岡層および舞岡ローム層は, 名瀬川南東地域に広く分布し, 図Aに示すように上倉田層を不整合におおっている。

舞岡ローム層中の鍵層では「ホンガラ」 (Mi-2) と「アリタマ」 (Mi-3) が観察される。ホンガラは白色ないし青白色の軽石粒を主体に, 青灰色のラピリ粒を含む軽石層で, 上倉田層の不整合面に沿うように分布する。このホンガラの直上に灰白色の火砕流堆積物 (横浜サブ団研, 1987) が見られ, さらにその上位に白黄色の軽石層であるアリタマが観察できる。舞岡ローム層の上位には不整合で, 下末吉層および下末吉ローム層, 新期ローム層がかさなっている。以上のように名瀬川流域にはホンガラとアリタマが発見されたことから舞岡層と舞岡ローム層の分布が確かめられた。

阿久和川流域では, 上倉田層, 山王台ローム層, 舞岡層, 舞岡ローム層, 下末吉層, 下末吉ローム層, および新期ローム層が分布する。図Bに示すように, 上倉田層上部層と山王台ローム層は整合であり, 宮の谷 V.S (横浜サブ団研, 1983) と「イエロー」 (Sa-6), 「山王台ゴマシオ」 (Sa-7) をそれぞれにふくむ。

図Cの保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷と図D, Eに示した泉区新橋町の露頭は瀬戸ヶ谷層と舞岡層に区分される。新橋町の露頭の瀬戸ヶ谷層 (横浜サブ団研, 1989 命名) の下位のゴマシオ状軽石層は大磯丘陵藤沢ローム層の中のF3 (Tlu-34) に, 上位の火山砂層は大磯丘陵のTlu-35に対比できる。舞岡層については図Dに示したように, 大

磯丘陵のF4 (Tm-1), ホンガラ (F5, Tm-2), アリタマ (F6, Tm-3), さらに2枚の細粒ガラス質火山灰層がベージュタフ1, 2 (森・米澤・関東第四紀研究会, 1982, 関東の四紀) にそれぞれ対比できる。笠間・相原 (1990) は新橋町の露頭で軽石を伴う火砕流堆積物をTPおよびTPnに対比したが, それぞれは, 本研究ではホンガラ (F5) およびその火砕流堆積物に対比されるものである。

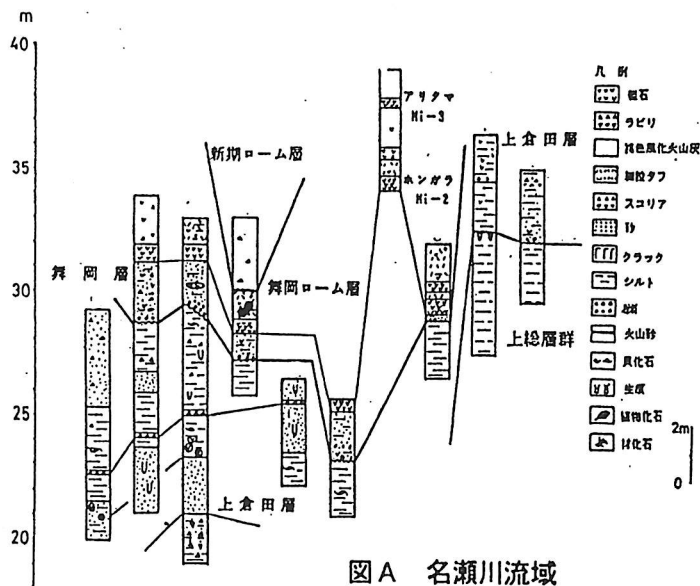
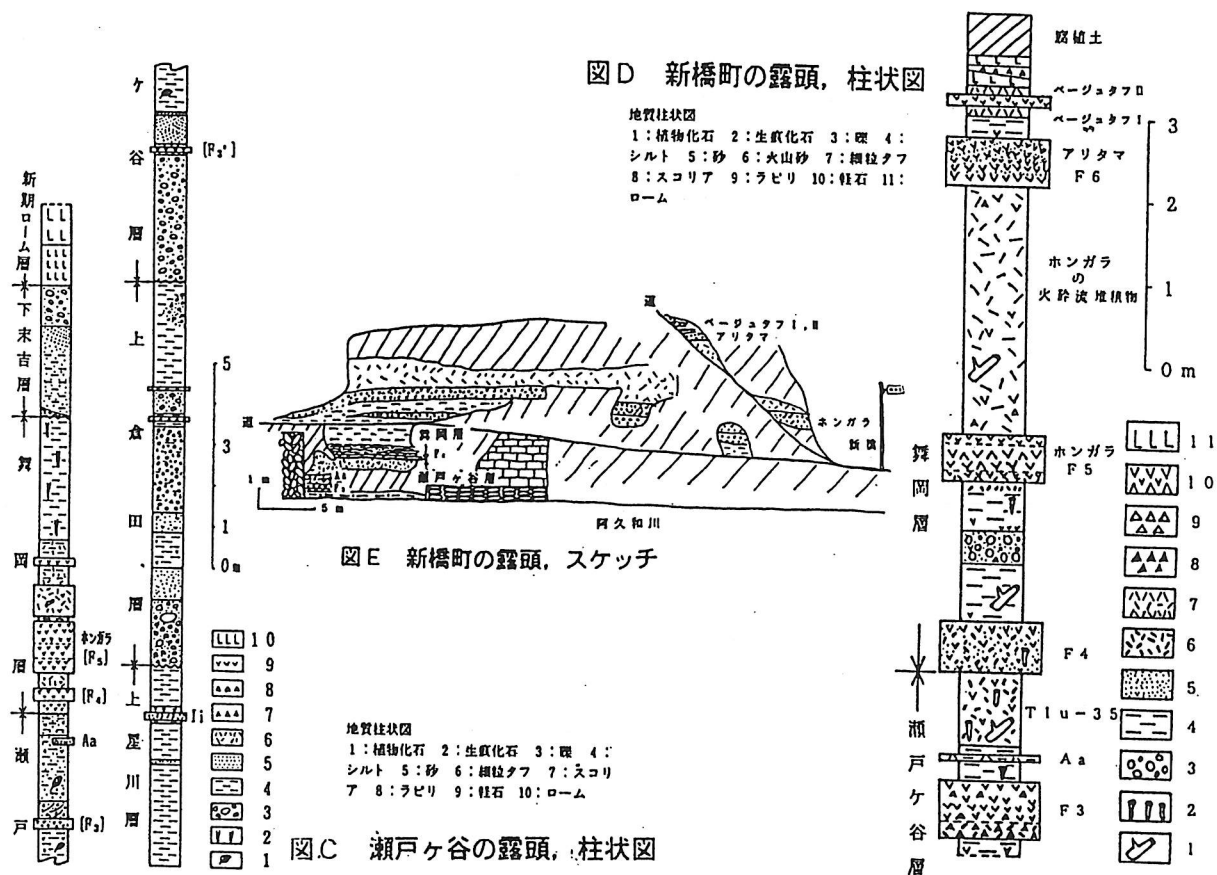


図 B 阿久和川流域



Chitoshi Matsuba; The migration of the sedimentary basin in Tokai Group.

養老山地・鈴鹿山脈周辺の東海層群を火山灰層序に分けてみると 市之原期に堆積盆は桑名市付近にあり最も厚く堆積していることがブーゲー異常図（中条他1977）により推察できる。市之原期はMS（馬杉・市之原火山灰層；2.9Ma）火山灰層以後の堆積層であり GS（合掌園火山灰層）からKpm（嘉例川・パミス・川島2火山灰層）間の暮明期になると桑名市から四日市市間の層厚は40m以下の砂優勢の堆積相を示すのに対し北勢町から鈴鹿山脈東麓では200m以上の青灰色粘土・砂互層となる。堆積盆が西へ移動したことを示し大泉期にかけて北勢盆状構造を形成する。

大泉層末期になると堆積盆は埋積され 小さな池沼に分散しやがて消滅する。東海湖消滅期はOZ-10（ムラサキ）火山灰層から上相場火山灰層間である。東海湖消滅以後米野層・湯の山礫層・多度層が堆積し その中部付近にいずれも 大阪層群のピンク火山灰層に対比できる火山灰層が発見された。

古琵琶湖層群では草津累層上部の膳所累層にピンク火山灰層が発見されている（古琵琶湖団研1992）米野層等は草津累層に対比される。

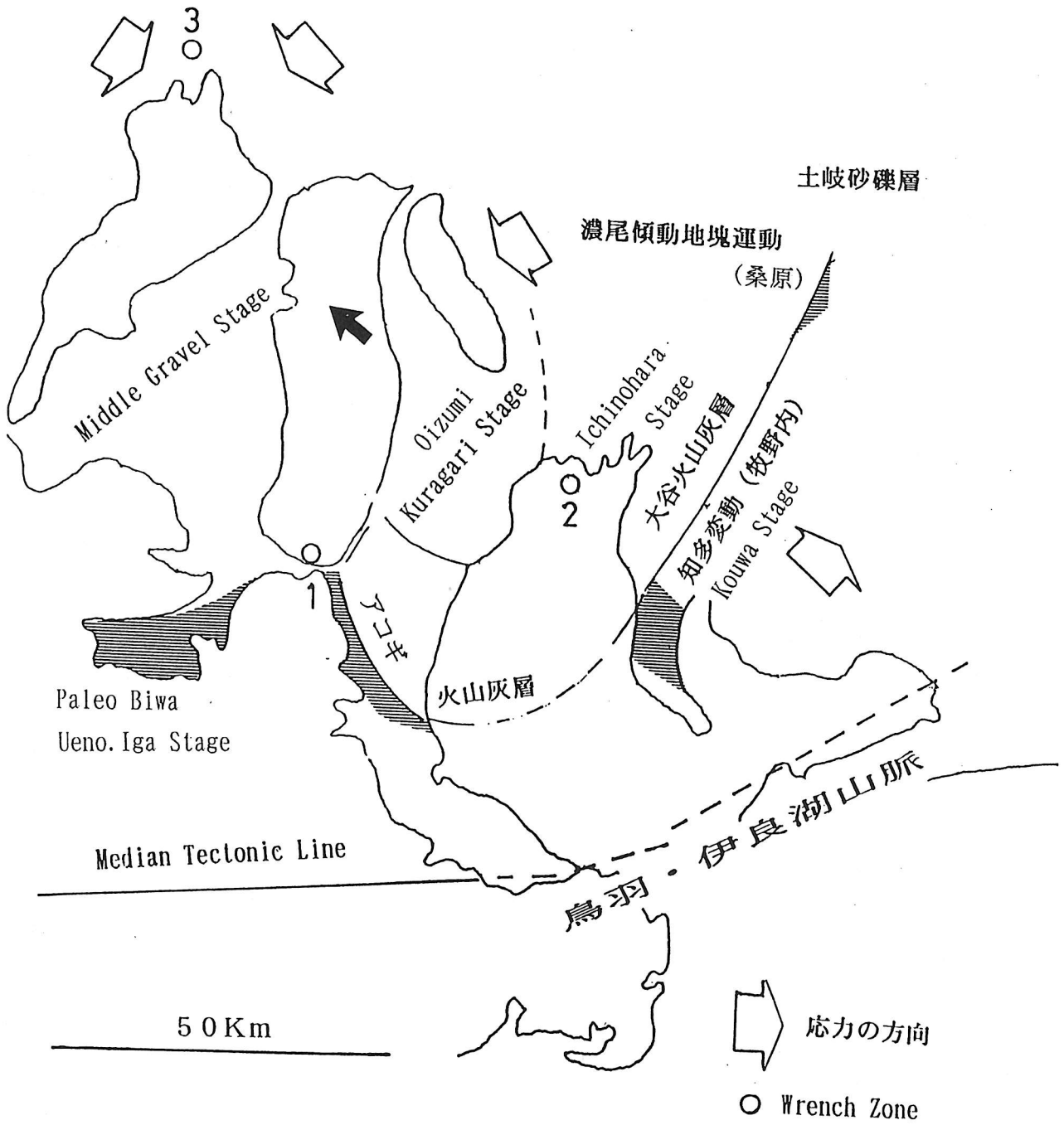
東海湖消滅以後 著しい礫優勢相に移行したことは 東海・古琵琶湖両層分布域間に位置する鈴鹿山脈の隆起が開始されたことを示すものと考えられ 堆積盆はほぼ現在の琵琶湖にちかい位置に移動したものと推察できる。

東海湖の発生から消滅以後までの堆積盆の移動を振り返ると 河和累層ステージ・市之原ステージ・暮明ステージ・大泉ステージ・Middle Gravel Stageと北西方向へ移動し、古琵琶湖層群の堆積盆が上野・伊賀に発生し、阿山・甲賀・蒲生ステージと北へ移動して草津累層（Middle Gravel Stage）以後 東海・古琵琶湖層群堆積盆は堅田期を経て六甲変動以後 現在の琵琶湖北湖最深域に収斂している。

上記の堆積盆移動のメカニズムは 美濃地塊と丹波地塊に挟まれた近畿トライアングル地帯に加わった応力による座屈歪みの進行による。堆積盆発生期は関・加太以南の引っ張り応力による沈降（知多変動）。次いで中立点（Wrench Zone）の北への移動によって美濃地塊の反時計まわり回転による濃尾傾動地塊運動・桑名知多堆積盆ロート状沈降・養老断層・養老傾動隆起・北勢盆状構造形成が生じた。

村井・金子（1975）による琵琶湖北の地質図には複雑に交叉する断層群がみられる筆者の愚見によればWrench Zoneの特色を示すものとみとめ琵琶湖北Wrench Zoneとする。今津から琵琶湖最深部 関ヶ原を結ぶ 今津関ヶ原線は座屈歪みの中立面にあたり 北側は圧縮隆起帯 南側は引っ張り沈降帯にあたり北湖最深部がある また関ヶ原断層は横ずれ断層として鈴鹿山脈北端は伊吹山と垂直に1000m、水平に数Km東へずれている。Middle Gravel Stage以後の鈴鹿山脈形成も同一の構造運動によると解釈できる。

東海湖の発生と移動



筆者の一人岡は、天北とサハリンの鮮新-更新統の層序・堆積相・地質構造の調査を10数年来続けている。調査の際に採取した花粉試料を五十嵐が分析した結果、両地域に共通する特徴的な花粉帯が見いだされ、鮮新-更新世の環境・気候変遷を広域的な視野から論ずる見通しが立ったので、報告を行なう。なお、これらの結果は、大地震の発生で問題となる日本海東縁-サハリンのネオテクトニクスの解明にも重要な示唆を与えるものと思われる。

1. 天北・問寒別構造盆地の鮮新-更新統とその植生変遷 (岡・五十嵐, 1993: 地質学雑誌)

★鮮新-更新統(勇知・更別層)の層序・堆積相

★花粉層序・植生変遷、貝化石、編年

★堆積環境の変遷、テクトニクス

2. 天北・サロベツ原野地域の鮮新-更新統とその植生変遷 (投稿中)

★鮮新-更新統(勇知・更別層)の層序・堆積相

★花粉層序・植生変遷、貝化石、珪藻化石、編年

★堆積環境の変遷・堆積サイクル、テクトニクス

3. 問寒別構造盆地とサロベツ原野地域の各種対比

堆積相による地層境界面(勇知層・更別層)と時間面は斜交する。すなわち、内陸にある問寒別構造盆地はより早期に陸成的堆積環境へ移行した。

4. ユジノサハリンスク西方丘陵の鮮新-更新統と植生変遷 (投稿中; 岡, 1992: 地下資源63)

★マルヤマ層群と上部マルヤマ層(鮮新-更新統)

マルヤマ層群……厚さ1500m、上部中新統～下部更新統(天北の稚内?・声問・勇知・更別層を一括したもの)

下部マルヤマ層……泥岩～砂質泥岩主体(一部が円山砂質頁岩層)

上部マルヤマ層……砂岩・泥岩互層(円山砂質頁岩層の一部)、砂礫・泥岩・亜炭(円山夾亜炭層)→天北の勇知・更別層に相当

★バフルシェブカ川ルートの上部マルヤマ層と層序・堆積相

砂礫層(170m+)

上位 夾亜炭礫・泥岩層(180m)

↑ 砂質泥岩・細粒砂岩互層(130m)……*Forlipecten takahashii*産出,
Neodenticula kolzumii-*N. kamtschatica* zone(2.5-3.7Ma)

★花粉層序・植生変遷、貝化石、珪藻化石、編年

5. 天北とサハリン南部の鮮新-更新統の各種対比と寒冷化・ネオテクトニクス問題など

極めて寒冷な気候を示す*Larix*(カラマツ属)の非常に多い花粉帯(“*Larix*帯”

天北の間寒別構造盆地では勇知層から更別層への移行部において、*Fagus* (ブナ属) が減少し、*Picea* (トウヒ属)・*Abies* (モミ属) などの針葉樹が増加する花粉化石群の変化が認められ、これが寒冷化の開始 (ガウス・松山期境界付近?) とみなされる。以後、更別層では寒暖の繰り返しが認められるが、これはいわゆる氷河性海面変動の所産であり、堆積相の上での堆積サイクルをもたらした。いずれにしても、このような現象は日本列島全体・地球全体の環境変遷と軌を一にしている。

図 北海道－サハリン南部の鮮新－更新
統の対比試案



19 静岡県掛川層群上部の火山灰層

里口保文・吉川周作（大阪市大）・笹尾英嗣（動燃）・

長橋良隆（大阪市大）

Y. SATOGUCHI, S. YOSHIKAWA, E. SASAO and Y. Nagahashi ; Volcanic ash layers in the upper Kakegawa Group, Shizuoka prefecture

静岡県の太平洋沿岸地域に広域に分布する掛川層群は、鮮新世から更新世の海成堆積物から成る。その岩相は、分布域南部では主に砂岩シルト岩互層からなり、分布域北部では主に砂岩から成る。その層厚は、南部で厚く最大層厚は3500mにもなるが、北部では比較的うすい。また、掛川層群はいくつかの火山灰層を挟んでおり、これら火山灰層の中でも代表的なもの（白岩火山灰層や五百済火山灰層など）は、鍵層として用いられている。現在までにこれらの火山灰層について記載された研究としては、Ujiie(1962)や水野ほか（1987）がある。しかし、Ujiie(1962)は掛川層群全域にわたって連続するいくつかの火山灰についてであり、水野ほか（1987）は、相良層群及び掛川層群下部に挟まる火山灰についてであった。そこで本研究では、掛川層群上部に狭在する火山灰について報告する。

掛川層群とほぼ同時代の堆積層である大阪の大阪層群、房総半島の上総層群や新潟地域の魚沼層群などに挟まる火山灰は、記載岩石学的研究によってその性質が明らかにされており、そのうちのいくつかの火山灰についてはそれぞれ広域対比されている。しかし、掛川層群に挟まる火山灰については、上述のように従来火山灰に対する研究がほとんどなく、特に広域対比を目的とした研究はなされていない。また、掛川層群上部は、現在までに行われてきた生層序や古地磁気層序などの年代層序学的研究から推定される年代は、大阪層群や上総層群などの他の地域の鮮新—更新統とほぼ同時代であるので、他地域に狭在する火山灰と広域対比が可能な火山灰を挟んでいる可能性が高い。そこで本研究では、掛川層群上部に狭在する火山灰の岩相及び記載岩石学的性質についてのべ、いくつかの火山灰については、その周辺地域との対比について考察する。

片岡香子・吉川周作（大阪市立大学）・相馬秀廣（奈良女子大学）

Kyoko KATAOKA, Shusaku YOSHIKAWA and Hidehiro SOMA; Stratigraphy of the fluvial terraces along Suzaka River based on volcanic glass.

日本各地の平野部には段丘が発達し、その段丘面の対比と編年は一般に地形学的・地質学的手法を用いて行われる。そして、火山灰層などの火山碎屑物は、きわめて短時間に広域的に分布することから、段丘面および段丘堆積層の対比・編年に非常に有効である。段丘面を覆う堆積物や段丘堆積物中に挟在する火山灰層を用いた段丘の層序・編年学的研究は、九州・山陰・中部・関東・東北・北海道などの火山周辺地域で進展しており、詳細な層序・編年が解明されている（貝塚，1958；平川・小野，1974など）。

しかし一方、火山から遠くはなれた西日本の四国・中国・近畿・東海地方の平野部に発達する段丘については、火山灰層が少ないことから層序・編年学的研究は遅れている。これらの地域では、段丘面の区分・対比・編年などは主として地形学的手法（面の形態的特徴や高度，比高など）に基づいて論じられることが多く、段丘面および段丘堆積物の区分・対比・編年は詳しくは明らかにされていない。

三重県鈴鹿山脈東麓の鈴鹿川沿いに発達する段丘について、過去の研究では段丘堆積物やその上位に載る風成堆積物からは時代を示すような火山灰鍵層などは報告されておらず、段丘面の対比・編年や地形発達史については十分には検討されてこなかった。本研究では、空中写真による地形判読や現地での地質調査など従来の一般的な地形・地質学的研究法に基づき段丘面を高位のものから大谷池面・丸岡池面・神戸面（上位）・神戸面（下位）・関面・古厩面と6つに区分し、対比を行った。また、これらの研究法に加えて、段丘堆積物やその上位に載る風成堆積物中に極微量に含まれる火山ガラスの含有量と特徴について検討し、火山ガラスを用いての段丘の区分・対比・編年を試みた。

分析試料は段丘堆積物を構成する、礫層・砂礫層・砂層・シルト層・粘土層および段丘堆積物の上位にある風成細粒堆積物を構成するシルト層・

粘土層を用いた。各試料分析は吉川（1981）の「火山ガラス分析」を一部修正し、次の手順で行った。a) 15～20 g の試料を乾燥させ重量を測定する。b) 粘土・シルト成分を除去し、粒径を細砂（1/4～1/16mm）にそろえるため、水洗，超音波による洗浄，ふるい分け（60mesh，250mesh）を行う。c) 細砂試料（1/4～1/16mm）を乾燥させ，重量を測定する。d) 重液（ブロモホルム，比重を2.5に調整）を用い，火山ガラスを分離する。e) 分離した試料をシャーレ上に散布し，双眼実体偏光顕微鏡を用い火山ガラスの個数を数え，形状を区分し，細砂試料 1 g あたりの火山ガラスの個数を測定する。f) 各細砂試料中の火山ガラスの屈折率の測定を行う。屈折率（ n ）は標準ガラスを用いた分散法によって測定し，標準ガラスにより補正する。なお，火山ガラスの形状は吉川（1976）の分類に従い，扁平型，中間型，多孔質型に 3 区分し記載する。

分析結果は，主として礫層から構成される段丘堆積物について，大谷池段丘層，丸岡池段丘層の段丘堆積物中には火山ガラスがほとんどみられない。神戸段丘層の段丘堆積物中の火山ガラスの屈折率は $n = 1.498$ 前後と $n = 1.505 \sim 1.510$ である。関段丘層の段丘堆積物中のガラスの屈折率は $n = 1.499 \sim 1.500$ である。またこの段丘層からはガラスの屈折率が $n = 1.498 \sim 1.501$ （1.499）の 始良 Tn 火山灰層が確認されている。古既段丘層の段丘堆積物中のガラスの屈折率は $n = 1.499 \sim 1.500$ である。

また，段丘堆積層の上位に載る風成堆積物については，それに含まれる火山ガラスの特徴によって次のように 3 つに区分でき，それぞれを火山ガラス帯（volcanic glass zone）A 帯，B 帯，C 帯と呼ぶ。A 帯は堆積物中に扁平型，屈折率 $n = 1.508 \sim 1.516$ の火山ガラスを含む。B 帯は堆積物中に扁平型，屈折率 $n = 1.498 \sim 1.501$ の火山ガラスを含む。C 帯は堆積物中に扁平型，屈折率 $n = 1.506 \sim 1.510$ ， $1.496 \sim 1.500$ の火山ガラスと中間型～多孔質型，屈折率 $n = 1.500 \sim 1.504$ の火山ガラスを含む。

大谷池段丘層，丸岡池段丘層の上位に載る赤色風成堆積物は A 帯・B 帯・C 帯からなり，神戸段丘層の上位に載る褐色～黄褐色風成堆積物は A 帯・B 帯からなり，関段丘層，古既段丘層の上位に載る黒色～黒褐色風成堆積物は A 帯からなる。

21 霧島火山，御池テフラおよび御鉢テフラ群の加速器¹⁴C年代

奥野 充・中村俊夫（名古屋大）・筒井正明（砂防センター）・小林哲夫（鹿児島大）
Mitsuru OKUNO, Toshio NAKAMURA, Masaaki TSUTSUI and Tetsuo KOBAYASHI; AMS-¹⁴C dates of the Miike tephra and Ohachi tephra group from the Kirishima volcano

1. はじめに 霧島火山は，20あまりの小型成層火山からなる第四紀複合火山である．この火山の最近数万年の噴火史は，テフクロノロジーを用いた研究から明らかにされている（井ノ上，1988；井村，1994 など）が，各テフラの放射年代値は多くない．演者らは，比較的容易に採取できるテフラ直下の土壤が噴火当時の地表であること（現地性）に注目し，その¹⁴C年代の有効性を検討している（Okuno et al., 1996）．この火山は土器編年や噴火記録と比較できるので，土壤を含め¹⁴C年代値の有効性を検証するのに好適なフィールドといえる．今回，御池テフラと御鉢起源のテフラに関連した土壤と炭化木片の¹⁴C年代を加速器質量分析（AMS）法により測定し，新たな知見を得たので報告する．

2. 試料採取と¹⁴C年代測定 土壤試料は，露頭表面を削り取り攪乱の有無などを観察して塊の状態で採取した．蒸留水による試料表面（約20g）の洗浄後，超音波洗浄して分散させ，ふるい（106 μ m）を通過したものに，酸-アルカリ-酸処理を行い，フューミン画分を得た．炭化木片も酸-アルカリ-酸処理を施した．試料を酸化銅，還元銅および銀と共に真空封管し，加熱（950℃，2hr）して生じたCO₂を精製し，水素還元法によりグラファイトターゲットを作製した．¹⁴C標準体は，NBS 蔞酸（SRM-4990）を用いた．測定結果をTable 1に示す．年代値の算出にはLibbyの半減期5568年を用い，誤差は1標準偏差で示した．試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値によって同位体分別効果を補正した．歴史時代のものについては，Stuiver and Becker（1993）の樹輪較正曲線にもとづき暦年代を求めた．

3. 結果と考察 高原町蒲牟田（Loc.1）での柱状図（御池テフラより上）をFig.1に示す．下から御池（MiP），中岳起源のテフラ（Nk-3，Nk-6），御鉢起源の片添（KzS），小路（SjA），宮杉（MsA），高原（ThS），御鉢5と8（Oh5，Oh8），新燃享保（Sm-KP）がある．MiPの年代は，土器編年との関係から縄文後期（約3000年前）とされていた（桑野ほか，1959）が，最近の研究では縄文中期後半～後期前半と考えられている（東，1996）．MiP直下の年代値は 4160 ± 90 yr BPであり，後者の年代観と調和的である．KzS直下の年代値は 1150 ± 70 yr BPである．一方，皇子（Loc.2）で採取したThS中の炭化木片の¹⁴C年代は， 860 ± 70 yr BP（平均値）である．同時期の御鉢火砕流堆積物中の炭化木片の¹⁴C年代（ 760 ± 90 yr BP，GaK-15326；井村・古賀，1992）とほぼ一致する．これまで，ThSがAD788の記録に対応するものと考えられている（岡田，1985；井ノ上，1988）．御鉢では，AD788のほかに9世紀，10世紀，12世紀，13世紀，16-17世紀に比較的活発な噴火があったと推定されている（筒井・小林，1992）．今回の結果は，KzSがAD788に，ThSが12～13世紀の記録に対応する可能性を示唆する．

Table 1 Result of AMS ^{14}C dating

^{13}C Stratigraphic position	Material	C (%)	N (%)	C/N ratio	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	^{14}C date (BP)	Cal range AD/ probability (%)	Lab no. (NUTA-)
Below Oh8	Soil	8.06	0.26	28.3	-25.1	590 ± 70	1304-1371 (70.2) 1385-1412 (29.8)	4324
In ThS	Charcoal				-11.4	780 ± 100 930 ± 100 860 ± 70		4240 4265
(average)							1067-1085 (10.6) 1123-1137 (8.3) 1153-1263 (80.6) 1275-1275 (0.5)	
Below KzS	Soil	7.19	0.23	32.0	-24.8	1150 ± 70	782-788 (4.1) 811-822 (6.5) 828-842 (8.2) 867-984 (81.2)	4328
Below MiP	Soil	8.26	0.21	39.3	-24.8	4160 ± 90		4238

1) See Fig.1

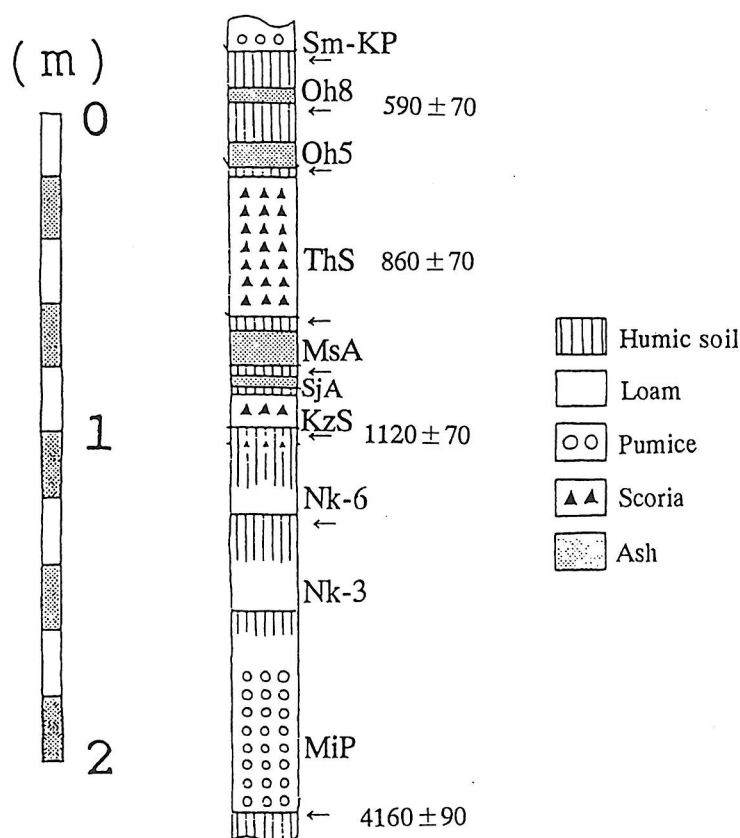


Fig.1 Columnar section of tephra layers during the past 4000 years (at Loc.1)

白井正明 (東大) ・ 多田隆治 (東大) ・
藤岡換太郎 (海洋科学技術センター)

Masaaki SHIRAI, Ryuji TADA, Kantaro FUJIOKA ; Tephrostratigraphy of the Japan Sea in the middle to late Pleistocene.

日本列島周辺における中期更新世の広域テフラ層序は、年代決定法の精度が低いなどの理由で、後期更新世のそれに比べ不明な点が多い。中期更新世の広域テフラ層序を確立するためには、テフラを含む海底堆積物の酸素同位体層序を調べるのが有効と期待されており、成果を挙げている (例えば大場, 1991, 村山ほか, 1993)。しかし、ピストンコアの長さの制約上15万年より遡れるものはほとんど無く、陸上で確認されている15万年以前のテフラが海底堆積物から報告された例は無い。

日本海深海部の上部第四系堆積物中には、汎世界的海水準変動に対応した明暗縞が見られる (Tada et al., 1992, ほか)。ODP日本海掘削の797地点においては入野・多田 (1994), 多田・入野 (1996) により明暗縞の酸素同位体層序との詳細な対比がなされており、ブリュンヌ・松山境界までの堆積物の年代が ± 5000 年程の精度で推定されている。さらに、明暗縞を対比することにより、794地点、795地点においても同様の精度で堆積物の年代を推定することが可能である。日本海の堆積物には数多くのテフラが挟在されており、これらを陸上のテフラに対比することが中期更新世のテフラ層序の発達に貢献すると期待される。

そこで、ODP 794地点、797地点における過去約60万年のテフラ、延べ42層準についてガラスの主要元素組成を測定し、このうち重要と思われる試料については屈折率も測定して、既に知られている広域テフラの値と比較・検討した結果、AT, Aso-4, Toya, Ata-Th, Aso-1, Kb-Ksの6枚の著名な広域テフラを確認した。

さらに多田・入野 (1996) による、主に珪藻個体数変動と酸素同位体層序との対比に基づいた詳細なタイムスケールを利用して、これらのテフラの暦年代を見積もった。ただしAT (同位体ステージ3.0, 29ka) のみは村山ほか (1993) のAMS法による ^{14}C 年代 (24.3ka) を暦年代 (28.5ka) に換算し、年代基準面として用いている。その結果暦年代は、Aso-4 (ステージ5.2, 88 ± 5 ka), Toya (ステージ5.4, 106 ± 5 ka), Ata-Th (ステ

ージ8.0, 244 ± 5 ka), Aso-1 (ステージ8.2, 255 ± 5 ka), Kb- Ks (ステージ13.3, 519 ± 8 ka)と求められた。これらのテフラの主要元素組成, 屈折率, 海底面からの深度, 推定年代は図1に示す。またToyaは794地点, AT, Ata- Thは797地点で, その他のテフラは両地点で確認された。

また, 白頭山起源のテフラが794地点では11層準, 797地点では3層準に見出された。主要元素組成および層序学的位置から, このうち推定年代が 448 ± 5 kaのテフラは男鹿半島で見られるB- Ogに対比される可能性が非常に高い。鬱陵島起源のテフラは794地点の1層準, 及び797地点の13層準で見出された。

AT, Aso- 4, Toyaについては既に海底コアからの報告例が数多くあるが, より古いAt- Th, Aso- 1, Kb- Ksの3層準のテフラについては, 海底コアからの報告例は初めてである。これら中期更新世のテフラの年代については, 従来の放射年代と, 段丘面の上下関係やテフラ同士の上下関係から推定されたいわば層序学的年代とが矛盾する事が多いが(例えば町田・新井, 1992), 今回の手法により酸素同位体変動曲線と詳しい対比が可能となり, これらの問題に1つの答を与えるものである。更にこの手法を日本海の他のコア試料にも適用することは, 中期更新世のテフラ層序の確立に大きく貢献できると思われる。

火山灰名	掘削地点 コア番号	n	Total (%)	主要元素組成 (これら9元素で100%に再計算)									屈折率	深さ (cm)	年代 (ka)
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O			
AT	797 1H-2-74	10	94.50	78.57	0.15	12.76	1.22	0.09	0.10	1.13	2.57	3.41	未計測	224	29
Aso-4	794 1H-3-86	10	98.10	71.98	0.47	15.12	1.66	0.20	0.27	1.28	4.47	4.56	1.5084	386	88
	797 1H-4-98	10	96.45	72.33	0.43	15.07	1.61	0.15	0.25	1.21	4.38	4.56	1.5086	521	88
Toya	794 1H-4-14	9	96.22	78.77	0.11	12.59	0.92	0.10	0.00	0.39	4.23	2.89	1.4972	464	112
Ata-Th	797 2H-cc-4	10	93.58	78.69	0.19	12.49	0.91	0.08	0.03	1.24	3.35	3.03	1.4988	1522	244
Aso-1	794 2H-2-17	10	95.83	69.14	0.64	15.44	3.25	0.11	0.41	2.11	3.70	5.19	1.5194	847	255
	797 3H-1-27	10	94.45	69.03	0.66	15.43	3.37	0.12	0.47	2.08	3.71	5.12	1.5194	1566	255
Kb-Ks	794 2H-7-61	10	94.49	75.02	0.30	14.03	1.31	0.06	0.08	1.03	3.92	4.24	未計測	1641	516
	797 4H-2-101	10	96.01	74.83	0.35	14.06	1.28	0.10	0.14	1.18	3.83	4.23	未計測	2723	522

表1

23 濃尾平野の中～後期更新世地下火山灰層序

宮川ちひろ・吉川周作（大阪市立大学）

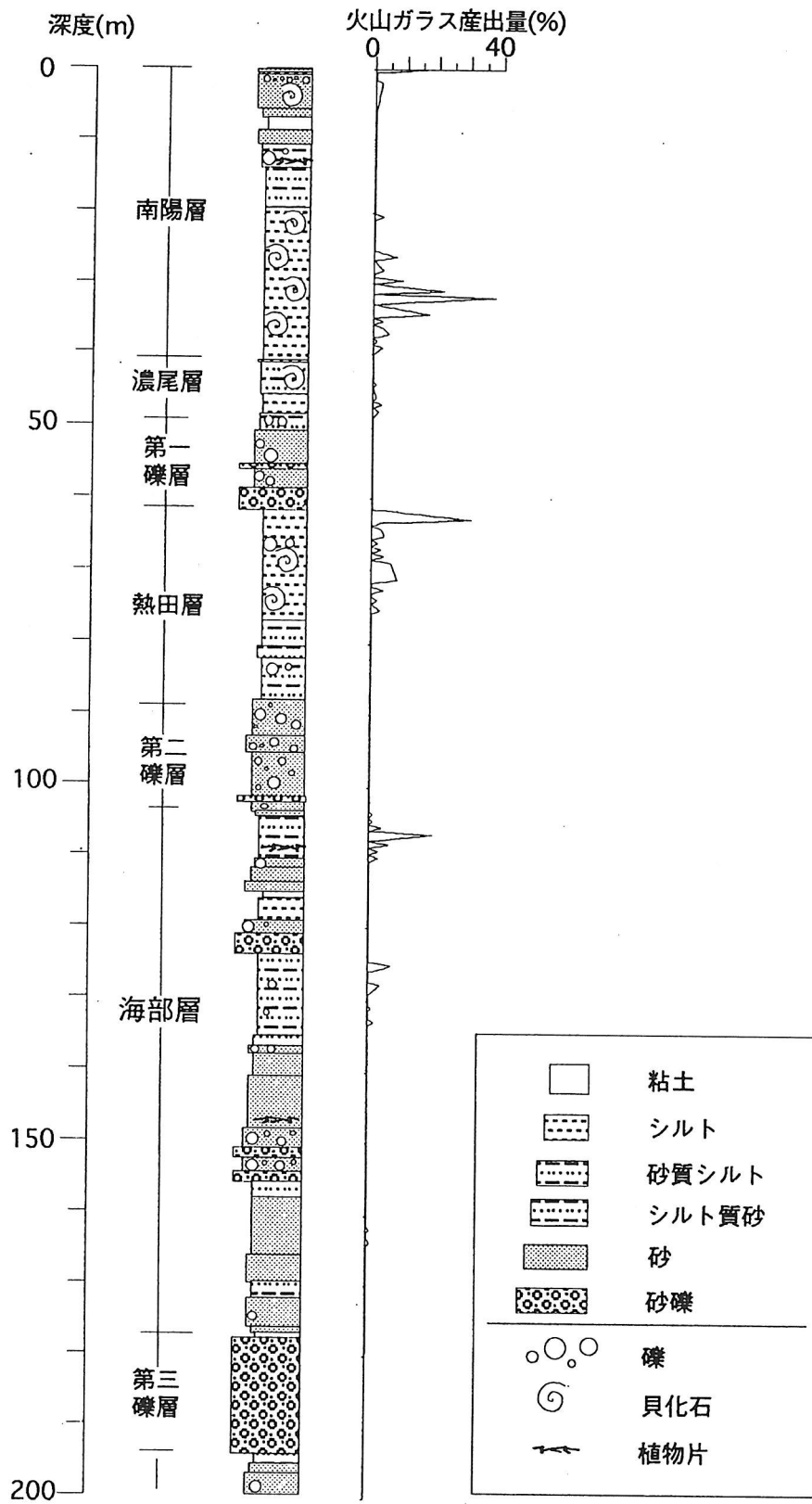
Chihiro MIYAKAWA, Shusaku YOSHIKAWA; Tephrochronological study on the drill cores, during the Middle to Late Pleistocene, in the Nobi Plain, Central Japan

濃尾平野で掘削されたボーリングコア中に挟在される火山灰を用いて、中～上部更新統地下地質についての対比・考察を行った。火山灰分析については、目に見える火山灰層以外にも、ボーリングコア中の堆積物を連続して分析し、火砕質物を検出することによって火山灰降灰層準を検討した。

分析に用いたコアは、微化石分析や岩相による周辺地域との層序対比より、既に層序が明らかにされている。主として堆積物の連続分析により、熱田層中のシルト層から大阪平野の南港Ⅲ（吉川ほか、1993）と思われる火山灰（Aso-3火山灰）降灰層準、海部層のAm3層中に、阿多鳥浜（Ata-th）と思われる火山灰降灰層準を検出した。それらの上下にも数層の火山灰降灰層準を見出した。これらの結果を用いて、すでに吉川（1993）などにより、詳細な火山灰層序が立てられている大阪平野と対比を行い、それぞれの地域の火山灰の挟在深度、挟在層、さらに広域火山灰や、微化石分析の結果も考慮にいった検討を行った。

その結果南陽層の海成粘土は、大阪平野の沖積層中の海成粘土層Ma13層に、熱田層中の海成粘土層は、大阪平野の中位段丘層中の海成粘土層Ma12層に対比される。海部層のAm3層中のシルト層は、大阪平野の海成粘土層Ma11層に相当し、Am1層中のシルト層については、大阪平野の海成粘土層、Ma9層に相当する可能性がある。Am2層については、その間に位置することから、Ma10層に相当する可能性がある。

さらに今回の研究により、堆積物の連続分析による、ボーリングコア中の火山灰降灰層準検討は、肉眼で観察される火山灰の少ない濃尾平野の中～上部更新統についても非常に有効であり、同様の手法は他地域の地下地質についても広く応用できることも明らかになった。



濃尾平野地下の火山灰降灰層準

24 東北日本沖の北西太平洋深海底に分布する火山灰の同定

青木かおり（北海道大学大学院）、町田 洋（東京都立大学）

Kaori AOKI and Hiroshi MACHIDA; Identification of Marine Tephra in the Northwest Pacific Ocean off Northern Honshu

東北日本太平洋岸沖の堆積物に介在するテフラに関してはまだ未知の部分が多く残されていた。特に十和田火山と北海道の火山群を給源とするテフラの同定と層序が最初に解明される必要がある。

本研究では、EPMA法（EDS）を用いて火山ガラスの化学主成分分析を行い、宮古の沖で十和田八戸テフラ、十和田大不動テフラ、支笏第1テフラを同定することができた。

十和田八戸テフラの化学組成は、例えばTo-Hpfaの場合アルカリ元素は $\text{Na}_2\text{O}=4.31\pm0.04\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=1.17\pm0.03\%$ とKの割合が極端に低いという点と、To-Hpfaの SiO_2 は $74.90\pm0.39\%$ 、To-Hflow相当ashも SiO_2 は $75.74\pm0.57\%$ となり、 SiO_2 の値に極めて広い幅があるということである。また、 $\text{TiO}_2=0.41\pm0.03\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3=13.59\pm0.14\%$ 、 $\text{CaO}=2.52\pm0.12\%$ （To-Hpfaの値）は日本のテフラの火山ガラスとしては比較的高い値を示すが、これらの特徴は他の十和田起源テフラ（To-G, To-BP1, To-Of, To-Nb, To-Cu）にも共通していえる。

十和田大不動テフラの SiO_2 の値も $76.50\pm0.29\%$ （To-BP1）、 $76.61\pm0.35\%$ （To-Of）と幅が広く、十和田八戸テフラの分析値と重なる部分も大きい。しかしながら分析数を増やすことで、お互いよく似た成分比ながら、十和田大不動テフラよりも十和田八戸テフラのほうが苦鉄質であるという傾向がつかめるため区別することは可能である。

支笏第1テフラは TiO_2 、 FeO^* 、 MgO の値が低く、 SiO_2 の値が $77.92\pm0.07\%$ （Spfa-1）、 $78.03\pm0.06\%$ （Spfl）と高い珪長質マグマからなるテフラである。

KH77-1-5,1とP82,7~9は十和田八戸テフラ（To-Hpfa~To-Hflow）、KH77-1-6,1は十和田大不動テフラ（To-BP1~To-Of）、KH77-1-6,2は、支笏第1テフラ（Spfa-1~Spfl）と同定できる。

その結果、第一に十和田八戸テフラと十和田大不動テフラの分布は、これまで考えられていた範囲よりも広いことがわかった。

第二に本研究で使用したピストンコアKH77-1-6で、十和田大不動テフラは支笏第1テフラの72cm上位にのることが判明し、両テフラの層序が確定された。これまで十和田大不動テフラと支笏第1テフラの放射年代値はどちらも30~34kaであると考えられていたが、この値は従来の炭素14年代法による年代測定の限界年代にあたるため、両テフラの層序は確定されてはいなかった。

近年、炭素14年代法として使用されるようになったAMS（加速器質量分析計）法により支笏第1テフラについては $42,000\pm1,800\text{yr B P}$ という放射年代値がえられている（柳田、1994）。加藤他（1995）も、支笏第1テフラの下位に存在するKt-1（Spfa2）、Kt-Tk（Spfa3）、Ssfa（Spfa7-10）の放射年代値をAMS法によって測定した結果、Spfa-1は40,000年前後の噴出年代を考えざるをえないとしている。十和田大不動テフラの年代についても噴出年代を再検討する必要がある。

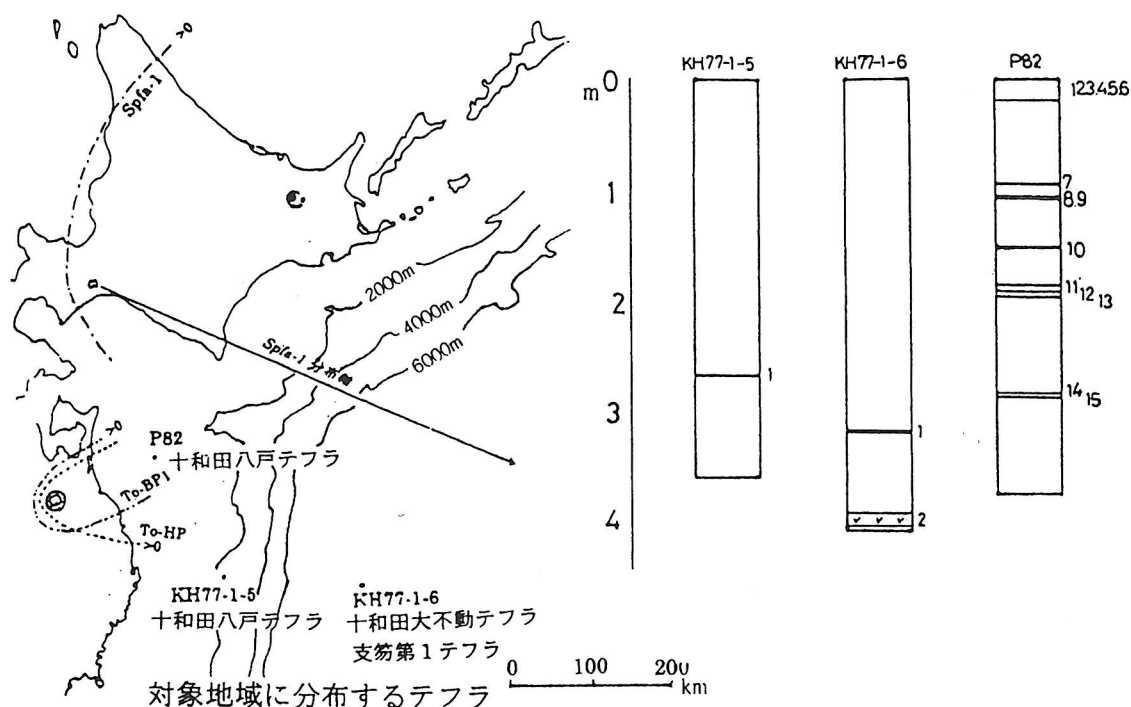


Table1. 火山ガラスの主成分 (N: 分析数)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	(wt%) Total
P82.7 平均値N=20	75.76	0.37	13.26	1.90	0.13	0.79	2.27	4.29	1.24	100.00
標準偏差	1.525	0.084	0.695	0.321	0.074	0.171	0.400	0.183	0.105	
P82.8 平均値N=10	75.88	0.34	13.31	1.81	0.13	0.77	2.25	4.26	1.25	100.00
標準偏差	1.083	0.047	0.521	0.119	0.063	0.093	0.339	0.159	0.074	
P82.9 平均値N=8	76.24	0.36	13.13	1.82	0.09	0.76	2.18	4.19	1.24	100.00
標準偏差	1.296	0.064	0.487	0.249	0.063	0.136	0.363	0.135	0.090	
KH77-1-5.1 平均値N=45	75.17	0.45	13.29	2.21	0.12	0.82	2.39	4.32	1.24	100.00
標準偏差	0.716	0.056	0.300	0.192	0.054	0.083	0.234	0.068	0.100	
KH77-1-6.1 平均値N=44	76.48	0.36	12.85	1.90	0.11	0.69	2.06	4.35	1.19	100.00
標準偏差	0.901	0.053	0.335	0.220	0.049	0.099	0.233	0.110	0.060	
KH77-1-6.2 平均値N=42	77.87	0.17	12.31	1.48	0.08	0.35	1.27	3.97	2.48	100.00
標準偏差	0.216	0.044	0.111	0.061	0.044	0.042	0.043	0.100	0.073	
To-H pfa 平均値N=20	74.90	0.41	13.59	2.13	0.13	0.85	2.52	4.31	1.17	100.00
標準偏差	0.890	0.061	0.321	0.238	0.050	0.124	0.283	0.087	0.061	
To-H flow相当平均値N=14	75.74	0.38	13.38	1.87	0.12	0.82	2.29	4.21	1.19	100.00
標準偏差	1.311	0.061	0.534	0.292	0.056	0.151	0.363	0.099	0.102	
To-BP1 平均値N=16	76.50	0.36	12.95	1.81	0.14	0.72	2.07	4.25	1.20	100.00
標準偏差	0.657	0.059	0.271	0.137	0.049	0.080	0.187	0.100	0.056	
To-Of 平均値N=16	76.61	0.36	12.81	1.75	0.15	0.71	1.98	4.38	1.25	100.00
標準偏差	0.803	0.028	0.328	0.166	0.056	0.095	0.222	0.082	0.067	
Spfa-1 平均値N=20	77.92	0.18	12.39	1.50	0.07	0.36	1.27	3.82	2.48	100.00
標準偏差	0.156	0.034	0.078	0.062	0.036	0.038	0.037	0.101	0.076	
Spfl 平均値N=13	78.03	0.17	12.65	1.26	0.06	0.43	1.15	3.86	2.40	100.00
標準偏差	0.138	0.036	0.072	0.077	0.047	0.054	0.059	0.101	0.054	

Table2. Similarity Coefficient (S C 値)

	To-H pfa	To-H flow 相当ash	To-BP1	To-Of	Spfa-1	Spfl	KH77-1 -5.1	P82.7	P82.8	P82.9
KH77-1-5.1	0.956	0.950	0.900	0.887	0.663	0.642				
P82.7	0.946	0.971	0.957	0.941	0.684	0.662	0.940			
P82.8	0.927	0.956	0.963	0.950	0.695	0.672	0.921	0.978		
P82.9	0.897	0.944	0.941	0.925	0.726	0.698	0.909	0.946	0.949	
KH77-1-6.1	0.912	0.951	0.965	0.949	0.708	0.685	0.918	0.950	0.940	0.944
KH77-1-6.2	0.659	0.693	0.703	0.708	0.981	0.910	0.669	0.689	0.699	0.733

Hiroshi MACHIDA and Hitoshi FUKUSAWA: Improved chronology for the last great eruption of Baegdu-san (Changbai-shan), China / Korea : an estimate from varved lacustrine deposit.

朝鮮半島の基部にある白頭山は、第四紀に何回か爆発的噴火を起こし、日本海や日本列島に火山灰をもたらしてきた、そのうち最新のものはVEI 6-7の大規模な噴火で、白頭山周辺地域に大きな打撃を与えたことがわかっている。北日本にまで飛来・堆積した白頭山苦小牧火山灰B-Tmは、十和田a火山灰To-aの直上にあって、東北地方で平安時代の遺物や遺構を覆い、噴火年代は10-12世紀と考えられていた。このように新しい時代の出来事の発生年代は、考古学・歴史学との関係が深いところから、できるだけ暦年で求めることが望まれる。

この問題に対して、われわれは高知大学理学部岡村 真教授・松岡裕美博士の指導によって、青森県小川原湖の湖底堆積物のピストンコア 3本を採取し、挟まれているTo-aとB-Tmの間の年層を検討した、その結果、両テフラ層の間の堆積物（厚さ10cm）には、珪藻、鉄鉱物、粘土鉱物の各密集層が律動的に反復し、年層を形成している。これを数えたところほぼ8年分の堆積物が挟まれていることがわかった。またTo-aは、珪藻のbloomingの直後に噴火したこと、小川原湖での降下堆積はやや間欠的であったらしいこと、さらにB-Tm堆積の直後に珪藻の密集層がみられることなどが注目された。したがって、前者は夏季に、また後者は冬季に噴火したことが予想される。To-a噴火については、これまで「扶桑略記」にあらわれる915年出羽国火山灰降下に当たると考えられる証拠が多く得られていた。これは旧暦7月13

日の記述なので、上に推定した噴火季節とよく合致する。またB-Tm噴火については、火砕流堆積物中に含まれる炭化樹木表皮の組織が秋から冬にかけての噴火であることを示唆していた。したがって湖底堆積物から伺える所見は、これともよく一致する。

To-a噴火が915年とすれば、B-Tmの噴火は923から924年にかけての冬期と推定される。こうしてみると、白頭山噴火は、かつて想像されたように、926年の渤海国の衰亡と何らかの関わりをもつ事件であったとみなす可能性が大きくなったといえよう。

Shusaku YOSHIKAWA and Karasuma Drilling Research Group; Tephrostratigraphy of the Karasuma Deep Drilling Core Samples, East Coast of Lake Biwa, Central Japan

1992年に滋賀県草津市の琵琶湖東岸鳥丸半島において，学術研究用の鳥丸地区深層ボーリングが掘削された．深度約920mまで掘削されたボーリングコアは，上から順に，埋土（深度0～6.7m），主に砂・泥層からなるA層（6.7～33.85），礫層主体のB層（33.85～71.1m），礫・砂・粘土層からなるC層（71.3～146.71m），砂・礫・粘土層からなるD層（146.71～292.38m），砂・泥層主体で礫層を伴うE層（292.38～406.08m），砂・泥互層からなるF層（406.08～633.29m），砂優勢の砂・泥互層からなるG層（633.29～789.05m），泥優勢の砂・泥互層からなるH層（789.05～851.12m），砂・礫層主体のI層（851.12～880.18m），角礫層からなるJ層（880.18～904.0m），頁岩及び砂岩からなる基盤岩類（904.0～920.15m）に区分される．なお，A～C層は沖積層・段丘相当層，D～J層は古琵琶湖層群，深度904.0m以深の基盤は丹波層群に相当すると推定されている（鳥丸地区深層ボーリング調査団，1994）．沖積層・段丘相当層・古琵琶湖層群のコアサンプル中から，19層の火山灰層（上位よりKR21，KR39A，KR39B，KR39C，KR39D，KR39E，KR229，KR296，KR335，KR454，KR563，KR864，KR870，KR939，KR951A，KR951B，KR958，KR980，KR990 火山灰と呼ばれる）が見いだされた．

ここでは，発見された各火山灰層の岩相や岩石記載的性質に基づいて，詳細な層序学的資料が得られている周辺地域の火山灰層との対比を検討し，鳥丸地区深層ボーリングコアの層序的位置・年代を考察した結果を報告する．

火山灰層の層序的位置，その岩相・岩石記載的性質を基に，湖西の堅田丘陵や湖南～湖東の丘陵地域に分布する古琵琶湖層群の火山灰層，琵琶湖およびその周辺で掘削された琵琶湖高島沖ボーリング，野洲川河口の1000mボーリング，湖西のアクティバボーリングによって発見されている火山灰層との対比，さらに広域火山灰層との対比を検討し，以下に述べる 8層の火山灰層が対比できることを明らかにした．

KR21火山灰層は，高島沖ボーリングの BT3火山灰層（吉川・井内，1992），近畿地方の沖積層に広く追跡できる横大路火山灰層（吉川ほか，1986）に対比できる．6.3ka に降灰した鬼界アカホヤ火山灰（町田・新井，1978）に相当する．

KR39D火山灰層は、高島沖ボーリングのBT9 火山灰層（吉川・井内，1992），近畿地方各地の低位段丘相当層から発見される鬼虎川火山灰層（吉川ほか，1986）に対比できる。

KR39E火山灰層は、高島沖ボーリングのBT10 火山灰層（吉川・井内，1992），平安神宮火山灰層（吉川ほか，1986）に対比できる。25kaに降灰した始良Tn火山灰層（町田・新井，1976）に相当する。

KR229 火山灰層は、高島沖ボーリングのBT61 火山灰層（吉川・井内，1992）に対比できる。吉川・井内（1993）は、BT61火山灰層を阿蘇1火山灰層に対比し，その降灰年代を270kaと見積っている。

KR296 火山灰層は、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層上部の上仰木I火山灰層（林，1974），野洲川河口の1000mボーリングの深度348.9mの db.125火山灰層（Takemura et al.，1977）に対比できる。

KR454 火山灰層は、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層の栗原Ⅲ火山灰層（林，1974），野洲川河口の1000mボーリングの深度434.1mの db.227火山灰層（Takemura et al.，1977）に対比できる。

KR563 火山灰層は、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層下部の喜撰火山灰層（林，1974），野洲川河口の1000mボーリングの深度554.0mの db.365火山灰層（Takemura et al.，1977），アクティバボーリングの深度 AK850火山灰層（山崎ほか，1994）に対比され，さらに大阪層群のアズキ火山灰層にも対比される（吉川，1983）。

KR980 火山灰層は、湖東の古琵琶湖層群草津累層の五軒茶屋・蒲生堂火山灰層に対比可能である。吉川（1983），吉川ほか（1988）によると，この火山灰層は，近畿・東海地方を広域に追跡でき，大阪層群の福田火山灰層，東海層群の嘉例川火山灰層など同一とされ，層序的資料に基づき降灰年代は1.75Maと推定されている。

以上述べた烏丸ボーリング火山灰層と周辺地域の火山灰層との対比に基づくと，烏丸地区深層ボーリングの堆積物は，その基底の年代が1.8～1.9Maで，堆積速度はおよそ0.54mm/yである。

烏丸地区深層ボーリングコアは，第四紀の大部分をカバーし，周辺の地層との関連から見ると，古琵琶湖層群草津累層・膳所累層・堅田累層，および段丘相当層～沖積層を含むことになる。琵琶湖及びその周辺で掘削された従来のボーリングでは，いずれも古琵琶湖層群基底の層準が不明確であったが，今回のボーリングによってはじめて基底層準に関する具体的資料が得られたことになる。今後，本ボーリングは琵琶湖及び周辺に分布する第四系の層序・構造の解明に重要な役割を果たすと考えられる。

27 西三河平野碧海層中の鬼界-葛原テフラ (K-Tz) の発見とその意義

森山昭雄 (愛教大) ・渡辺 崇 (中村土木建設K.K.) ・鈴木毅彦 (都立大)

Akio Moriyama, Takashi Watanabe and Takehiko Suzuki ; Discovery of the Kikai- Kuzuhara tephra from the Hekikai Formation in the Nishi-Mikawa Plain, central Japan

西三河平野の南部に広がる碧海面の構成層である碧海層から、鬼界-葛原テフラ (K-Tz) が発見された。本発表では、その参状とその特性について報告し、その層序学的意義について述べる。

発見されたのは、碧海層の粘土混濁液の電気伝導度による堆積環境の推定のため、図1の9本のボーリングコア (1m間隔) のうちの2本の、それぞれ1層準である (粘土混濁液の電気伝導度の測定結果の詳細については追って報告する)。具体的には、電気伝導度の測定を終えた砂分を、さらに洗浄して鉱物鑑定を行ない、特徴的な火山ガラスを抽出してその屈折率を測定した。1本は、地点1の知立市立来迎寺小学校ボーリングコアの深度 13.3mの層準、および地点6の衣浦クリーンセンターの21.3mの層準である (図2の柱状 図参照)。

来迎寺小学校13.3mの層準 (シルト) では、多量のバブルウオール型 (平板状) と繊維 状のパミス型が含まれ、高温型石英が含まれる。両型の火山ガラスをピックアップして屈折率 n を測定したところ、表1のような結果が出た。町田・新井 (1992) によれば、高温石英を含み、 $n=1.496\sim 1.500$ の範囲にある広域テフラは、鬼界-葛原テフラしかない (屈折率だけを取り出せば始良Tnテフラとほぼ同じであるが、年代的にずれているので本地域ではその可能性はない)。衣浦クリーンセンター21.3m層 準 (粘土) には、バブルウオール型 (平板状、接合部) の火山ガラスが少量含まれる。ピックアップして屈折率を測定したところ、表1のような結果が出た。屈折率の値はK-Tzよりもやや高いが、火山ガラスの形態的特徴からK-Tzと判断される。

両地点の発見されたK-Tzの層準が20m以上の高度差があるのは、一方は陸上に堆積し、他方は沖合の海底に堆積した違いであろう。森山 (1994) によれば、地点6の発見されたK-Tzの層準は、碧海層上部層の下限近くの砂層の上の粘土層中に挟まれる。碧海層上部層の下限近くの連続する砂層は、粘土混濁液の電気伝導度測定結果から見ても淡水~気水性と判断され、海面変化史の上からは酸素同位体比ステージ5bの低海面期に対比されると考えられる。したがって、K-Tzの降下時期は、5bの最大海面低下期の直後と考えてよい。

一方、町田・新井 (1992) によれば、K-Tzは南関東の離水直後の小原台段丘上にのるとされているので、K-Tzは海面変化史からいえば小原台高海面期 (10~10.5万年前) のすぐ後の低海面期に噴出したテフラであると考えられている。このように、南関東と本地域で層位的にはK-Tzの層準が海面変化史上の時期が一致している。名古屋の熱田層上部層の下部からもK-Tzの存在が報告されており、熱田

層と碧海層が火山灰層序学的に対比され、ESR年代測定結果とも調和的である。

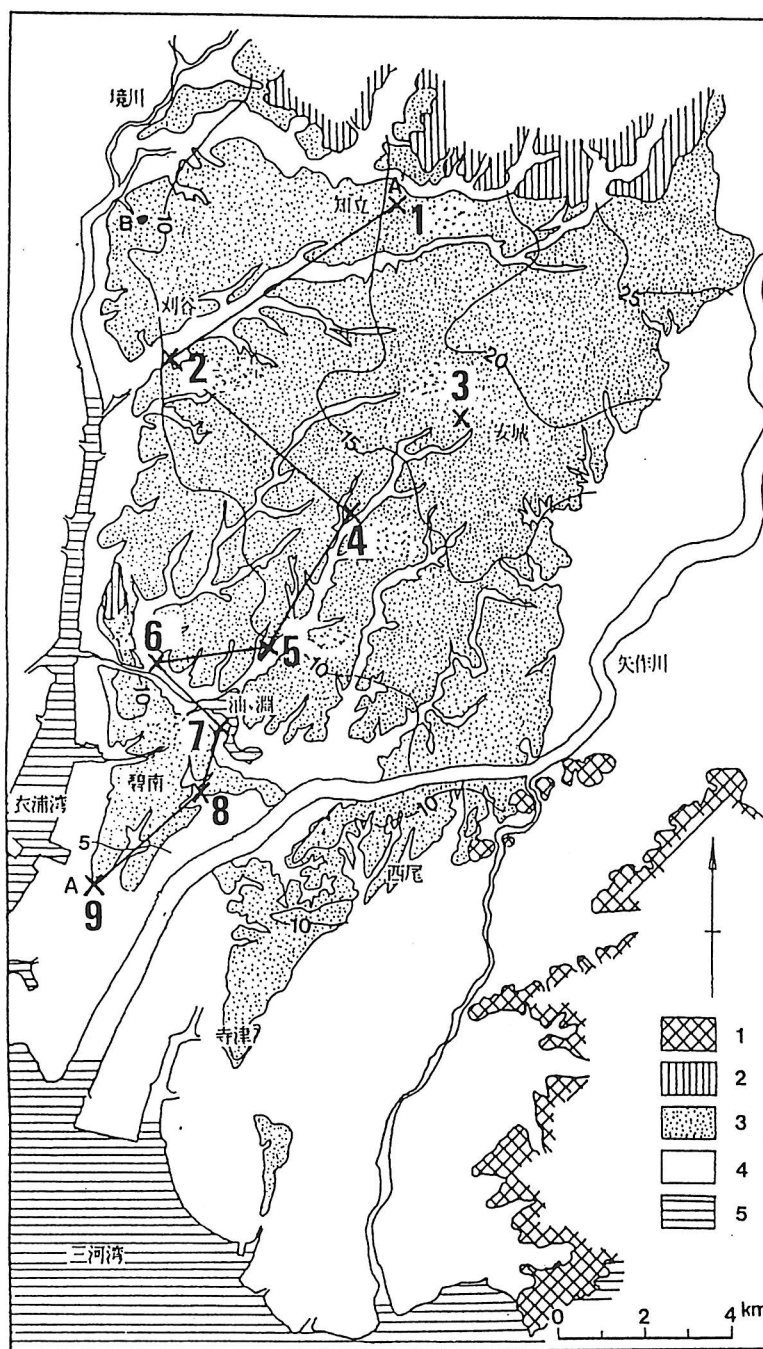


図1、西三河平野碧海面の分布とボーリング地点

1、山地斜面 2、拳母面 3、碧海面
4、沖積面 5、水域

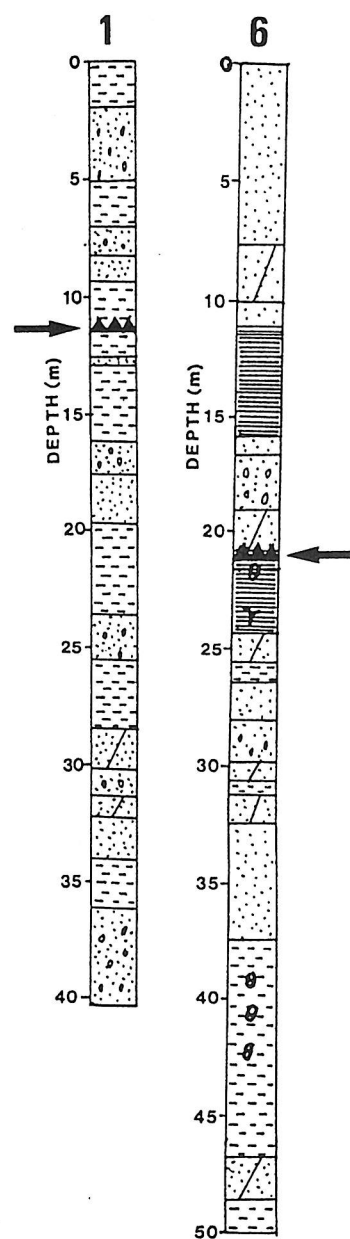


図2、ボーリング柱状図
1、知立市立来迎寺小学校
2、衣浦クリーンセンター

表1 碧海層中に発見された火山ガラスの屈折率

boring core	Min.	Max.	Aver.
Loc.1 13.3m balb wall type	1.4984	1.5006	1.4997
Loc.1 13.3m fiber type	1.4971	1.5001	1.4991
Loc.6 21.3m fiber type	1.4984	1.5006	1.4997

Shigeru SHIMADA and Shigeo SUGIHARA: Stratigraphy and distribution of Kawago-daira volcano tephra layer, in the central Izu peninsula.

1. 研究目的

天城山北麓に位置するカワゴ平火山は、東伊豆単成火山群中噴出量が最大であった火山とされている。本研究ではカワゴ平火山の噴出物について層序区分を行い、それぞれの噴出物の分布の特徴を考察した。特に降下軽石層については、フォールユニット毎の分布を明らかにした。また ^{14}C 年代測定によりカワゴ平火山の活動年代についても考察した。

2. 層序区分と分布

カワゴ平火山の噴出物は下位から①細粒パミスと火山灰の互層（Ⅰ層）、②非常に良く成層した降下軽石（Ⅱ層）、③火砕流堆積物（Ⅲ層）、④デイサイト質溶岩（Ⅳ層）が連続して堆積している。このうちⅠ層は従来、降下軽石または火砕流堆積物とされたが（梶原，1981など）、火口近傍にしか堆積せず、成層した淘汰の良い細粒物質からなることからサージとして噴出した可能性がある。

またⅡ層は数～十数枚のフォールユニットから構成され、そのうち特に粗粒で厚い4枚（Ⅱ-W1, W2, W3, N）は、伊豆半島の広い範囲で識別できる。このうち、Ⅱ-W1～W3は火口西方地域でセットになって認められる（図2：地点2～54）。一方、火口北方ではⅡ-W1～W3は認められず、かわって降下軽石層下部にⅡ-Nが厚く堆積する（図2：地点80～82など）。これら4枚のフォールユニットの等厚線図を図1に示した。それによるとⅡ-W1, W3は火口からほぼ真西に分布軸が伸び、Ⅱ-W2は西方でも厚い分布を示すが、分布軸は前者よりもやや南向きであると推定される。またⅡ-Nは北～北西方向に伸びる幅の狭い分布域を持つことが明らかになった。

3. カワゴ平火山の活動年代

従来、カワゴ平火山噴出物の ^{14}C 年代測定値については約2,700～2,800年前に入るものと、約3,200～3,300年前に入るものが報告されているが、今回行ったⅢ層中の炭化木片の ^{14}C 年代測定では $3,360 \pm 110$ 年B.P. (Gak-18324)の値を得た。これらの ^{14}C 年代値については、各地で報告されているカワゴ平軽石の層準付近の泥炭質堆積物の年代や、縄文遺跡における遺物の土器形式との関係、各地の示標テフラとの層位関係から検討したい。

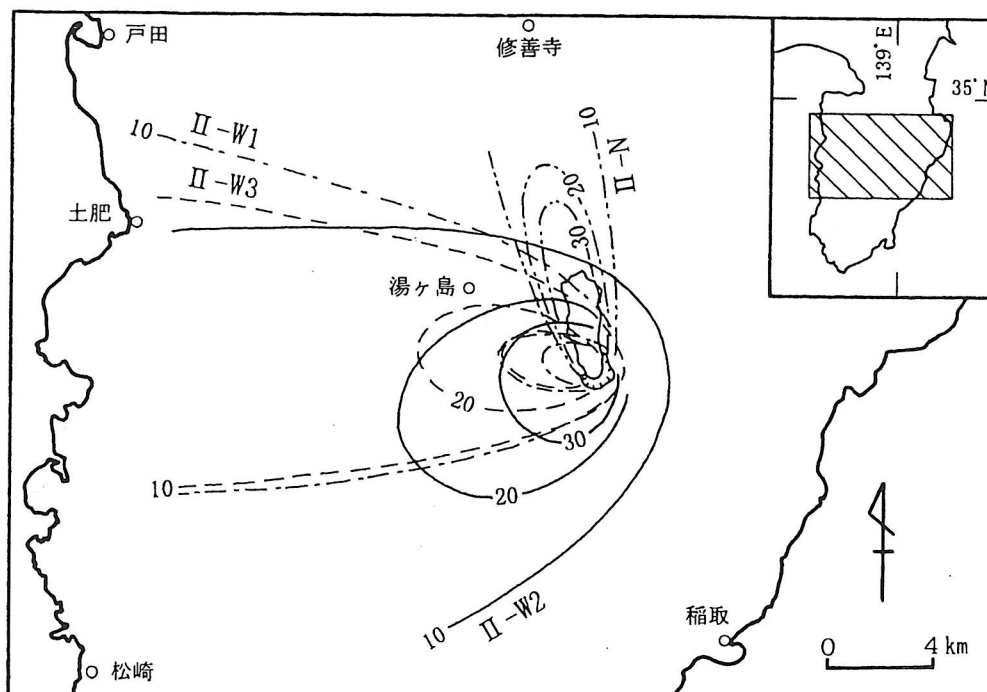


図1:カワゴ平降下軽石（フォールユニット毎）の等厚線図（cm）

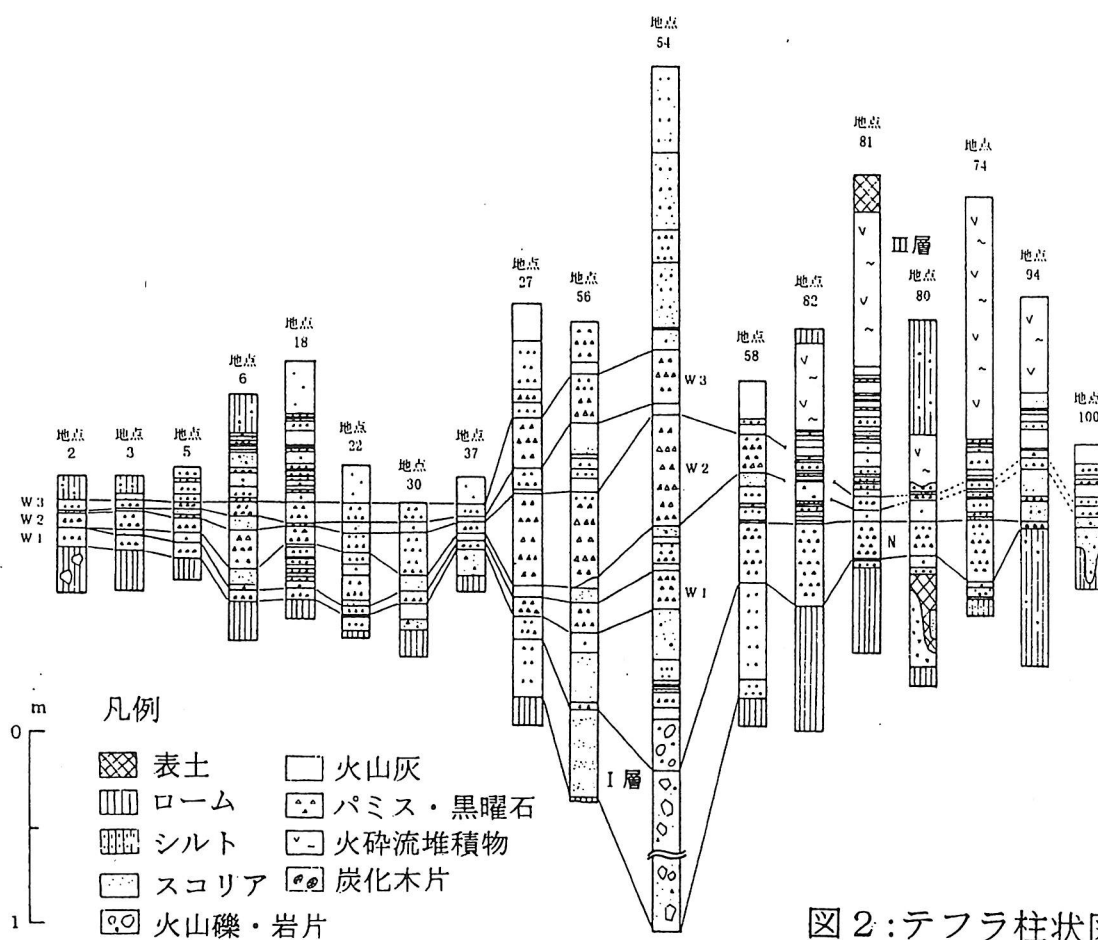


図2:テフラ柱状図

29 愛鷹山麓の「含雲母グリース状火山灰」の給源：三瓶山

佐護 浩一（株，ダイコンサルタント），町田 洋（元東京都立大学）

愛鷹火山南麓で記載された「含雲母グリース状火山灰」(Gr)(愛鷹団研,1969) は始良丹沢火山灰 (AT) と箱根東京軽石 (Hk-TP) の中間に層位をもち、斜方輝石、単斜輝石、カンラン石を主体とする富士、箱根起源のテフラの中にあって、黒雲母に富み、角閃石を含むという点で特異なテフラである。従来、その給源火山として、三瓶山、大山、久重山などが候補としてあげられた(町田ほか, 1991)。分布は愛鷹南麓、大磯丘陵、道志川上流で知られていたが、今回、箱根南西麓、東伊豆、相模野、下総台地等で確認し、南関東一円に分布することが確実となった。さらに、南伊豆の蛇石大池ボーリングコア(杉原, 未発表)中から見出され、火山ガラスの形態(軽石型)、屈折率(1.499-1.503)等が明らかとなった。また、琵琶湖コア中のBB85 テフラも同一テフラであることが分かった。そこで、給源の分かっている、対比される可能性のあるテフラとして、九重第一降下軽石(KjP1)、大山鴨ヶ丘火山灰(D-Km)、三瓶池田降下軽石(SI)、新島峰路山テフラ(Nj-Mn)を対象にして、火山ガラス、角閃石の屈折率の測定、火山ガラスの主成分測定(EDS: エネルギー分散型X線マイクロアナライザー)、微量成分の測定(機器中性子放射化分析法)を行った。その結果、屈折率特性、火山ガラスの主成分、微量成分を総合して、Gr は、三瓶池田降下軽石(SI) と最も良く似ることが明らかとなった。SI は、三瓶火山の大規模プリニアン噴火の噴出物でATと三瓶雲南軽石(SUn, : 三瓶大田火砕流, 40-45ka)の中間に介在する。従って、35-40ka の噴出年代をもち、本州西部から東部にかけての、酸素同位体ステージ3のよい指標層の一つである。

表1. 火山ガラス・角閃石の屈折率

テフラ	略称	gl. (n)	hb. (n2)	重鉱物組成	試料採取地
含雲母グリース状火山灰	Gr	1.499 - 1.503	1.666 - 1.678	bi, hb	蛇石
九重第1降下軽石	KjP1	1.498 - 1.500	1.666 - 1.678	hb, (opx, bi)	小無田
三瓶池田降下軽石	SI	1.500 - 1.503	1.668 - 1.683	hb, bi	福田
大山鴨ヶ丘火山灰	DKm	* *	1.666 - 1.669	hb, (bi, opx)	大山池
新島峰路山テフラ	Nj-Mn	1.497 - 1.499	1.659 - 1.664	cum, opx, (bi)	峰路山
*	BB85	1.499 - 1.502	1.669 - 1.680	hb, bi	琵琶湖

gl. -- 火山ガラス, hb. -- 普通角閃石, cum. -- カミングトン閃石, opx. -- 斜方輝石

表2. 火山ガラスの主成分組成

			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	測定数	重量%
Gr	蛇石	平均	77.11	0.14	13.21	0.96	0.32	1.41	3.67	3.17	35	92.49
		標準偏差	0.36	0.05	0.16	0.16	0.07	0.20	0.22	0.14		
		変動係数	0.00	0.36	0.01	0.17	0.22	0.14	0.06	0.04		
BB85	琵琶湖	平均	77.21	0.10	13.24	0.86	0.28	1.30	3.67	3.33	28	93.01
		標準偏差	0.28	0.04	0.22	0.21	0.08	0.12	0.16	0.23		
		変動係数	0.00	0.40	0.02	0.24	0.29	0.09	0.04	0.07		
SI	琴引	平均	76.38	0.14	13.82	1.30	0.54	1.60	3.43	2.81	37	93.58
		標準偏差	0.35	0.05	0.27	0.14	0.11	0.10	0.43	0.08		
		変動係数	0.00	0.36	0.02	0.11	0.20	0.06	0.13	0.03		
Nj-Mn	大三山	平均	78.02	0.13	12.63	0.78	0.34	0.78	3.83	3.46	25	91.87
		標準偏差	0.36	0.04	0.35	0.11	0.04	0.11	0.11	0.07		
		変動係数	0.00	0.31	0.03	0.14	0.12	0.14	0.03	0.02		
KjPl	小無田	平均	78.29	0.18	12.08	0.99	0.33	0.87	2.91	4.34	20	91.91
		標準偏差	0.16	0.04	0.13	0.07	0.05	0.03	0.07	0.06		
		変動係数	0.00	0.22	0.01	0.07	0.15	0.03	0.02	0.01		

表3. 火山ガラスの微量成分濃度

試	loc.	(%)	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	(ppm)	Rb	Cs	Sr	Ba	Sc	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Yb	Lu	Zr	Hf	Th	U	Ta
Gr	蛇石 T		1.09	2.96	2.22	51.4	4.92	257	466	6.06		19.9	34.2	12.8	2.00	0.45	0.20	0.42	0.86	0.14	111	2.36	7.82	2.00	0.93
SI	樺田 T		1.02	3.51	2.32	60.7	5.77	273	497	2.42		27.2	45.2	17.2	2.53	0.56	0.21	0.57	0.96	0.16	126	2.62	10.90	3.00	1.32
SI	琴引 T		1.63	3.79	2.11	55.6	5.01	444	587	5.15		31.5	55.9	20.4	2.87	0.65	0.24	0.43	0.97	0.16	129	2.98	10.57	2.53	1.14
SI	池田 R		1.15	4.30	2.46	64.7	5.72	592	638	2.27		22.2	38.5	14.2	2.06	0.49	0.20	0.20	0.67	0.12	105	2.23	7.84	2.53	0.96
Nj-Mn	大三山 R		0.81	4.40	3.02	57.1	2.10	60	555	3.13		17.3	32.6	19.9	2.60	0.69	0.51	0.60	2.73	0.48	120	3.13	4.65	1.47	0.66

Gr...含斑母ガラス状火山灰, SI...三瓶池田降下軽石, Nj-Mn...新島峰路山テフラ / T...東海村原子力研究所にて照射 R...立教大学原子炉にて照射

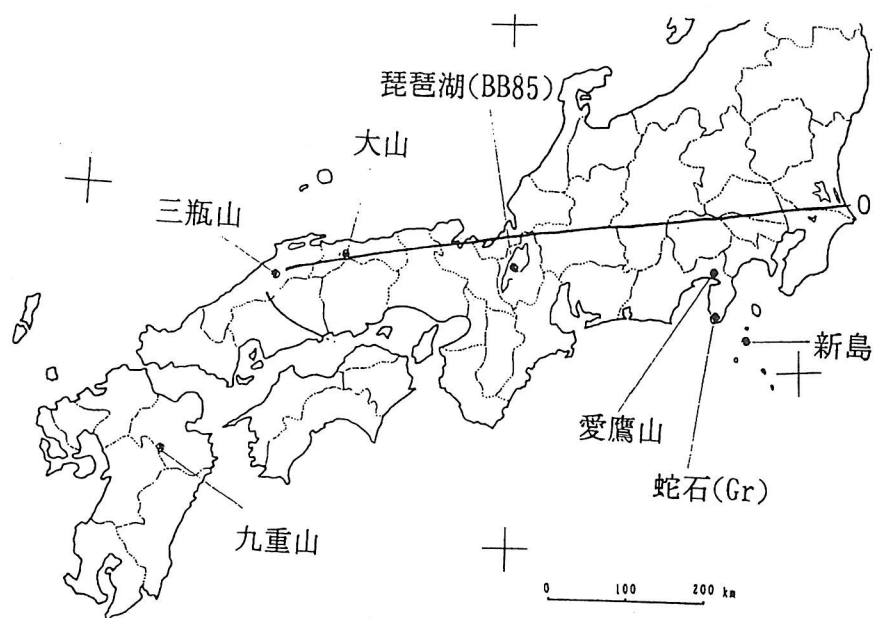


図1. 三瓶池田降下軽石 (SI) の分布限界

30 中期更新世に噴出したAso-1テフラとそれに対比される可能性をもつガラス質火山灰層

福岡孝昭 (学習院大) ・ 鈴木毅彦 (都立大) ・
奥村晃史 (地質調査所) ・ 町田 洋

Taka-aki FUKUOKA, Takehiko SUZUKI, Koji OKUMURA, Hiroshi
MACHIDA; Aso-1 tephra and its correlative vitric ash layers: a
widespread middle Pleistocene tephra in Japan

はじめに

中部九州の阿蘇カルデラでは過去約30万年間に4回の大規模な火砕流の噴出があったことが知られている (小野ほか, 1977) . それらのうち, 新しい2回の噴火では, Aso-3 (105~125ka) 火砕流, Aso-4 (70~90 ka) 火砕流が噴出し, それぞれのco-ignimbrite ash fallが広域テフラとして各地で発見されている. 一方, Aso-1火砕流に対応するとみられる広域テフラも吉川ほか (1991) などにより, 中部日本の八ヶ岳山麓でその存在が指摘されている. 本報告では, この他の地域で見出されたAso-1に対比される可能性をもつテフラについて行った, 希土類元素組成, 主成分組成, 屈折率の測定結果を示し, 対比の可能性を論ずる.

分析対象としたテフラについて

それぞれの採取地と柱状図を示す.

1. Aso-1火砕流堆積物: 大分県竹田市竹田, 県立竹田高校武道館裏

Aso-1火砕流堆積物の大半は溶結している. 最下部の非溶結部から試料を得た. 直下に火砕流流下直前のプリニアン降下軽石をとまう.

2. ヌカ3, ヌカ4, およびヌカ5 (新称): 長野県南牧村川平および川上村御陵山南方

ヌカ3, ヌカ4は, 鈴木・早川 (1990) に記述されたそれぞれ層厚3cm, 20cmのガラス質細粒火山灰層である. ヌカ5は, 御陵山南方で採取されたもので, ヌカ4の上約2m, 八ヶ岳BBPの下30cmに位置する層厚5cmガラス質細粒火山灰層である.

3. 上泉1 (Km1): 千葉県房総半島 木更津市根岸

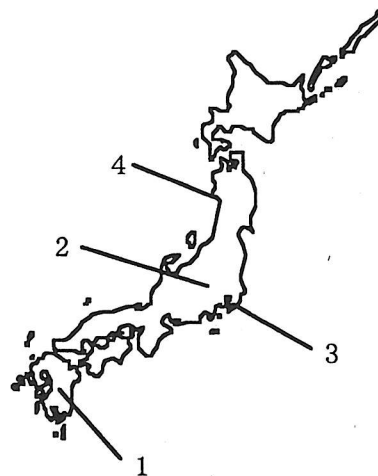
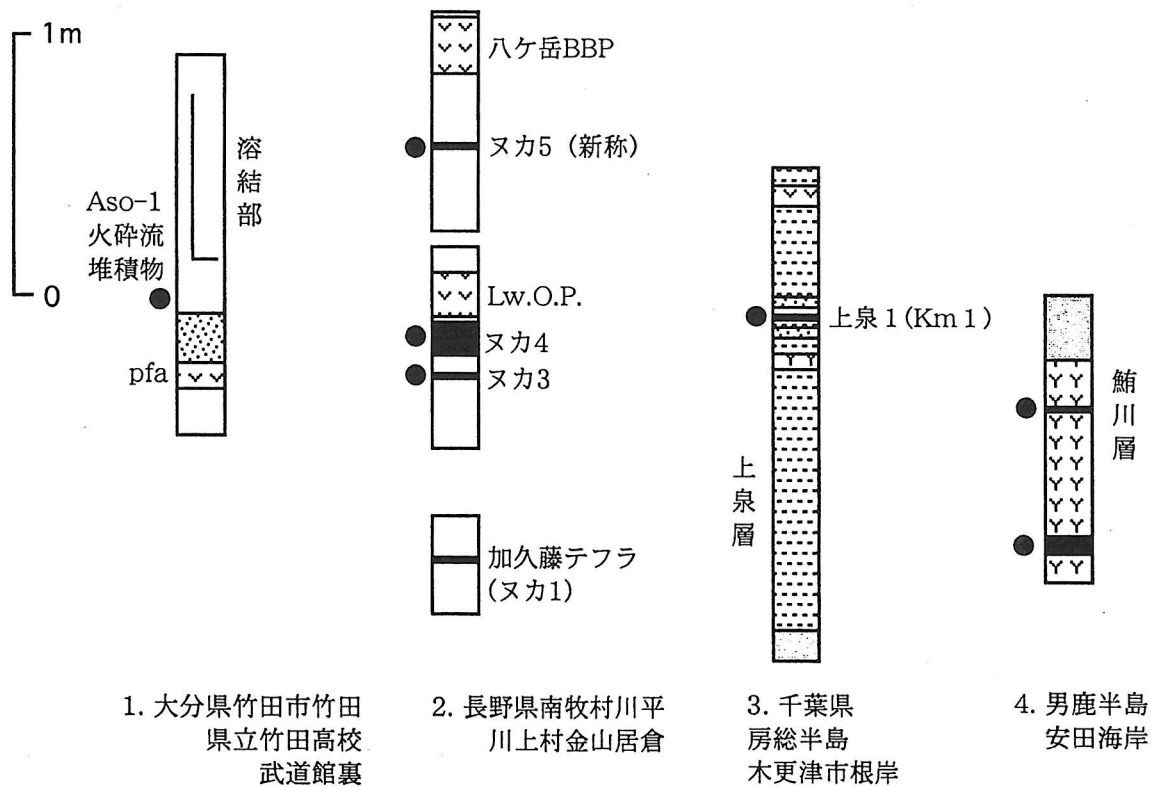
下総層群上泉層の最下部に含まれる層厚5cmの白~ピンク色のガラス質細粒火山灰層である. Suzuki (1996) は, Km1とヌカ4の火山ガラスの主成分組成が全く一致することから, 両テフラが, 対比可能であるとした.

4. 男鹿: 男鹿半島安田海岸

鮪有川層中部の泥炭層の中に含まれる層厚10cmのガラス質細粒火山灰層である. 本層はかつて町田・新井 (1992) によりAso-3に対比されたテフラである. また, 本層の上60cmには, 層厚3cmの別のガラス質火山灰が見い出されたので, これについても分析対象とした.

分析方法

以上のテフラに含まれる火山ガラスについて、立教大学原子炉を用いた放射化分析，都立大学のエネルギー分散型スペクトロメトリーを用いた主成分分析，京都フィッシュントラック製RIMS87による屈折率の測定を行った。講演では分析結果について述べる。



兵頭政幸、沖村孝、野村亮太郎、田中眞吾（神戸大）、柏谷健二（金沢大）、唐邦興、柳素清、劉世建（中国科学院山地災害与環境研究所）、吉原新（東京大）

Masayuki Hyodo, Takashi Okimura, Ryotaro Nomura, Shingo Tanaka, Kenji Kashiwaya, Tang Bang Xing, Liu Su Qing, and Liu Shi Jian, and Arata Yoshihara; Rock and paleomagnetic measurements of sediment cores from Lake Erhai in Yunnan province, China

中国雲南省大理にあるErhai湖から2本の湖底堆積物コアを採取し、磁化測定を行った。その結果、2本のコアの堆積同時面の対比において、帯磁率よりも残留磁化強度/帯磁率値を使うことが有効であることがわかった。さらに2本のコアでよく一致した地磁気偏角・伏角の永年変化記録が得られた。この記録は、中国南西部における完新世の古地磁気年代測定に役立つことが期待できる。

Erhai湖は、幅3~8km、長さ約40km、総面積約250km²の南北に細長い断層湖で、湖面の高さは1970mである。湖の約10km西側には3000m級の山が南北に連なり、その山すそから湖まで西側には平野が広がっている。湖の東岸ぞいに断層が走っているため、東岸は急峻な崖になっている。

Mackereth型コアラーを使用し2本のコアを採取した。位置決めはGPSを使い、水深は魚群探知機による音響測深で測った。コアER1は1993年5月に南部の水深約10mの平坦な場所で採取した（図1）。コアの直径は7.6cm、長さは241cmである。1994年11月に湖の中央部で、ER2、ER3の2本のコアを採取した。コアER2はコアチューブが斜めに貫入したため、磁化測定に適した試料は取れなかった。ER3は湖の最深部、水深約20mの地点（図1）で採取し、長さは316cmであった。ER1とER3のコア採取地点は約20km離れている。

コアは1m以下の長さに切断し、コアの円形断面に垂直に10cm³のキューブカプセルを押し込み、ピストンでコアを押し出して切断する...という操作を繰り返し測定用試料を採取した。コアER1からは全部で98個、コアER3からは135個の磁化測定用試料を採取した。堆積物は全体に暗褐色粘土で約2m以下がシルト質であった。コア切断の途中に、木片・貝殻が何層準かで見つかり、¹⁴C年代測定用に採取した。

年代測定は、加速器¹⁴C年代測定装置を使って行っている。今までのところ、ER1では深さ75cmで1870yBP、97cmで3050yBP、ER3では深さ62cmで1440yBP、72cmで1730yBP、84cmで2350yBPの値が得られている。

帯磁率は深さによりコアER1が約200-900μSIの値をとるのに対し、コアER3は60-1300μSIと変動の幅が大きくなっている。これは明かに堆積物の物質が2地点で違っていることを反映している。一方〔残留磁化強度/帯磁率〕値は2本のコアでよく一致している（図2）。この値は1)地磁気強度、2)物質の変化、3)擾乱などを起こす外力の変化...等の成分を含むと思われる。2本のコアのよい一致は、少なくとも2)

の貢献は小さいことを表している。図2中で一致した変化の特徴（記号a～j）を線で結んだ。これらは同時面と見做せることが ^{14}C 年代値の一致からわかる。今まで湖底堆積物コア間の同時面对比には帯磁率が主に使われてきたが、湖によってはその方法では間違った対比がなされるおそれもあることが予想される。

図2の同時面a～jは、古地磁気の偏角・伏角の変動の一致でも確認できた。この2本のコアで得られた永年変化記録はこの地域における古地磁気年代測定に使えることが期待できる。

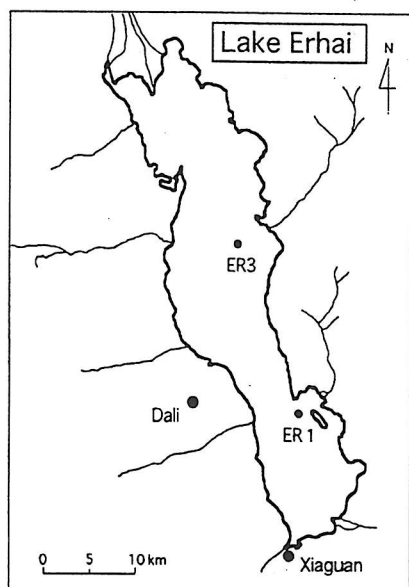


図1
Erhai湖のコアER1、ER3の
採取地点

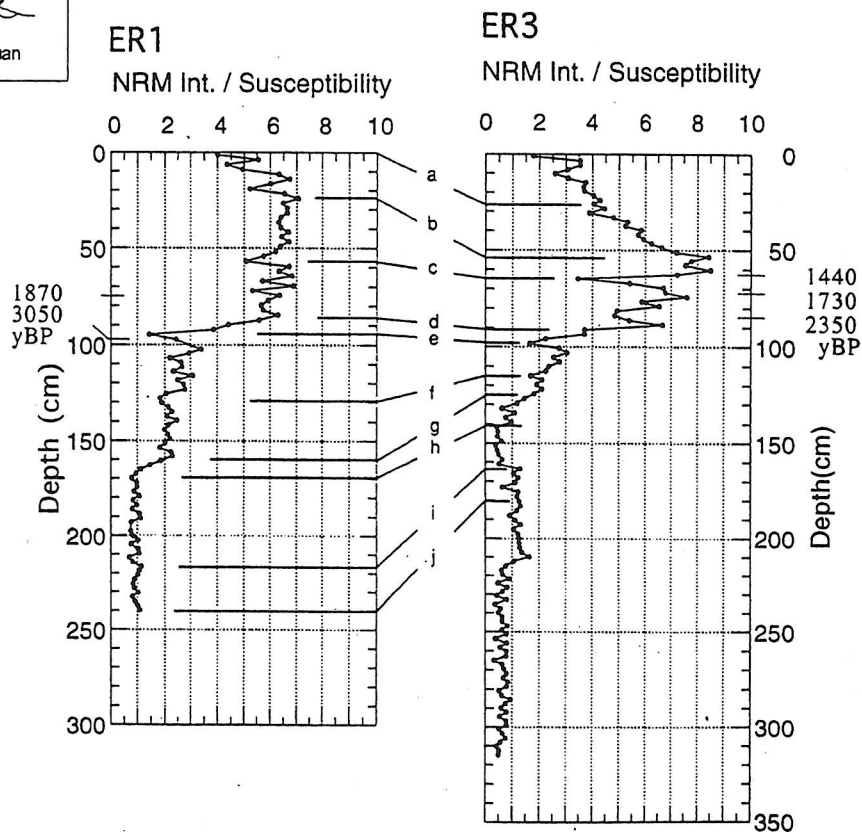


図2
コアER1とER3の残留
磁化強度/帯磁率変化。
線a～jは推定同時面。
年代は ^{14}C 年代。

32 瀬戸内沿岸域湖沼堆積物から復元した最終氷期の地磁気永年変化 峯本須美代、兵頭政幸（神戸大）

Sumiyo MINEMOTO and Masayuki HYODO; Geomagnetic secular variation during the last glacial age reconstructed from bog sediments in a coastal area of the Inland Sea of Japan

湖底・浅海堆積物から得られる地磁気変動の特徴を使えば2～3百年の分解能で年代測定が可能である。Hyodo et al., 1993は完新世堆積物から中部・西南日本における過去11.6kaの詳細な地磁気永年変化曲線を作成した。これは日本における古地磁気年代測定の範囲を過去2kaから11.6kaへと広げた。この永年変化の記録をさらに過去へと延長することは、年代測定の範囲をさらに拡張するために重要である。

本研究では兵庫県御津町碓岩(34° 47.5' N, 134° 32.8' E)にある湖沼堆積物の古地磁気測定により得られた新しい地磁気永年変化記録について報告する。ここでは、厚さ約4mの湖沼堆積物が露出している。最上部付近の暗褐色泥炭質粘土層は火山灰を挟んでおり、また別の場所における観察から最下部の少し下位あたりにも火山灰が存在することもわかっている。¹⁴C年代測定から、上位の火山灰層直下が16100±300yrBP、最下部から約50cm上位の泥炭質粘土層が22500±40yrBPと年代決定されている。出された¹⁴C年代から上位の火山灰は三瓶浮布(SUP, U₂)火山灰、下位の火山灰は始良Tn(AT)火山灰であると推定される。

古地磁気試料は最上部から最下部付近までの厚さ約3.5mの地層から定方位で採取した。チタン製チューブを打ち込み、ポリカーボネイト製キューブカプセル（一辺2.2cm; 10cm³）に移す方法で、36層準から合計170個の試料を採取した。全試料の段階交流消磁を行った結果、5mT以下の消磁で二次磁化成分は除去できた。主成分分析(Kirschvink, 1980)を行った結果、152個の試料から安定な特徴的磁化成分を取り出すことができた（図1.a）。得られた特徴的磁化成分を平均し、合計24層準から層平均の磁化方向を求めた。特徴的磁化成分・層平均磁化方向を得られなかった試料は、交流消磁に対し岩石磁氣的に不安定な挙動を示すもの（図1.b）、およびcoarse silt層から採取した試料であった。

図2は特徴的磁化成分の層平均の偏角・伏角を示している。これは少なくとも16.1kaから22.5kaの地磁気永年変化を示している。最終氷期においては地磁気の大きな西振りは見られなかった。完新世初期の偏角の大きな西振りは少なくとも16ka頃かそれ以降に始まったことが分かる。この地磁気永年変化の特徴は最終氷期から完新世にかけての大きな年代制約になる。

[Reference]

Hyodo, M et al., J Geomag Geoelectr., 45, 669-696, 1993

Kirschvink, J.L., Geophys. J. R. astr. Soc., 62, 699-718, 1980

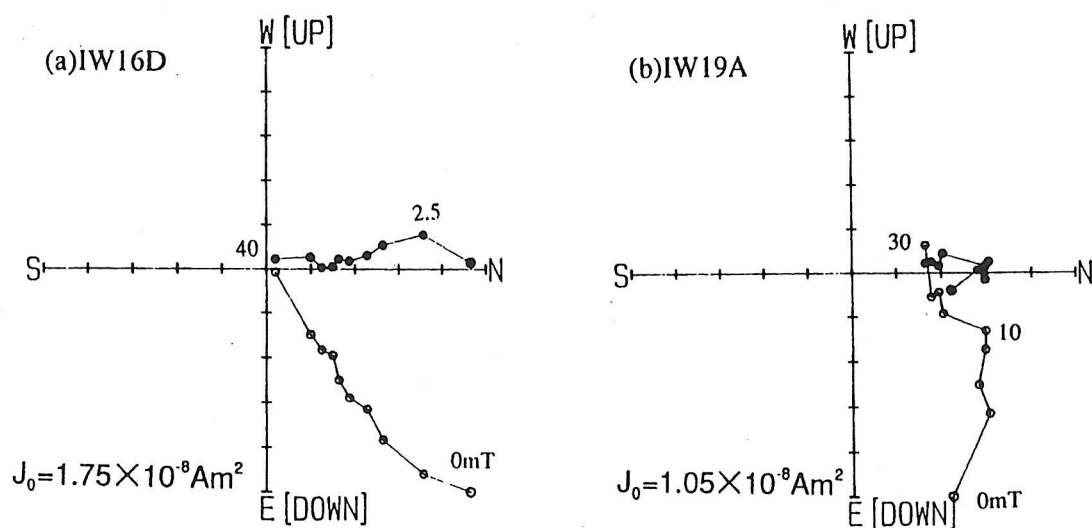


図1 段階交流消磁実験の結果をプロットした図。黒丸は水平面・白丸は鉛直面投影を表している。安定な磁化成分の得られた例(a)と得られなかった例(b)。

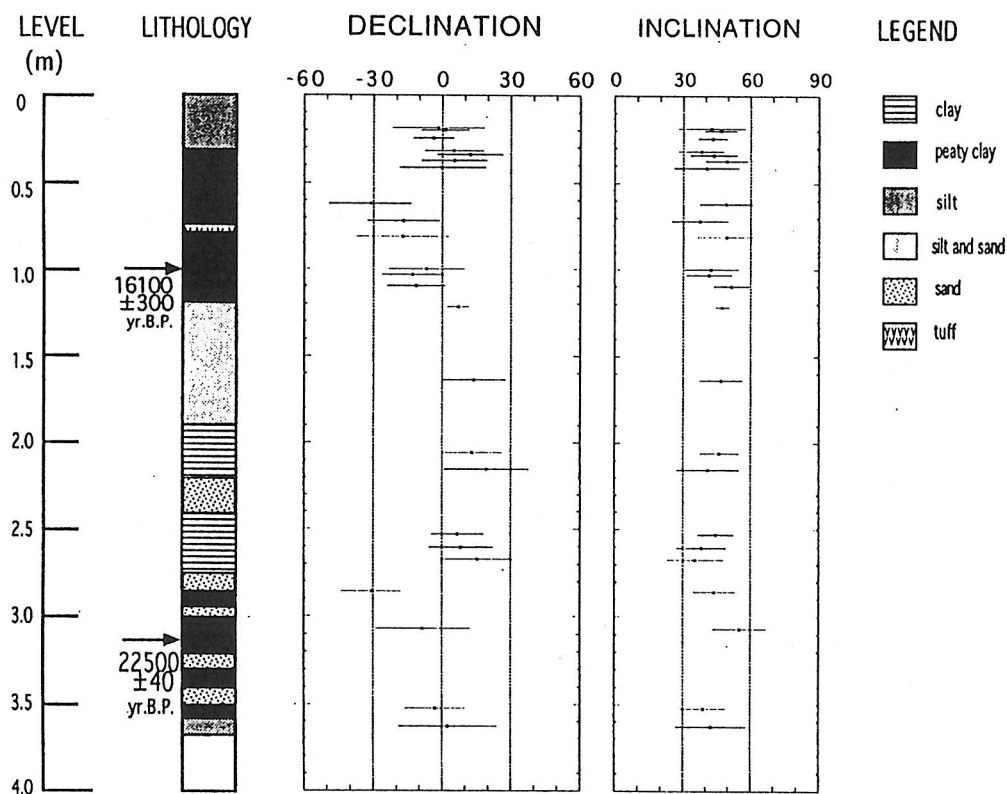


図2 礫岩から採取した堆積物の磁化。左から岩層, 偏角, 伏角。黒丸は層平均の方向を表し、エラーバーは95%の信頼限界を表す。

Masanobu SHISHIKURA; Holocene Coastal Terraces and Seismic Crustal Movements in the Southwest Coast of the Boso Peninsula

はじめに

房総半島南部は完新世における地殻変動が活発な地域として知られ、地震隆起と段丘形成に関する研究が多く行われてきた。しかし館山平野以北に点在する小河川低地において、そこに発達する完新世段丘の年代・離水過程に関する詳細な報告はない。本研究では房総半島南西岸における完新世段丘の抽出を行い、それらの離水過程を調べ、この地域の地殻変動について考察した。

段丘の分布・年代・表層地質

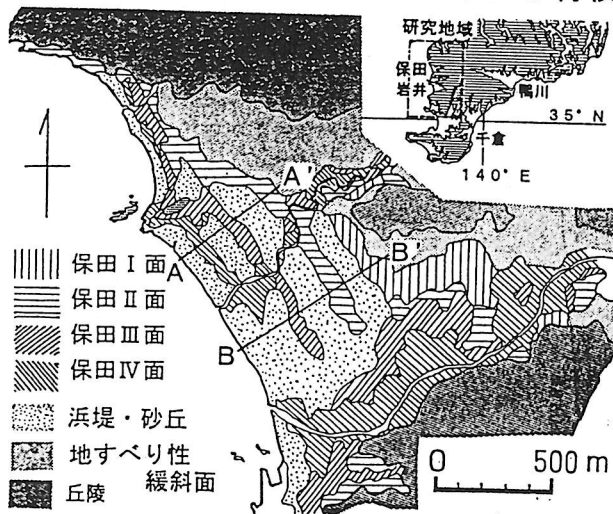
館山以北の南西岸には6つの低地（北から竹岡地域、保田低地、勝山低地、岩井低地、南無谷低地、富浦低地）が存在する。各低地には4～6面の完新世段丘が分布する。特に保田（第1図）、岩井、富浦の微地形は浜堤とその後背湿地によって特徴づけられる。浜堤は細礫混じり中粒砂などの海浜堆積物からなり、一部では風成砂に覆われる。後背湿地には泥炭や粘土などが分布する。基盤の新第三系は現河道沿いを除き、比較的浅所に露出する。保田Ⅰ面、岩井Ⅱ面の被覆層からは5～30mm径のドリフトパミスが発見された。同様のパミスは房総半島の各沖積低地において6,000～4,000年前の海成層や陸成層中に含まれている（中野, 1954、横田, 1978、森脇, 1979、金井, 1996MS）。岩井低地ではこのパミスが泥炭層（4,530±60y. B.P., ^{14}C 年代）中に含まれている。これらは火山ガラスの屈折率（第1表）から同一のものと判断され、段丘面の対比に利用した（第2表）。

地震性地殻変動について

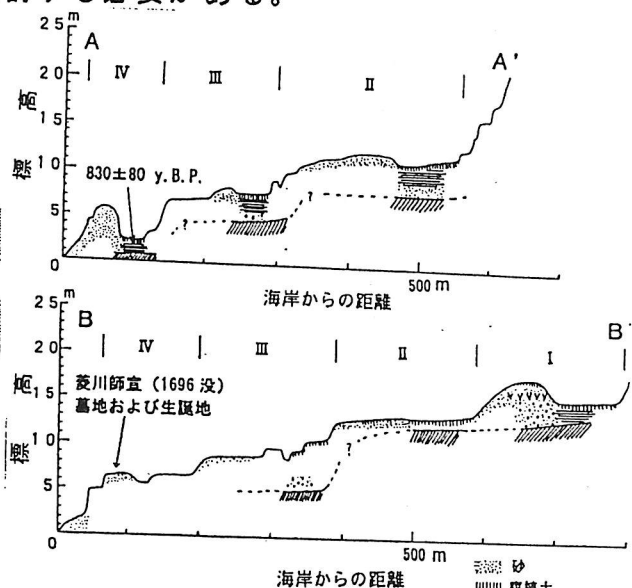
房総半島南部では元禄型地震による間歇的な隆起によって4面の段丘（沼面群）が順次離水してきたと考えられている（中田ほか, 1980など）。本研究地域の保田低地では海拔2.6m付近に分布する最低位の段丘が、松田ほか（1974）によって元禄地震時（A.D. 1703）に離水した浅海底（沼Ⅳ面）と考えられていた。しかしこの段丘面上の泥炭から830±80y. B.P. という元禄地震より古い ^{14}C 年代が得られ、またこの段丘面上には元禄地震以前に亡くなった菱川師宣（A.D. 1694没）の生誕地、および墓が存在する（第2図）。すなわちこの段丘は元禄地震以前に離水していたと考えられ、沼Ⅳ面には対比されない。さらにこの地方の古文書や古絵図などには、元禄地震時に保田地域が沈降したことがうかがえる記載がある（宇佐美, 1977）。保田地域は元禄地震時に少なくとも地盤の隆起は起こらず、浅海底は離水しなかった可能性が高い。

本地域の完新世段丘は最高位のもので海拔12～14mの高さに分布しており、この地域が完新世において隆起傾向であることは確実である。この地域では元禄地震時に隆起を伴わなかったとすると、それ以外の隆起運動によって完新世段丘は高度を増してきたと考えられる。本地域は大正地震時には南部と同様に1m以上の隆起が報告されており（陸地測量部, 1926）、その時離水したベンチもみられる。完新世の隆起量が、繰り返し起こったであろう地震性地殻変動に起因したとすると、完新世段丘の高度分布は主に大正型地震隆起の累積によってもたらされてきたと推定される。第3図に示すように元禄地震時の地殻変動量を0～-1m、

過去6,000年間の総隆起量を10m、大正型地震間の逆戻り率を15%とすれば、単純に計算しても最低10~13回の大正型地震が過去6,000年間に起こり、平均再来周期は400~600年と考えられる。熊木(1988)など従来の元禄型、大正型の組み合わせによる隆起プロセスモデルは再検討する必要がある。



第1図 地形分類図(保田低地)



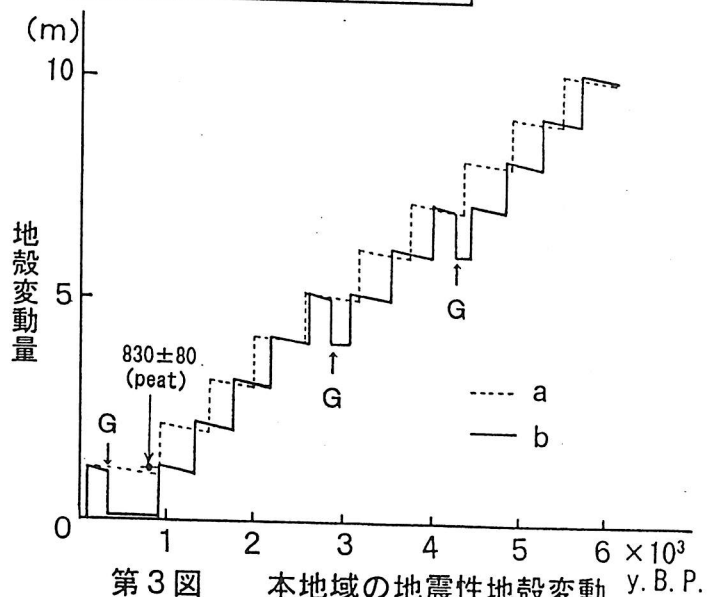
第2図 地形地質断面図
(保田低地)

第1表 ドリフトパミスの特徴

採取地点	試料採取高度(m)	堆積環境	粒径(mm)	色調	火山ガラスの屈折率
保田低地	12.5~13.5	保田I面 浜堤砂層中	5~30	淡黄色	1.505~1.506, 1.510~1.512
岩井低地	10.4~10.7	岩井II面 泥炭層中	5~20	暗白色	1.509~1.511
鴨川市男金	15	II面泥炭層中 (金井, 1996MS)	5~15	暗白色	1.510~1.512
安房郡千倉町 西ノ原	20	岡瀬田層上部 (横田, 1978)	5~50	淡黄色 ~白色	1.505~1.506

第2表 段丘面对比表

本研究	金井(1996MS)	横田(1978)
保田低地	岩井低地	鴨川低地
保田I面	岩井I面 岩井II面 4,530±60	I面 II面 岡瀬田面 (沼I面)
保田II面	岩井III面	寺庭面 (沼II面)
保田III面	岩井IV面	平館面 (沼III面)
保田IV面	岩井V面 岩井VI面 830±80	? ? 瀬戸浜面 (沼IV面)



第3図 本地域の地震性地殻変動 y. B. P.

G: 元禄型地震(発生年代は中田ほか;1980による)

a: 元禄型地震時の地殻変動量 0mのパターン

b: 同 -1mのパターン

Osamu FUJIWARA, Fujio MASUDA, Tetsuya SAKAI, Keisuke FUSE and Akira SAITO; Correlation of Tsunami Deposits and the History of Uplift of the Southern Kanto District.

津波によって形成された、いわゆる津波堆積物が近年、世界各地で報告され、地震の発生時期の有力な推定手法となりつつある。陸上に比べて侵食の少ない海成層には、多くの津波堆積物が保存されており、地質時代を通じた海底地震の再来間隔の解明や、それに伴う地殻変動の将来予測に重要な手掛かりを与えると考えられる。

この手法の有効性を示すためには、まず、過去の地震に確実に対比される津波堆積物が、海成層中に含まれる例を見出すことが必要である。今回の調査では、南関東に分布する完新世海成段丘を離水させた海底地震に対応する津波堆積物を見出すことを試みた。調査地域は房総半島南部で、主としてシルト層からなる内湾堆積物(沼層)を研究対象とした(図1)。

露頭調査と試錐調査を行い、沼層に含まれる砂層や礫層の堆積過程を、基底面の形状、堆積構造、古流向、各種の化石の産出状況や種構成などから推定した。また、貝化石の ^{14}C 年代測定値から求めた砂層や礫層の堆積年代を、これまでに報告された南関東の海成段丘の離水年代や、完新統中の不整合の形成年代と比較した。ボーリング調査の結果を図2に示す。

1. 沼層に含まれる砂層や礫層には、下記の特徴を持ち、急激な流水によって海岸や海底から削剝された堆積物が再堆積したと考えられるものがある。
 - (1) 侵食面をもって下位層を覆い、上方へ細粒化する。また、基底部に偽礫を含むことがある。
 - (2) 寄せ波と引き波を示す堆積構造が一部で認められる。
 - (3) 様々な底質に住む貝化石が混合して含まれる。
 - (4) 上部に木片を多く含む。
2. 調査地域南部の巴川では、約7,400 ~ 6,600yrs BP の間に、砂層や礫層の再堆積が7回確認された。調査地域北部の館山市周辺では、露頭調査とボーリング調査によって、約8,000 ~ 1,700yrs BP の間に、砂層の再堆積が19回確認された。これらの砂層や礫層の再堆積は、100 ~ 300 年に1回の割りで見えている。
3. 約6,000yrs BP, 4,600yrs BP, 4,300yrs BP, 3,000yrs BP に南関東の海成段丘の離水に対応して、房総半島南部の各地で海底侵食や砂層の再堆積が生じた。これらの海底侵食や砂層の再堆積は、海成段丘を離水させた地震に伴う津波によって生じたと解釈される。
4. これ以外の再堆積層も、津波堆積物である可能性が高い。しかし、広域的な対比が行われていないことや、対応する海成段丘が知られていないことから、津波以外に起源を持つ(洪水やストームの)可能性がある。

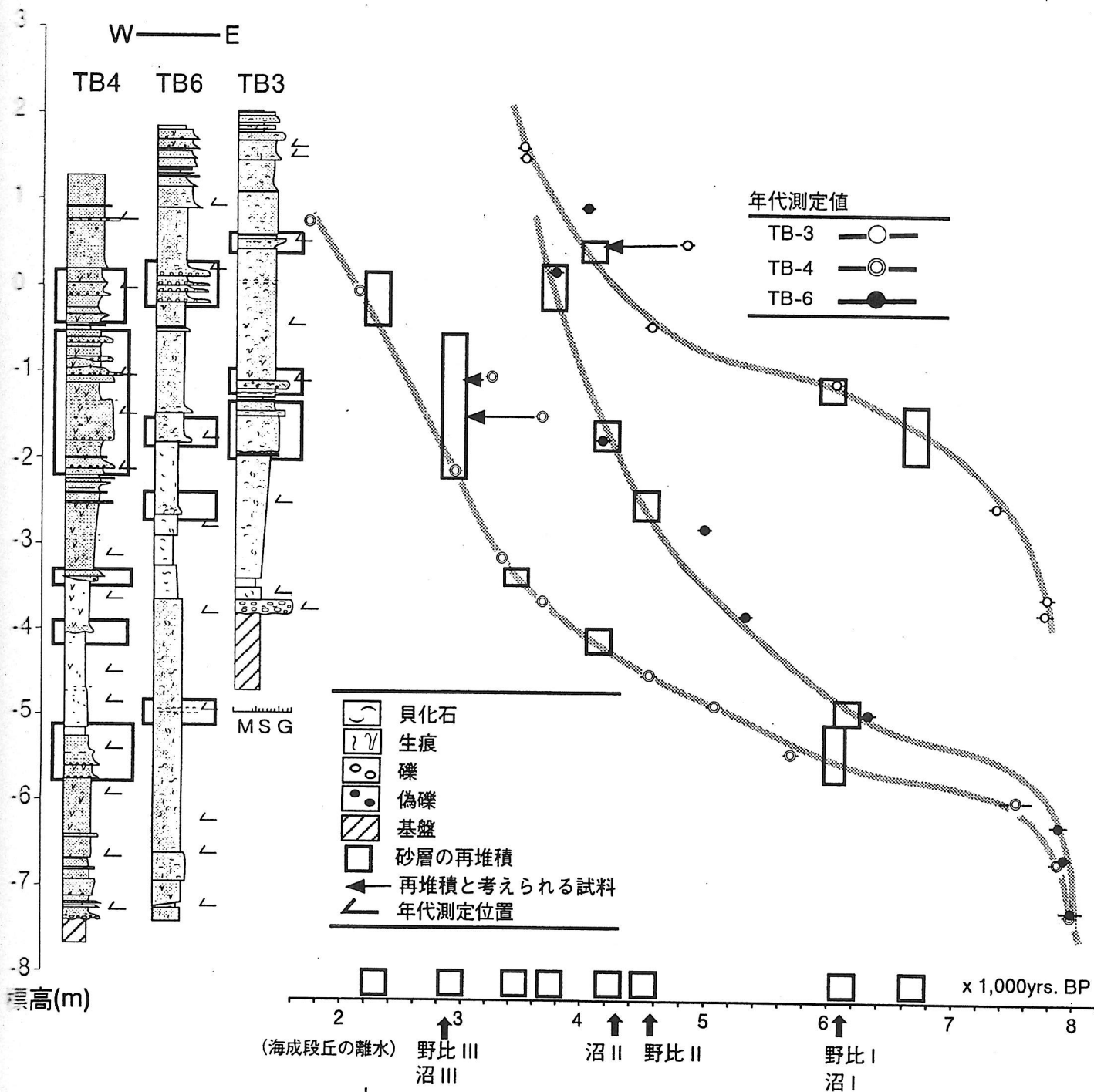
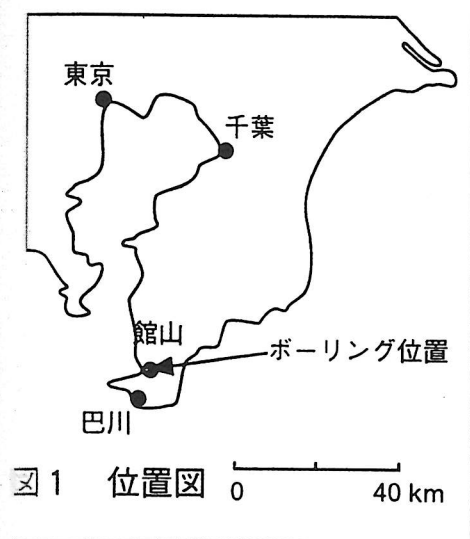


図2 砂層の再堆積と海成段丘の離水との関係

試料の年代測定値と標高に基づいて、各ボーリング柱状図について堆積曲線を作成した。柱状図に枠線で示した砂層を堆積曲線上に投影し、各砂層の堆積年代を求めた。基底部に偽礫を含むことや、貝化石の年代値が層序と逆転することから、これらの砂層は再堆積したものと考えられる。

ボーリングでは砂層の再堆積が8回確認された。これらの内4回は、従来知られている海成段丘の離水と年代が一致する。ボーリングの間隔は、TB4-6間250m、TB6-3間750mである。



35 石狩丘陵の活褶曲の発達過程-特に変位形態の変遷について-

小松原琢(地質調査所)

Taku KOMATSUBARA; Evolution of active folds in the Ishikari Hills, central Hokkaido-with special reference to the change of fold geometry.

1. はじめに 石狩丘陵には褶曲変位を受けた上部新生界と中・高位の段丘面が広く分布する(垣見,1958;須磨,1971;寒川他,1981;岡,1990 など). 須磨(1971)は, 変位地形を記載し, この地域の段丘面が段丘基盤の構造と非調和に変形していることを示した. 演者はこの地域の活褶曲の発達過程-特に変位形態の変遷-を調べ, 須磨(1971)の成果を追認すると共に新たな知見を得た. また, 活褶曲の成長機構に関する初歩的考察を行ったので報告する.

2. 地域概要 石狩丘陵には, 上部中新統望来層, 最上部中新~下部鮮新統当別層, 最上部鮮新~下部更新統材木沢の各層(垣見,1958;岡,1990)と, それらを覆う高位 1~3 面および中位 1 面の 4 段の段丘面が発達する(右図). このうち中位 1 面は最終間氷期の, 高位 1~3 面は中期更新世の高海水準期に海岸ないし河口付近の低地で形成された面と考えられる. この地域には東から峻別背斜, 海岸背斜の南北性背斜が並走する. これらは段丘面を変位させる活褶曲である. 峻別背斜の段丘面上の背斜軸は材木沢層の背斜軸よりも数百 m 東に位置し, 材木沢層がほぼ対称的な断面を示すのに対し, 段丘変位地形は東翼東部で急傾斜する非対称な断面形を呈する. 海岸背斜では, 高位段丘面の背斜軸は望来層や当別層の背斜軸の約 700m 東に位置する.

3. 発達過程に関する資料

a. 峻別背斜 峻別背斜は, 材木沢層基底堆積期前に活動を始めた(外崎・赤松,1984;岡,1990). また, 中位 1 面離水以降は約 0.4mm/yr 以上の垂直変位速度で東翼側の比高を増大させている. この変位速度は, 恐らく第四紀初頭以来の平均変位速度と大差ないと考えられる. また, 東翼東端部では高位 3 面が約 10° 東傾斜し, 小規模な断層変位も認められるが, 段丘基盤をなす材木沢層は同じ場所で急傾斜していない.

b. 海岸背斜 海岸背斜は, 背斜南方で当別層が著しく薄いことから, 中新世後期には活動を始めたと考えられる. しかし, 第四紀後期における背斜東翼の変位速度は 0.01mm/yr 程度で, 中新世後期以来の平均変位速度より一桁小さく, 垂直変位は減衰している. また, 段丘面上の背斜軸の役 1km 東で高位 3 面が若干急傾斜するが, 段丘基盤をなす当別層は急傾斜帯をなさない.

4. 考察 以上から, ①峻別背斜は第四紀中期に背斜軸の東方移動と東翼東端部における傾動運動の局所化が行われた, ②海岸背斜でも, 背斜軸の東方移動と東翼部における傾動運動の局所化が進んでいる, と言うことができる. また, これらの変位形態の変化が, 峻別背斜の東側における新たな構造(中小屋半ドーム)の形成期と一致し, かつ海岸背斜の垂直変位速度の低下と同時に生じている, という点を指摘できる.

こうした褶曲の成長に伴う変位形態の変遷は, ①伏在する逆断層先端の地表への延伸, ②座屈褶曲の成長に伴う変位の局所化, という 2 つの褶曲機構に伴う過程として, 定性的に説

明できる。特に海岸背斜で垂直変位速度の低下と同時にこうした変位形態の変化が生じていることは、座屈褶曲の成長過程として合理的に説明可能である。しかし、褶曲成長機構を詳細に論じるためには、地下構造の解明や変位過程の定量化、古応力復元などの調査課題が残されている。

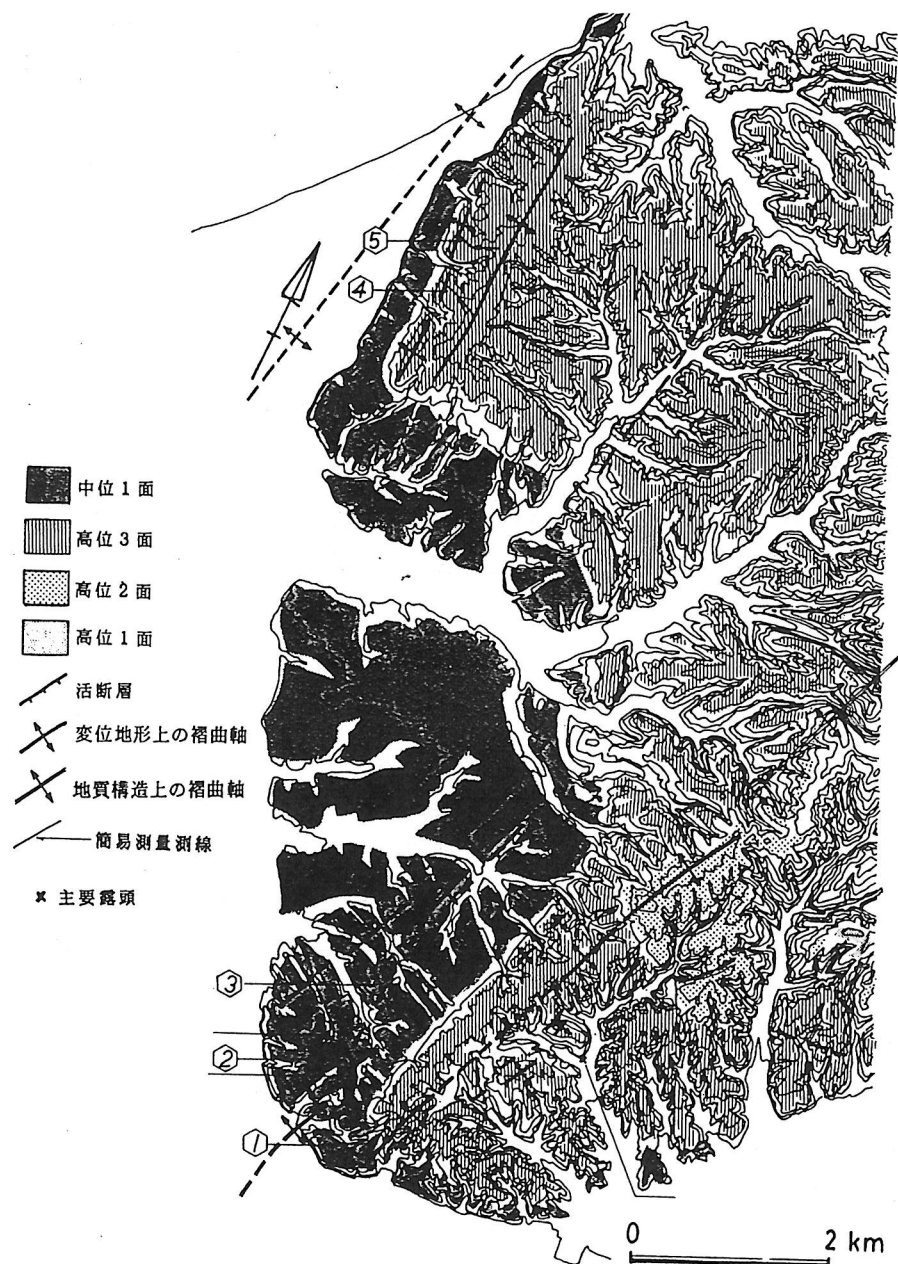
引用文献 垣見(1958):石狩地域の地質。5万分の1地質図幅, 地質調査所。

岡(1990):北海道立地下資源調査所報告,63,109-135。

寒川他(1981):地理予,20,60-61。

須磨(1971):地理予,1,339。

外崎・赤松(1984):北海道立地下資源調査所報告, 55,101-104。



36 関東山地北部，鐮川における河成段丘発達史

須貝俊彦（地質調査所）

Toshihiko SUGAI; River terrace development along the Kabura river, Japan

鐮川沿いの河成段丘面は古くから注目され，上位面と下位面とに区分されてきた．今回新たに，1）後氷期の侵食段丘とされてきた下位段丘の上流部分は，最深 30m の埋没谷をもつ最終氷期の堆積段丘であること，2）M面またはS面に対比されてきた上位面の形成期は酸素同位体 stage6 の可能性が高いこと，が判明したので報告する．

鐮川の段丘面は4面（Q1～Q4）に区分される（Fig.1）．Q1は著しく開析され，分布は断片的である．Q2は下流に広く分布する堆積段丘で，段丘礫層の層厚は10～20mである．礫層は風化が進んでおり，粘土層，AT，As-MP（21ka），As-BP（18-21ka），As-YP（13-14ka）に斜交関係で覆われる．Q3は上流から下流まで連続する段丘面で，MPが風成堆積する部分（Q3a；ATが氾濫原堆積物中に見つかる場合もある），YPまたはBPが風成堆積する部分（Q3b），黒ボク土に覆われる部分（Q3c；YPより新しい火山灰質ローム層に覆われる場合もある）に細区分される．Q4はQ3より低位の侵食段丘面群である．Q2は従来の上位面に，Q3,4は下位面に対比される．

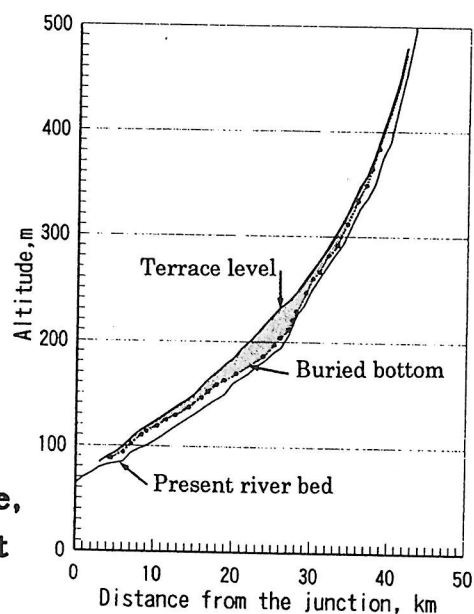
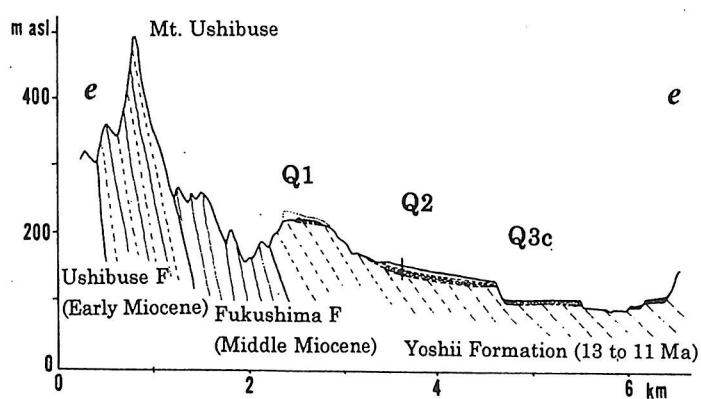
Q3の埋没谷は，横断面幅が狭く，下に凸の縦断面形を示し，現河谷と酷似した形態的特徴をもつ（Fig.2,3）．他方Q3の礫層上面は，横断面幅が広く，直線的な縦断面形を示す．埋没谷の発達が顕著な上流部に位置するQ3c下の礫層は，上部層（Fig.2a-dの薄網部）と下部層（Fig.2a-dの白部）に分けられ，前者の方が粒径が大きく，新鮮な礫の割合が高い．また両者の境界で埋没谷の横断面幅が急増する．このことは，谷の埋積後，掃流力が増大し側刻が活発化して，河谷幅が増大したことを示唆する．20ka頃までに谷の埋積により河床縦断面形が直線化し（Q3a,bの形成），20～10kaに堆積上面とほぼ同高度で側刻により谷幅が増大した（Q3c）後，下刻が始まったと考えられ，Q3cの下部層はQ3a,b構成層に対比される．このような，最終氷期から後氷期にかけての河谷の埋積，側刻，下刻という河川プロセスの変化は，鐮川に北隣する碓氷川（須貝,1992），南隣する荒川（吉永 宮寺,1986）と共通する．碓氷川では“谷の埋積の主因は，台風が襲来しなくなり，洪水時の掃流力が低下したことにある”と考えられている（Sugai,1993）．今回，鐮川においても氷期の堆積段丘が見いだされたことは，この考えと調和的である．

ところで，Q2はかなり開析を受けており，Q2構成層の安山岩礫の約2割は“くさり礫”である．Q2とQ3との比高は20～40mで，Q3と現河床との比高より大きい（Fig.2e）．Q3の埋没谷は最終間氷期に穿たれた可能性が高く，Q2はこれよりも古い時代の段丘面である．以上から，Q2の形成期はstage6にさかのぼると判断される．鐮川下流部では，平井断層がQ2を変位させており，断層の活動度を評価する上でもQ2の形成年代は重要である．

The figure is a geological map of the Tomioka area. It includes a legend for river terraces (Q1, Q2, Q3a, Q3b, Q3c, Q4) with corresponding patterns. The map shows the Hirai fault, a buried valley, and a cross-section line. The location of Tomioka is marked, and a scale bar indicates 0 to 3 km. A north arrow is also present. The map shows various geological features and the distribution of river terraces across the area.

Figure 1 consists of four cross-sectional diagrams labeled a, b, c, and d, showing the profile of a river terrace. The vertical axis represents elevation in meters above sea level (masl), with markings at 200 and 250. The horizontal axis represents distance in meters, with markings at 0 and 500. Each diagram shows a U-shaped profile with a central gravel bar. Diagrams b and c include scatter plots of data points. Arrows labeled 'Q3c' indicate the width of the gravel bar at a specific elevation.

****Showing the ratio of number of partly weathered gravels to the largest 50 gravels within an area of 5m²**



- 103 -

澤 祥（国立鶴岡工業高等専門学校）・太田陽子（専修大学）・鈴木康弘（愛知県立大学）・渡辺満久（東洋大学）・吾妻崇・小林真弓・金幸隆（専修大学・院）・鹿島薫（九州大学）・叶内敦子（明治大学非）

Hiroshi SAWA, Yoko OTA, Yasuhiro SUZUKI, Mitsuhsa WATANABE, Takashi AZUMA, Mayumi KOBAYASHI, Haeng Yoong KIM, Kaoru KASHIMA, Atuko KANAUCHI; Late Quaternary vertical movement along Kan-nonji fault (eastern boundary fault of the Shonai Plain), Northern Japan, based on drilling

庄内平野東縁は、前～中期更新世の庄内層群からなる丘陵、新第三系からなる出羽山地と、南北30kmにわたり直線的に続く崖で限られる。ここには撓曲崖・低断層崖・活背斜丘陵・活向斜谷が連続し、庄内平野東縁活断層系を形成する。鈴木ほか（1989）は、1894年庄内地震（M7.0）がこの活断層系の一つ、観音寺断層の活動によるものと考えた。我々は、観音寺断層による第四紀後期の上下変動を解明するために、同断層の西、関地区（図1）で、1995年度科学技術庁振興調整費によって試錐調査を行った。

掘削地点は、山麓から約1.3km西に位置し、標高は約8m、掘削深度は70.0mである。コアの層相は、砂層、シルト層、粘土層の互層からなる。礫層は、深度18.6mの1層準、53m付近の3層準と、68m付近の1層準に見られ、いずれも厚さは30～70cmに過ぎない。腐植層は、深度10m付近に4層、深度18m、40m、46m、53m付近にそれぞれ1層、の計8層がある。なお、少なくとも上位の約10mのコアからは海成の珪藻は産出していない。層相と ^{14}C 年代は図2に示される。

層相と ^{14}C 年代から、深度40mより上位が完新統、深度40～55mが最終氷期の地積物であると推定できる。深度55m以下の層相に大きな不連続はなく、コアの基部まで後期更新統とみなされる。

鈴木ほか（1994）による北境の二つの試錐地点（間隔30m）は観音寺断層の断層崖直下に位置し、標高はともに約15mである。そこから関地区の試錐地点（標高8m）に向かって平野高度は西に徐々に低くなる。北境では、約7000年前の地層に2点間で東上がり5.4mの高度差があり、これが観音寺断層の活動によると考えられた（鈴木ほか、1994）。一方、北境西側と関地区とで約3000年前、および7000年前の地層の深度をくらべると、それぞれ関地区で10m、15m低い（図3）。また、完新統の厚さは北境で約15mに過ぎないのに、関地区では40mに達するという大きな差があり（図3）、断層の低下側にある関地区の顕著な相対的沈降が明かである。これは、北境の2地点がともに断層の上盤側に位置し、実際の断層は北境より多少西側に張り出している可能性を示している。観音寺断層の位置についてはさら検討が必要である。

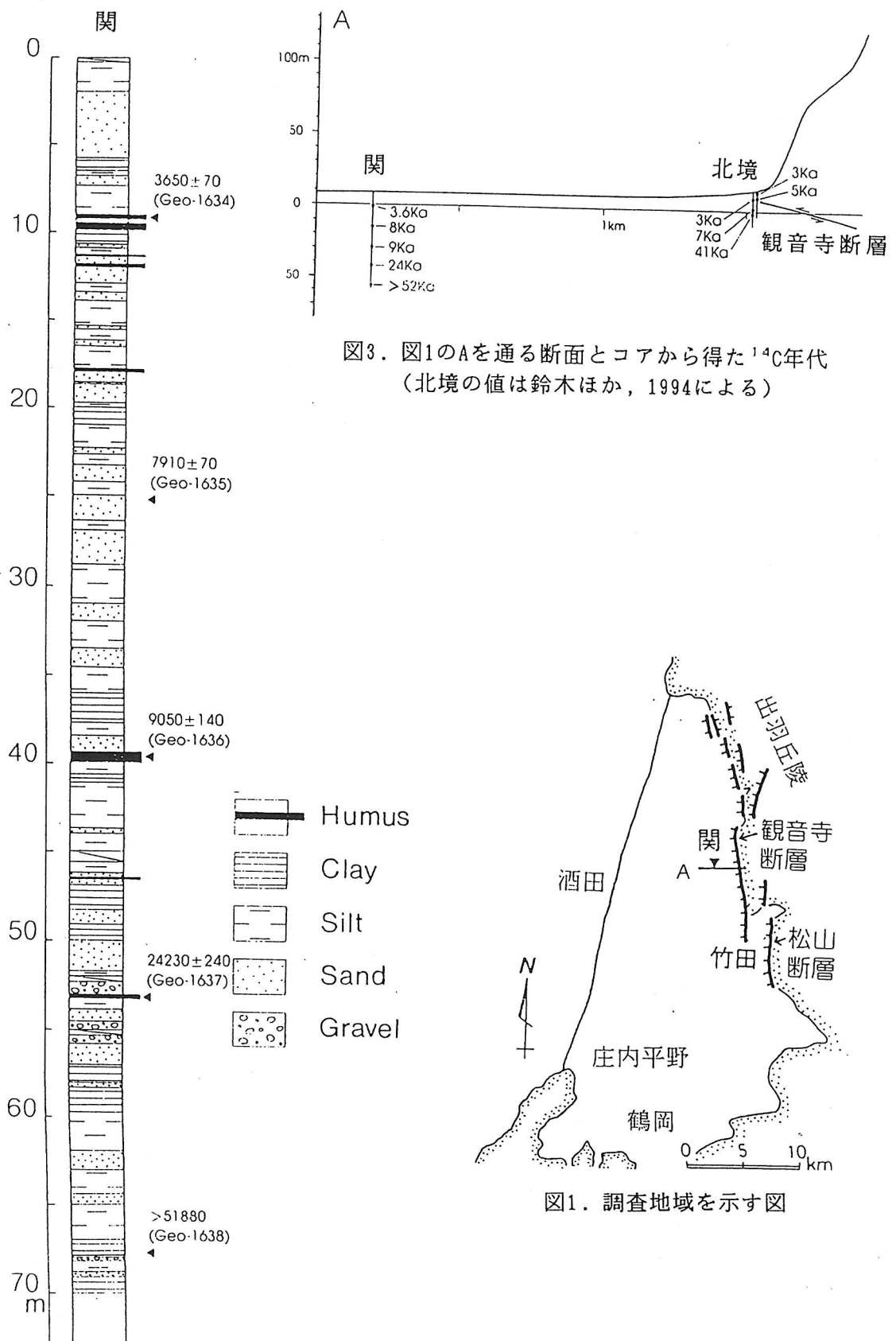


図2. 関地区のボーリング柱状図と試料の ^{14}C 年代

図3. 図1のAを通る断面とコアから得た ^{14}C 年代
(北境の値は鈴木ほか, 1994による)

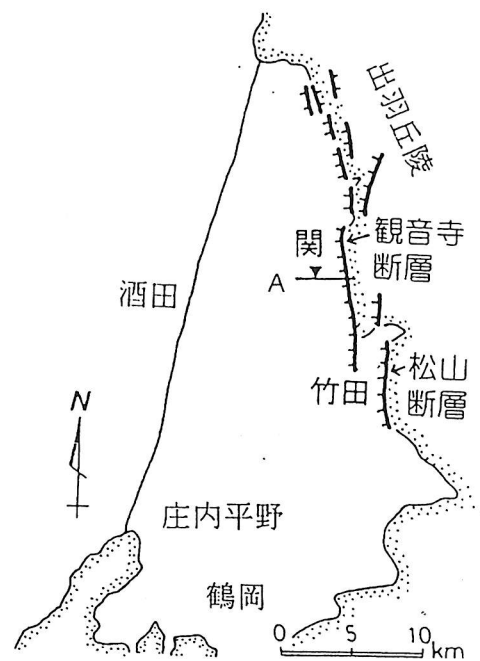


図1. 調査地域を示す図

38 試錐調査からみた庄内平野東縁活断層系の第四紀後期の活動 2. 松山断層：竹田地区

太田陽子（専修大学）・澤 祥（国立鶴岡工業高等専門学校）・鈴木康弘（愛知県立大学）・渡辺満久（東洋大学）

Yoko OTA, Hiroshi SAWA, Yasuhiro SUZUKI, Mitsuhsa WATANABE; Late Quaternary vertical movement along Matsuyama fault (eastern boundary fault of the Shonai Plain), northern Japan, based on drilling survey

庄内平野東縁は、前～中期更新世の庄内層群からなる丘陵、新第三系からなる出羽山地から南北30kmにわたる直線的に続く崖で限られている。ここには撓曲崖、低断層崖、活背斜丘陵、活向斜谷などの変動地形が南北方向に連続し、庄内平野東縁活断層系を形成する。我々は、その南部において、従来活動が活発でないとされていた松山町付近において活断層地形を発見して松山断層と命名し、変位の累積性を確認するとともに、トレンチ調査によって低角逆断層が約8000年前に活動したことを明らかにした（太田ほか、1995）。松山断層の西には横根山という波長の小さい活背斜丘陵が存在する（吉川ほか、1973）。我々は、松山断層、横根山の背斜丘陵付近の上下運動の性質を知るために、1995年度の科学技術庁振興調整費によって竹田地区（図1）においてボーリング調査（掘削深度35.5m）を実施し、オールコアを採取した（図2の左側柱状図）。また、横根山の東側の沖積低地を掘削した5本の既存コアから年代測定用の試料を採取した（図2）。

竹田地区の試錐地点は、横根山と松山断層の間に広がる沖積面上に位置する。沖積低地の東西方向の断面形は、試錐地点でもっとも低く（標高は約11m）、東西両側に向かって高くなり（図3）、一条向斜（池辺ほか、1979）の南方延長での活向斜変形が予想される。

コアの層相と ^{14}C 年代を図2に示す。コアの大半は粘土層からなり、深度27mまではきわめて安定した堆積環境を示す。深度27mの腐植層より下部は比較的粗粒となり、深度30.5m以深には厚さ約2mの砂礫層があり、その下は再び細粒のシルト層となる。深度7.6mの腐植層の年代 $> 35150 \text{ yr BP}$ (GaK-19120) が汚染その他の原因でスケールアウトしたものと仮定すると、深度約20m以浅の層相の安定した粘土層が完新統に当たると考えられる。深度27.5mの腐植層の年代は $22920 \pm 600 \text{ yr BP}$ (GaK-19121) で、その下に礫層が続くという層相の変化は関地区のコアの深度53m付近に類似し、本コア最深部の礫層は最終氷期の堆積物と推測される。

竹田地区の試錐結果と既存の5本の試錐資料、およびそれらの ^{14}C 年代を図2に示す。竹田地区の沖積層の厚さは、観音寺断層の西の関地区のそれとくらべて20m近く少ない。竹田地区の沖積低地は松山断層の下盤に位置するが、観音寺断層との関係からみると関地区よりも相対的に隆起している。年代が逆転する場合もあるものの、約4000年前と約6000年前の堆積物の深度は東から西へ向かい深くなる。また、完新統は横根山東縁に近い西ほど厚くなる。このような沖積層の厚さの差は、横根山西縁の観音寺断層の活動により、隆起域である横根山の背後に生じた活向斜変形とも解釈できる。しかし、沖積層の厚さの西への増加、横根山の西縁よりも東縁斜面が急であるという非対称な断面から、横根山東麓には逆断層が存在する可能性が考えられる。

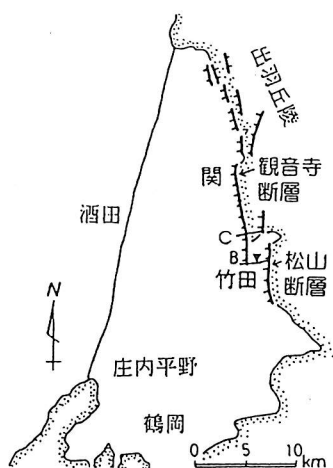


図1. 調査地域を示す図

図2. 松山断層の西，竹田地区のボーリング柱状図
(図1のD-D'間)と試料の ^{14}C 年代
左の図は矢印の柱状図の全体を示す

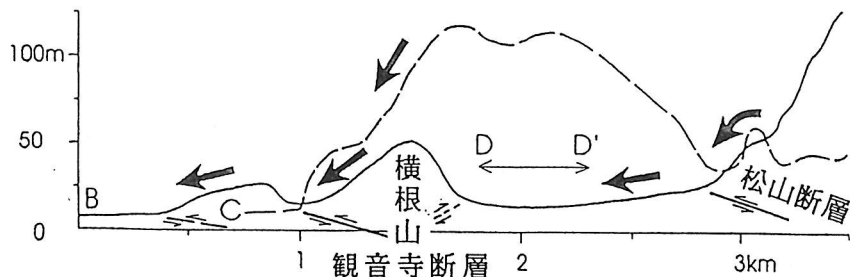
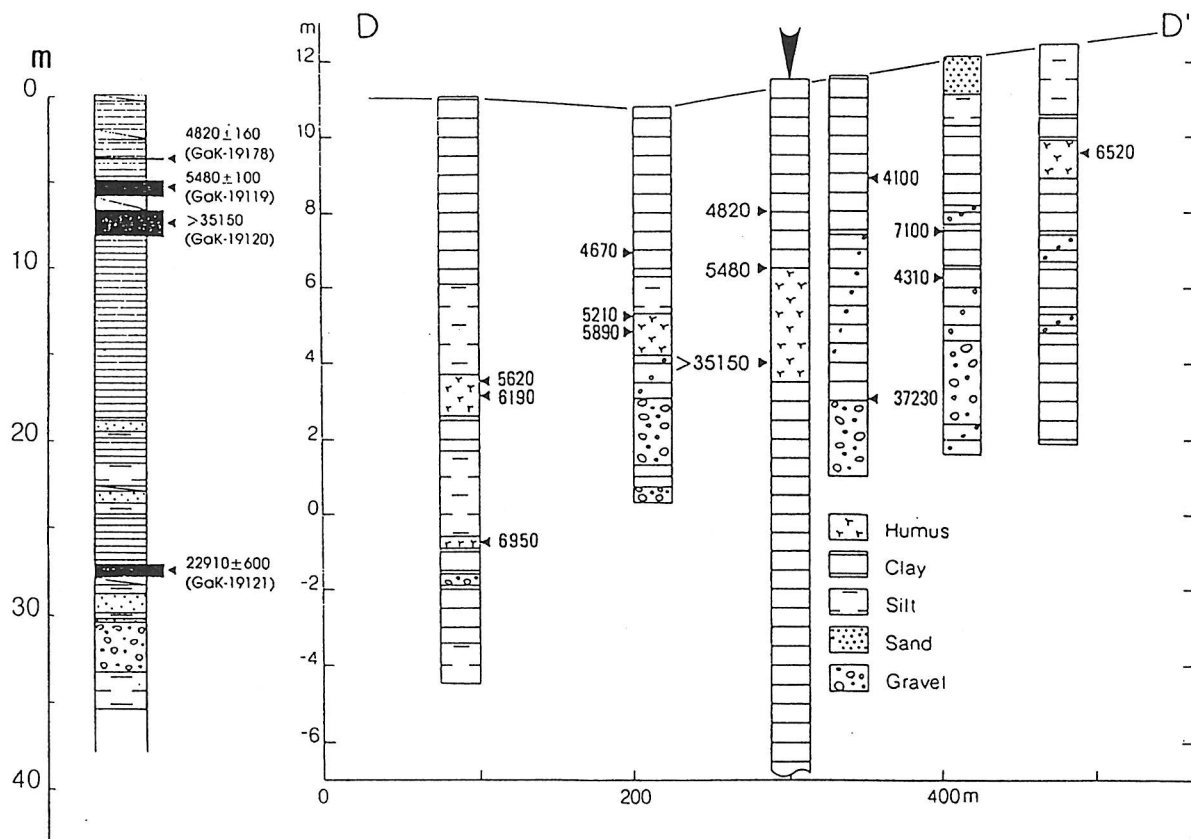


図3. 竹田地区の地形の変形(矢印)を示す断面

39 北海道大学構内とその周辺で観察された 液状化跡と古地震

伏島祐一郎（北海道大学・院）・平川一臣（北海道大学）

Yuichiro Fusejima, Kazuomi Hirakawa;

Fossil liquefactions due to earthquakes in and
around Hokkaido University Campus

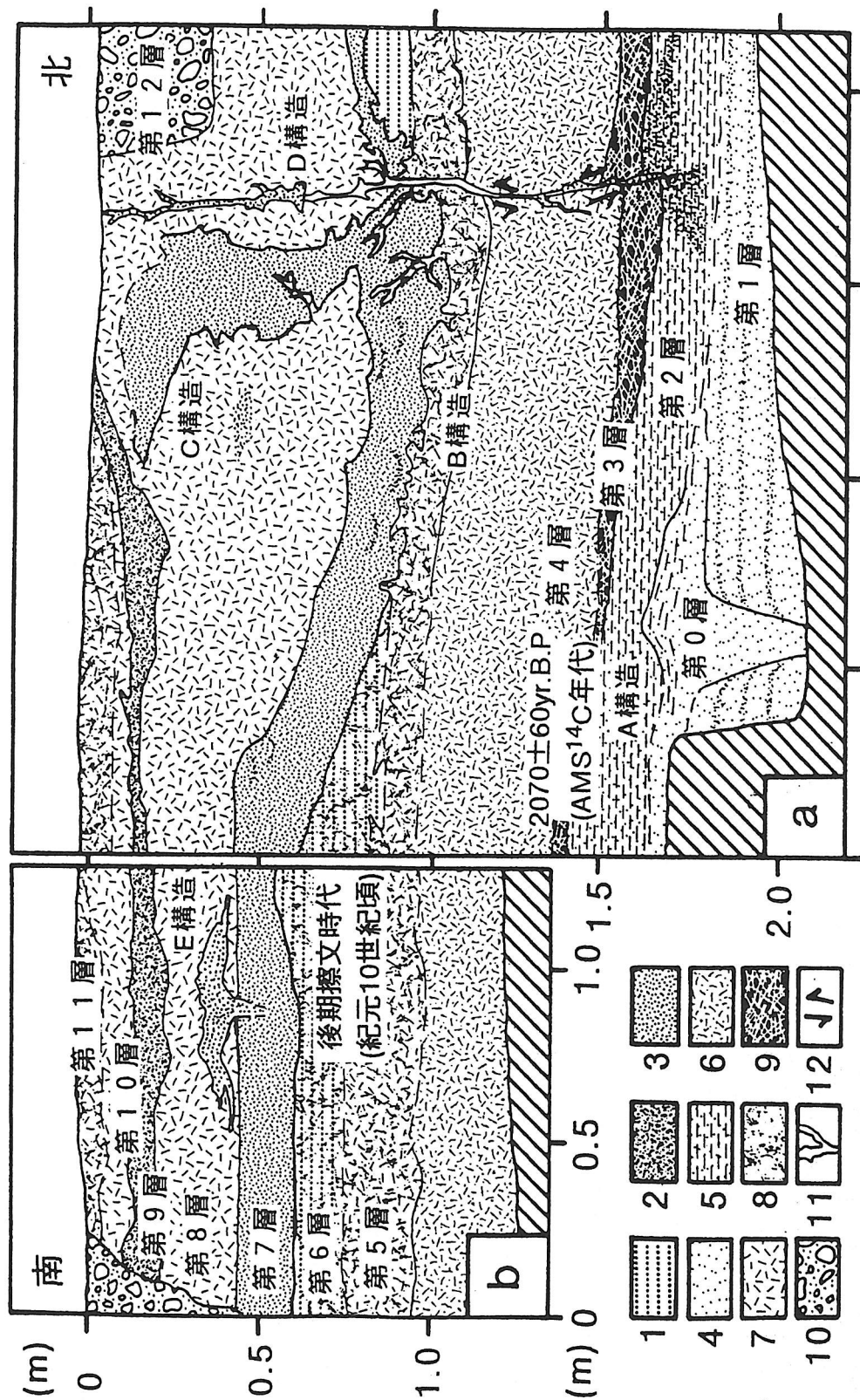
札幌市を襲った大規模古地震は、1834年石狩地震以外には知られていない。北海道大学構内とその周辺における遺跡発掘現場のトレンチ壁に、多数の液状化跡が出現した。第1図に北海道大学構内のトレンチ壁のスケッチを示す。これらを観察し、以下の結果を得た。

(1)過去2000数百年間に3回の大規模古地震が発生した。そのうち最新の大規模古地震は、1834年石狩地震の可能性がある（第1図：D構造）。他の二つの地震は2000年よりやや古い時代（第1図：A構造）、および900年前～206年前の間に発生した（第1図：B・C・E構造）。

(2)地震の再来期間は、数百年から2000数百年程度と見積もられた。等間隔の再来期間を仮定すれば、その値は1000年程度となる。しかしこの仮定を採用する積極的な根拠は得られなかった。

(3)歴史記録が存在しないため、地震の規模推定や震源活断層の特定には問題を残した。

(4)900年前～206年前の古地震を読み取った液状化跡は、規模・頻度共に他の液状化跡に比べ著しく大きい。この事が古地震の規模を示すかどうかを、判断することはできなかった。



第1図 トレンチ壁のスケッチ. (m) 0 0.5 1.0 1.5 2.0
a: トレンチ壁a. b: トレンチ壁b. ともに東に面している. トレンチは斜線上部までほりこまれた. 1: シルトと細礫の互層. 2: 粗砂. 3: 中粒砂. 4: 細砂. 5: シルト混じり砂. 6: 砂質シルト. 7: シルト. 8: 炭質物. 9: 炭質物を多量に含む粘土. 10: 人工埋積土. 11: 地割れの中の空隙. 12: 断層変位.

40 糸魚川—静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動

奥村晃史（地質調査所）・井村隆介（鹿児島大）・今泉俊文（山梨大）

澤 祥（鶴岡高専）・東郷正美（法政大）

Koji Okumura, Ryusuke Imura, Toshifumi Imaizumi, Hiroshi Sawa, and Masami Togo:

Recent Surface Faulting along the Northern Part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line

糸魚川—静岡構造線活断層系は最大10mm/yrに達する平均変位速度，841 AD以降地表断層を伴う大地震を起こしていないこと，松本付近で推定される1000年以下の平均再来間隔からみて，長期的な地震予測上注目すべき断層系である．筆者らは1995年に糸魚川—静岡構造線活断層系の4地点〔Figure 1〕でトレンチ調査を実施した．ここでは，そのうち糸魚川—静岡構造線活断層系北部，神城断層と松本盆地東縁断層の最近の活動について報告する．

大町市三日町における松本盆地東縁断層のトレンチでは，紀元6～7世紀とみられる土師器片〔大町市教育委員会による〕を含む埋没土層を切る逆断層が現れた〔Figure 2〕．壁面からこのイベントの時期を特定することはできないが，発掘地点南方300mの地点では，最新活動を示す低断層崖が平安時代かそれ以前の土石流堆積物に覆われている．従って，最新活動時期は古墳時代以降で平安時代かそれ以前である．

白馬村堀の内における神城断層のトレンチでは，完新世初期の湖成堆積物とK-Ah降下以降の泥炭・腐植質粘土層を切る水平の断層が現れた〔Figure 3〕．湖成堆積物の層厚・変形の程度に差がないことからみて，この断層は7000～5000 y BPに低角化して現在の位置での活動を開始した．1～3層の西への傾動は，人工改変以前の沖積面の西傾斜と調和的で，1500 y BP以降に最新イベントが認められる．3層とそれ以下の地層の間には傾斜不整合が存在し，約3000年前に別のイベントが発生したことを示す．6・7層の変形と層厚変化の状況から見て，4000～7000 y BPの間にも複数のイベントが発生したと推定される．

大町・白馬・小淵沢トレンチの結果と従来成果から，Figure 4のように糸魚川—静岡構造線活断層系の地震発生時系列を復元することができる．奈良～平安時代に，北部・中部全体が活動した．これは762年または841年の可能性が高い〔宇佐美，1987；松田時彦氏の意見〕．糸魚川—静岡構造線活断層系北部での再来間隔は2000年程度とみられる．既存のデータからは糸魚川—静岡構造線活断層系では，北部・牛伏寺断層・南部の3区間が異なる再来間隔で地震を発生させていることが明らかである〔Figure 4〕．最新イベントのように複数区間が連動するとき，どのような破壊が発生するかは地震の規模・頻度を考える上で重要である．

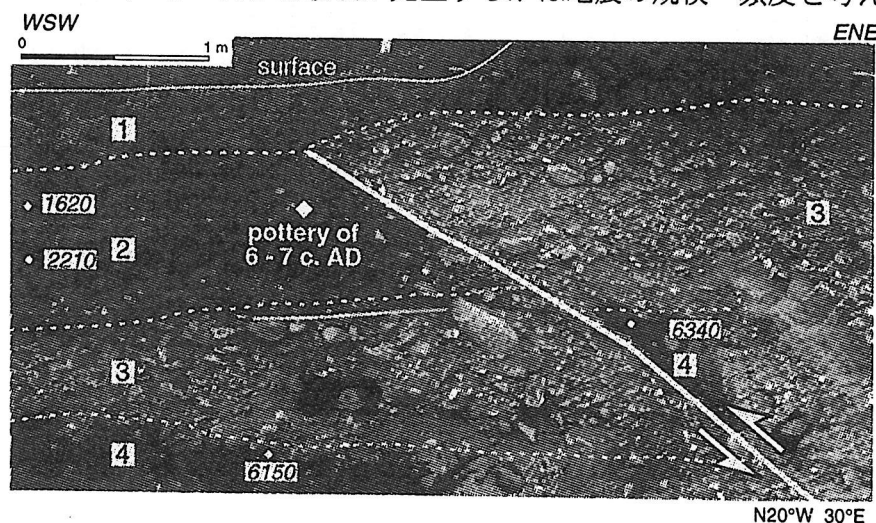


Figure 2 North wall of the Omachi Trench on the East Matsumoto Basin Fault.

The last event ruptured the buried soil containing 6-7 c. AD pottery. Dendrochronologically calibrated radiocarbon age in y BP [mean].

1: Artificially disturbed surface soil, 2: Buried soil, 3: Alluvial fan conglomerate, 4: Buried soil.

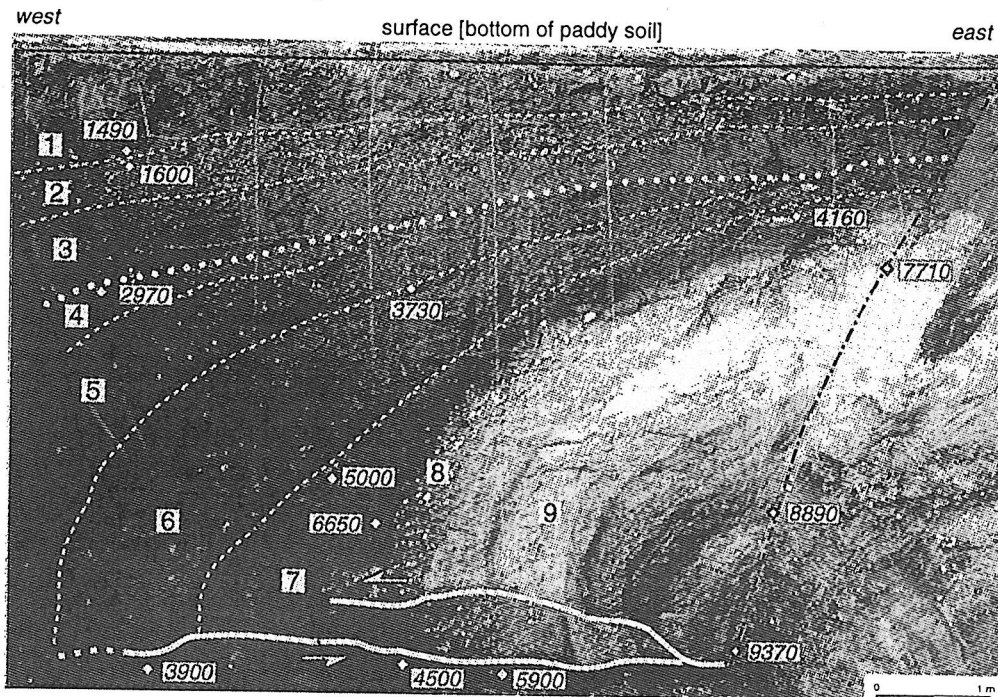


Figure 2 North Wall of the Hakuba Trench on the Kamishiro Fault in Northern ISTL. Dendrochronologically calibrated radiocarbon age in y BP [mean]. The tilt of layer 1 and 2 indicates the latest event after ca. 1500 y BP. The angular unconformity below layer 3 indicates paenultimate event around 3000 y BP. The change in thickness and deformation of layers 6 and 7 presumably indicate more events between 4000 y BP and 7000 y BP. 1: Black clay, the top is cut artificially for paddy, 2: Peat inclined toward W, 3: Black clay inclined, 4: Peat, 5: Black clay, 6: Peat overturned and truncated, 8: Gravel of K-Ah age, 9: Lake deposits of early Holocene.

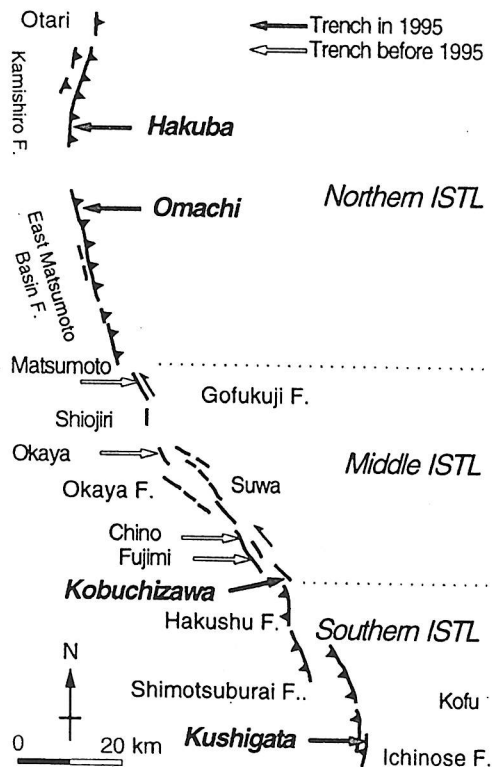


Figure 1 Locality map of faults and trenches.

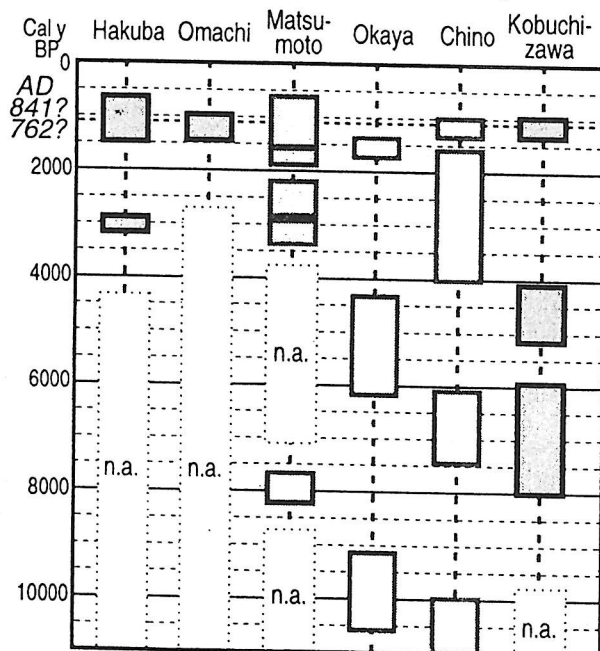


Figure 4 Time-space diagram of surface faulting along the Itoigawa Shizuoka tectonic Line. Matsumoto: Okumura *et al.* (1994), Okaya: Togo *et al.* (1988), Chino: Research Group for the Itoigawa Shizuoka Tectonic Line Active Faults (1988)

41 神戸・芦屋・西宮市街地内の活断層と震災の帯

渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（愛知県立大）

Mitsuhisa WATANABE and Yasuhiro SUZUKI ; Active faults in the urbanized cities of Kobe, Ashiya and Nishinomiya, and the severely damaged zone at the Hyogoken Nambu Earthquake.

1940年代に撮影された空中写真（縮尺約1万分の1）の判読と、現地地形測量により、神戸～西宮地域の活断層を再検討した。その結果、兵庫県南部地震の際の被害集中域（震災の帯）に沿ってほぼ連続的に、断層変位地形が分布する可能性があることが判明した。

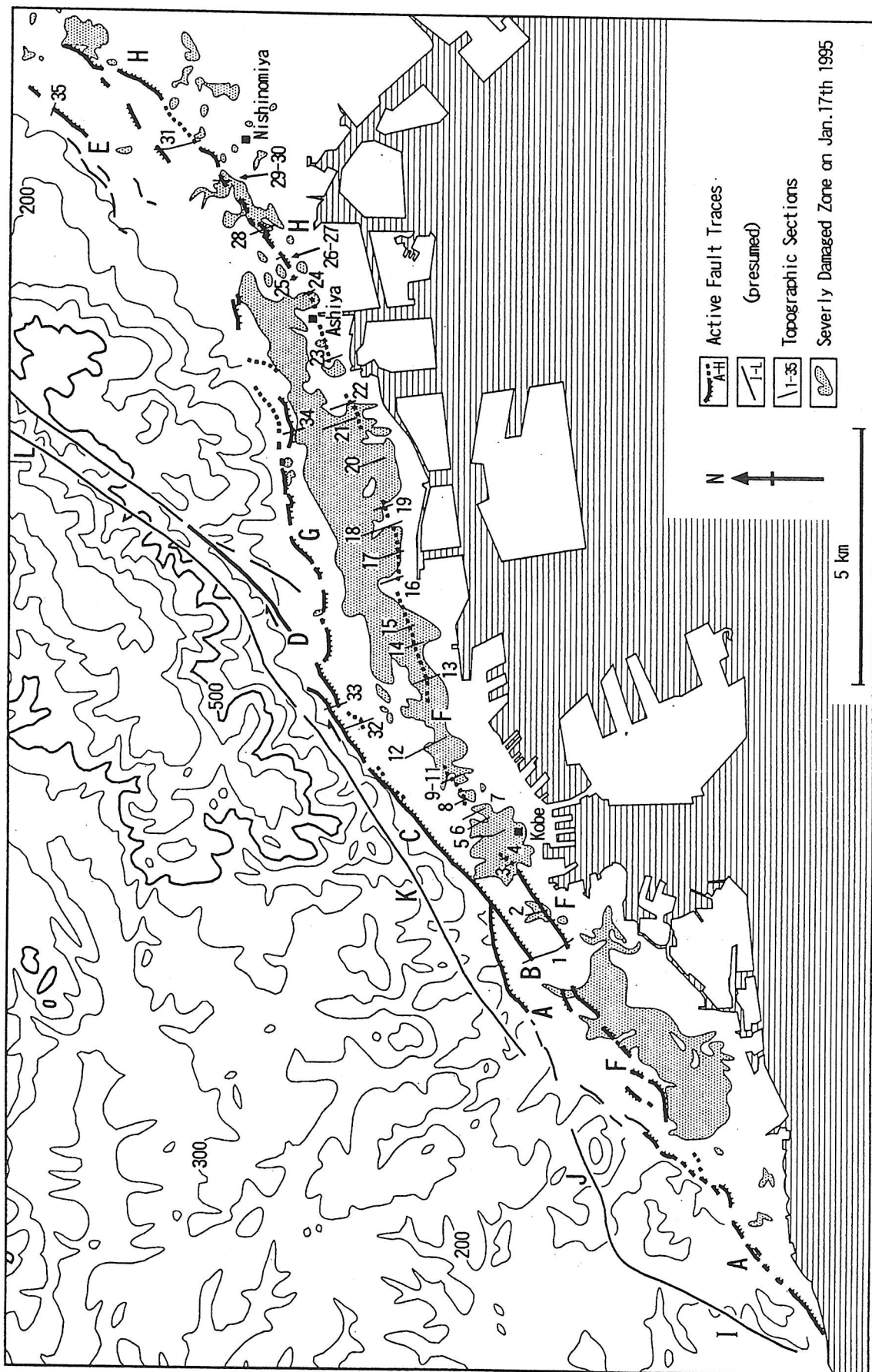
第1図に活断層と震災の帯（震度7）の分布、および地形断面測量の位置を示す。なお、地形断面は、発表当日に図示する。第1図中のF（元町撓曲）は神戸市元町付近で、またH（西宮撓曲）は西宮市西部で、十数万年前の扇状地面を16～20m上下変位させている。その縦断面形（Sec.1およびSec.31）は、上に凸の典型的な撓曲変形を示している。このような活構造が見過ごされていた主な原因は、著しい市街地化と、地形学的な調査の遅れにあったと考えられる。

一方、太実線で示したFとHの中間（神戸市東部～芦屋市）には、最終氷期後半以降の新しい地形面が発達するため、変位の累積した断層変位地形はない。しかし、写真判読の結果、地形面に1～2mの上下方向の食い違いを認めた。Sec.2～Sec.30の測線で地形断面測量を実施した結果、ほとんどの測線上でこれを確認することができた。これに基づいて、元町撓曲と西宮撓曲を結ぶように連続する推定活断層（活撓曲）を点線で示した。その総延長は、10km以上に達する。

上述の比高1～2m程度の地形の食い違い（以下、崖と呼ぶ）は海岸線と並走するため、縄文海進時の海食崖と厳密に区別することは難しい。しかし、明かな縄文海進時の汀線高度が標高4m付近に分布するのに対して、問題にしている崖の基部の標高はこれより高く（最高で16m）、場所により異なっている。また、Sec.13など、崖よりさらに数100m程度海側に海食崖が認められ、両者を区別できる場合もある。局地的には、人工改変や土石流の末端部として崖が形成される可能性もある。しかし、それらが10km以上も連続するとは非常に考えにくい。

各調査機関がこれまでに実施した浅層反射法地震探査の結果においても、崖に沿って断層もしくは撓曲の存在が確認されている例がある（Sec.1,9,13,24付近など）。これまでの探査はやや深部を対象としているため、浅層部における解像度は不良であり、地表の崖と地下構造との比較は難しい。今後、極浅層反射法等により検証する必要がある。

以上に述べた神戸～西宮市街地の活断層は、震災の帯に沿っている。「活断層から離れたところに何故できたか」という観点で議論されることが多かった震災の帯の成因については、今後再検討が望まれる。また、震災の帯の中に確認される崖は、百m程度の範囲に緩やかに現れていることから、もし仮に今回の地震時に変位していたとしても、目視できるような明瞭な地表変形が生じるとは考えられない。現在までに報告されている測地データは、その分布密度が不十分なために、いずれも今回の地震時におけるこのような断層変位の可能性を検証するだけの解像度を持っていないものと思われる。なお、この断層が北方に傾斜する比較的低角な逆断層であるとすれば、直下に余震が分布しないことは問題にならない。



加 三千宣 (大阪市立大学), 後藤 敏一 (近畿大学)

井内 美郎 (地質調査所)

Michinobu Kuwae, Toshikazu Gotoh, Yoshio Inouchi; Diatom analysis of the Takasima-oki Boring Core Samples from Lake Biwa --- Vertical distribution of diatoms over the past ca.400,000 yr and paleoclimate changes.

現在の琵琶湖の湖底には約 40 万年にわたって堆積してきた 100m 以上に及ぶ泥が存在し、その堆積物は琵琶湖の歴史やその周辺地域の環境変動の歴史を刻んでいる。琵琶湖北湖中央部で掘削された高島沖 140m ボーリングコアはその最下部に 4m の砂がある他はすべて泥で、約 40 万年前から現在までの記録を連続的に残している。本研究において、このボーリングコアから数 10cm (千年～千五百年) 間隔で試料を採取して珪藻分析を行い、珪藻ダイアグラムを作成した。さらに古気候変動と珪藻群集の変遷との関連性を考察した。

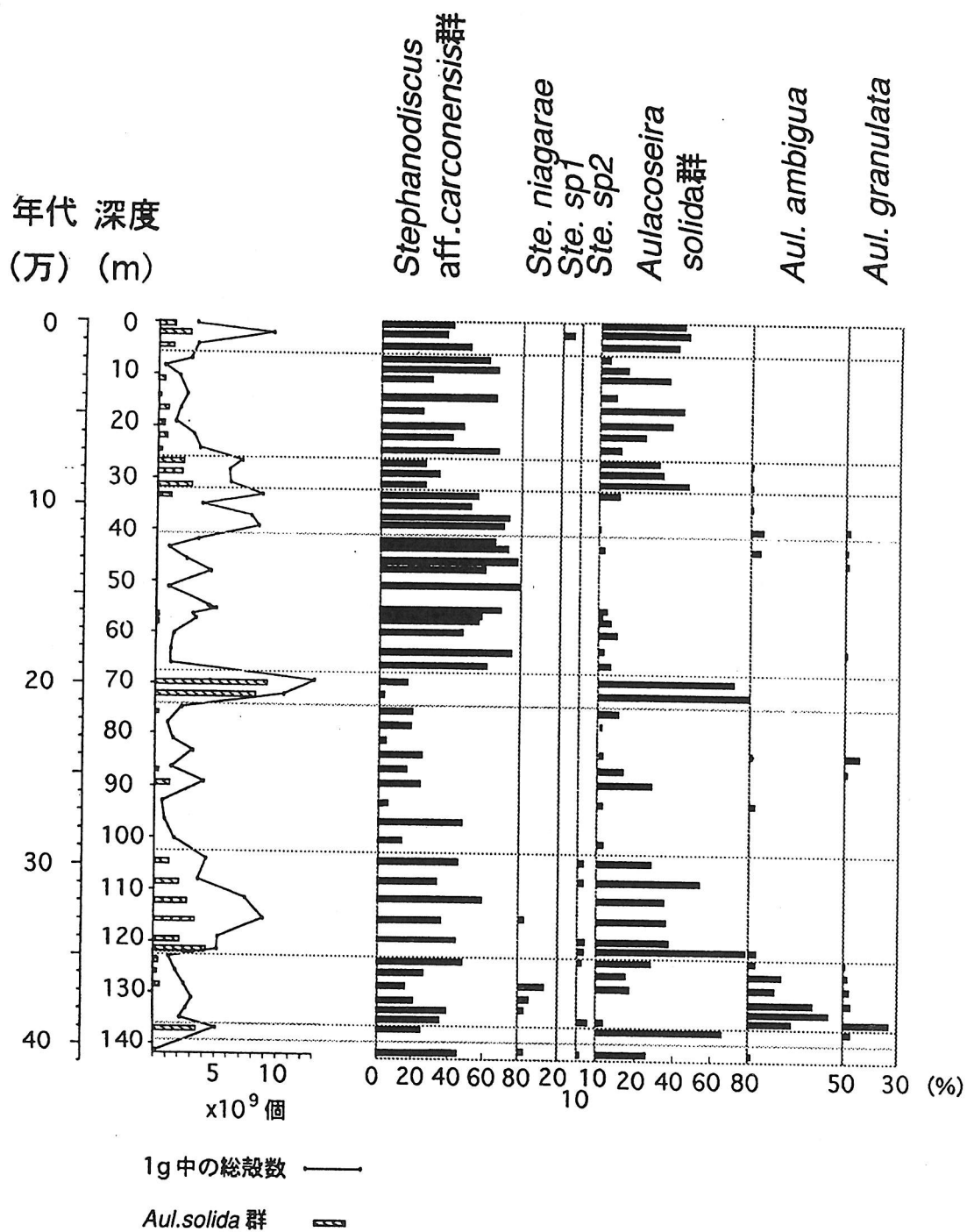
出現種について-----

全層準にわたって出現する優勢種は *Stephanodiscus* 属で 6 種、*Aulacoseira* 属で 7 種、*Fragilaria* 属で 3 種であった。その他 *Achnanthes* 属、*Cyclotella* 属、*Fragilaria* 属、*Melosira* 属、*Navicula* 属がそれぞれ 20% 以下で出現した。

Stephanodiscus aff. *carconensis* や *Aulacoseira* *solida* は現在の琵琶湖の優勢種 (秋季～冬季) であるが、過去にさかのぼれば、それぞれの近縁関係にあると思われる表現型の違う分類群がいくつか出現する。ダイアグラムではそれらをまとめて、それぞれ *Ste. carconensis* 群、*Aul. solida* 群として示している。

古気候変動と珪藻群集の変遷 -----

ダイアグラムでは試料 1g 中の珪藻殻の総殻数や *A. solida* 群の総殻数のグラフが示されている。それらの増減は従来考えられてきた古気候の寒暖の変化と比較的調和的であり、それらの総殻数は間氷期に多く氷期に少なくなる傾向を示している。



試料1g中の総殻数と主要出現種の相対頻度の経時変化

43 大阪府河内平野南部～羽曳野丘陵における二次林の分布拡大過程

渡辺正巳（川崎地質（株）微化石分析所）・大野 薫（大阪府教育委員会）
・岩瀬 透（大阪府教育委員会）・中辻 亘（富田林市教育委員会）

Masami WATANABE, Kaoru OHNO, Tohru IWASE, Wataru NAKATSUJI; Increase of the secondary forest, in the southern area of Kawathi Plain and Habikino Hill

河内平野中部～南部では、遺跡の発掘調査にともない積極的に花粉分析が行われてきた（例えば安田；1978，那須・坂本；1980）。また，MAEDA（1976），古谷（1979）により大阪湾内のボーリング試料などを用いた花粉分析が行われるなど，1970年代後半～1980年にかけて大阪地域の最上部更新統・完新統の植生変遷の概要が明らかになった。

これらの研究以降，遺跡の報告書に花粉分析は掲載されているものの，遺跡間の花粉組成の比較，広範な植生・気候の変化などを積極的に論じた論文は安田（1990）がある程度で，多くはない。

このような中で近年，田中ほか（1994）により大阪府南部泉北丘陵での花粉分析結果が報告された。田中ほか（1994）では，古墳時代以降カシ類を主な要素とする照葉樹林が分布を縮小し，やや遅れて古墳時代末～奈良・飛鳥時代にアカマツを要素とする二次林が分布を拡大，さらに鎌倉時代～近世以降二次林の分布が急激に拡大することが示された。

このような二次林要素の二段階にわたる増加（分布域の拡大）傾向は，前述の大阪湾でのF5帯上部（古谷，1979）で認めることができる。しかし，同様の研究であるMAEDA（1976），安田（1978）では，上部完新統の分析試料が少ないために，二次林要素の二段階にわたる増加（分布域の拡大）傾向を認めることはできない。

今回は河内平野南端に位置する西大井遺跡において，新たに得られた縄文時代中期以降の連続した花粉分析結果，および河内平野の南・羽曳野丘陵東部に位置する富田林市喜志西遺跡において得られた花粉分析結果をもとに，河内平野南部から丘陵部にいたる二次林の分布拡大過程を考察した。

（1）古墳時代中期には，河内平野南部の西大井遺跡では稲作が行われていたと考えられる（古墳時代前期に遺跡周辺では稲作が行われていたと推定可能）。また，古墳時代中期から10世紀頃までの間に，西大井遺跡周辺～羽曳野丘陵北部で

は二次林が拡大したと推定される（西大井遺跡周辺は、広い範囲で水田化していた可能性もある）。河内平野南部あるいは羽曳野丘陵北部では古墳時代中期を中心として大型古墳が築造されており、二次林拡大の一因として、古墳築造による地形改変が考えられる。また燃料や建築材としての伐採も原因の一つにあげられる。

（2）一方、羽曳野丘陵東部では、奈良時代から中世にいたるまで照葉樹林に覆われていたと考えられる。

（3）羽曳野丘陵北部に10世紀頃までに成立した二次林は、15世紀までのおよそ500年間に渡り森林の更新が行われなかったと考えられる。「里山」としての保護、あるいは定期的な伐採が行われたことが原因として考えられる。

（4）10～15世紀の間には河内平野南部～羽曳野丘陵北部では安定した植生が続く。一方喜志西遺跡では、中世末におけるアブラナ科花粉の多産層準直下までアカガシ亜属が高率で出現し、羽曳野丘陵東部や、金剛・葛城山地では照葉樹林が分布し、森林破壊が及んでいなかったことがわかる。

（5）一方中世末におけるアブラナ科花粉の多産層準以降は、喜志西遺跡でもマツ属（複維管束亜属）が高率となり、現在見られるように羽曳野丘陵から金剛・生駒山地まで広く二次林に覆われたと考えられる。

（6）今後、丘陵部の多くの地点で花粉分析が実施されれば、より詳細な二次林の分布拡大過程が明らかになる。

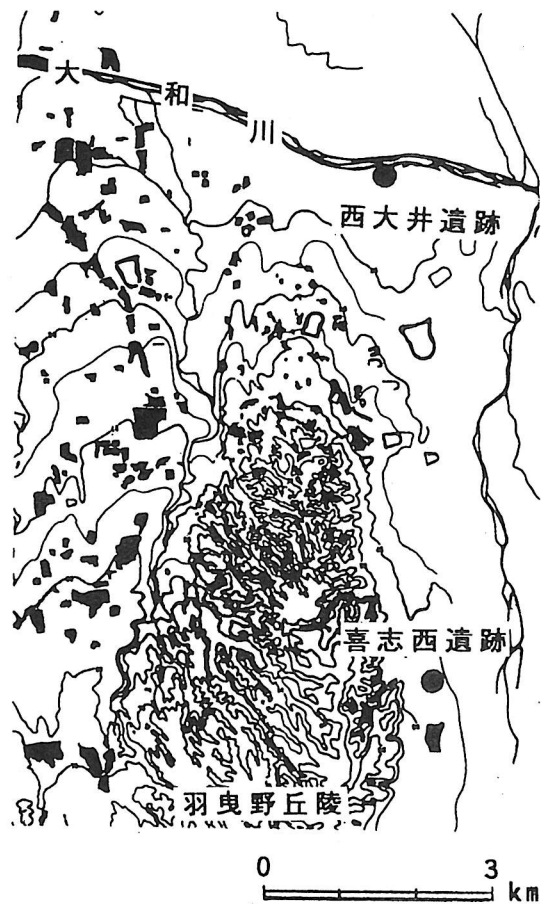


図 1 調査地点

44 石狩平野南部のToya火山灰降灰前後の古植生変遷

—ステージ5eのころ梅雨前線が北上しスギが増加—

星野フサ（札幌静修高）・大森正一（計測技研）・新井房夫
Fusa HOSHINO・Shoichi OHMORI・Fusao ARAI ; Paleovegetations of the increase of *Cryptomeria* under Toya volcanic ash show a baiu front moved north due to warming of the Isotope stage 5e in the southern part of Ishikari lowland in Hokkaido

ボーリング・コアは、JR千歳線植苗駅の北北西5.5kmの北緯42° 45' 31" 東経141° 42' 02" の海拔4.48mの地点で採取された。B3孔より東南東へ175m離れたB4孔にみられた6万年前以前の寒冷期（大森ほか1992, 大森・星野1996）であるDp1層は、B3孔には存在しない。B3孔の深度12.10m～14.75mの部分より得られた35試料を花粉分析した。コア採取位置、柱状図と主要な花粉・胞子の組成を図1に示す。深度14.5mの泥炭の下位のシルト混じり砂礫の最上位は基底礫岩の様相を呈する。

特徴ある花粉組成に基づいた各花粉帯の古植生は以下の通りである。

- 1) 基底礫岩の下（B3-A帯）は、*Alnus*, *Quercus* そして *Cyperaceae* が多い。本地域の現存植生は、ミズナラとハンノキにヨシを交える低層湿原であるのに対し、この時代はいろいろの常緑針葉樹を交える植生が存在した。
- 2) 不整合の上位のB3-B帯では、*Cryptomeria*, *Juglans*, *Fagus*, *Cyperaceae*, *Umbelliferae* と *Polypodiaceae* が産出するので本州北部丘陵地の植生であったことを示す。気温が上昇し降雨量が多かった。梅雨前線が北上し北海道南部の大平洋岸にスギなどを分布させたと考えられる。
- 3) B3-C帯では、*Picea*が増加し *Cryptomeria* が減少するので寒冷化した。
- 4) B3-D帯の時代は、*Cryptomeria* と *Sphagnum*が増加し *Picea*が減少する。気候は少し温暖化し高層湿原となった。
- 5) B3-E帯は、*Picea*, *Betula* と *Cyperaceae*が増加する。*Cryptomeria* はないので気候は寒冷化した。本帯の中部にToya(Aafa2)火山灰が挟在する。
- 6) B3-F帯は、*Picea*が優勢であるものの *Cryptomeria* の少量連続出現と *Quercus* が10%前後みられることから気温は少し上昇したと推定される。
- 7) B3-G帯は、*Picea*が優勢で寒冷化したことがわかる。

これら6万年前以前の寒冷期より古い時代に見られた、寒冷と温暖の繰り返しのうちで、B3-B帯はToya火山灰の下にくる温暖期であるので酸素同位体比ステージ5eにあたり、B3-E帯はステージ5bに対応する可能性がある。

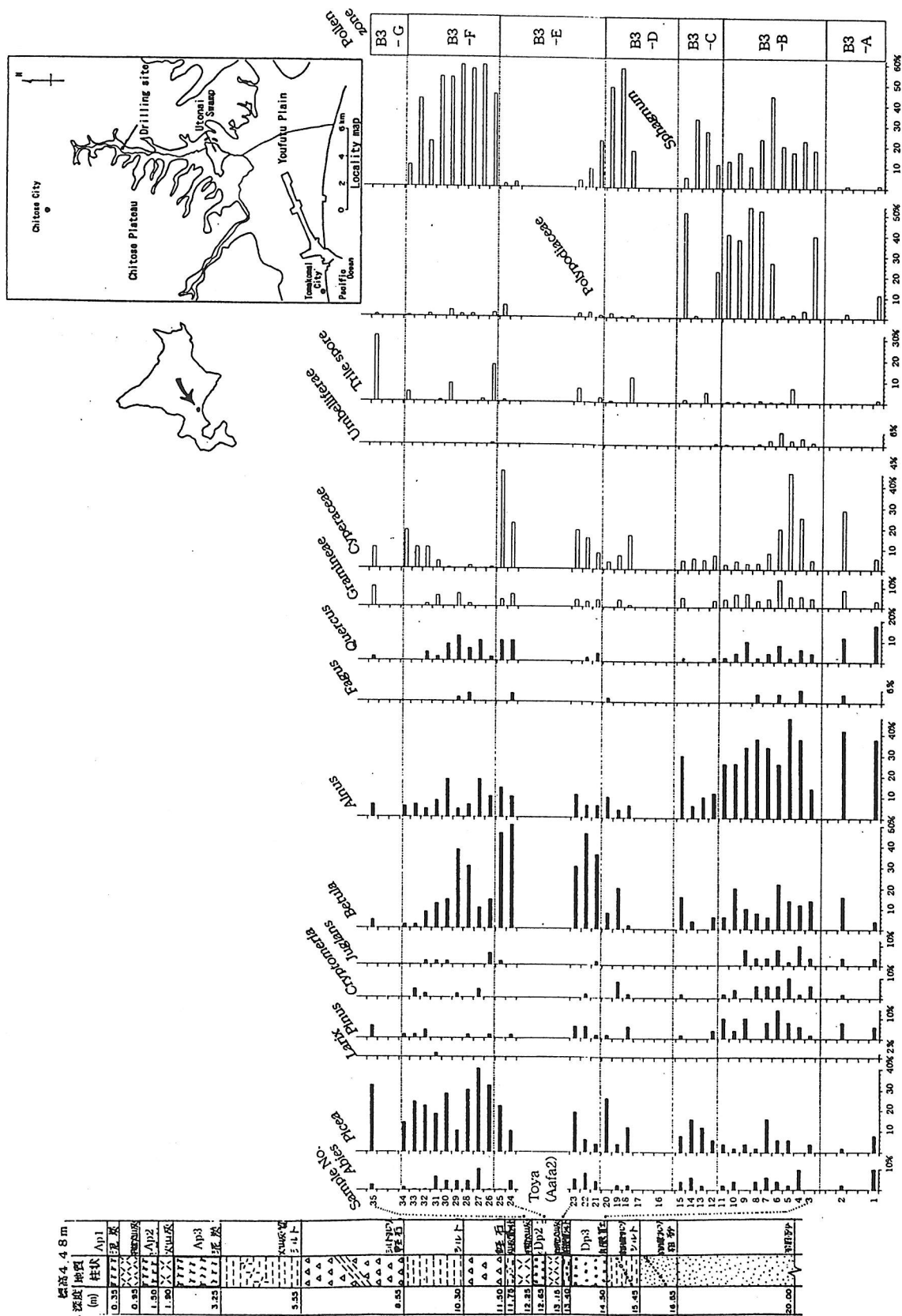


図1 石狩平野南部のB3孔の位置と主要花粉・胞子の組成

S. Sugihara, S. Shimada, K. Masubuchi, H. Miyazaki, H. Iizuka and S. Suzuki;
 ^{14}C ages and sedimentary environment of peat beds in the dissected
 valley, Shimosa upland : A case study of Kinomaki area, Noda City

下総台地の侵食谷底に発達する泥炭層は、縄文海進以降の小海退と埋立により溺れ谷が沼沢地化して形成された後氷期の産物と考えられる。しかし野田市木野崎付近の谷底低地(三ッ堀谷津)においてボーリング調査を行ったところ、最終氷期に形成されたと考えられる泥炭層を発見した。調査対象とした谷は、利根川低地から伸びる総延長約1.5kmの支谷で、機械ボーリング4地点(Km-1, 2, 3, 4), シンウォールボーリング2地点(Ks-1, 2)により地下地質を明らかにした(図2, 4)。このうち谷頭部のボーリング(Ks-1, Km-3)では泥炭層は上部と下部に区分でき、 ^{14}C 年代測定結果では、このうち上部泥炭層が10,000年以降の完新世の堆積物であり、下部泥炭層が36,000年前にさかのぼる最終氷期の堆積物であることが明らかになった。また下部泥炭層中からは、UG, AT, (Yt-Pm4)などの示標テフラが肉眼で識別できた(図3)。かつて阪口(1987)はこの付近の谷(五駄沼)で同様の古い泥炭層の存在を指摘したことがある。この地域の谷に最終氷期の泥炭層が堆積していることが確認できたことから、その堆積環境が注目できる。珪藻分析ではKm-3地点では淡水沼沢地の形成が継続し、下流部のKm-1地点では約5,500年前(^{14}C 年代の内挿による)に海拔1.82mの高度を境にラグーンから河川河口部の沼沢地環境へ変化し、さらに下流部のKm-2地点では、縄文海進による海水準変動に伴って、内湾域→泥質干潟→河口下流部→河口上流部の沼沢地環境へと変化したと推定される。したがって縄文海進の影響を受けたのは、Km-1地点までで、Km-3地点付近では最終氷期以降に泥炭層の堆積が長期間にわたり行われたと考えられる。花粉分析ではKs-1地点で約32,000年前からAT層準にかけての下部泥炭層で、コナラ亜属、ハンノキ属林→マツ属(ゴヨウマツ類)などが優占する亜寒帯針葉樹林へと植生が変遷する。上部泥炭層については約6,200年前以降にコナラ亜属、ハンノキ属林→アカカガシ亜属、モミ属、ツガ属をまじえるコナラ亜属林→シデ属、アカカシ亜属をまじえるコナラ亜属林→マツ属優占林と変遷する。

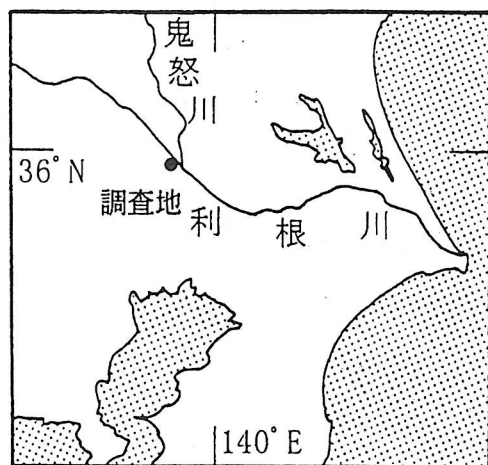


図1. 調査地域

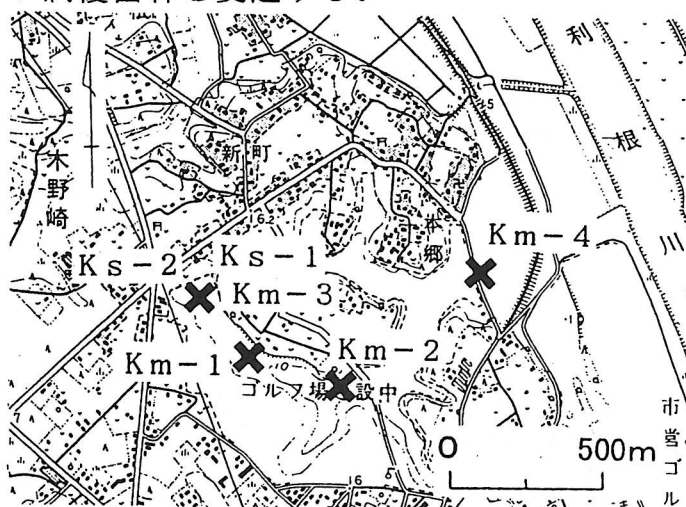


図2. ボーリング地点

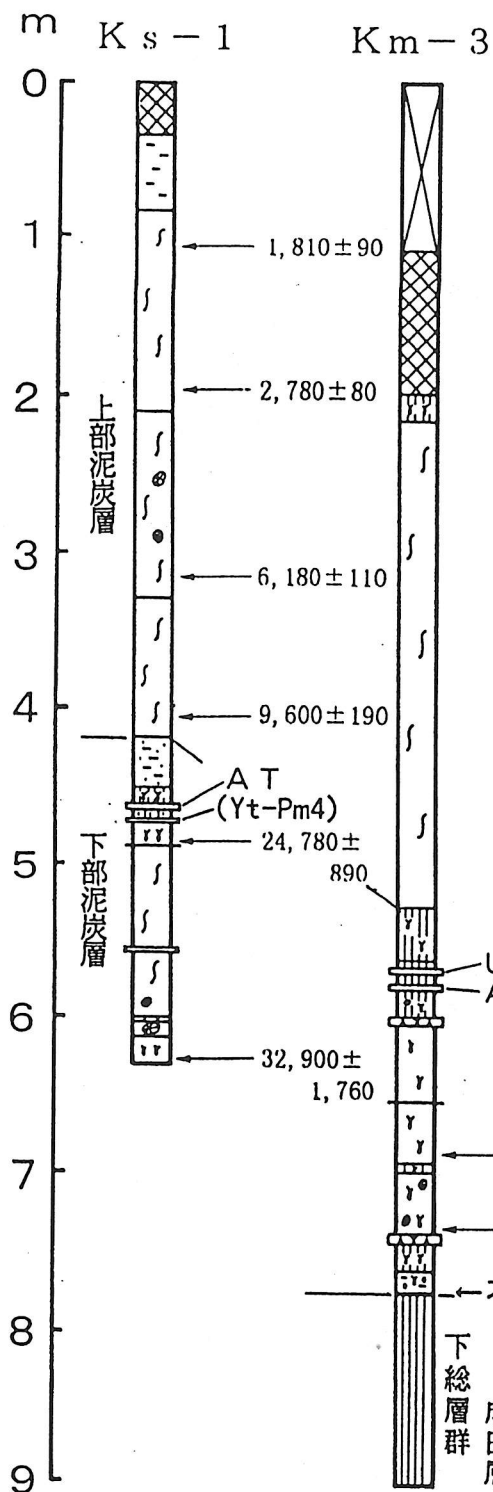


図3. 柱状図 (^{14}C 年代は年B. P.)

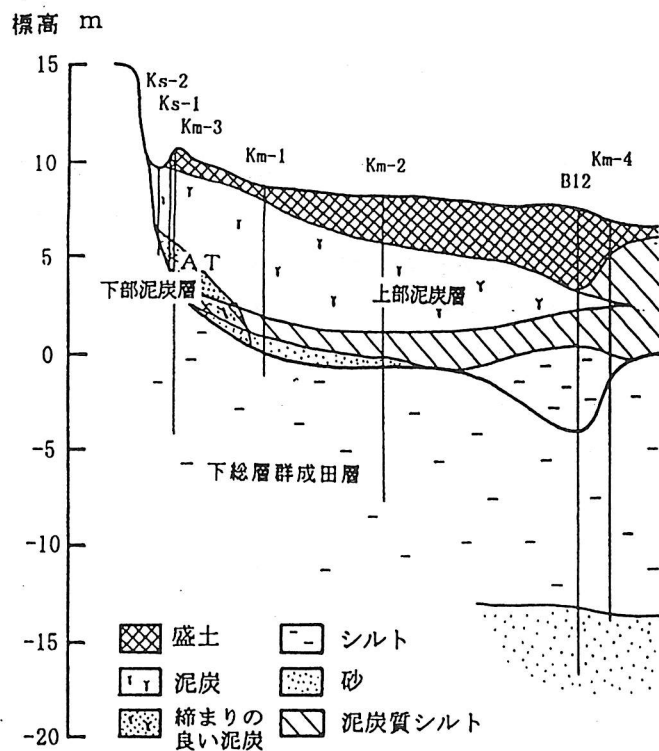


図4. 地質断面図

凡例

- 表土・盛土・耕作土
- シルト
- 粘土
- 分解の良い泥炭・黒泥
- 未分解泥炭・植物遺体
- シルト質粘土・粘土質シルト
- シルト質砂・砂質シルト
- 泥炭質粘土・粘土質泥炭
- スコリア
- 火山灰
- コア欠損
- 炭化木片
- ^{14}C 年代試料位置

約6500～5500年前の縄文海進最盛期は海面が高いだけではなく、温暖な環境であった。この点を支持する資料に、仙台湾沿岸の貝塚や海成沖積層からはハイガイなど現在は西日本でないと生息していない亜熱帯種が産出する。同様にこの時期の三浦半島西岸や房総南端部では、台湾シラトリガイやチリメンユキガイ、カモノアシガキなどの熱帯種が分布し、当時の沿岸環境が温暖であったことを示す。これらの種は、いずれも現在は南関東より海水温が明らかに高い地域、紀伊から沖縄付近、あるいは台湾以南の熱帯域に生息している。このように貝化石の産出地より、現在は高水温の場所に生息している種を、化石産出地域における温暖種と呼ぶ。ハマグリやシオフキ、ウネナシトマヤガイなどは南関東をはじめ本州では普通にみられる温帯種であるが、北海道沿岸では縄文海進最盛期だけに限られて生息した貝で、これらは北海道における温暖種である。

南関東の温暖種は、各種の出現と消滅する時期の違いから2つのグループに分かれる。第1グループはハイガイやシオヤガイ、コゲツノブエなどの貝類群で、約9500～8700年前に出現し、約5000年前ごろを境に急に姿を消すか、分布が限られてしまう亜熱帯種である。第2グループはカモノアシガキや台湾シラトリガイ、チリメンユキガイなどの貝類群で、約6500年前から約4200年前ごろまでの短期間に見られた熱帯種である。

消滅時期については、亜熱帯種は熱帯種がまだ生存している約5000年前ごろに急に衰退しはじめる。これは水温の低下によるものではなく、縄文中期の海面低下に伴うもので、生息域である内湾干潟が、三角州や沿岸流の発達により、急速に埋め立てられ消失していったことによるものである。一方、熱帯種の生息域は房総や三浦半島の南端など地形的に南へ突出した地域に限られ、黒潮の影響を強く受け易い位置となっている。これらの地域には現在もおぼれ谷の地形が残されており、熱帯種の生息できる自然環境となっているが、分布していない。熱帯種の消滅は生息域の消失によるものでなく、約4200年前ごろの沿岸水温の低下によるものである。

熱帯種群が南九州に出現するのは約7500年前であり、南関東には約1000年遅れて約6500年前より房総南端や三浦半島西岸に分布し、沼サンゴ礁が形成されていた約6500～5500年前にかけ繁栄する。この時期は縄文海進最盛期と一致する。本種群は銚子以北にまで分布域を拡げることはなく、約4000年前には全く生息なくなり、南関東から消滅していった。沖合を流れる黒潮の影響が約7500年前には南九州であったのが、約6500年前になると北上して南関東に達し、約4200年前まで及んでいたことを示す。

亜熱帯種群は西南日本以南に分布の中心がある種から構成され、主要種のハイガイに注目する。ハイガイは南関東では約9500～8700年前に、仙台湾周辺では約7900～7600年前と、早い時期に東北地方まで進出している。この約7600年前にはヒナガイやオオモノハ

ナガイの亜熱帯種も、三陸海岸南部まで進出しており、この時期はかなり温暖化が進んだ様子が読みとれる。ハイガイが三陸海岸南部まで到達したのは、遅れて約4500年前であり、これは縄文中期の貝塚からの出土で分った。一方、日本海側ではハイガイは約8000年前には八郎潟まで進出した。その後、さらに北上して津軽海峡を経由し太平洋岸へ進出した。本種は八戸の縄文前期の貝塚より出土しており、これは三陸海岸南部より数100年も早い海進最盛期にあたる。津軽暖流にのったハイガイは海進最盛期には下北半島から三陸海岸北部まで広く分布したことを示唆する。

北海道沿岸へ進出した温暖種は、本州沿岸に分布の中心をもつハマグリやシオフキ、ウネナシトマヤガイなどで、約7500年前には道南の函館と日本海岸側の石狩低地に出現した。さらに北上した温帯種群は、宗谷海峡を通過してオホーツク海岸から道東海岸へと、道西南端を起点に時計回りに進出していた。その時期は、東へ行くほどやや遅れて根室では約7200年前、釧路湿原では6900年前となる。その後、温帯種は釧路湿原では約5300年前まで広く分布したが、それ以降は急に見られなくなる。根室では約5400年前まで温帯種は生息していたが、約5200年前には消滅する。道東海岸における温暖種は、海進最盛期前に進出してきたが、その後、海進最盛期末には早くも消滅したことになる。

これらの熱帯種群、亜熱帯種群、温帯種群の3グループの分布から、日本列島沿岸における縄文海進に伴う環境変遷を求めてみる。

日本列島では約7500年前になると、熱帯種が南九州に、亜熱帯種が三陸海岸南部に、温帯種が道南の函館から石狩低地においてそれぞれいっせいに出現する。この時期から日本列島を北上する暖流の黒潮と、支流の対馬暖流の勢いが強くなったことを示す。このことはこの時期の海中気候の温暖化が急激であったことだけでなく、好適な環境が与えられれば、海洋生物群の分布の拡大が極めて急速に起るものであることを示している。

黒潮の勢いが最も強まった海進最盛期の約6500～5500年前には、熱帯種は南関東まで、亜熱帯種は本州北部まで、温帯種は北海道東海岸までの道内全域に分布を拡げ進出した。この時期の対馬暖流は、一部が津軽海峡を通り津軽暖流となり、太平洋側へ出て本州岸に沿って下北半島から三陸海岸へと南下、あるいは道南の噴火湾から勇払平野へと北上する。道西岸を北上する対馬暖流の一部は、宗谷海峡を抜け宗谷暖流となってオホーツク海岸を東流し、知床半島から根室湾、さらに根室半島、あるいは国後水道を通過して太平洋岸へ出て道東海岸に沿って東南下していた。したがって、当時の日本列島沿岸は暖流が洗い、完新世の中で最も温暖な沿岸環境となっていた。

縄文海進最盛期末以降の寒冷化は、日本列島の中でも高緯度ほど早く始まる。最初に確認できるのは道東海岸で、約5200年前から始まり、温帯種の消滅で確認される。そして、約5000年前には道南海岸に及んでいる。この約5000年前ごろからの寒冷化は、道東・道南海岸と同様に、本州北部でもハイガイの消滅が対応している。南関東での寒冷化は熱帯種の消滅からみて、東北以北よりやや遅れて約4200年前以降となる。この傾向は南関東以南になると一層遅れており、伊豆半島では約2500年前以降となっている。したがって、各地で明らかになった温暖化の継続期間は、東北から北海道沿岸では約1000～1500年間、南関東では約2000年間、南関東以南では約2500年間以上に及んでいる。すなわち、高緯度ほど短期間であったことが分る。

47 自然環境から人為環境への生物相の変遷過程

—大毛沖遺跡（古代～中世）を例として—

鬼頭 剛・尾崎和美（愛知県埋蔵文化財センター）・森 勇一（三重大生物資源学部）

T. Kito, K. Ozaki and Y. Mori; Palaeoenvironmental change from Ancient to Medieval period, the Ooke-oki Site

1. はじめに

日本に農耕社会が成立して以来、増加する人口、それを受け入れる居住空間の造営、食料資源確保のための水田や畑地の開墾など、農耕社会の発展により人は自然を積極的に利用してきた。このような、人が自然の生態系の中に立ち入る行為は、現在の環境破壊や環境汚染といった極端なものではないものの、生物相になんらかの変化を生じさせていることは想像に難くない。では、こうした変化がどのようなプロセスで生じ、地層中にどのように記録されているのか。愛知県の大毛沖遺跡（古代～中世）において、堆積層序・堆積構造の観察、堆積物の空間分布把握から堆積空間の変遷過程を、また、珪藻・昆虫といった生物遺体の分析から生物相の変化を捉えることができたのでここに報告する。

2. 大毛沖遺跡の概要と堆積層序

大毛沖遺跡は愛知県一宮市に位置し、犬山扇状地の扇端部にほど近い濃尾平野の自然堤防帯（標高約9m）に立地する。調査面積はおよそ37000m²におよぶ。遺跡は大きく古代と中世の時代に分けられる。古代（奈良～平安時代、約1300～900年前）では住居跡や畑地が、中世（鎌倉～戦国時代、約800～400年前）では住居跡・畑地・区画溝・井戸などが検出されており、古代から中世にかけて遺構の密度は高くなる。また、調査区を北東-南西方向に貫く河川流路跡と護岸施設が確認された。堆積層序は大きく4層に区分される。下位より、小礫～大礫層（ユニット1）、中粒～粗粒砂（ユニット2）、シルト～砂質シルト層（ユニット3）、粘土質シルト～シルト質粘土層（ユニット4）である。このうちユニット3とユニット4が大毛沖遺跡の主要な遺物包含層にあたる。

3. 自然環境から人為環境への変遷過程

大毛沖遺跡の環境は、遺物・遺構・堆積物・生物相により以下のように分けられる。

- (1) 5～7世紀：泥やシルトなどを基質に含まない白色～灰白色を呈する粗粒～中粒砂層のみからなる。まれに小礫～細礫が挟まれる。トラフ状斜層理が明瞭であることから、砂堆を形成する河川流路内であった。本砂層中から得られた木材の¹⁴C年代は1590±80 y. B. P.を示す。
- (2) 7～8世紀：淡褐色～淡灰色を呈する、主に砂質シルト～シルトおよび植物の葉・茎などが集積した黒色を呈する腐植質粘土を挟む。側方へは、ほぼ水平で連続性が非常に良い。この

時期に河川流路は徐々に側方（南方）へ移動し、大毛沖地域は河川縁辺部となり水深が浅くなった。水深が浅くなることで、流水域や滞水域あるいは地表に露出した場所などといった環境の差異が生じ始めた。この時期に人は大毛沖地域に手を加えるようになる。しかし、人の生活に起因する遺構・遺物は希薄である。そのため、水が絶えず流れる場所では流水域を好む珪藻（*Achnathes linearis*, *Cymbella turgidula*, *Gomphonema parvulum*など）が認められる一方、滞水域には大小の水生・止水性昆虫（ガムシ・セマルガムシ・オオミズスマシなど）がみられるようになった。

- (3) 8～12・13世紀：それまでの堆積物を不整合に覆いシルト～粘土質シルトが堆積する。調査区内を流れていた小河川は閉じた環境となり湿地性珪藻（*Pinnularia*属など）を含む厚い腐植質堆積物を埋積させた。この時期、地表上への露出面積が増大し人の手が加わるようになる。住居跡や畑地の遺構がそれを物語る。土地に人の手が加わるようになると、それまでの時期とは異なる生物相を生じさせた。例えば、土坑堆積物からは人為環境を示唆する好汚濁性珪藻（*Navicula pupula*, *Pinnularia subcapitata*など）が、畑地遺構からは作物栽培を示唆する食葉性昆虫（ヒメコガネ）が多数検出された。
- (4) 12・13世紀以降：堆積物はシルト～粘土からなり粘土成分が多い。まれに極細粒～細粒砂がレンズ状・チャネル状に挟まれる。この時期、大毛沖地域のほとんどが地表に露出し、それに伴い好気的な環境に生息する陸生珪藻（*Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia subcapitata*など）がみられるようになる。地表面積の増加は人が利用可能な生活面積の増加を意味し、この時期には居住域や畑地とともに井戸、区画溝など遺構の密度が高くなる。それに伴い住居跡近傍の堆積物から食糞性昆虫（エンマコガネ属・マグソコガネ属・シデムシ科など）、地表性歩行虫（セアカヒラタゴミムシ・オオナガゴミムシなど）が、畑地遺構からソバ属やアブラナ科の花粉や食葉性昆虫（ハムシ科・ヒメコガネ・マメコガネなど）といった作物栽培を示唆する古生物資料が多くみられるようになる。

4. まとめ

愛知県一宮市の大毛沖遺跡において、古代～中世にかけて河川流路内→流路縁辺部→堆積物の埋積による微高地化までの堆積空間の変遷が捉えられた。そして、地表に露出した面積の増大は人の生活面の拡大をうながすと共に、住居や畑地といった土地利用の差を生み出し、それはそのまま生物相（人里生態系）の差として反映された。今回の結果から、人の生活空間がどのように形成されていったのか、人の土地利用の差異が生物相にどのような変化を生じさせたのかが、歴史時代の堆積物より抽出できたことになる。

1. はじめに

植物珪酸体分析による古環境復原の試みは、これまでおもに最終氷期以降の堆積物について行われてきた（佐瀬ほか，1987，杉山ほか，1992）。関東地方周辺では、最終氷期後半の亜氷期にクマザサ属のピークがあり、およそ1万年前を境にクマザサ属主体からメダケ属ネザサ節主体のイネ科植生に変遷している（図1）。ネザサ節はクマザサ属よりも比較的温暖なところに生育していることから、この植生変化は後期更新世後半以降の気候変化に対応しているものと考えられる。

さて、宮城県築館町高森遺跡とその周辺では、多くの層準から石器が検出されており（たとえば石器文化談話会，1991）、下位の石器包含層は放射年代測定の結果などから約50万年前と推定されている（東北歴史資料館，1993）。また、高森遺跡など多くの前期旧石器時代の遺跡が分布する佐沼丘陵の火山灰土には多くのテフラ層が認められ、テフロクロノロジーによる層序学的検討が行われている（早田，1993）。

ここでは、佐沼丘陵の火山灰土の51層準から採取された74試料について植物珪酸体分析を行い、高森遺跡とその周辺における中期更新世以降の古環境の推定を試みた。

2. 方法

植物珪酸体の抽出と定量は、プラント・オパール定量分析法（藤原，1976）をもとに、おもに機動細胞珪酸体について行い、おもな分類群について植物体生産量を算出した。

植物体生産量（ $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{cm}$ ）＝植物珪酸体の検出密度（個/ cm^3 ）×各植物の換算係数*

換算係数＝植物体の乾燥重量（g）／植物体中の植物珪酸体個数（個）

※ネザサ節： 0.48×10^{-5} ，クマザサ属： 0.75×10^{-5}

3. 結果と考察

- 1) 植物珪酸体の保存状態は全体的に良好であり、クマザサ属やメダケ属（ネザサ節）などのタケ亜科が普遍的に検出された。
- 2) クマザサ属とネザサ節の生産量の比率（ネザサ率と呼ぶ）は層位によって大きく異なり、その変遷には明らかな周期性が認められた（図2）。これは、約10万年周期の気候変動サイクル（氷期－間氷期）に対応するものと考えられる。
- 3) 高森遺跡の下位の石器包含層は、ネザサ率が高いことから間氷期（温暖期）に相当すると考えられる。また、少量ながらメダケ節（現在は福島県以南に分布）が見られることから、当時の気候は現在と同じかより温暖であったものと推定される。
- 4) この間氷期は、ネザサ率の変遷および水成堆積物の花粉分析結果などから、酸素同位体ステージ13あるいは15に対比される可能性が高い。

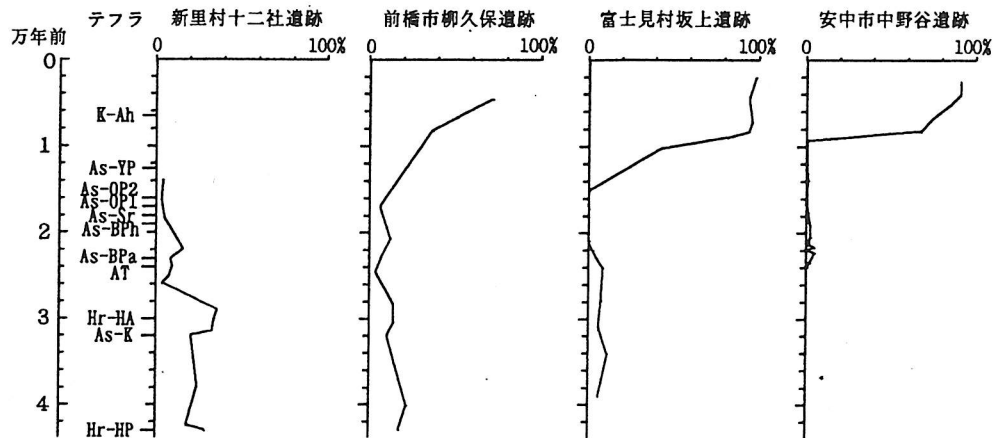


図1 北関東地方の約4万前以降の火山灰土におけるネザサ率の変遷

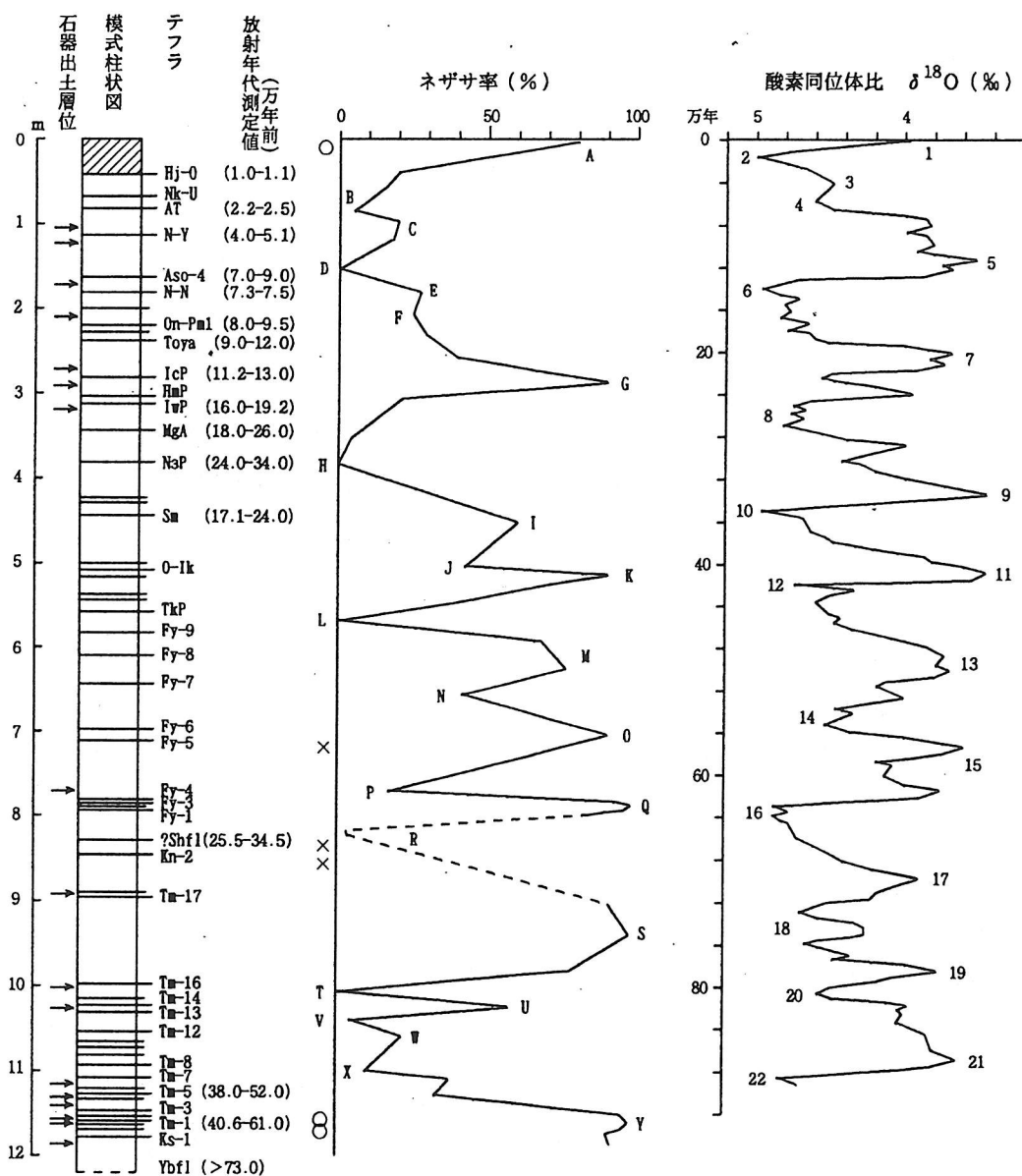


図2 宮城県沼丘陵の火山灰土におけるネザサ率の変遷と深海底コアの酸素同位体比曲線
 ×: タケ亜科の植物珪酸体未検出。○: メダケ節型検出。酸素同位体比のデータはODP Site 677 (Shackleton et al., 1990)。

49 静岡県清水低地の完新世における古環境変遷と人間活動

松原 彰子 (湘南国際女子短大)

Akiko MATSUBARA; Environmental change and human activity in the Shimizu Lowland, Shizuoka Prefecture.

1. 研究の目的

海岸低地の地形発達過程と、低地における人間活動の変遷との関係を考察する目的で、静岡県清水低地を例にして砂州地形の形成過程と遺跡分布との関係を検討した。

2. 地域の概略

清水低地は、北および西側を第三系の山地に、また南側を更新統の未固結層から成る有度丘陵に囲まれる。低地を流れる巴川の上流域には後背湿地が広がり、中流から下流域には砂州列が発達する。一方、三保砂嘴が有度丘陵の東方に北東-南西方向にのびている。有度丘陵の北東・東縁には、完新世段丘が発達する。

3. 完新統の地質層序と有孔虫化石群集

巴川中流域の砂州の背後にあたる地点 (S-95) (図1) で、深さ約30mのオールコア・ボーリングを実施した。完新統の地質層序は、下位から順に砂礫層、海成粘土層、海成砂層、腐植土層に区分される。また有孔虫化石群集は、全体に内湾の閉塞環境を示す種 (*Ammonia beccarii* forma A) がきわめて少ないのに対して、沿岸水流入の指標となる有孔虫種群 (*Ammonia ketienziensis*, *Bolivina* cf. *robusta*, *Bulimina kochiensis*) が多く出現する。

4. 低地の遺跡分布

清水低地には縄文時代中期以降の遺跡が分布する。縄文遺跡の分布域は、有度丘陵東縁の完新世段丘と、平野北部の扇状地および砂州の一部に限られる (図1)。弥生時代以降の遺跡は、内陸側の砂州を中心に分布する。三保砂嘴には、古墳時代の遺跡のみが認められる。

5. 低地の形成過程と人間活動

低地への人間の進出は、6000~5000年前には離水した有度丘陵東縁の完新世段丘を中心に始まった。5000~4000年前には、内陸側の砂州が形成され、人間活動の場は巴川中流域の低地に拡大していった。2000年前以降になると、さらに海側の砂州および三保砂嘴へと活動の場が広がった。

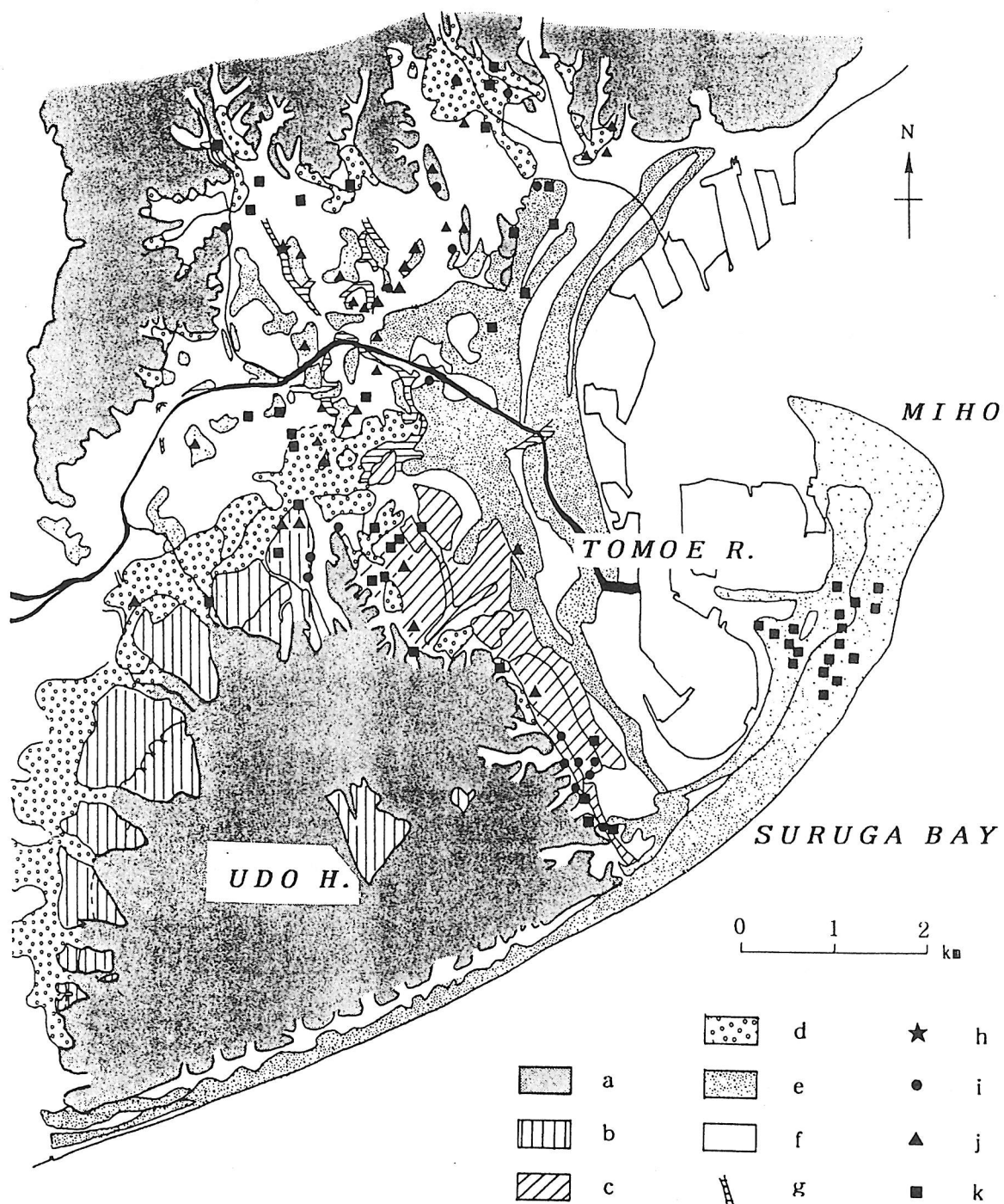


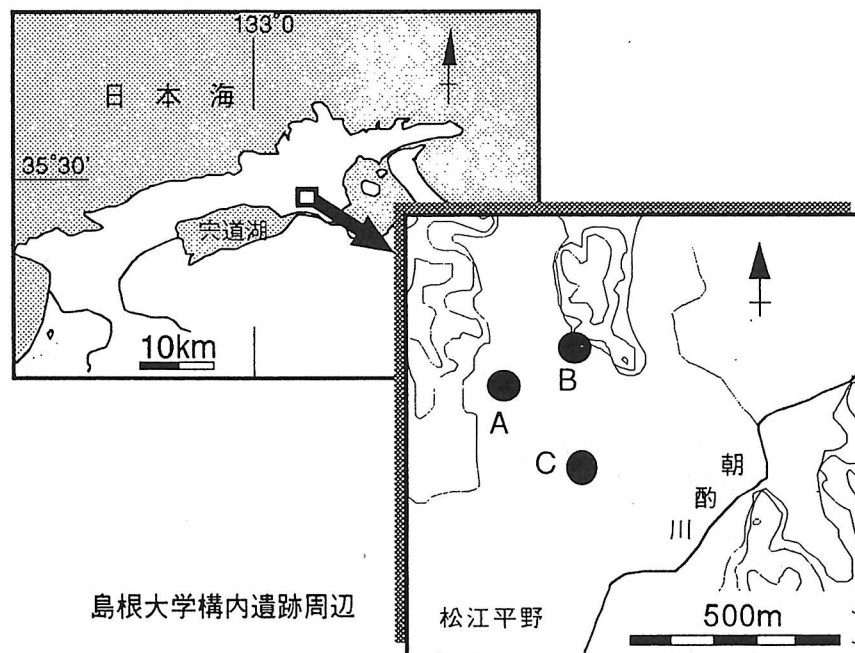
図1 清水低地の地形と考古遺跡の分布

- a. 山地・丘陵 b. 更新世段丘 c. 完新世段丘 d. 扇状地
e. 砂州地形 f. 後背湿地 g. 旧流路
h. オールコア・ボーリング地点 (S-95)
i. 縄文時代以降の遺跡 j. 弥生時代以降の遺跡 k. 古墳時代以降の遺跡

50 島根大学構内遺跡にみる縄文海進期の生業活動と古環境

会下和宏（島根大・埋文センター）・中村唯史（島根大・理工）・田中義昭（島根大・法文）

Kazuhiro EGE, Tadashi NAKAMURA, Yoshiaki TANAKA; Human activity and paleoenvironment during the Jomon Transgression stage at the Shimane University historic site on Matsue Plain.



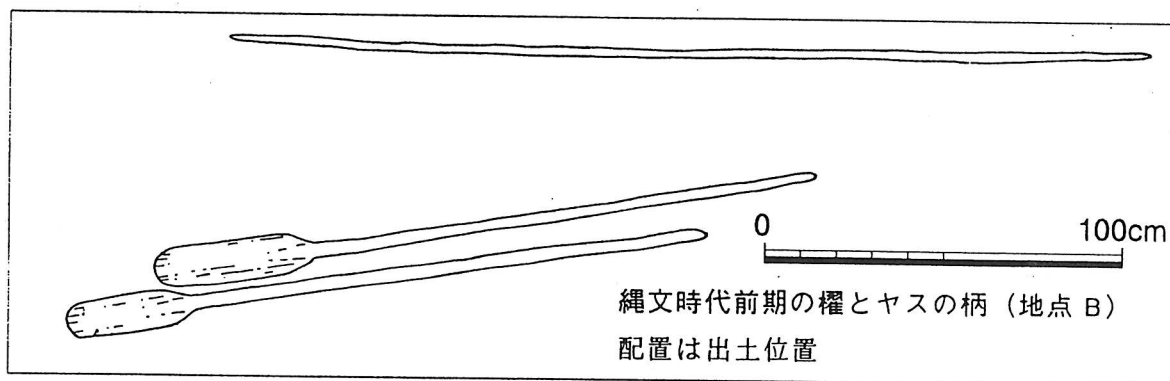
島根大学構内遺跡周辺

宍道湖に面した松江平野北部に位置する島根大学構内には島根大学構内遺跡（以下、島大遺跡）が存在する。島大遺跡は沖積低地と丘陵の接点に位置し、一部丘陵を含むが、大部分は沖積低地上に立地するいわゆる低湿地遺跡である。この遺跡は1994年度より大学施設の増改築に伴って発掘調査が行われ、縄文海進期からその後の海退期の汀線付近の堆積層中に縄文時代早期以降の遺物が含まれる、縄文時代を中心とした遺跡であることが明らかになった。第1図中A地点とB地点ではアカホヤ火山灰層が厚さ2cm以下の連続した地層として認められ、この直上の陸成層準から出土した日本最古級の丸木舟（A地点）と、並べられた形で出土した完形の櫂とヤスの柄（B地点）は、縄文海進で拡大していた海域での人類の活動を示す貴重な出土例である。A地点ではアカホヤの上位から轟式系統の土器が出土しており、縄文時代の山陰と九州との交流をうかがわせる。また、発掘調査と並行して地質学的検討を行い、アカホヤ降灰時の海面の高さと汀線、その後の高海面期の存在など、縄文海進を中心とした時期の古環境が明らかになった。アカホヤは地点A、地点Bでは塩水湿地の堆積層に挟まれ、基盤にぶつかる形で途切れる。その産状からこの地点が当時の汀線と考えられる。

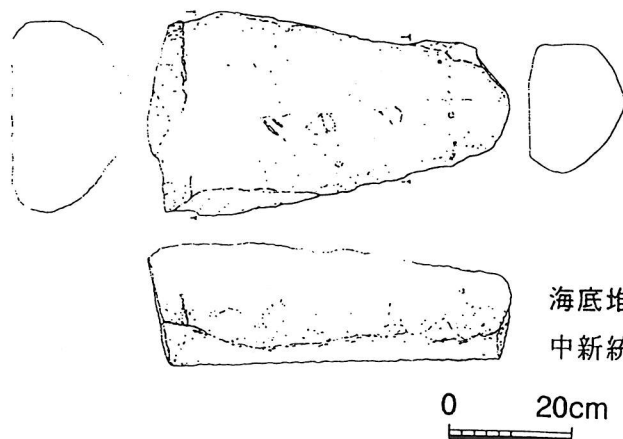
この地点より沖（南）側にあたる地点Cで行われたボーリングではアカホヤ直下の層準にウニやカキなどの化石が含まれ、海の要素が強い環境であったことがうかがわれる。アカホヤは松江平野の地下堆積層中に連続して認められ、沖積低地面の大部分は当時は海域であった。アカホヤより上位では海成層が標高0.8mまで連続し、この層準に含まれる遺物から、縄文時代前期末～中期初頭（5,000年前）頃に高海面期が存在したと考えられる。地点Cでは潮汐流の影響によって潮間帯から潮下帯に堆積した斜交葉理が発達した砂質泥層が分布する。この上位には離水砂州の細粒砂層が一部で指交して重なる。砂質泥層からは土器片を加工した土器錘とともに、拳大から径60cmの礫が出土した。これらの礫には他地域から持ち込まれたものが含まれており、碇として使われたか石材として運搬している途中に舟上から落下したものとみられる。砂質泥層の堆積時期はこの層準の上部と上位の砂州堆積層に含まれる遺物から、縄文時代後・晩期（4,000～2,300年前）と判断できる。以上のように島大遺跡では縄文海進期の海陸境界の古地理が復元でき、さらに海域を利用した人類の生業活動をうかがうことができる。



縄文時代前期の丸木舟（地点 A）



縄文時代前期の櫂とヤスの柄（地点 B）
配置は出土位置



海底堆積層から出土した加工石材（地点 C）
中新統の火山礫凝灰岩製

Yoshikatsu NAKAMURA : Distribution of Early and Middle Palaeolithic sites in East Japan

日本列島における約3万年前以前の人類文化は、従来、「前期旧石器時代」と一括して呼称されてきたが、近年、この時代の遺跡が数多く確認されるようになって、「前期旧石器時代」「中期旧石器時代」とヨーロッパ・アジアの多くの地域と同様な呼称に統一されるようになってきた。

前期旧石器時代の遺跡は上高森遺跡など宮城県の数ヶ所の遺跡に限られる。一方、これまでのところ日本列島各地の後期旧石器時代以前の遺跡のほとんどは、中期旧石器時代に属するものである。これらの遺跡は、愛知県以东の東日本にその多くが分布し、西日本にはきわめて数が限られている。

中期旧石器時代の遺跡は、岩手県、宮城県、山形県、福島県、栃木県、群馬県、東京都、新潟県、長野県、愛知県などに分布する。遺跡が1ヶ所確認されているだけのところもあるが、数ヶ所の遺跡からなる「遺跡群」も確認されている。これらの遺跡の分布を概観すると、1つの傾向が認められる。岩手県から群馬県にかけての分布は、北上川流域から阿武隈川流域をへて関東平野の北縁に至るほぼ南北方向の分布を示すことである。この地域は、北上山地、阿武隈山地などの第三系以前の古い基盤山地と第三紀から第四紀の火山体がつらなる奥羽山脈などの脊梁山地にはさまれた凹地帯にあたり、足尾山地、赤城山の山麓部につながっている。さらに東京都の多摩丘陵は、この延長上にあたる場所である。

この他の地域でも、山形県の最上川流域、新潟県から長野県の信濃川・千曲川流域では、遺跡はほぼ南北方向の地形にそって分布している。

このように前期・中期旧石器時代の遺跡は、その大半が南北性の山地や河川などの地形にそって分布し、東西方向の支流にはあまり立地しないことがわかる。すなわち、前期・中期旧石器時代の遺跡はその分布が日本列島の主軸にそった南北性のほぼ直線状の分布を示すことである。それに対して、後期旧石器時代の遺跡は、中小河川の流域にそって、段丘や丘陵の崖線に近い縁辺部に遺跡群を形成し、それらの分布に大きな方向性は認められないのが通例である。

また、後期旧石器時代遺跡は武蔵面・立川面などの比較的低位の段丘面に多く立地するのに対して、前期・中期旧石器時代の遺跡は、その多くが中期更新世などの古い丘陵の頂部に立地するという立地条件も異なっている。

このような遺跡立地の傾向から考えて、約3万年前以降の後期旧石器時代には人類は地域的に限定され、中小河川流域をめぐるような移動生活をしていたと推定される。それに対して約3万年前以前の前期・中期旧石器時代には、人類は本州の広い範囲を大きく南北方向に移動するような生活をしていたことが予測される。

さらに、東日本の中期旧石器時代の遺跡では、阿蘇4火山灰(A S O-4)、東京軽石(T P)、大山倉吉軽石(D K P)および始良Tn火山灰(A T)などの火山灰によって地域間の対比ができるようになった。この結果、宮城・福島県では、中期旧石器時代のほぼ全般にわたって文化層がみられるが、北関東、長野・新潟県境付近、多摩丘陵などの遺跡では、今のところおおむね約5万年前のT P、D K Pより上位の層準に限定される。

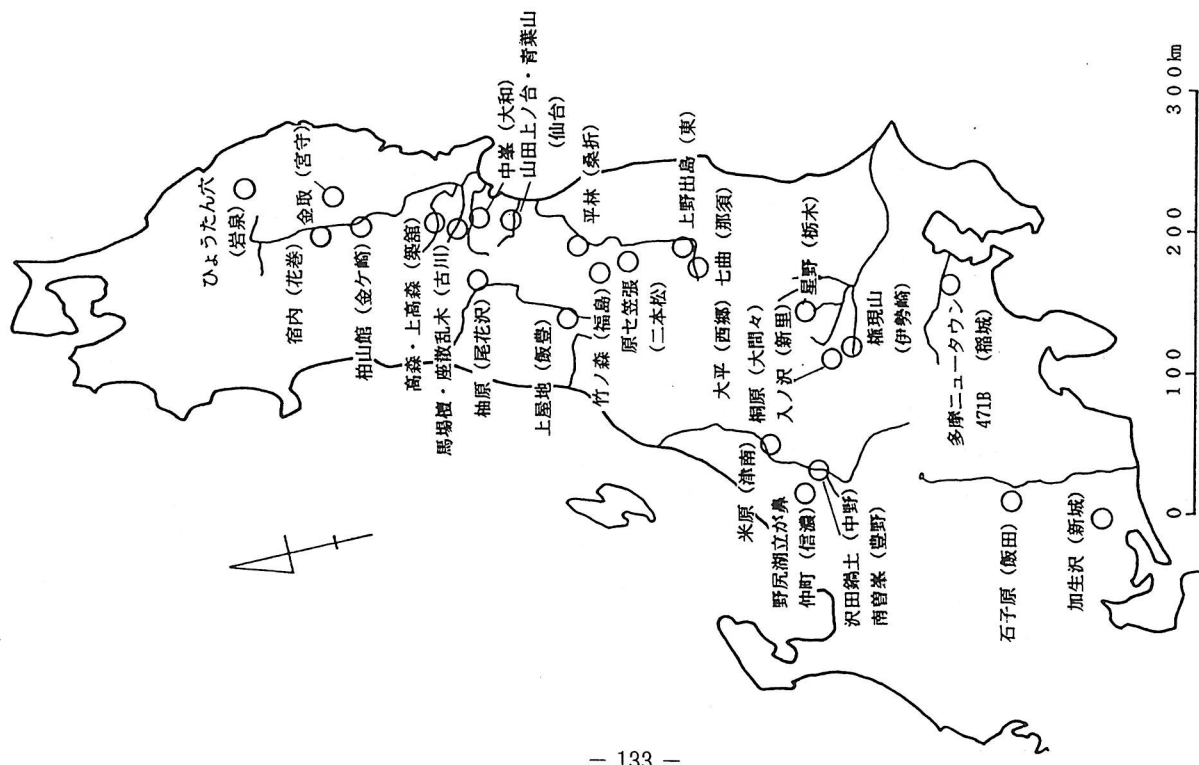


図1 東日本における前期・中期旧石器時代の遺跡群

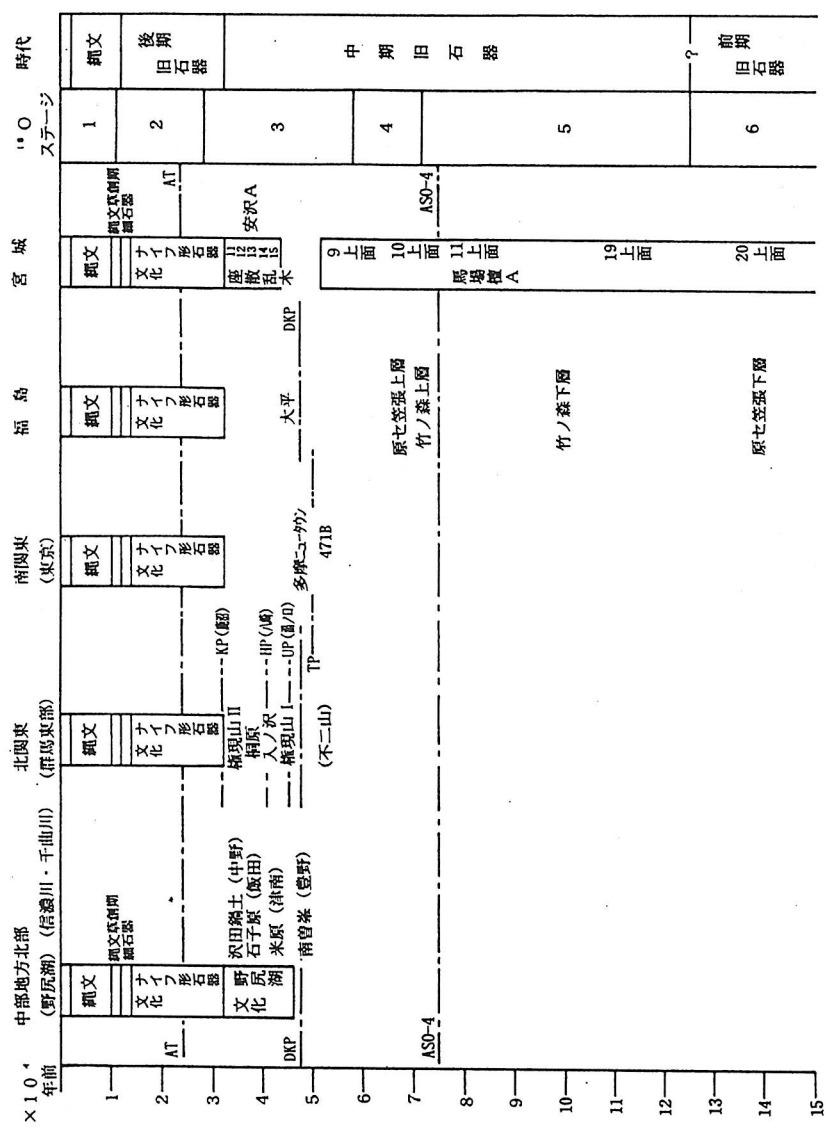


図2 東日本における中期旧石器時代遺跡の対比

52 日本海堆積物にみられる暗色層の堆積機構

大場忠道 (北大)

Tadamichi OBA ; Depositional mechanism of dark layers in sediments of the Japan Sea.

日本海の堆積物には必ずといってよいほど何枚もの暗色層が含まれている。その暗色層は全体に暗褐色で、浮遊性有孔虫の殻が密集した白っぽい部分と密集していない黒っぽい部分がmm単位で互層している。日本海の暗色層は、最上部からTL-1やTL-2と呼ばれており、少なくともこの2つの暗色層は日本海堆積物中で比較的容易に認められる。しかし、それより下位の暗色層は、どの層がTL-3やTL-4に対応するのか識別できない場合が多い。

TL-1層は、比較的薄く(数cm以下のことが多い)、そのAMS¹⁴C年代は約1万年前である。TL-2層は、20~30cm以上の厚さの場合もあり、その最上部のAMS¹⁴C年代は約1.5万年前で最終氷期の最寒期に堆積したものである。こうした日本海の暗色層がどのような機構で堆積したかということは、日本海の古環境を復元する上で重要であるばかりでなく、氷期における汎世界的な大気・海洋循環を考察する上でも極めて興味深い研究テーマである。

日本海の多くの暗色層のうち、TL-2の堆積機構だけは明らかになっている。すなわち、このTL-2層に含まれる浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比が下位から上位に向かって次第に小さくなっている(図1)ことから、最終氷期の最寒期にかけて海水準が汎世界的に低下するにつれて、日本海に淡水が多く供給されるようになり、表層水の低塩分化によって鉛直混合が弱くなったためにTL-2層が堆積したと考えられている(大場ほか, 1980)。しかし、それ以外の暗色層の堆積機構は未だによくわかっていない。例えば、TL-1層についてもTL-2層と同様に、日本海表層水の低塩分化が原因であると考えるのが最も単純であるが、TL-1層を含むその前後を0.5~1mm間隔に浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比を測定したところ(図2)、その酸素同位体比はTL-1層で大きい値が保たれており、低塩分化によって鉛直混合が弱くなったためとは考えられない。

日本海中央部のODP site 797の研究を行ったTada *et al.* (1995)によると、TL-2層以下に存在する多くの暗色層の堆積は、グリーンランドの氷床コアの酸素同位体比カーブに認められるDansgaard-Oeschgerサイクルに対応しているという。確かに、日本海南部の隠岐堆のコア(KH-79-3, C-3)についても、その暗色層をグリーンランド氷床コア(GRIP)の酸素同位体比カーブと対応させると、その暗色層はグリーンランド氷床コアにおいて酸素同位体比の大きい部分に対比することができる(図3)。すなわち、日本海堆積物の暗色層は、Tada *et al.* (1995)が指摘したように、グリーンランドの氷床コアに記録された気候変化と密接に関連して形成されたことは間違いない。それがどのように関連しているのかということを明らかにするために、演者はTL-1層について実施したと同様な高精度の同位体比分析を目下行っている。学会では、その結果についても発表する。

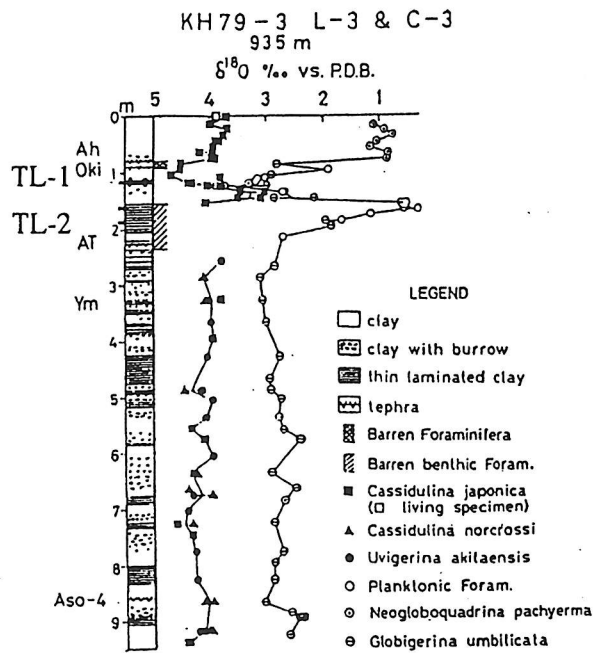


図1. 日本海隠岐堆コア(KH-79-3, L-3 & C-3)の有孔虫殻の酸素同位体比. TL-2層の最上部において浮遊性有孔虫の酸素同位体比は最も小さい値(+0.5‰)になっている。

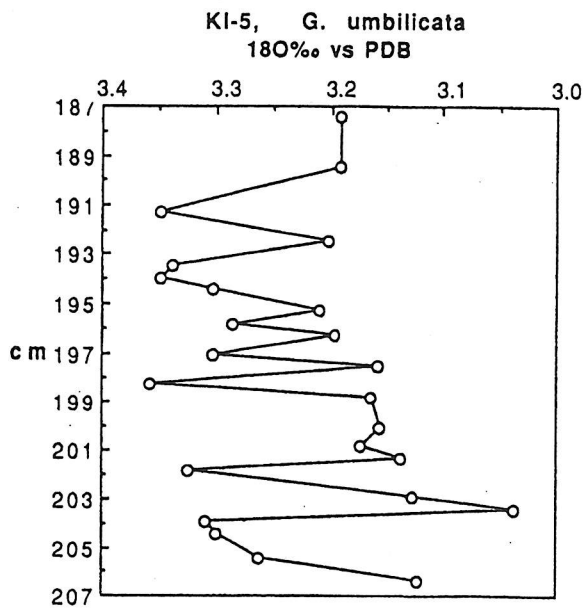


図2. 秋田沖のコア(GH93, KI-5)のTL-1層前後の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比. TL-1層(コア最上部から194.5cmと202cmの間)における酸素同位体比は+3.2±0.2‰と大きい値のままである。

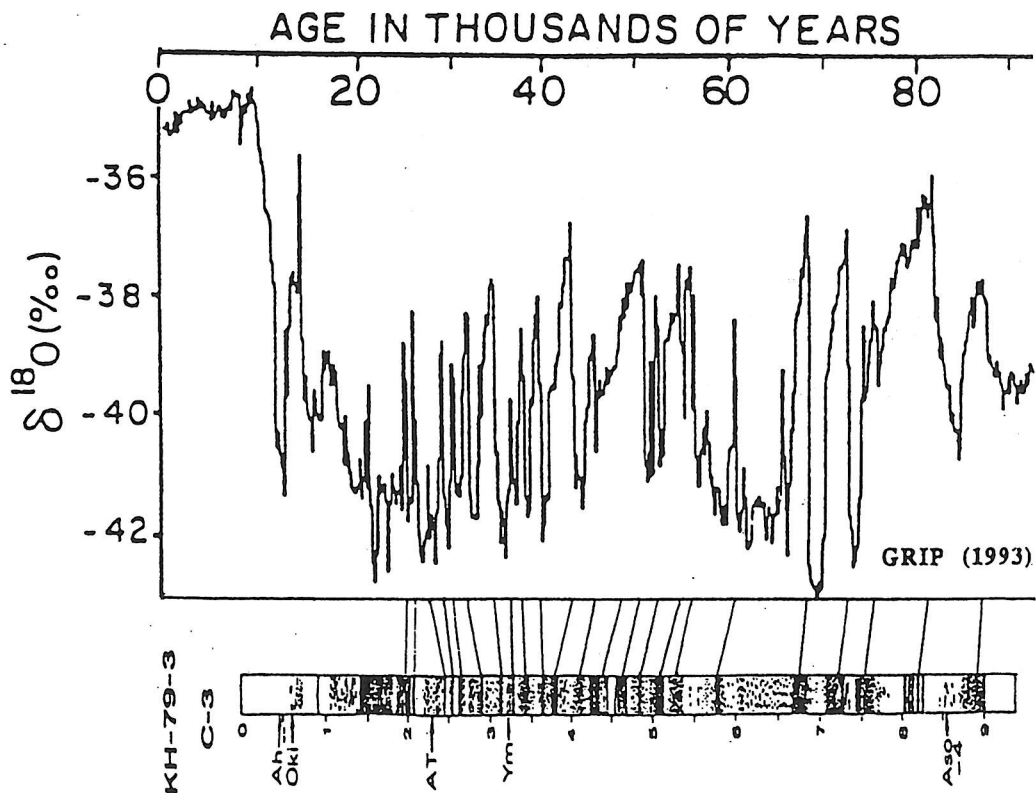


図3. 日本海隠岐堆のコア(KH-79-3, C-3)の暗色層とグリーンランド氷床コア(GRIP)の酸素同位体比カーブとの対比。

Keiichi UEDA, Yutaka TAHARA and Sigeo SUGIHARA; Stratigraphy
and pollen analysis of dissected valley deposit,
daiei town, chiba prefecture

1. 調査地域

利根川支谷である大須賀川低地において，縄文海進以降の植生変化を明らかにする目的でボーリング調査を行った。ボーリング地点は大須賀川の最上流部の横山付近の水田で，樹枝状の埋没谷の中央部でD4地点でシンウォール型ハンドボーラー，D5地点でヒラー型ハンドボーラーを使用した。D4，D5地点とは距離にして約1mの範囲内にある。D4とD5について層序の記載を行った後，D4コアはC-14年代測定に，D5コアは花粉分析に使用した。

2. 堆積物の層序と年代

D4，D5コアにおける地質層序はきわめて一致していて，D4，D5ともに薄い砂層を数ヵ所挟み，最下層より深度約1.6mまでが暗褐色の泥炭層，深度約1.6mから表層までは灰色の粘土である。放射性炭素年代測定はD4の厚さ10～30cmの泥炭5点で行い，最下層で， $6,030 \pm 70$ yBPの測定値が得られた。

3. 花粉分析

花粉分析は，D5コアを使い，深度10cmごとに厚さ約1cm試料を採取して行った。分析の結果，最下層から深度約6m付近まで *Lepidobalanus*，*Ulmus-Zelkova* などの落葉広葉樹花粉が優占する。上層にに向かってこれら落葉樹花粉の割合が減少すると，かわって常緑広葉樹である *Cyclobalanopsis* が増加し，深度2m付近まで高い出現率を示す。そこから表層に向けて *Cyclobalanopsis* の減少が始まると *Lepidobalanus*，*Pinus* が増加し，特に *Pinus* の増加は著しく，表層付近では木本花粉の大部分を占めている。この分析において特徴的であることは深度3.6mから1.8mの *Abies* の増加や，それにやや遅れて *Tsuga*，*Fagus* の増加が見られ，D4のC-14年代と比較すると，約1,900年BP頃に気候がやや冷涼化した傾向があったことが考えられる。

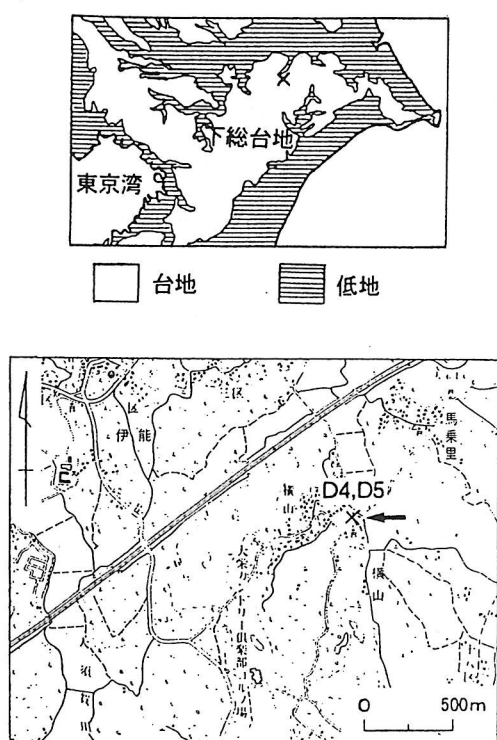


図1 調査地域図
(×印はボーリング地点)

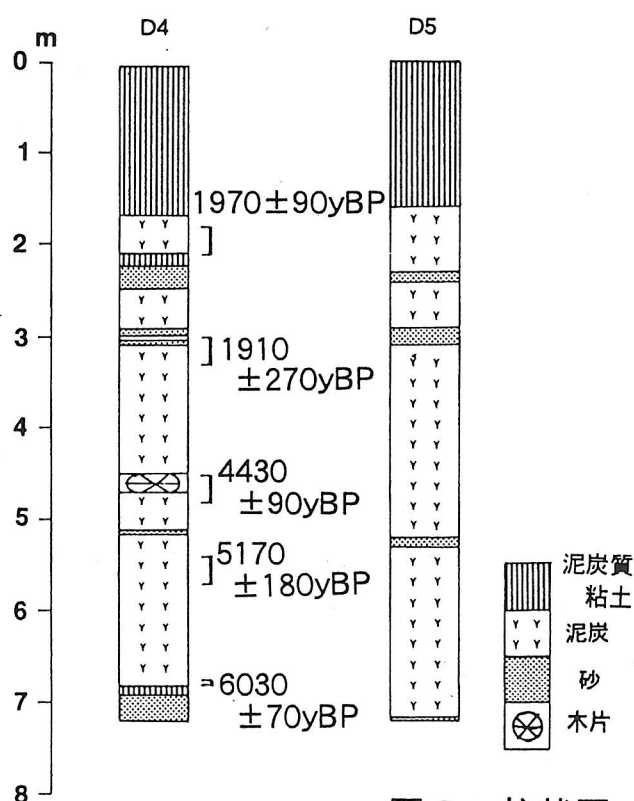


図2 柱状図

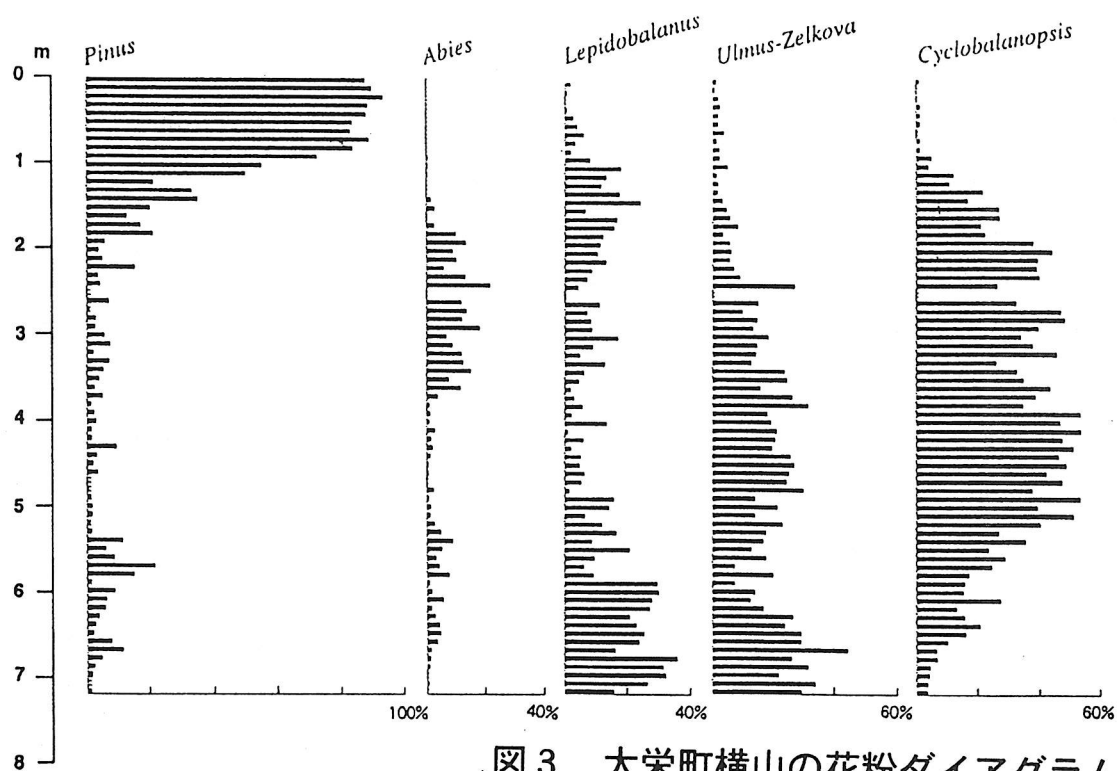


図3 大栄町横山の花粉ダイアグラム

54 佐渡島加茂湖における湖底ボーリング試料の花粉化石

松江実千代（兵庫教育大・院）

Michiyo MATSUE ; Fossil pollen of a drilling core

from the bottom of Lake Kamo, Sado Island

1. はじめに

佐渡島の加茂湖は、大佐渡山地と小佐渡山地に挟まれた国中平野の北東部に位置し、両津湾とは砂州で境された潟湖である。湖とその周辺および海岸付近には、中・上部更新統および完新統が広く分布している。

佐渡島における第四系の花粉分析結果は、おもに佐渡国中平野団体研究グループ（1969）によって報告されているが、今回、加茂湖の湖底で採取されたボーリングコアの花粉分析をおこない、新たな知見を得たので報告する。

2. 試料とその層序

コアは佐渡空港拡張整備事業の遂行過程で採取され、新潟大学理学部地質科学教室に保管されていたものを使用させていただいた。ボーリング地点は湖の中心より少し西よりの、水深 6.93 m の湖底である（図 1）。コアの長さは 54.29 m で、その柱状図を図 2 に、加茂湖湖底の地質断面概念図を図 3 に示した。なお、広域テフラは今までのところコア試料から確認されていない。

湖底堆積物の層序とその構造については、小林ほか（1993）によって報告されたが、各地層の堆積年代を示す資料はほとんど得られていない。

分析用の試料は、コアからほぼ 5~10 cm に分割して採取した。

3. 花粉分析

花粉分析の結果、深度 37.25 m を境に、その上下で花粉化石群集の構成に大きな違いが認められた。下位の地層では *Cryptomeria* が優占し、*Quercus* (*Lepidobalanus*)、*Fagus*、*Tilia* も多い。また第三紀中新世の要素である *Dacrydium* や、第三紀鮮新世末まで残存した *Carya* や *Liquidambar* の花粉化石を伴う。上位の地層は *Pinus*、*Quercus* (*Lepidobalanus*) が優占し、*Fagus*、*Cryptomeria* も多い。上位の地層のうちその下半部は *Abies*、*Picea*、*Tsuga* などがやや高率を示し、*Fagus* も他の層準に比べて高率である。上半部には *Cyclobalanopsis* や *Castanopsis* - *Pasania* を伴う。

花粉化石群集の特徴から、深度 37.25 m より上位の地層は最終氷期最寒冷期以降に堆積し、下位の地層は中位段丘相当層の国中層堆積期か、またはそれよりも古い時代に堆積したものと推定される。

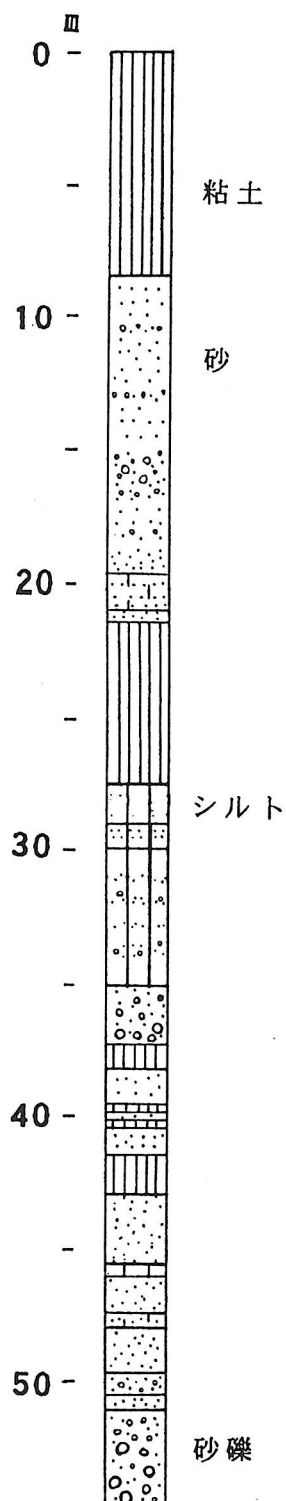


図2 柱状図

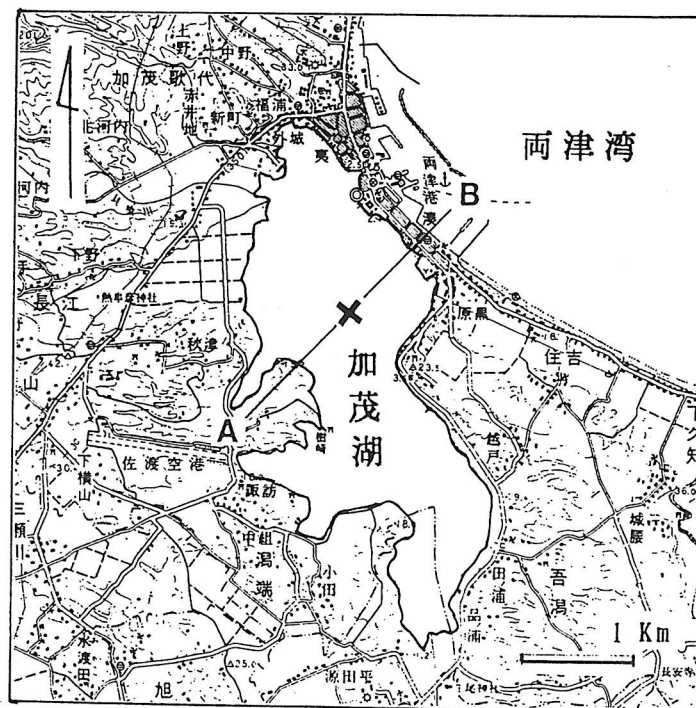


図1 ボーリングコア採取地点

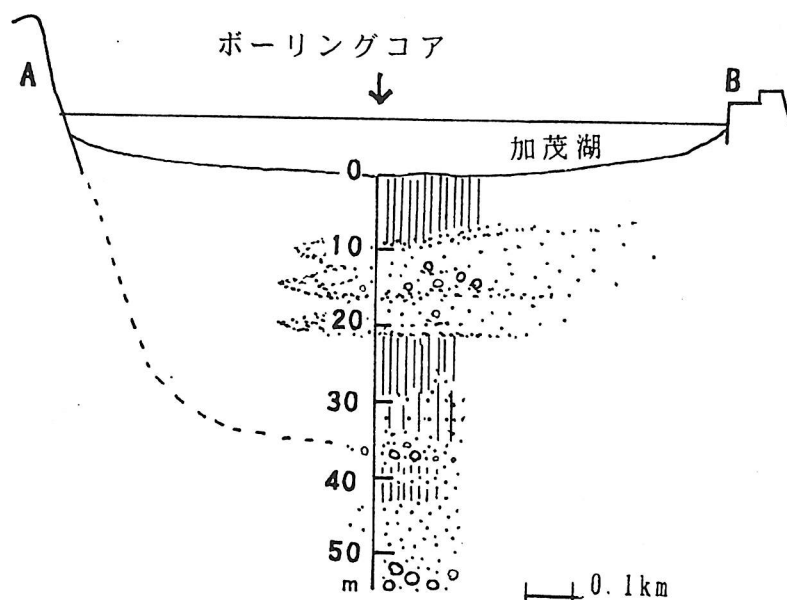


図3 加茂湖湖底地質断面概念図

55 北部信越地域の湿原堆積物と花粉分析

関口千穂（明治大学・院）叶内敦子・杉原重夫（明治大学・文学部）

Chiho SEKIGUCHI, Atsuko KANAUCHI, Shigeo SUGIHARA ; Deposits and pollen analysis on three bogs in north Shinetsu area, Japan

1、調査地域

日本海側の多雪地帯である北部信越地域の植生変遷を明らかにするために、長野県木島平村カヤノ平の北ドブ湿原（標高1,550m）、長野県飯山市関田峠の茶屋池湿原（標高1,100m）、新潟県妙高村斑尾山の沼の原湿原（標高880m）でボーリング調査を行った（図1）。試料採取にはシンウォール型サンプラーを使用し、得られた試料について花粉分析を行った。3ヶ所の湿原とも現在ではブナ帯に位置し、湿原にはヌマガヤ、ヨシなどが生育している低層～中間湿原である。

2、堆積物の層序と年代

堆積物の深度と層序を図2に示す。ボーリング深度は、北ドブ湿原では深度4.2m、茶屋池湿原では深度5.05m、沼の原湿原では深度5.4mで、いずれの湿原堆積物も、分解の良い泥炭層と粘土層の互層となっている。ただし、沼の原湿原の堆積物は基盤には達していない。それぞれの湿原で多数のテフラが認められ、北ドブ湿原では9枚（KDO-T-1～9）、茶屋池湿原では6枚（CHA-T-1～6）、沼の原湿原では5枚（NUM-T-1～5）が識別できた。これらのテフラは、主に妙高火山からの噴出物と考えられ、3ヶ所の湿原堆積物を対比するのに有効であった。放射性炭素年代は、それぞれの湿原で泥炭と粘土の境、火山灰直下、基底部の3つの層準から採取した（測定依頼中）。

3、花粉分析

花粉分析は、それぞれのコアから10cmごとに厚さ1cm以下の試料を採取して行った。分析の結果、それぞれの湿原の下部泥炭層で針葉樹類と思われる花粉が多く検出されることから、当時の気候は、現在よりも寒冷であったと考えられる。また、北ドブ湿原、沼の原湿原の堆積物基底部で*Selaginella*（コケスギランの孢子）が検出されたことから、堆積物は最終氷期寒冷期を含むものであると考えられる。従って、3ヶ所の湿原堆積物の花粉分析から、北部信越地域における、氷期から完新世への植生変化が明らかにできると考えられる。

叶内敦子・杉原重夫（明治大学文学部）

Atsuko KANAUCHI and Shigeo SUGIHARA ; Environmental change from Late glacial to Holocene, by pollen analysis and ^{14}C ages on Yashimagahara peat, central Japan.

1 はじめに

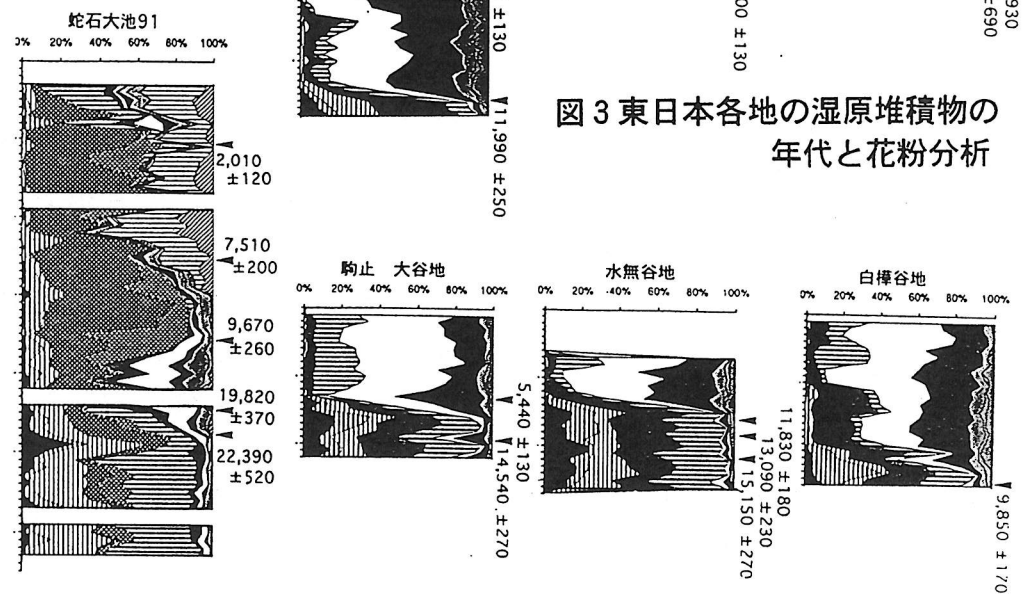
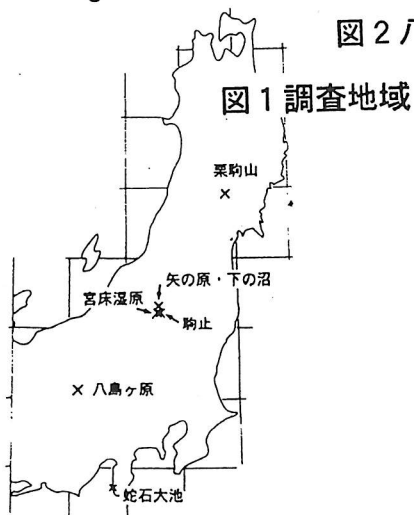
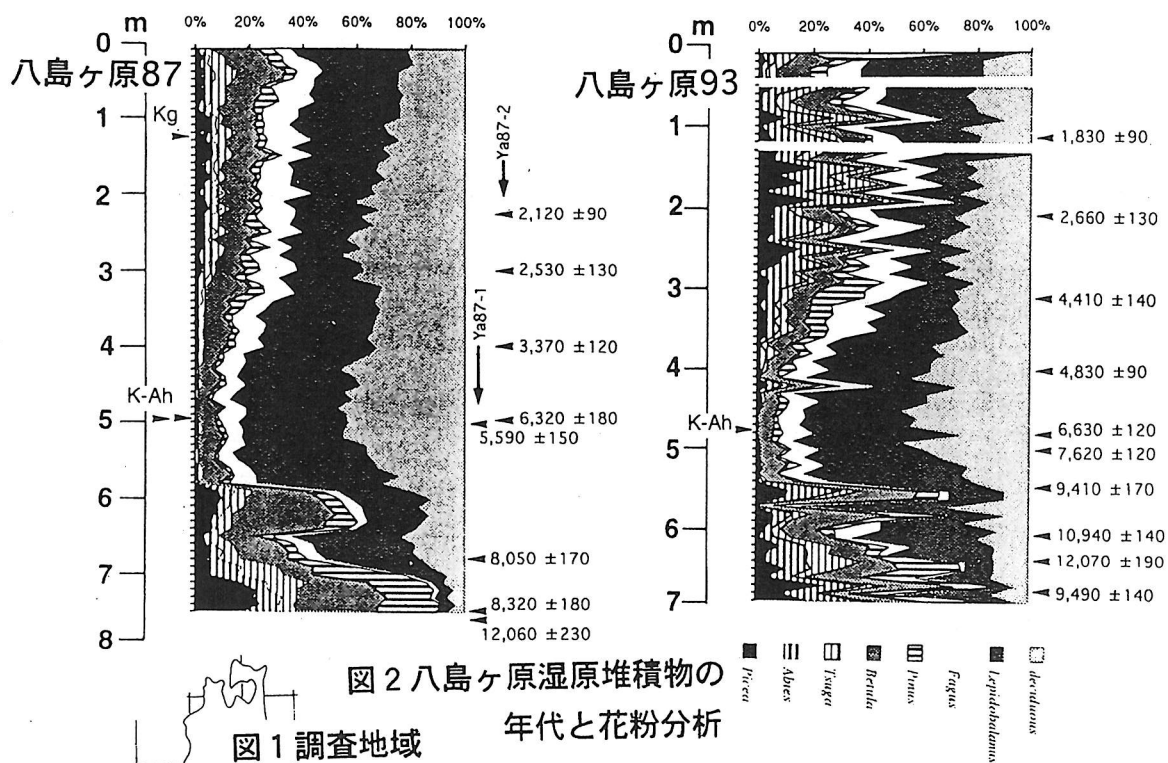
東日本の山地湿原には、最終氷期以降に形成された泥炭層が堆積し、示標テフラの同定とC-14年代測定によってその堆積年代が明らかにされている（図1）。長野県八島ヶ原湿原堆積物については1987年と1993年の調査によって、花粉分析の結果から、最終氷期から完新世にかけての植生変遷の詳細を明らかにすることができた。八島ヶ原の分析結果を比較すると、東日本各地の湿原との比較から最終氷期から完新世に特徴的な植生変化があったことが確認できた。

2 八島ヶ原湿原堆積物の年代と植生変遷

八島ヶ原湿原ではこれまでに計8本のボーリングを行い、ここでは八島ヶ原87、八島ヶ原93の2本のコアを使用した。堆積物中にはKg（カワゴ平軽石）、K-Ah（鬼界アカホヤ火山灰）などの完新世のテフラが挟まれている。八島ヶ原87コアでは堆積物下部の年代が十分得られなかったため、八島ヶ原93コアでは、最終氷期から完新世にかけての堆積物について詳細に年代測定を行った（図2）。八島ヶ原湿原堆積物の花粉分析の結果、最終氷期から完新世にかけて、針葉樹類花粉が優占→落葉広葉樹類の増加→*Betula*と針葉樹類の増加→落葉広葉樹類の増加、と植生が段階的に変化したことが明らかになった。八島ヶ原87コアと93コアによると、この植生変化は10,900yBPから9,400yBP頃にかけてであったと予想される。

3 約10,000年前における植生変化の比較

これまでに調査を行った湿原のうち、図3に示した東日本の数ヶ所の湿原堆積物には最終氷期から完新世にかけて顕著な植生変化が認められる。これらを八島ヶ原湿原堆積物の層序、年代、花粉分析結果と比較すると、東北地方の栗駒山世界谷地湿原、矢の原・下の沼、宮床湿原、駒止湿原（大谷地・白樺谷地・水無谷地）では針葉樹類花粉から落葉広葉樹類へと優占花粉が変化するのは約11,000yBP頃で、最終氷期の寒冷期から完新世への温暖化を示す植生変化が認められる。伊豆半島南部の蛇石大池湿原では、同じ時期に針葉樹類の減少→*Fagus*の増加→*Cryptomeria*の増加が見られる。この植生変化は東北地方の植生変化に対比されることが明らかになった。



57 埼玉県坂戸市付近の上部完新統泥炭質粘土層の花粉分析と節足動物起源のバリノモルフ

楡井 尊 (埼玉県立自然史博物館)

NIREI, Takashi ; Pollen Flora and Arthropods palynomorph from peaty clay sediments to the Upper Holocene in Sakado City, Saitama Prefecture, Central Japan

埼玉県西部，荒川低地中部を流れる荒川の支流越辺川河床には，上部完新統の泥炭質粘土層が渇水期には露出している．この地層について，三友ほか(1987)は，ほとんどが淡水性種からなる珪藻化石群を報告した．また，町田(1995)は 2150 ± 80 y. B. P. の ^{14}C 年代を報告し，弥生時代早期の堆積物であるとした．今回この泥炭質粘土層について花粉分析を行った結果，花粉・胞子のほかに多量の植物の表皮に由来するバリノモルフと節足動物起源と考えられるバリノモルフを検出した．

本花粉化石は，コナラ亜属，アカガシ亜属，スギが多く，ブナ属，ニレ属－ケヤキ属，モミ属などをともなう．草本孢子化石は，イネ科，カヤツリグサ科が著しく高率で出現する．孢子化石は下位ほど多く，No. 5 ではハナヤスリ亜属が高率である．古気候は，スギが多産する事から現在よりやや多雨であったと考えられる．このことは，各地で報告されている約 2000 年前の花粉化石群の特徴と一致する．

ところで作成したプレパラート中には，花粉・胞子のほかに植物の細胞の配列を示すと思われる鋸歯状の構造を残しているバリノモルフが多数含まれていた．また No. 3 の試料には小型節足動物に由来する部位の特定できるバリノモルフが含まれていた．確認できた部位は体毛，口器，鋏角の可動指である．現段階では分類群の詳細な同定に至っていないが，土壌動物から由来したバリノモルフである可能性が高い．他の試料には小型の節足動物起源のバリノモルフはほとんど含まれていなかった．No. 3 の試料を採取した層準は上下の地層と比較してラミナが発達しているので，これらのバリノモルフは堆積域周辺の土壌から運びこまれたと推定される．

この堆積物を 0.25mm のふるいを用いて篩分し，残査中から植物遺体を拾い出したところ，カヤツリグサ科の果実を多数得ることが出来た．これらは多くは良好な保存状態だったが，一部に形態を保持しつつ炭化した果実が採取された．

以上のことは坂戸市付近に分布する泥炭質粘土層が，単純な低湿地の堆積物というだけではないことを示唆する．

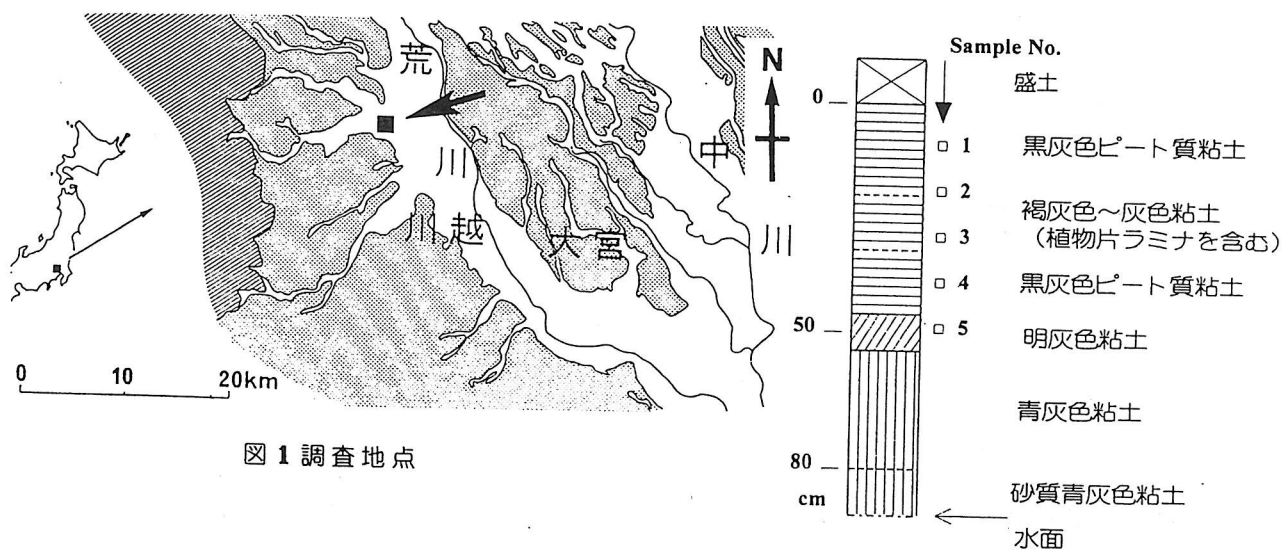


図 1 調査地点

図 2 柱状図

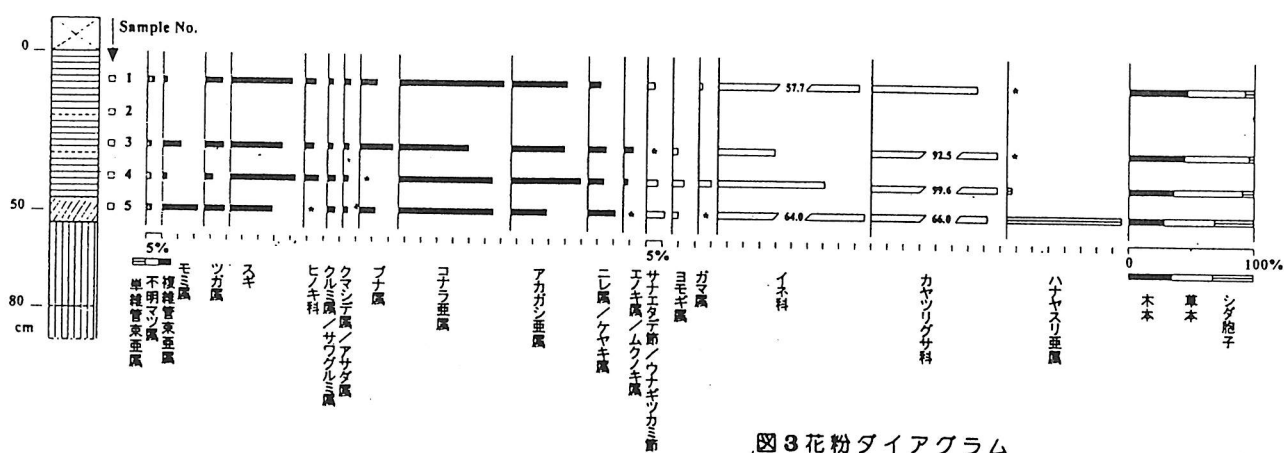


図 3 花粉ダイアグラム

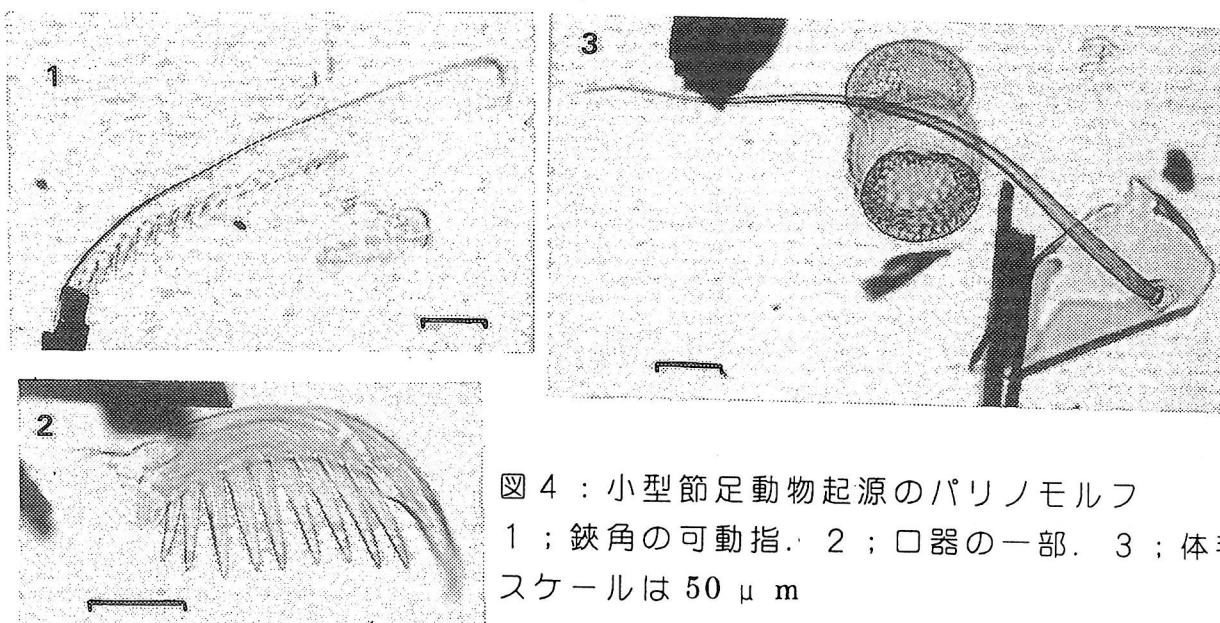


図 4 : 小型節足動物起源のパリノモルフ
1 ; 鉗角の可動指. 2 ; 口器の一部. 3 ; 体毛.
スケールは 50 μ m

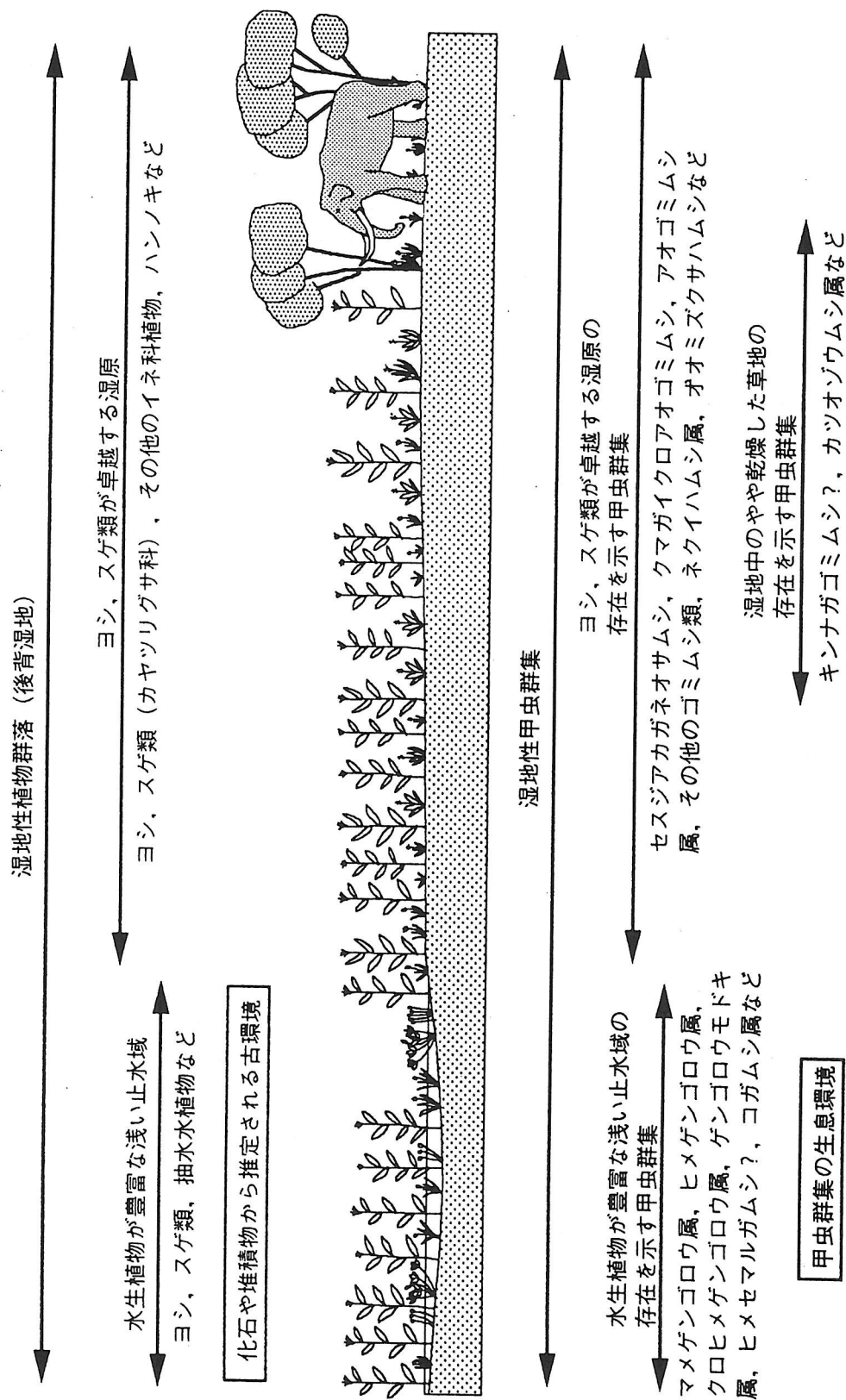
58 長野県北御牧村の下部更新統大杭層から産出した水生～湿地性甲虫 林 成多 (新潟大・院・自然科学研究科)

Masakazu Hayashi: Early Pleistocene fossils of aquatic and marshy beetle from the Ookui Formation in Kitamimaki, Nagano Prefecture, Japan.

長野県北佐久郡北御牧村および同郡東部町周辺の千曲川河床には小諸層群の大杭累層が分布する。この地層は主に礫層やシルト・砂互層からなる河川堆積物で、アケボノゾウや植物などの化石が産出している（小泉・北御牧村アケボノゾウ発掘調査団，1995ほか）。演者は大杭層から産出する昆虫化石の調査を行い、前期更新世の水生～湿地性甲虫相について新しい知見を得ることができたので報告する。

昆虫化石が産出したのは北御牧村の羽毛山と布下の2ヶ所である。両地点の大杭層はシルト・砂互層からなり、羽毛山軽石層（長森・北御牧村アケボノゾウ発掘調査団，1995）により対比される。羽毛山軽石層のフィッシュン・トラック年代は1.2Maである（塩川団研，1988）。昆虫化石はいくつかの層準から産出したが、羽毛山のアケボノゾウ産出層準からは最も多くの化石が得られたので、今回は羽毛山の昆虫化石について述べたい。

産出した主な昆虫は、オサムシ・ゴミムシ類、ゲンゴロウ科、ガムシ科、ハムシ科のネクイハムシ亜科、ゾウムシ科などで、ほとんどが水生～湿地性の甲虫類である。これらの昆虫群の特徴としては、(1)現在の日本では北海道の広大な低層湿原に生息している湿地性歩行虫類のセスジアカガネオサムシやクマガイクロアオゴミムシを含むこと、(2)ネクイハムシ属の1種やオオミズクサハムシなどの湿地性の食植生甲虫類を含むこと、(3)カツオゾウムシ属などの草地性の食植生甲虫類を含むこと、(4)ゲンゴロウモドキ属やクロヒメゲンゴロウ属、ヒメゲンゴロウ属、マメゲンゴロウ属、コガムシ属、ヒメセマルガムシ？などの多様な水生甲虫類を含むこと、などの特徴があげられる。また、これら昆虫の生息環境として、水生植物が豊富な水域を伴うヨシなどを主体とした大規模な湿原が推定される。大杭層から得られた水生～湿地性甲虫の化石群集は、現在の北海道などの低層湿原に生息する甲虫群集に類似性が高く注目される。



北御牧村羽毛山、アケボノゾウ産出層準の古環境

Jota KIYONAGA; Relation of the distans from the mother tree to the ratio of *Castanea crenata* pollen masses to the total of *Castanea crenata* airborne pollen

1. 目的 関東平野では、縄文時代前～中期の堆積物からしばしばクリ花粉化石が高率で出現するが、その場合、2つ以上のクリ花粉が集合した状態（以下、このような集合体を花粉塊とよぶ）で観察されることが少なくない。花粉塊の出現は、クリが堆積物採取地点の近くに生育していたことを示唆するが、では、どれくらい近くに生育していたのだろうか。それを知るための基礎的研究として、クリの母樹からの距離が異なる数地点で空中花粉を採取し、その中のクリ花粉総数（花粉塊も含む）に占めるクリ花粉塊数の割合を求めてみた。クリ花粉塊の個数や、全分類群の花粉尘数に占めるクリ花粉塊の割合は、母樹となるクリ個体の数や花粉生産量に影響を受ける。しかし、クリ花粉総数に占めるクリ花粉塊数の割合はそのような影響を受けず、基本的に母樹からの距離に依存すると考えられる。

2. 方法および結果 東京都八王子市にある東京都立大学を中心とした南大沢地区の5箇所にダラム型空中花粉捕集器を設置し、1993年の5月下旬から8月上旬にかけて、空中花粉調査を行なった。捕集器にはワセリンを塗ったスライドグラスを取り付け、1週間ごとに交換した。回収したスライドグラスはそのまま検鏡し、同定・計数した。計数結果から、調査地点ごとのクリ花粉総数とクリ花粉塊数を調査期間中について合計した。このデータから、空中花粉におけるクリ花粉総数に占めるクリ花粉塊数の割合が求められる。

しかし、この結果を花粉化石群におけるクリ花粉総数に占めるクリ花粉塊数の割合と比較するためには、捕集された空中花粉に対しても、堆積物から花粉化石を抽出するのと同じ物理的・化学的処理をしなければならない。なぜなら、堆積物から花粉化石を抽出するための処理過程で花粉塊がばらばらになる恐れがあるからである。そこで、1994年6月4日から11日まで、空中花粉捕集器に、ワセリンを塗ったスライドグラスとグリセリンを入れたシャーレを取り付けておき、回収後、スライドグラスはそのままグリセリンで封入して検鏡し、シャーレ内のグリセリンはKOH-アセトリシス法で処理した後に検鏡した。双方の検鏡の結果、KOH-アセトリシス処理によってもバラバラにならない花粉塊は約5%にすぎないと推定された。この結果によって、先に求めた空中花粉におけるクリ花粉総数に占めるクリ花粉塊数の割合を補正した。各調査地点におけるその値と、母樹からの距離との関係を図2に示す。

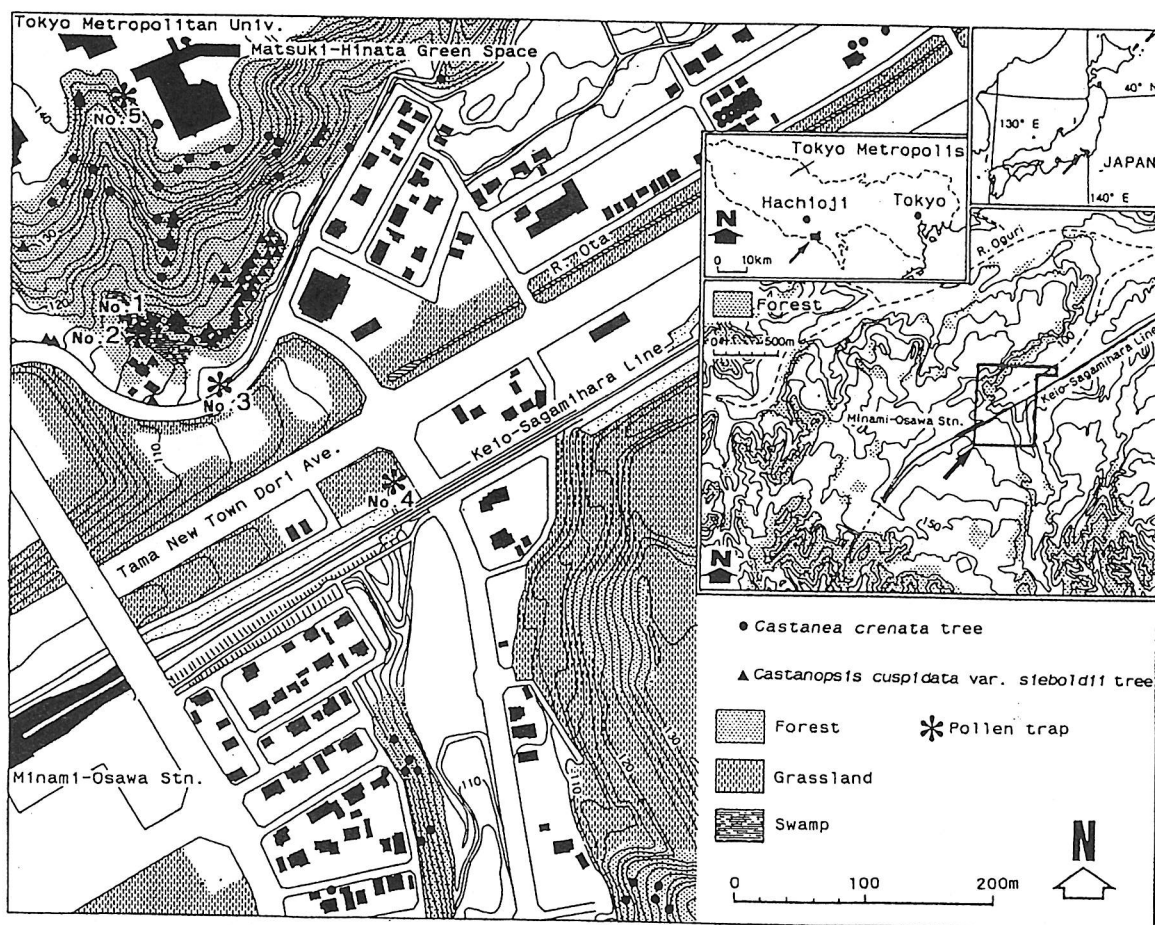


図1. 調査地域

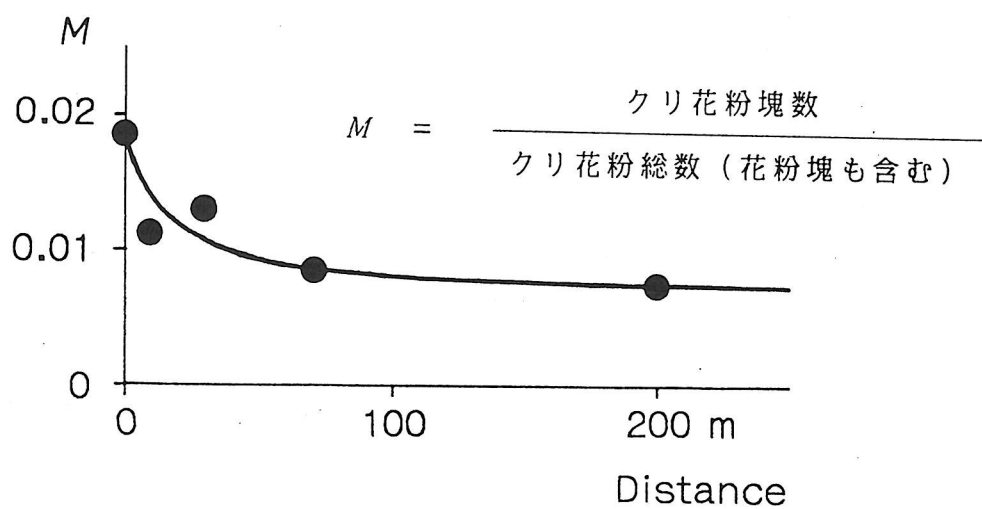


図2. 空中花粉におけるクリ花粉総数に占めるクリ花粉塊数の割合 (KOH-アセトリシス処理後) と最も近いクリ個体からの距離との関係

最終氷期最寒冷期に本州中部地方に分布していたブナ (*Fagus crenata*) は、気候の温暖化に伴い、徐々に北上したことが知られている (Tsukada, 1982, など) . 最近の研究から、北海道の渡島半島南部横津岳付近には、アレレード期にブナが存在していたとされるが (滝谷, 1995) , 低山地において本格的に増加し始めるのは約 6,000 年前からである. また、ブナ分布の北限に近い黒松内低地帯に到達した年代はおよそ 1,200 年前であろうと推測されている (萩原・矢野, 1994) . 本研究では、函館と黒松内低地帯とのほぼ中間点である八雲町の低地における花粉分析によって、北海道南西部におけるブナの北上過程およびブナ林の成立過程を明らかにすることを目的とした.

試料採取地点は、八雲町花浦のピイタウシナイ川付近 (海岸から約 1.2km, 標高 5m) で、沖積低地上に位置し、西方約 1.5km で山地帯となる. サンプルングはシンウォールサンプラーを使用して地下 320cm まで行った. シンウォールサンプラーで採取されたコアは、鉛直方向に圧密を受けるので、あらかじめ同一地点においてトーマス型サンプラーを使用し、圧密を受けない柱状を作成した. 本地点における層序は、表層から深度 290cm は泥炭層からなり、それ以深は青灰色粘土層である. 深度 25~47cm には駒ヶ岳 d 火山灰 (Ko-d, AD1640) が挟在され、深度 60~102cm には植物の根 (カヤツリグサ科植物の根と思われる) を含んでいる. また、深度 253~271cm の泥炭中には木片が多く含まれる. 2 層準の年代測定 (^{14}C 年代) を行い、深度 96~107cm が $2,770 \pm 105 \text{ yrs BP}$ (NU-823) , 深度 157~169cm が $4,475 \pm 135 \text{ yrs BP}$ (NU-824) の結果を得た. 泥炭の堆積速度は、挟在される Ko-d, および ^{14}C の年代値から各区間の堆積速度が一定であるとして算出した. また、深度 169cm 以下は、それより上位の堆積速度を外挿した. 分析試料は、コアから 2cm 前後の厚さ (堆積期間 60~120 年分に相当) に切り分け、Jorgensen (1967) の方法に準じ KOH-アセトリシス法、HF 法を用いてプレパラートを作成し、樹木花粉についてカウントした. カウントした花粉から、花粉流入量 (Pollen influx; grains/cm²/yr) ・花粉濃集度 (Pollen concentration; grains/cm², grains/g) ・百分率花粉組成を求めた. 百分率組成は、特定の層準に著しく流入量が多く、分析地点近傍に生育していたと考えられるハンノキ属・ウルシ属・アジサイ属・モチノキ属を除いて作成した.

分析の結果、コナラ属・ブナ属・カバノキ属・ハシバミ属・クマシデ属・クルミ属・ニレ属・トネリコ属・モミ属などが産出した. ここでは、ブナ花粉の流入量お

よび百分率に基づきダイヤグラムを3つの花粉帯（下位よりHn-I帯～Hn-III帯）に区分した。

Hn-I帯（深度170cm以深；>4,600 yrs BP）は、コナラ属が卓越し、ブナ花粉がほとんど産出しない層準である。ブナ花粉の流入量は0～16grains/cm²/yr，出現率は0～1.3%である。コナラ属の流入量は300～800 grains /cm²/yr，出現率は24～40%である。

Hn-II帯（深度170～65cm；4,600～1,100 yrs BP）は、ブナ花粉の流入量・百分率ともに増加し始める層準で、本帯の上部まではほぼ継続的に増加する。ブナ花粉流入量は、下部で20 grains /cm²/yr前後であるが、上部では150～190 grains /cm²/yrに増加する。出現率も下部で3%であるが上部で20%となる。また、コナラ属は、150～450 grains /cm²/yr，出現率は下部で45～60%，上部では25%に減少する。

Hn-III帯（深度65cm以浅；1,100 yrs BP）は、ブナ花粉の流入量・百分率ともに極大に達し、安定した花粉帯である。ブナ花粉の流入量は、230～270 grains /cm²/yrであるが、表層では185 grains /cm²/yrにやや減少する。出現率は、21～24%，表層では16%に減少する。コナラ属の流入量は、250～300 grains /cm²/yrではほぼ安定し、出現率も同様に23～27%で安定している。

本地点から産出する花粉化石は、ハンノキ属等の分析地点周辺の植生に由来するものを除けば、大部分はより内陸側に広がる山地帯に由来するものであろう。したがって、花粉流入量の変化は、比較的遠距離に位置する山地帯の大局的な植生変化を反映したものと考えられる。ブナ花粉の流入量は、深度170cmより上位で連続的に増加し、流入量および出現率が飽和に達するまでに約3,500年を要した事を示す。また、ブナ花粉流入量の増加に伴い、コナラ属は漸減する。カバノキ属は、流入量の変動があるが、増加あるいは減少の傾向は示さない。ハシバミ属・クマシデ属・クルミ属・ニレ属・トネリコ属・モミ属は、流入量・出現率ともに顕著な変動を示さない。これらの事は、すでに成立していたコナラ属を主とする森林にブナが侵入し、主としてコナラ属を減少させながら個体数を増加させていったことを示している。また、北海道南西部においてブナ林の個体数が飽和に達するまでには、極めて長時間を要することを示す。

八雲町におけるブナの出現年代を、流入量が継続的に増加し始める深度170cm，約4,600 yrs BPとすると、この年代からブナの北進速度を推定することができる。11,000年前に函館付近（あるいは同緯度）にブナが存在していたとすると、函館付近から八雲町までのブナの北進速度は9m/年である。黒松内町にブナが到達した年代を約1,200年前とすれば、八雲町付近から北限までのブナ北進速度は13m/年となる。このことは、渡島半島の南部・北部の間で著しい北進速度の違いはなかったことを示す。

Shigeko Ishiwata; Paleoenvironment of Holocene and late Pleistocene epochs, and buried valleys in the east Tokyo lowland, Central Japan.

1. はじめに

東京湾沿岸の沖積平野には最終氷期の海水準低下期に形成された埋没谷があり、七号地海進と縄文海進による海水準の変化に影響された堆積物が分布している。

演者は沖積層の埋没谷にあたる浦安谷を中心に地質層序の対比や、土質特性と堆積環境と関わりについて検討している。本報告は荒川河口より東側の下総台地までの沖積低地を対象に、浦安谷の珪藻化石から得られた沖積層の古環境の変遷と、中部更新統の下総層群で認められた凹地状の海進堆積物について述べる。

2. 珪藻化石からみた沖積層の古環境

珪藻種の生態的特性に基づいた古環境の復元を行うため、環境指標種群(小杉, 1988や安藤, 1990など)によって設定された各分帯を使用して、図1の層位分布図を作成した。珪藻帯はI帯からIV帯に分けて堆積環境を推定した(安藤, 1987)。珪藻帯と層相から推定される古環境を下位より述べる。I帯は陸域環境を示す細砂, II帯は藍鉄鉱を含む淡水域のシルト, III帯は粘土～シルトからなるが珪藻の産出量の増減から、III A1帯を河成作用の影響を受けた汽水干潟環境の堆積物、III A2帯を珪藻殻数の減少から海進初期の汽水域から急激に移行した海域の堆積物、III B帯を海生種で占められ下部に砂分を含むことから高海面期による内湾海域の堆積物に細分, IV帯は河川水の流入による三角州性のシルト～細砂からなり、IV A帯の海域とIV B帯の河口域およびIV C帯の河川作用を伴う淡水域の混合帯からなることが推定される。このようにI帯とII帯の淡水域、III帯とIV帯の淡水域～海域～淡水域への変化がみられた。III帯以上は海進期の堆積サイクルがみられることから、T.P. -50m前後に七号地層と有楽町層の境界があると考えている。

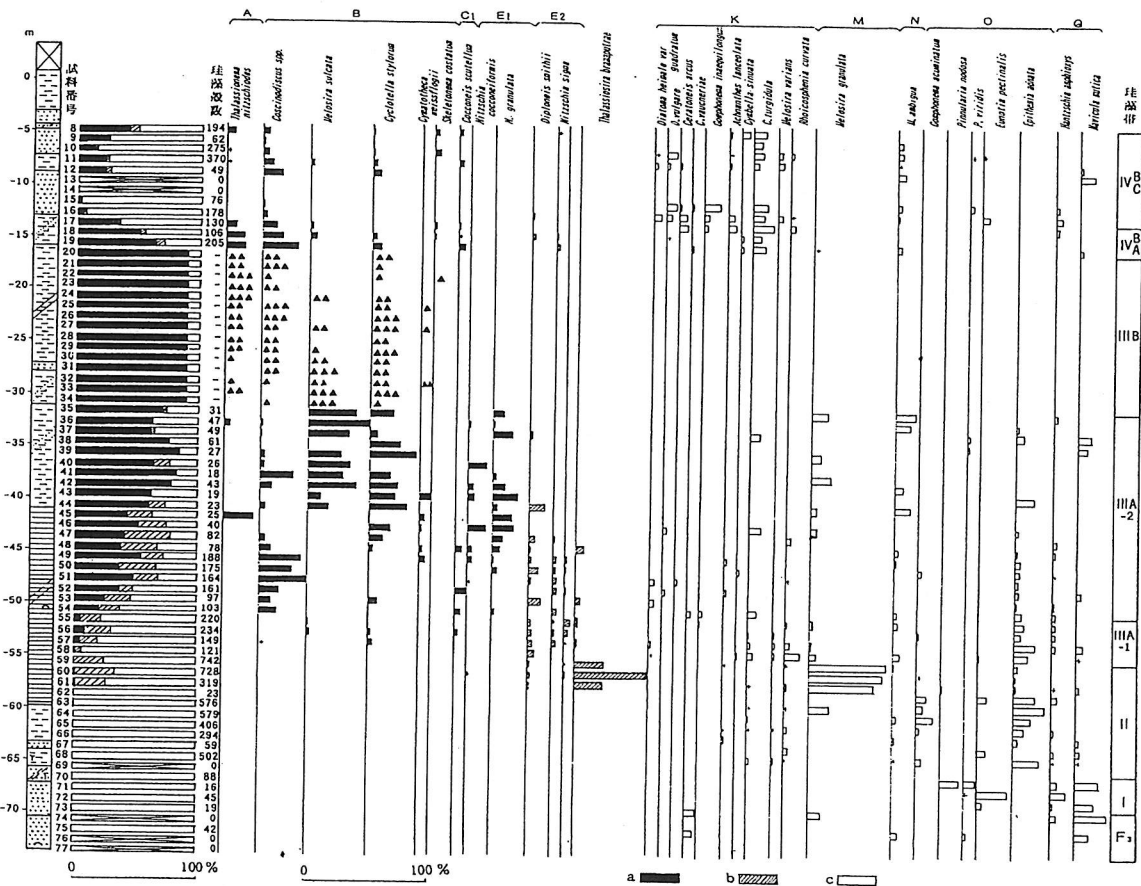
3. 東京低地東部の地層構成

ボーリング柱状図と試料から作成した東西方向の地質断面図を図2に示す。

沖積層のうち七号地層の基底はT.P. -60～-70mにあり、有楽町層の基底はT.P. -50m前後にあり谷底の拡大が推定される。下総層群は層相、N値、堆積サイクルから層序区分を試みた結果、下総台地に分布する木下層基底の凹地は西側へ連続してみられ、旧江戸川以西に分布する凹地は下位を清川層や上泉層相当に、上位を木下層相当と不整合に重なるならば、層準から上岩橋層(または横田層)に対比される可能性があると考えている(杉山ほか, 1994. 三谷ほか, 1996)。

4. 考察

浦安谷の沖積層は珪藻分析による古環境の解析から、淡水域から比較的浅い内湾へ変化する堆積相を示し、七号地層下部には淡水湖の形成が推定される。今後、時間軸の変化から堆積深度を求めて相対的海水準の変動の検討と、沖積層と下総層群の層序の確立や各々の埋没谷の分布などの解明に努めていきたい。



a:海生種 b:汽水生種 c:淡水生種 A:外洋指標種群 B:内湾指標種群 C₁:海水藻場指標種群
E₁:海水泥質干潟指標種群 E₂:汽水泥質干潟指標種群(以上は小杉1988), K:中～下流性河川指標種群
M:湖沼浮遊生種群 N:湖沼沼沢湿地指標種群 O:沼沢湿地付着生種群 Q:陸域指標種群(安藤1990)
珪藻帯区分は安藤ほか(1987)を参考にした。

図1 浦安谷の珪藻による層位分布図

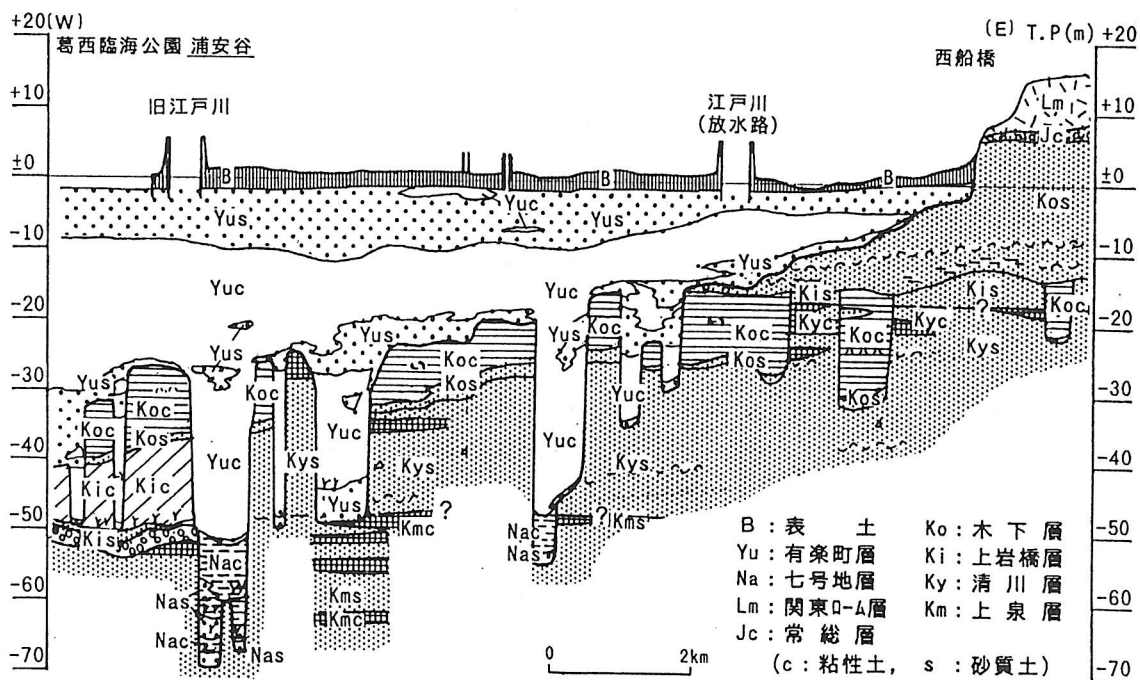


図2 東京低地東部沿岸付近の模式地質断面図

62 矢作川下流低地における沖積層最上部の形成と古環境

川瀬久美子 (名古屋大学・院)

Kumiko KAWASE ; Late Holocene sedimentary environments and paleogeographic evolution of the Yahagi River Lowland.

1. はじめに

日本の臨海沖積低地における沖積層の層相・層序と海水準変動については、これまで数多く報告されてきた。しかし、その最上部に堆積し、現在の地表の微地形を構成する陸成堆積物の堆積時期・堆積過程については、考古遺跡の発掘調査に際して吟味されることはあるが、沖積低地の地形発達史の観点から十分に検討されているとはいえない。本報告では、矢作川下流低地(図1)における沖積層最上部の堆積構造と ^{14}C 年代について検討し、完新世後半における低地の発達過程と古環境の変化について考察する。

2. ^{14}C 年代測定結果と堆積環境の推定

ハンドボーラーによる掘削調査結果および関係機関から入手した機械ボーリングの資料をもとに、沖積層最上部の地質断面図を作成した(図2)。断面図では、標高約0 m付近に連続した砂層の上面が確認され、砂層の直上からは $2,920 \pm 230$ yr BP (NUTA-4000)の ^{14}C 年代値が得られた。砂層直上のシルト層から、海生・汽水生の珪藻が高率で出現することから(図3)、砂層は海成の沖積上部砂層と推測される。この砂層の上位には、粘土・シルト層が堆積しており、部分的に顕著な腐植土層が発達している。粘土・シルト層中の腐植の ^{14}C 年代値は、 $1,820 \pm 210$ yr BP (NUTA-3999)であった。また、珪藻分析結果は、本層最下部の海水・汽水生種優占の環境から、急激に淡水湖沼・湿地の環境へ変化したことを示しており、本層が後背湿地性堆積物であることを示唆している。この後背湿地性堆積物は、現河道に近接した地点以外では、現在の自然堤防を構成する砂層の下位にも認められた。この堆積物の上には、断片的ではあるが広範囲に砂層の堆積がみられ、現在の後背湿地中央部にまで及んでいる。砂層下部からは $1,690 \pm 220$ yr BP (NUTA-3991)の年代が得られ、砂層およびその直下のシルト層の珪藻分析では、好流水性の珪藻が優占した。このことは、この砂層が河川の影響を受けて堆積したことを示唆しており、典型的な氾濫原堆積物であることを示している。

3. 本地域における地形発達

以上の結果から、本地域では、約3,000年前に沖積上部砂層が陸化した後、3,000～1,800年前頃は腐植土層が発達する安定した環境が比較的広範囲で継続していたと考えられる。その後、1,700年前頃から洪水堆積が活発化し、砂質堆積物が比較的広範囲に堆積するような環境に移行した。しかしながら、現河道部には連続して砂層が堆積しており、上部砂層の陸化以後、大規模な河道の移動はなかったようである。

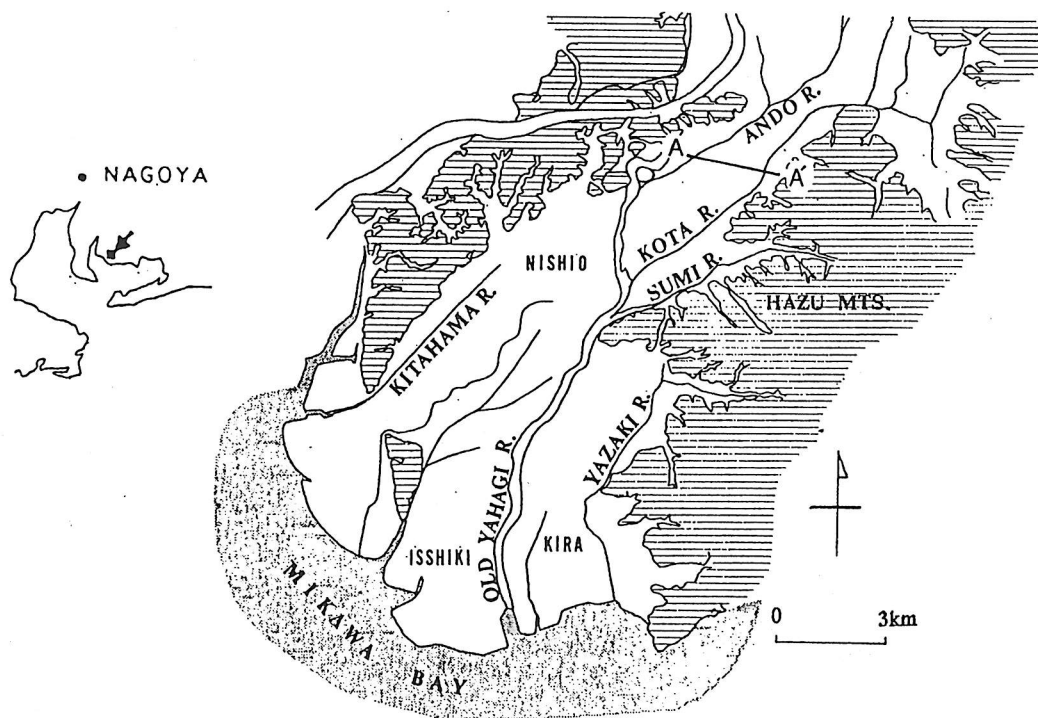


図1 対象地域

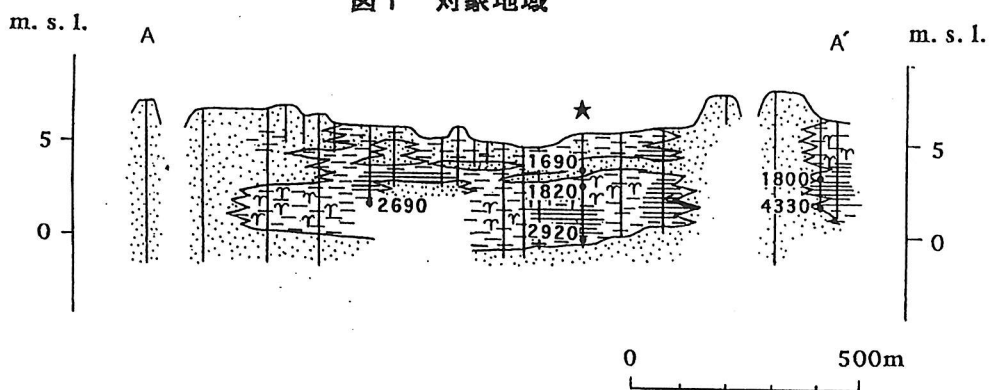


図2 矢作川下流低地における積層最上部の地質断面図

sand
 silt
 clay
 peat
 • ^{14}C age ★ 珪藻分析地点

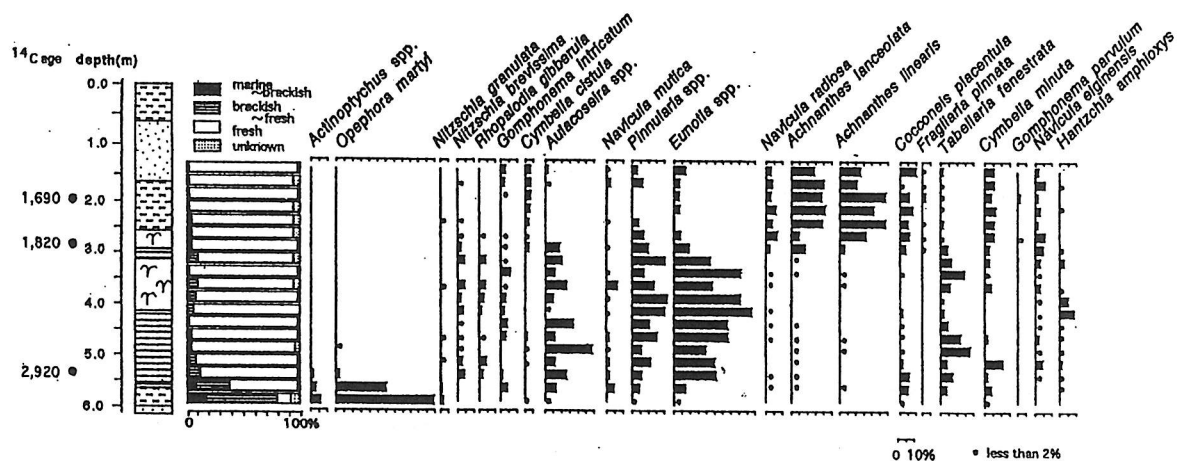


図3 珪藻分析結果 柱状図の凡例は図2に同じ

Akio OHIRA ; Holocene fluvial activity in the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan

1. はじめに

温帯地域における完新世の河成活動については、IGCP-project158A (温帯地域における過去15000年間の古水文) に関連してヨーロッパを中心に多数の研究が行われてきた (たとえば, Brown, 1983; Starkel, 1985; Macklin and Lewin, 1993). また, 北米においても1980年代以降多数の研究が蓄積されている (たとえば, Knox, 1983; Wendland, 1982). さらに, ヨーロッパと北米の温帯地域における河成活動期の対比が試みられている (Starkel, 1991). これらの欧米の研究では, 河成活動期 (砂礫堆積時期, 侵食時期)・大規模な洪水多発期・洪水発生頻度などが, 主として河川地形 (氾濫原, 河成段丘) の形成過程 (沖積層の堆積過程) に基づいて議論されてきた. しかしながら, 欧米の研究では, 海岸低地の沖積層について河成活動を論じたものはあまり多くない. ところで, モンスーンアジア地域の完新世の環境変動についてレビューした藤原 (1990), 海津 (1993) などによると, これらの地域では ^{14}C 年代資料の不足などから, 完新世の環境変化に関して精度の高い議論を行うことが課題のひとつとされている. これに對して, 日本の海岸地域の沖積層からは多数の ^{14}C 年代資料が得られ, 沖積層の堆積過程について論じられているが, これらは主として海水準変動との関連から議論されている. そのような中で, 豊平川扇状地礫層の堆積時期 (大丸, 1989) や新潟平野北東部の潟湖埋積過程 (大平, 1992) から, 完新世に河成活動の活発な時期が存在することが指摘されている. また, 遠藤 (1992) は, 中川低地のデルタ拡大過程から完新世の河成活動期について検討し, さらに温帯における河成活動史との比較を行っているが, 日本列島の中での対比は検討の余地がある. このような現状をふまえ本報告では, 東北日本における海岸沖積低地の河成堆積物の堆積時期・侵食時期をまとめ, 河成活動時期の共通性とその要因などに関して検討した.

2. 研究方法

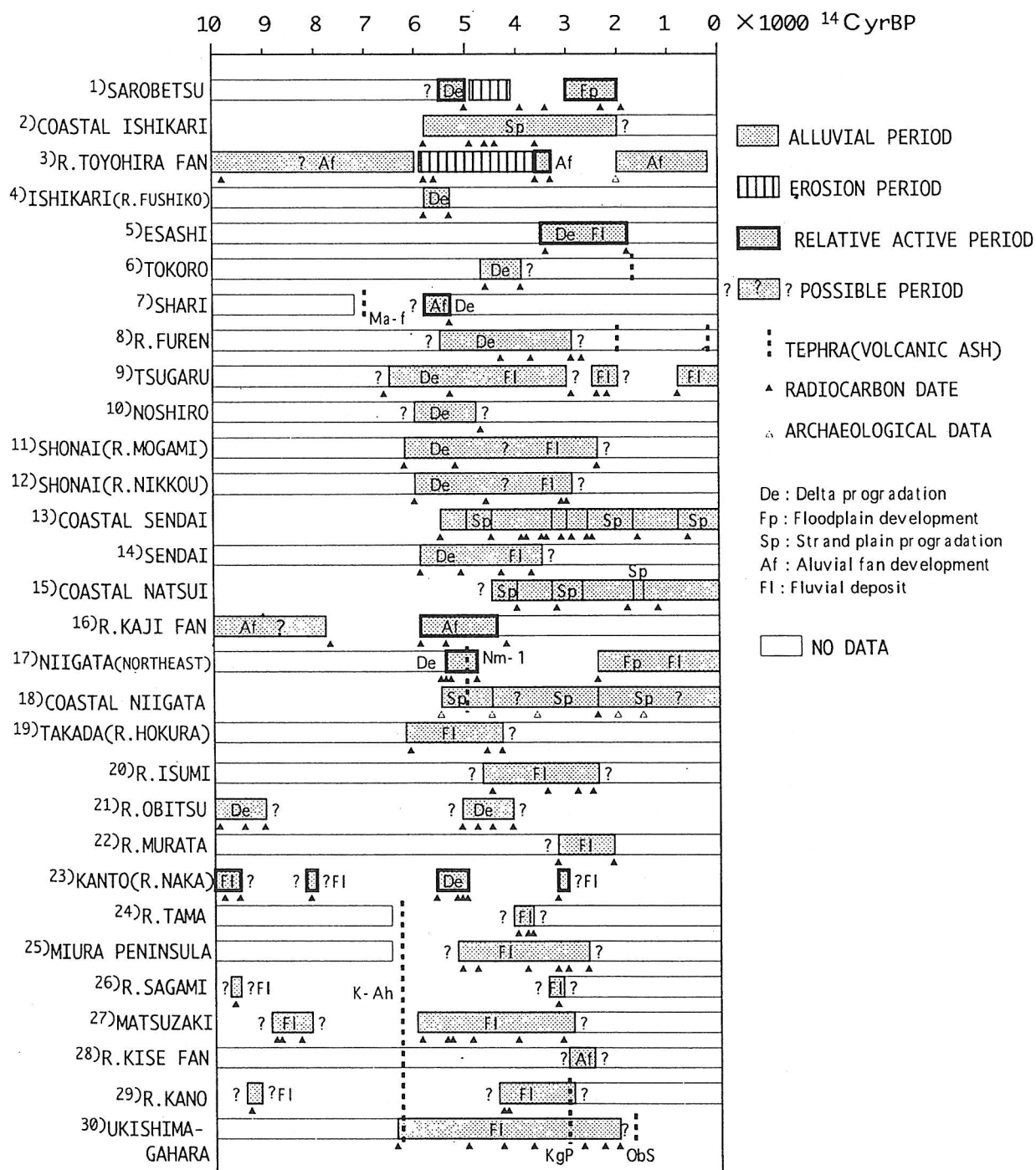
東北日本の30地域の海岸沖積低地を対象として, 海岸地域の沖積層にみられる粗粒堆積物 (砂礫質・砂質層) とその堆積年代を検討した. 具体的には, 堆積環境から河成堆積物を認定するとともに, 海岸低地のタイプ別堆積モデルを考慮し, 河成活動の活発化に伴う地形変化 (たとえば, 扇状地・デルタ拡大) を抽出した. さらに, ^{14}C 年代・テフラに基づいて各地域の河成活動期 (土砂堆積期・侵食期) について整理した (図1). なお, この図中で, 相対的活発期 (RELATIVE ACTIVE) とした時期は, 他の時期に比べて, 活発な河成活動・地形変化 (たとえば, デルタ・氾濫原の一時的拡大) が明らかにその時期に存在する場合である. また, 図中でコラムが白抜き (NO DATA) となっているのは, その時期の河成活動 (河成堆積物) に関するデータが得られていないためである.

3. 完新世後半の河成活動期と若干の考察

図1から海岸地域の河成沖積層は, ほぼ共通して約6,000BP以降に堆積が開始していることがわかる. これは, それまで上昇してきた海水準が約6,000BP以降に安定化することの一因がある (たとえば, 齊藤, 1987). さらに約6,000BP以降の時期では, 遠藤ほか (1992) が指摘しているように, 約6,000~5,000BPと約3,500~2,000BPに河成活動が各地で活発化した傾向が読みとれる. 河成活動の活発化は, 気候変化 (寒冷・湿潤化) に起因すると多くの研究で考えられている (たとえば, Starkel, 1985, 1991; 遠藤ほか, 1992). 沖積低地の後背山地の古環境をみると, 東北日本の山地斜面では約6,000~5,000BPに崖錐やガリーが形成されているところが多く (たとえば, 中山・宮城, 1984), この河成活動の活発期には集中豪雨の多発するような気候下にあったことが示唆される.

文献

- 遠藤邦彦ほか (1992) : 中川低地沖積層における古環境と河成活動の推移—温帯における河成活動史との比較—. 日本第四紀学会講演要旨集, 22, 102-103.
大平明夫 (1992) : 完新世における新潟平野北東部の地形発達史. 地理学評論, 65A, 867-888.
Starkel, L. (1991) : Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. *Temperate Palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years*, John Wiley & Sons, 473-495.



1)大平(1995), 2)松下(1979), 3)大丸(1989), 4)大丸(1989), 5)遠藤(1984), 6)Sakaguchi et al.(1985), 7)遠藤ほか(1988), 8)大平ほか(1994), 9)海津(1976), 10)辻(1981), 11)有賀(1984), 12)有賀(1984), 13)松本(1984), 14)小元・大内(1978), 15)藤本(1988), 16)大平(1992), 17)大平(1992), 18)大平(1992), 19)高野ほか(1988), 20)関本・遠藤(1989), 21)Saito(1995), 22)辻ほか(1983), 23)遠藤ほか(1992), 24)海津(1984), 25)太田ほか(1994), 26)奥村・見上(1976), 27)松原ほか(1986), 28)松原(1984), 29)松原(1989), 30)松原(1989)

図1 東北日本の海岸沖積低地における完新世の河成活動期

64 熊本県玉名平野の沖積層と完新世海水準変動

長岡信治[○](長崎大学・教育) 横山祐典(オーストラリア国立大学) 中田正夫(九州大学・理)
前田保夫(フィリピン大学) 奥野淳一(九州大学・理)

Shinij NAGAOKA, Yusuke YOKOYAMA, Masao NAKADA, Yasuo MAEDA, and Jun'ichi OKUNO:
Holocene marine sediments and sea-level change in the Tamana Plain, Japan

< 1. はじめに >

有明海に注ぐ菊池川下流域の沖積平野において、ボーリングと硫黄・珪藻分析、 ^{14}C 年代測定を用いて、古地理とその完新世海水準変動を考察した。

< 2. 沖積平野の地形 >

海岸部の近世以降の干拓地と、2ないし3列の砂堤列と分流する旧河道からなる下流側の三角州、自然堤防と後背湿地からなる上流側の自然堤防帯からなる。三角州前面の2列ないし3列砂堤の発達には北西へ流れる沿岸流のために河口右岸に限られている。一番内列の砂堤は弥生時代以降の、外側の2列の砂堤は近世以降の遺跡を載せている。内列の砂堤は約2000年前までに、外列の砂堤は約500年前までには形成されていたと推定される。

< 3. 沖積層の層序 >

沖積層と基盤は、既存ボーリングの岩相やN値に基づいて以下のように区分される(第2図)。

上部層U(砂)

沖積層 中部層M(シルト・粘土、鬼界アカホヤ火山灰を含む)

下部層L(砂・シルト)

基底礫層BG

埋没段丘堆積物・阿蘇4/3火砕流堆積物・海成更新統(伊倉層)・第三紀火山岩類

1) 基底礫層:-25m~-5mの埋没谷底に堆積した厚さ5m以下の砂礫層である。

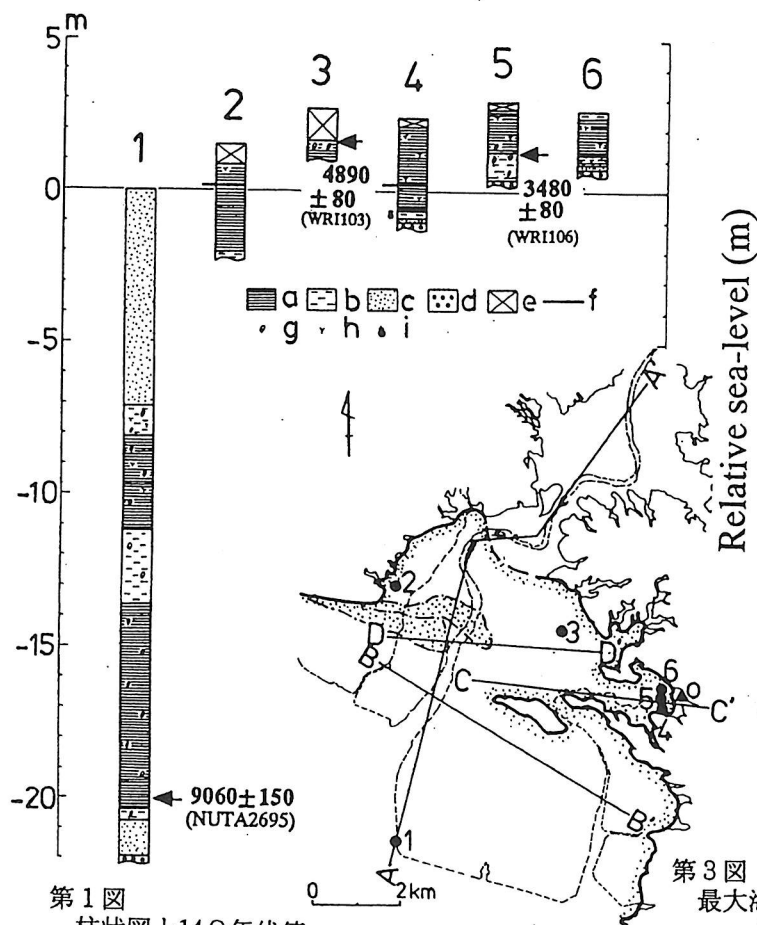
2) 下部層:-22~-10mに分布する。最大層厚は12mである。シルト・粘土層を挟む砂層である。大浜大橋付近より下流の下部層は、貝化石を含むことから、海成層で、それより上流は河成層と推定される。最終氷期末の海進堆積物と考えられる。

3) 中部層:-24~+3mに分布するシルトまたは粘土層である。最大層厚は24mである。中部は基底の埋没谷や埋没段丘および下部層上限の浸食谷を埋積している。三角州の中部層は、シルト・粘土貝化石を含むことから、海成層と考えられる。本層は完新世最大海進時の堆積物であり、当時の海域は玉名市街地南縁まで入り込んでいた(第3図)。

4) 上部層: 菊池川にそって中部層を削り込んで分布する自然堤防帯や三角州および砂堤を構成する砂層である。厚さは最大で6mである。砂堤より内陸の氾濫原などの河川地形を直接構成する上部層は河成層であり、砂堤列より海側の上部層は、海成層である。

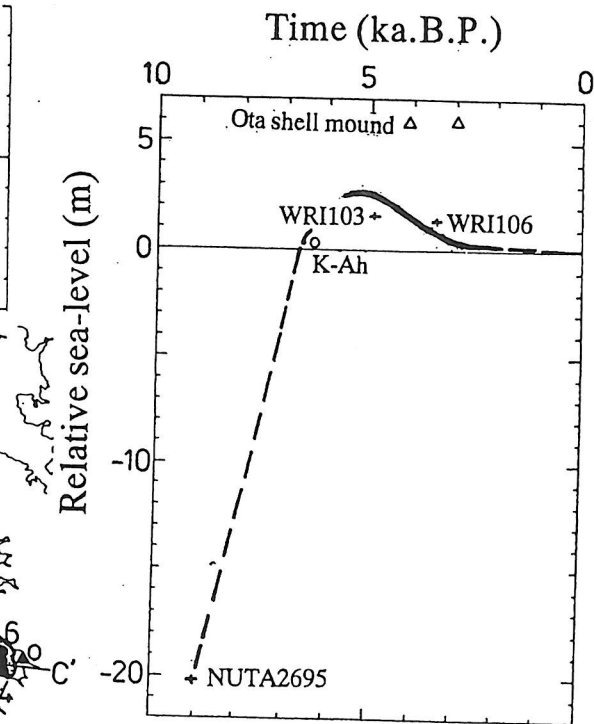
< 4. ^{14}C 年代と海成層上限高度に基づく海水準変動 >

玉名市共栄の地点1で機械ボーリングを実施し(第1図)、中部層基底付近の-20.2mの貝殻片から $9060 \pm 150\text{yr BP}$ (NUTA2695)という ^{14}C 年代値を得た。このことから約9000年前には-20m前後に海面があったと推定される(第4図)。また、中部層の最高海水準の高度とその絶対年代を得るために、ピートサンプラーによる手動式ボーリングを行った(第1図)。岱明町山下の地点2、天水町尾田の地点4では、+0.2~+0.1mのところに鬼界アカホヤ火山灰を確認した。玉名市北牟田の地点3の+1.6mのマガキ礁は $4890 \pm 80\text{yr BP}$ (WRI103)の ^{14}C 年代値を示した。1) カキ礁は一般に低潮位付近に存在すること (Pirazzoli, 1991など) 2) ほぼ同時代の尾田貝塚は海拔+6.1mにあること、3) 諫早湾での事例(Yokoyama et al., 1996)から、潮位差を現在と同じ5mと仮定してできることなどから、約5千年前の平均海面は+1.6~+3.5mの間にあったと推定される(第4図)。天水町尾田地点5の+1.4mのマガキの ^{14}C 年代が $3480 \pm 80\text{yr BP}$ (WRI106)であり、さらに硫黄・珪藻分析に基づいて、すぐそばの地点6の海成層上限高度が+2.7mよりやや上と推定された。硫黄・珪藻分析で求めた海成層上限高度は平均高潮位面に一致すると考えられていること (Sato et al., 1983) から、約3500年前には平均海面はおよそ現在の位置付近にまで低下していたと推定される(第4図)。



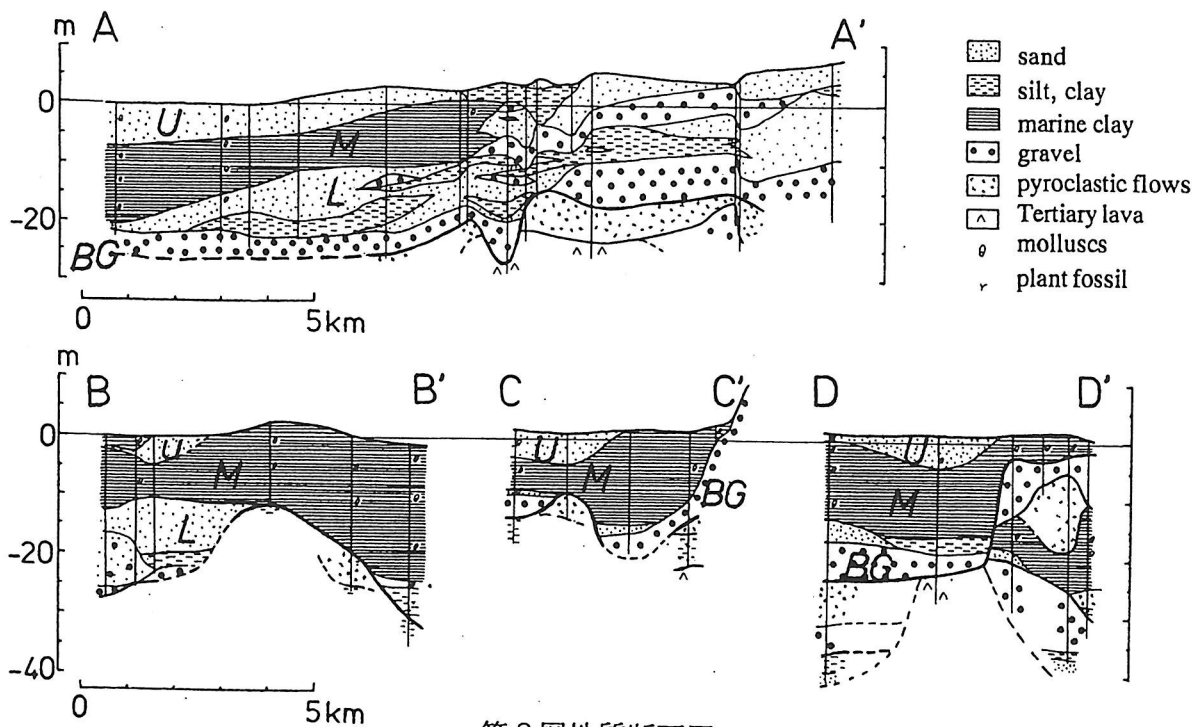
第1図 柱状図と¹⁴C年代値

(a: 粘土、b: シルト、c: 砂、d: 礫、e: 表土、
f: 鬼界アカホヤ火山灰、g: 貝化石、h: 植物化石、i: 土器片)



第3図 柱状および断面位置と
最大海進の範囲(太線)、砂堤(一点鎖線)

第4図 海水準変動



第2図地質断面図

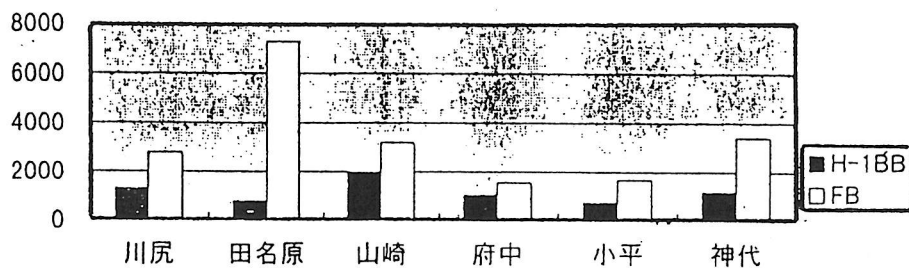
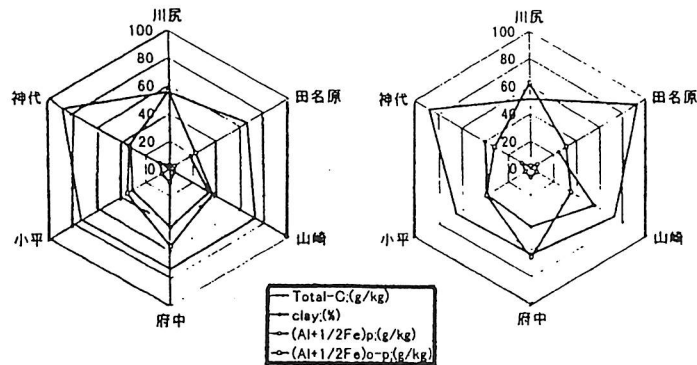
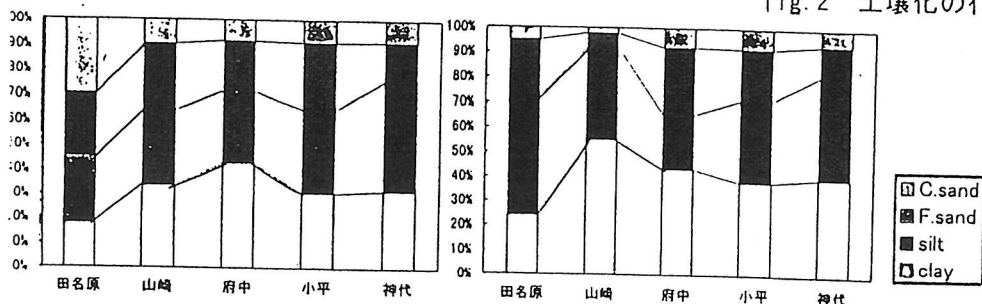
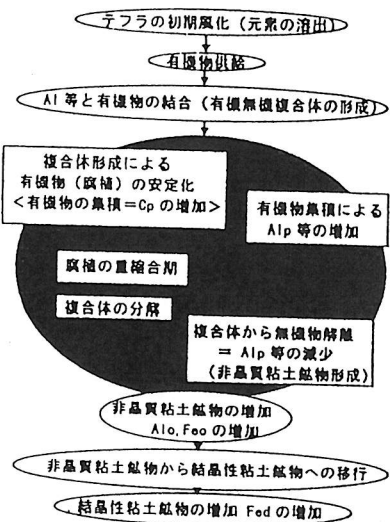
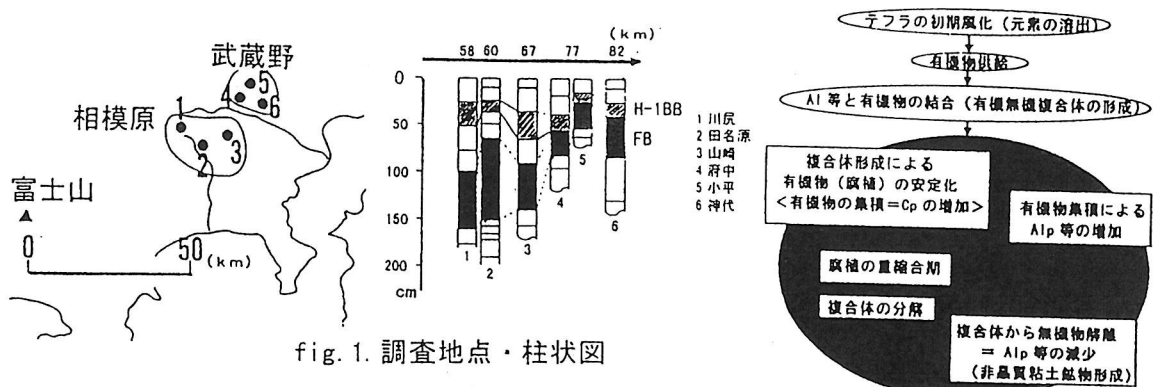
Nobuo KAWAI and Kan-ich SAKAGAMI ; The properties of Volcanic Ash soils in South Kanto

火山灰土壌の土壌化に影響を与える要因として、テフラ粒径と堆積量が挙げられる。今回は、テフラ粒径・堆積量の違い（給源火山からの距離）がおよぼす、火山灰土壌の性状変化を報告する。

対象地域は、富士山からの距離が異なる2地域（相模原・武蔵野）とし、完新世の特徴的な土層の H-1BB(坂上;1990)・FB(町田;1964)について考察をした。調査地点は、fig. 1に示した。fig. 2に土壌生成の進行過程のイメージ図を示した。fig. 3 に粒径組成, fig. 4 に全炭素含量(Total-C g/kg), clay, $(Al+1/2Fe)_p$ (複合体と結合している Al, Fe; g/kg), $(Al+1/2Fe)_{op}$ (非晶質粘土鉱物を形成している Al, Fe; g/kg)を示した。H-1BB について、以上の分析結果を考察した。粒径組成を地点間で比較すると C. sand→clay へと遠隔地ほど細粒化が進み、風化が進行した。また、遠隔地ほど全炭素含量が増加した。 $(Al+1/2Fe)_p$ は、相模原と武蔵野で明瞭な差異が認められた。また、clayと $(Al+1/2Fe)_{op}$ は類似した傾向を示し、大部分の粘土鉱物は、非晶質粘土鉱物であることが示唆された。FB については、いずれの項目の分析値も相模原と武蔵野で類似した幅に分布し、一定の傾向は認められず 両地域の土壌化の進行程度に大きな差異は無いものと判断された。このように、H-1BBより FBのほうが、clay, $(Al+1/2Fe)_p$, $(Al+1/2Fe)_{op}$ において高い値を示しており、土壌化が進行していることが確認された。

有機物集積は、テフラの堆積速度（堆積量）に大きく左右され土壌化にも大きく影響を及ぼすため、Total-C の値 に各地点の H-1BB, FBの層厚と仮比重 (g/cm^3) をかけ、各層位中でのテフラ堆積量と全有機物集積量の関係について考察を行った (fig. 5 参照)。H-1BB, FBともに、相模原の方が厚く、全有機物集積量も若干多いことが確認された。このことから、同じ条件の下（環境・土壌化時間）で土壌化した場合、相模原の方がテフラ堆積速度と有機物集積速度のバランスがより良いと推測できた。

以上のことから、H-1BBにおいてはその土壌化の時間は比較的短いこともあり、地域（給源からの距離）の違いによる性状変化が確認されたが、FBにおいては、H-1BBよりも土壌化時間が長く土壌化が進行しているため、相模原と武蔵野の地域的な違いが認められなかった。



P2 風成塵堆積物の熱蛍光カラーイメージ特性 長内 郁典・雁澤 好博 (北海道教育大学函館校)

Fuminori OSANAI and Yoshihiro GANZAWA ; Characteristics of Aeolian desert deposits using thermoluminescence color image technique (TLCI).

I. はじめに

これまで、中国大陸と日本に分布する風成塵堆積物の認定方法として、両者の鉱物組成の比較や、石英の酸素同位体比を測定する方法が行われてきた。最近になって、雁澤ほか(1995)や成瀬(1995)は、石英を対象に TL法や ESR法を用いて、風成塵堆積物の認定が可能なることを明らかにした。TL法の識別法の原理は、Hashimoto *et al.*(1986a, 1987) が明らかにした、低温下のマグマ起源の石英は青色蛍光 (BTL) を発光し、高温下のマグマの石英は赤色蛍光 (RTL) を発光することに基づいている。一方、Hashimoto *et al.* (1994) は、天然の石英が BTL 発光であっても、1000℃で100時間加熱処理するとアルミニウムの含有量によって RTL 発光することを指摘した。この報告では、以下の点を解明するために、火山及び深成岩起源の石英と中国大陸起源の風成塵の石英に TL法を適用して、それらの TL特性の相違点を明らかにし、ローム中に中国大陸起源の風成塵が多量に含まれていることを明らかにすることを目的とした。

II. 実験

上記の目的を明らかにするために、次の試料を用いて下記の実験を行った。

1. 試料

- ・青森県上北平野北部小川原湖周辺の乙供及び千歳の粘土層、火山灰層、古砂丘砂層、基盤砂層
- ・中国大陸の砂漠砂
- ・日本各地の花崗岩

2. 実験

- 1) 試料から単離した石英に蛍光X線装置によってX線照射を 100~200秒照射した。照射線量は、ほぼ4-9K Gy である。試料を3~4日間放置した後、TLCI 装置を用いて 50℃~400℃ の連続加熱を行い、TLCIを撮影した。
- 2) 撮影終了後、写真を用いて、各試料の熱蛍光を、標準カラー色度表を用いて視覚によるTLCIの識別を行った。結果 (Fig.1) に示した分類表は各色調を明度・彩度により標準カラー色度表に基づいて、2.5, 5, 7.5, 10 の4段階に分けて表示した。
- 3) TLCI を定量化するために、フィルムスキャナー (Nikon LS - 1000) を用いて、コンピュータ画面上にカラーフィルムのTLCI画像を取り込み、RGB (RED GREEN, BLUE) で色調を解析した(color image analysis : CIA)。この RGB値の各

色調は 0~255 段階で表示され、ここで得られた RGB 値をスペクトル表示するために、以下に示す変換式で X, Y, Z に換算した Tamura (1985).

$$X = 0.62 R + 0.17 G + 0.18 B, Y = 0.31 R + 0.59 G + 0.11 B, Z = 0.066 G + 1.02 B$$

4) 石英を1000℃ 100時間で加熱し、TLCIの色調の変化を検討した.

III. 考察

1. TLCI カラー写真解析

火山灰、古砂丘砂層、基盤砂層の石英は TLCI で赤色蛍光を発光し、日本産の花崗岩・粘土層の石英の TLCI は青色蛍光を発光した. これらの TLCI 解析 (実験 II-2-2) の結果は次の通りである. 火山灰、古砂丘砂層、基盤砂層の石英は7.5 R (RED) の狭い範囲に区分されるのに対し、日本産の花崗岩の石英は10B~10PB、粘土層の石英のはとんどは、5RB~10PBの範囲に区分された. また、日本の粘土層の石英はX線200秒照射でも発光が微弱なものや発光しないものがあった.

2. TLCI のコンピュータ解析 (CIA)

赤色発光・青色発光の標準試料であるToya・ホータンの石英を用いて解析を行った. 解析の結果、Toyaは580-700nmの赤の波長範囲、ホータンが450-495nmの青の波長範囲を示した. これに基づき、他の試料についても同様の解析を行ったところ、赤色発光した火山灰、古砂丘砂層、基盤砂層の石英は580-700nmの範囲、中国大陸砂漠砂、日本産の花崗岩、粘土層の石英は、450-495nmの範囲を示した. しかし、日本の粘土層の石英は、発光が弱いためコンピュータ解析でも赤、青の波長範囲に入らないものも多くあった.

3. 加熱処理石英の TLCI

加熱実験の結果、青色発光をした中国大陸砂漠砂・日本産の花崗岩、発光をしなかった粘土層の石英の Heat TL は、ほとんどが赤色に変化した. これは、加熱処理に伴って、Al-O-Al 結合部位に解裂が生じ、そこが-OH と結合したためであり、Heat TLの赤色発光強度は、Alの含有量と負の相関関係があることが指摘されている Hashimoto *et al.* (1994).

IV. まとめ

以上の結果から、火山灰起源と中国大陸砂漠砂、日本産の花崗岩の石英との間には、明瞭なTLCIの違い(赤・青色発光) が認められた. また、日本の風成塵堆積物は弱い青色発光あるいはほとんど発光しない特徴がある.

CIAによる解析の結果、火山灰起源の石英が、580-700nm の赤の波長範囲を示し、深成岩や変成岩類を究極の始源物質とする中国大陸砂漠砂、日本産の花崗岩の石英は、450-495nmの青の波長範囲を示した.

TLCIやCIAによる石英の解析は、手法や試料を組み合わせ、多様な解析が可能である.

P 3 利尻火山噴出物を指標とした北海道北部地域の風成塵堆積物の分布とその堆積速度

伊藤友彦・雁沢好博（北海道教育大学函館校）・伴かおり（室蘭市港北中学校）
柳井清治（北海道立林業試験場）

Tomohiro ITO, Yoshihiro GANZAWA, Kaori BAN, Seiji YANAI; The distribution and accumulation rate of Late Pleistocene eolian deposits using Rishiri Volcano tephras in northern Hokkaido, JAPAN

A) はじめに

本研究では、主に北海道宗谷地域を中心に広く分布する粘土層について、粘土層への風成塵の寄与を検討するために、各種の調査、実験を行った結果について述べる。特に野外では利尻火山起源の噴出物や広域火山灰をもとに年代軸を設定し、風成塵の堆積速度について検討した。

B) テフラ層序

本研究の対象地域には、利尻火山起源のテフラが分布し、それらは下位より Rs-Ac, Rs-Kb, Rs-Ht/Wn である。また、広域テフラである Aso-4, Toya が観察される。

各テフラの時代を次のように設定した。

1) Rs-Ac については、直下に Toya が存在することから 90Ka~130Ka よりも後であり、利尻火山の初期の活動に対比され、石塚・中川(1994)の K-Ar 年代値より 80Ka~130Ka であると考えられる。

2) Rs-Kb については、直下に Aso-4 が存在することから Aso-4 噴出直後のおよそ 70Ka~90Ka の一時期と予想される。その上位には約 1 m の粘土層が存在する。

3) Rs-Ht については、Rs-Wn の上位に存在するとされていたが、両者の間には粘土層などの時間間隙を示す堆積物が見られないことから、一連の噴出物であると判断した（三浦, 1991）。また、三浦・高岡(1993)による野塚溶岩流との対比から Rs-Ht/Wn の時代はほぼ 28Ka が妥当であろう。

C) 粘土層の層序

C-1 北海道北部地域の粘土層の層序

野外調査から、本地域の粘土層の層序は上部粘土層と下部粘土層に区分される。上部粘土層は腐食層の直下に位置し、層全体がかなり細粒で、ウロコ状のクラックが発達している。層厚は平均で約 30cm である。上部粘土層の下限は Rs-Ht/Wn に設定し、堆積年代は 10Ka~28Ka と推定した。

下部粘土層は Rs-Ht/Wn の直下に位置し、縦の粗いクラックが発達する。層厚は

平均で約100cmである。下限はRs-Kbの上位にあるので、堆積年代は28Ka~70Kaとした。

C-2 粘土層の鉱物学的特徴

粘土層の粒度分布は、上部層、下部層ともに30~60 μ mの粒径を欠き、細粒部と粗粒部からなるバイモーダルな分布を示す。特に細粒部では20 μ m以下の粒子が60%以上を占める試料が多い。また、5 μ m以下の粒子のX線回折の結果からは、イライト、カオリナイト、石英、斜長石、14Å鉱物が認められ、中国レスを含む鉱物はほぼ全ての試料中に見られた。

筆者らの採集した試料にはMizota et al.(1992)が報告した層準も含まれており、その石英の酸素同位体比は16.3~17.4‰の値をとる。

同様に鴈澤ほか(1995)でも同じ試料でTLCIの分析を行っており、その結果、粘土層中の石英は青色発光(BTL)を示しており、粘土層は風成塵起源である可能性が高い。

C-3 粘土層の堆積速度

本研究では模式地である瑞穂を対象に粘土層の堆積速度AR ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot 10^3\text{年}$) 成瀬(1993)にしたがって次式により算出した。

$$AR = DBD \times H \times W / T$$

この式でDBDは乾燥容積重 (g/cm^3)、Hは層厚 (cm)、Wは試料中の20 μ m以下の粘土質量比 (%), Tは堆積時間 ($\times 10^3\text{年}$) である。

今回の測定結果では約70Ka以降の堆積速度の変化曲線が求められた。70Kaから60kaに向かって堆積速度は増加し、約40Kaで低い値をとり、20Ka前後で非常に高い値をとる。これは吉永(1995)が示した、十勝ローム層の変化曲線とよく対応しており、Williams et al.(1993)によって示された酸素同位体比による温度変化曲線とも比較的対応していると言える。

D)まとめ

- 1) 粘土層を利尻テフラや広域テフラによって上部層、下部層に区分した。
 - 2) 粘土層は主に20 μ m以下の細粒な粒子により構成されており、構成鉱物は中国レスに類似する。
 - 3) 堆積速度の変化曲線は温度変化曲線に比較的対応する。
- こうしたことから北海道北部の粘土層中には大陸起源の風成塵堆積物が広く分布していると判断される。

P 4 河床堆積物研究における帯磁率の利用法

小坂和夫・坪井哲也 (日大・文理・地球システム科学科)

Kazuo KOSAKA and Tetsuya TSUBOI; The use of magnetic susceptibility for the study of river bed sediments.

はじめに

帯磁率は岩石や堆積物の特徴を示す重要な物理的指標の1つである。既に様々な調査・研究で有効に用いられている (例えば、小坂・坪井, 1995a)。河床堆積物に関しては帯磁率を用いた調査・研究例は少ないが (山中他, 1990)、河床堆積物も地点毎に特有の帯磁率特性を示すことから (小坂・小川, 1993)、その利用法を検討してみる価値がある。帯磁率測定は、旧来の丹念な観察や最近の精密な測定には厳密性という点では及ばないが、短時間に簡便に均質かつ多量なデータが得られるという際立った特長を有する。

本報告では、現在までに調査した約20河川の約80地点における測定結果 (1地点につき原則として50箇所測定) に基づき、細礫サイズ以下 (主に砂サイズ) の河床堆積物について帯磁率特性を概観し、その利用法について様々な可能性を探る。

河床堆積物の帯磁率特性

河床の各地点における帯磁率測定値の平均は $10^{-1} \sim 10^{-5}$ (SI単位: 以下同じ) 程度である。現在までの測定結果では、 10^{-3} の桁が比較的多い。各地点における帯磁率測定値はほぼ平均 $\times 0.5 \sim$ 平均 $\times 2$ の範囲内にあり、分布型は、正規分布、対数正規分布、バイモーダル分布が一般的である (小坂・坪井, 1995b)。

帯磁率を地質との関係で見ると、磁鉄鉱系花崗岩類・塩基性火山岩類が分布する丹沢山地を流域とする道志川で最も高く、チタン鉄鉱系花崗岩類が分布する南アルプスの領家帯を流域とする小川川で最も低い。

帯磁率が異なる2種の堆積物が河川の合流によって混合されると、混合される堆積物の量比に従って混合物の帯磁率が決まり、その関係は1次式で示される。

利用法

山地浸食速度 [神奈川県相模ダム集水域の例] : 集水域全域における平均浸食速度は1年当たりの堆砂量から $0.6\text{mm}/\text{年}$ と見積もられる。堆砂は上流から順に桂川上流・笹子川・葛野川・鶴川によって供給・運搬され、桂川により相模湖にもたらされる。各支流と本流とにおける河床堆積物の帯磁率をもとに堆砂の供給量比を見積もり、この供給量比から各河川からの堆砂供給量を算定して流域面積で割れば、各流域における平均浸食速度が推定され、桂川上流域で $0.3\text{mm}/\text{年}$ 、笹子川流域で $1.3\text{mm}/\text{年}$ 、葛野川流域で $0.3\text{mm}/\text{年}$ 、鶴川流域で $1.6\text{mm}/\text{年}$ となる。この様にして、ダム集水域における浸食速度が各支流毎に算定される。

河床環境 [東京都多摩川と岐阜県長良川との例] : 小河内ダムで碎屑物が留められる多摩川では上流と下流とで帯磁率の差が大きく「不自然に」変化している。一方、河口付近まで堰が無いことで有名な長良川では 100km 以上にわたり帯磁率はわ

ずかずつ「自然に」変化している。この様にして、上流から下流にかけての河床環境の変化が捉えられる。

自然放射線量 [山梨県笹子川の例] : 上流に花崗岩類が露出している笹子川では、その下流側の約15kmの範囲で河床堆積物の帯磁率と河床面での γ 線量との間に明瞭な正の相関が認められる。この様にして、河床堆積物について帯磁率と自然放射線量との関係が捉えられる。

河川環境変遷史 [東京都多摩川の例] : 多摩川の様にくいつもの時代の段丘堆積物を有する河川では、その時代的変遷を段丘堆積物の帯磁率の変化として簡便に表現することができる。

河口域環境変遷史 [岩手県大槌川の例] : 大槌川河口における40メートルのボーリングコアでは、帯磁率の変化が硫黄含有量によって示される海成—非海成（淡水成）の変化と対応しており、帯磁率が河口域における堆積環境変遷史の簡便な指標になりうる可能性を示唆している（藤岡他, 1988；山中他, 1990）。

堆積物の産地推定 [関東山地・丹沢山地の例] : 四万十帯・秩父帯の入間川・多摩川・秋川で $1 \times 10^{-5} \sim 2 \times 10^{-4}$, 秩父帯・三波川帯の荒川で $0.8 \sim 1 \times 10^{-3}$, 三波川帯を主な碎屑物供給源とする槻川・都幾川・越辺川・高麗川で $2 \sim 3 \times 10^{-3}$, 丹沢山地の道志川で 5×10^{-2} であり、河川ごとにその流域の地質を反映した河床堆積物の帯磁率となっている。この様にして、帯磁率により堆積物の産地を絞り込める。

土器胎土の産地推定 [山梨県甲府盆地の例] : 甲府盆地の4河川系の川砂については、土器胎土の産地推定を目的として岩石鉱物組成による分類が行われ17型が識別されているが、帯磁率によりこの分類型を簡便に識別することにより、偏光顕微鏡による川砂薄片の観察対象地を限定でき、能率的である（小坂・河西, 1996）。

おわりに

以上に挙げた例の他にも、地球化学アトラス・地球化学図で扱われるような河床堆積物中の微量元素の地域的な分布の予察的な調査、沿岸域への堆積物供給と環境変動とをモニターするための簡易的な経過観察、事故・犯罪捜査に際して採取された川砂の産地推定等、様々な利用法が考えられる。

文献 (このテーマに関する発表済み文献)

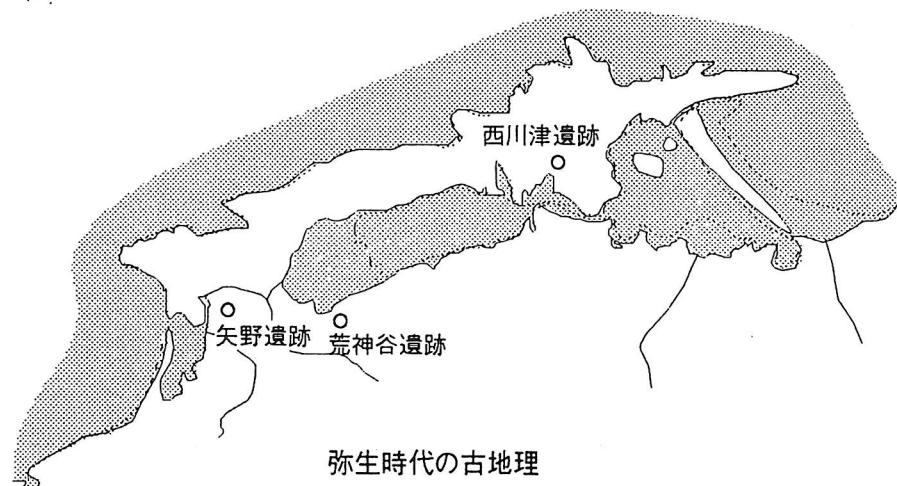
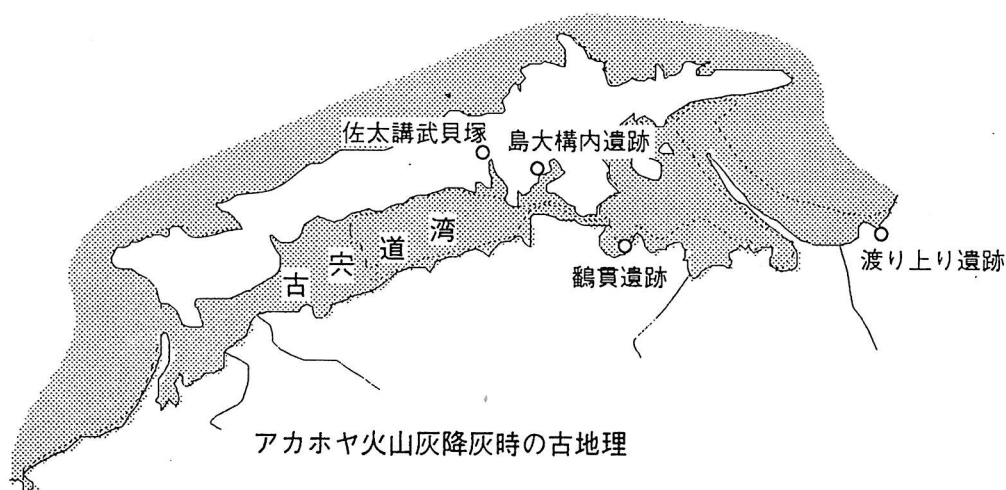
- 藤岡他 (1988) : 東大海洋研大槌臨海研究センター報告, 14号, 15-46.
- 小坂・河西 (1996) : 日大文理自然科学研究所「研究紀要」, 31号, 111-114.
- 小坂・小川 (1993) : 日大文理自然科学研究所「研究紀要」, 28号, 83-90.
- 小坂・坪井 (1995a) : 日大文理自然科学研究所「研究紀要」, 30号, 105-111.
- 小坂・坪井 (1995b) : 地質学会第102年学術大会, 講演要旨, 334.
- 山中他 (1990) : 東大海洋研大槌臨海研究センター報告, 16号, 27-42.

中村唯史・徳岡隆夫（島根大・理工）・会下和宏（島根大・埋文センター）・田中義昭（島根大・法文）
竹広文明（島根大・汽水域研究センター）・西尾克己（島根県教委）・赤沢秀則（島根県鹿島町教委）
岩田文章（鳥取県淀江町教委）

Tadashi NAKAMURA, Takao TOKUOKA, Kazuhiro EGE, Yoshiaki TANAKA,
Fumiaki TAKEHIRO, Katsumi NISHIO, Hidenori AKAZAWA, Fumiaki IWATA;
Lowland historic sites in the San'in region and environmental changes during the
Jomon Transgression stage

山陰地域は大陸に近いことと、中海・宍道湖をはじめとする海跡湖をとりまく恵まれた自然環境を背景に古代文化が栄えた地域である。最近、公共事業等とともに発掘調査が多数行われ、このなかで沖積低地に存在する低湿地遺跡において、考古学的調査と平行して、堆積層序の観察、火山灰層の同定、堆積物中の炭素・窒素・硫黄分析などの地質学的調査が行われ、縄文海進期の海陸境界の詳細な古地理と沿岸域での人類の生業活動が明らかになった。中海・宍道湖周辺地域では縄文時代早期末のアカホヤ火山灰層（6,300年前）は内湾底に堆積した泥層中に厚さ2cm以下の層として挟まれ、多数のボーリングコアの検討からこれを連続的に追跡することが可能でアカホヤ降灰時の海（湖）底地形が復元できる。松江平野北部ではアカホヤは塩水湿地の堆積層に挟まれ、標高-0.5mで基盤にぶつかる形で途切れる。産状からこの位置がアカホヤ降灰時の汀線で海面の高さは標高-0.5mである。これらから復元した当時の古地形は、宍道湖側は西側へ深くなり、海へ開いた湾（古宍道湾）で、中海は弓浜砂州の原形となるバリアーが湾口部に存在する内湾の環境であった。この時代、中海・宍道湖周辺の沖積低地の大部分は水域で、この頃が縄文海進によって海域が最も拡大した時期といえる。古宍道湾と中海は狭い水道で通じ、その水道に近い松江平野の島根大学構内遺跡からは縄文時代前期（6,300～5,000年前）の丸木舟と櫂、およびヤスの柄が出土している。中海の周辺にも縄文時代の漁労活動を示す遺跡が点在する。アカホヤの上位で塩水湿地堆積層が標高0.8mまで連続し、その層準には縄文時代前期末から縄文時代中期初頭

(5,000年前頃)の遺物が含まれる。鶴貫遺跡ではアカホヤ以降、縄文時代後期以前の海成砂層が標高1.5mまで連続する。従来、山陰地域では縄文前期頃は海面が現在より5m程度高かったと考えられていた。しかし、縄文時代前期の佐太講武貝塚は標高0~1m、渡り上り遺跡は標高2mに存在し、佐太講武貝塚では標高1mの貝層上面は縄文時代中期の生活面となっている。したがって、海面が標高5mにも達したことは考えにくく、5,000年前頃に海面は現在より若干高くなったが、標高1.5mを超えることはなかった。縄文時代後期~弥生時代は海面は現在とほぼ同じか若干低い高さで停滞し、三角州の前進によって沖積低地が拡大した。弥生時代には沖積低地上で稲作農耕が行われ、沖積平野は生産拠点となった。集落は沖積扇状地や自然堤防などの微高地を利用して形成された。出雲平野では矢野遺跡などの大規模な集落が形成され、荒神谷遺跡や大型四隅突出型墳丘墓に代表される古代出雲文化の発展につながったとみられる。



Hideo KAGAMI and Hidetsugu Taniguchi; Chemical composition of hornfels gravels from the Hanno Formation in the western Kaji Hill, Ohme City, Tokyo.

はじめに： 加治丘陵西部に分布する飯能礫層には花崗岩類やホルンフェルスなどの礫を含むことから多摩川水系の供給源を考えている（図）。しかしながら、もう少し厳密な考証が出来ないものか問題にしてきた。今回、同地の飯能層に含まれるホルンフェルスの黒雲母についてエレクトロン・プローブ・マイクロアナライザー（EPMA）による分析を行ったので報告する。

本研究の意図するものは飯能礫層に到来した花崗岩類の起源を明らかにし、関東山地の浸食状況を研究するために行うものであるが、花崗岩類は風化が激しくてその用にならないので、花崗岩類の host rock である小仏層群の黒色泥岩や砂岩のホルンフェルス化した部分を代用して、産地の認定とか変成年代などを明らかにすることができれば良いと考えている。

分析した礫は青梅市小曾木二丁目の自治会館裏の露頭でとった泥質ホルンフェルス（OS95121602）と、同所の厚沢橋から南へ入る鶏小屋の沢と県道（瑞穂一富岡線）に沿う沢の分岐点の川床の露頭でとった粗粒砂岩ホルンフェルス（OS95121603）の2つである。

分析結果： ホルンフェルスとしての構成鉱物はペイン状のところで調べると黒雲母、白雲母、斜長石、石英である。分析した黒雲母はいずれも共生している極微小の白雲母（ $K Al_3Si_3 O_{10} (OH)_2$ ）の混入が10～13%あったために、イオンの式に合わなかった。そこで補正して再計算をすると、いずれも代表的な黒雲母の値（ $K(Mg, Fe)_3 (Si, Al)_4 O_{12}$ ）の範囲におちた。かくして得られた黒雲母の組成は $Fe/(Fe+Mg)$ 比で区分すると、Phlogopite（Mg-rich 成分）とSiderophyllite（Fe-rich 成分）間に分布する。11サンプルについての分析結果は、0.56～0.58と0.61～0.66の二つのグループに分けられた。

考察： $Fe/(Fe+Mg)$ 比が0.56～0.58を示したのは02の産地の泥質ホルンフェルスであり、従ってMg-richということと矛盾しない。これにはTiが0.25以上含まれていた。これに対して、比が0.61～0.66のグループは03の産地の砂質ホルンフェルスであり、著しくFe-richであった。こちらのチタン含量は0.07と負の異常を示すのが特徴であった。このサンプルにはクロライトが形成されており、変質が行われているものと考えられる。

今回の分析結果だけでは何ら礫の起源に関して手掛かりが得られたことになっ

たとはいえないが、このようなデータを積み上げるにより、礫層研究の幅を広げて行きたいと考えている。特に飯能層においてはホルンフェルス化した礫が多いものでは数%に達していることが知られている。このような膨大な量のホルンフェルスはやはり規模の大きな花崗岩体由来のものであり、今後の研究の試金石として討論を期待する。

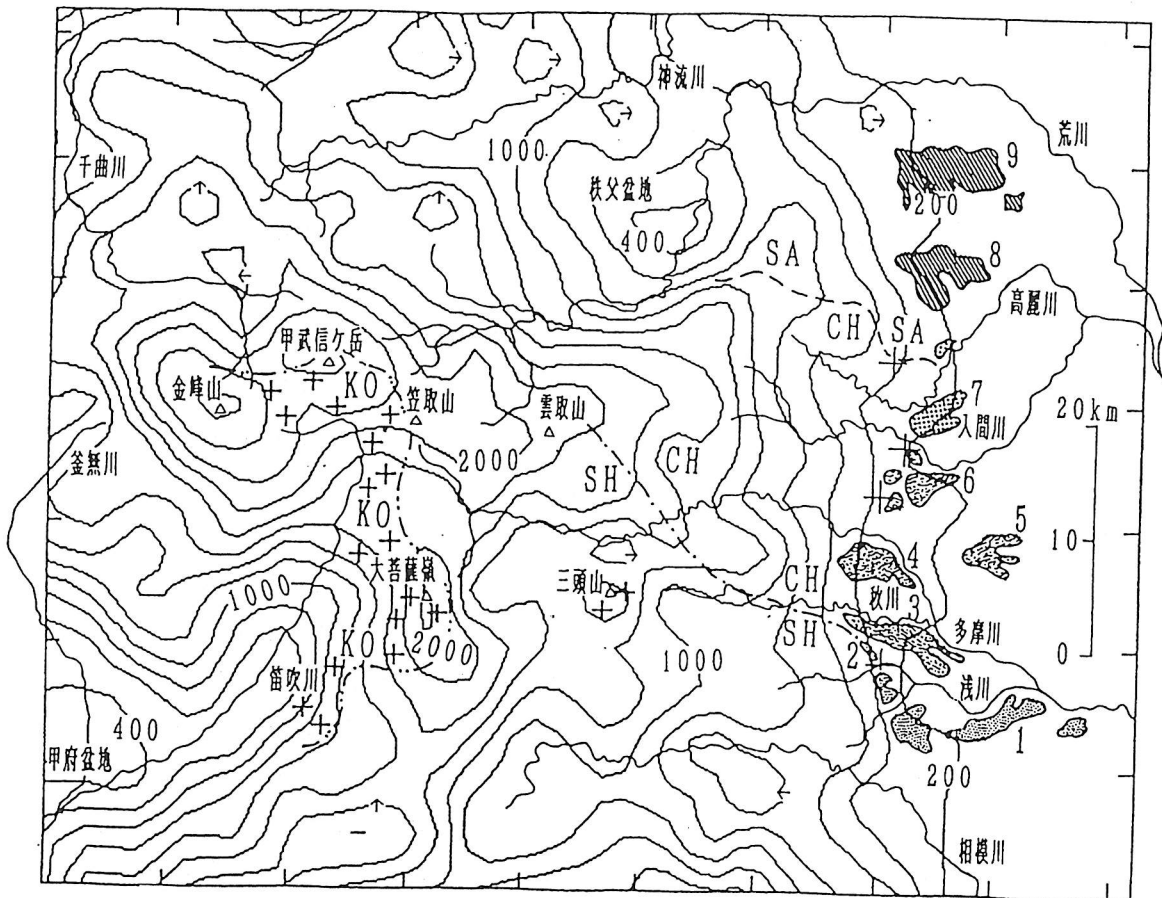


図 関東山地の基盤岩の帯状配列と飯能層ならびに相当層の礫種による区分
 SA：三波川帯，CH：秩父中古生層帯，SH：四万十帯，KO：甲府花崗岩類
 1：多摩丘陵，2：川口丘陵（小仏層）；3：加住丘陵，4：草花丘陵，
 5：狭山丘陵，6：加治丘陵（花崗岩類・ホルンフェルス）；7：高麗丘陵
 （秩父中古生層・チャート），8：岩殿丘陵，9：比企丘陵（三波川変成岩
 ・花崗岩類）。 括弧内は各丘陵に特徴的な礫種を示す。

P7 雲仙普賢岳噴火に伴うテフラと火砕流堆積物の経年的変化

磯望(西南学院大)・陶野郁雄(国立環境研)・遠藤邦彦(日大)・神村郁子(大阪土質)・藤井理恵(九大・研)・池永絹代・佐藤美智恵・梅村宏美(西南学院大)

Nozomi ISO, Ikuo TOHNO, Kunihiro ENDO, Fumiko KAMIMURA, Rie FUJII, Kinuyo IKENAGA, Michie SATO and Hiromi UMEMURA; Annual Changes of Tephra Deposits and Pyroclastic Deposits in and after UNZEN-FUGENDAKE Eruption

はじめに

雲仙普賢岳噴火は、火砕流を伴う噴火活動が長期にわたって継続したことで知られる。火砕流は、1991年5月24日に発生して以来、1993年末までほぼ毎日繰り返し発生していたが、1994年3月以降は、その発生が断続的となり、1995年2月以降は、ほとんど発生していない。これらの火砕流に伴って、テフラや火砕流堆積物などが島原半島東部を中心に広く分布し、新しい堆積物層を形成するに至った。演者らは、1992年3月以来、この地域で降下火山灰のトラップ調査を実施してきた。その結果の一部は既に明らかにしているが、ここでは、主として、1994年以降の火砕流の発生頻度が小さくなってからの、降下火山灰や火山灰層の変化や、火砕流堆積物の侵食状況について、調査結果を中心に報告する。

降灰の経年変化

火山灰のトラップ調査から、1993年度は普賢岳の東側に大量の降灰があったことがわかる。この年は、千本木地区や水無川方向に大規模な火砕流が発生し、大規模な災害をもたらした。この年度の降灰量は雲仙普賢岳噴火期間中で最大である (Fig.1)。1994年度は、北側の湯江川方向にも火砕流が発生するようになり、主たる降灰域は拡大したが、降灰量は百分の1以下に減少した (Fig.2)。1995年度に入ると降灰量は更に減少し、普賢岳の北西南東方向に、連続噴煙に伴う降灰域が広がるほかは、火砕流の堆積域の裸地周辺に、二次的降灰が認められる程度となった (Fig.3)。

火山灰層の経年変化

この噴火に伴って、普賢岳の周辺には降下堆積した火山灰層が新たに形成された。火口からの距離と火山灰層厚の関係を見ると、両者には負の相関があるものの分散幅が大きいことがわかる。これは火山灰が火口よりも火砕流そのものから発生することによる (Fig.4)。

1995年の6月の調査で火山灰層中には、落葉層が挟在し、季節年次別の対比が可能であることは既に報告した。また、この方法で対比した結果、この地域の火山灰層は火砕流発生当初の1991年度から1993年度にかけて、次第に単位降

灰量当りの層厚を減少させ、堆積密度を増加させる傾向にあることを報告した（磯・陶野・遠藤，1996）。1996年5月に同一地点の火山灰層を再調査したところ、火山灰層中の落葉層はかなり失われ、火山灰層全体も、かなり生物擾乱を受けつつあることがわかった。また層厚の変化について報告する。

火砕流堆積物の経年変化

火砕流堆積物に覆われた地域は1996年5月現在、人工的な播種部分をのぞいて、植生の回復が遅れている。この地域の低所では、河川による侵食堆積作用に伴う地形変化が認められる。その経過を、千本木地区の定点測量にもとずいて報告する。

火山灰降灰量分布図

1993年4月-1994年4月

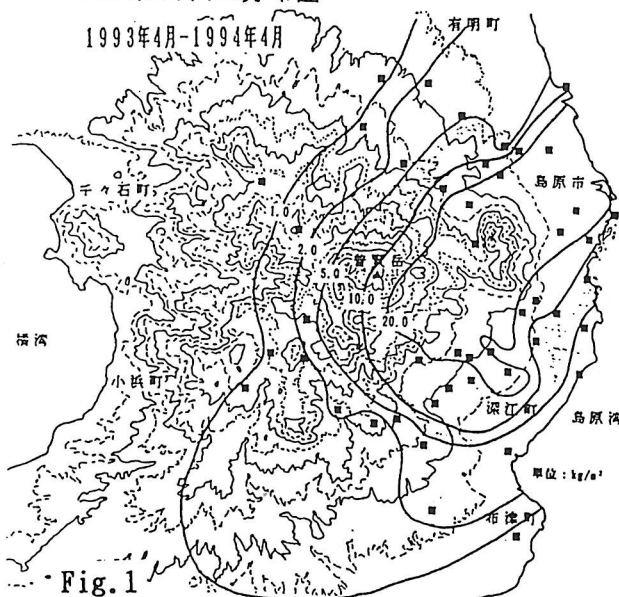


Fig.1

火山灰降灰量分布図

1994年4月16日-1995年3月31日

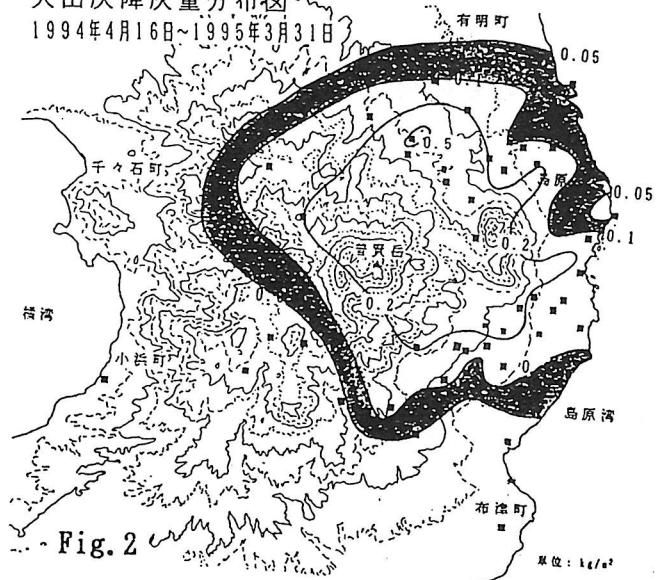


Fig.2

火山灰降灰量分布図

1995年4月1日-1996年1月26日

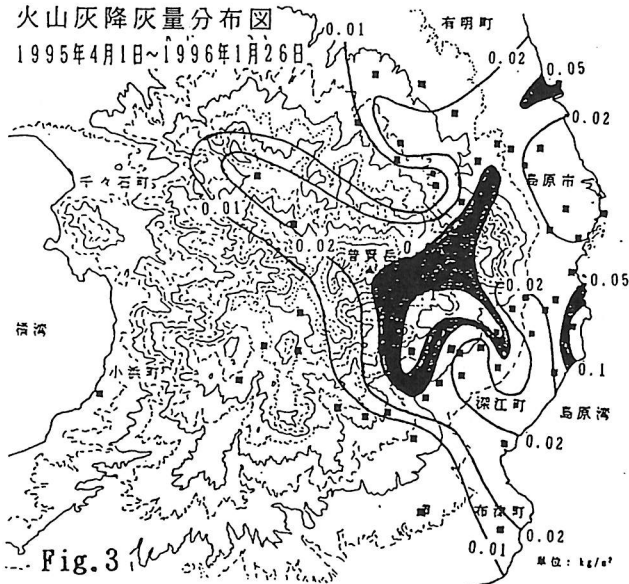


Fig.3

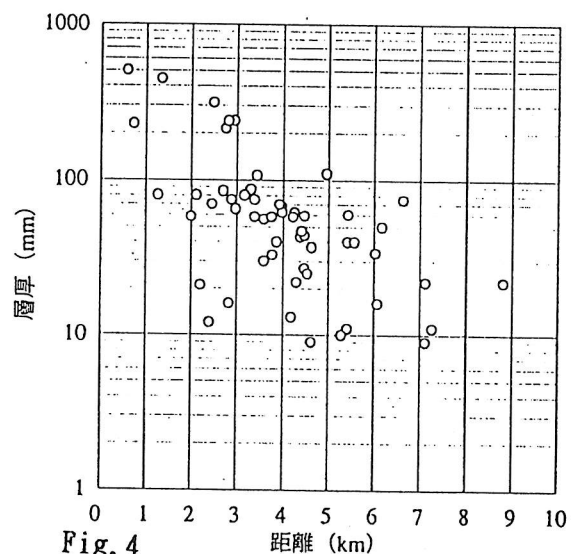


Fig.4

P 8 上町断層南方延長部の反射法弾性波探査

杉山雄一（地質調査所）

Yuichi SUGIYAMA; Seismic Reflection survey of the south extension of the
Uemachi Fault in the Osaka Plain

1. はじめに

大阪平野の上町台地西縁沿いには、上町断層と呼ばれる南北走向、東側隆起の活断層が分布する（第1図）。上町断層は北方の千里丘陵に分布する仏念寺山断層に連続すると考えられているが（藤田・笠間，1982；活断層研究会，1991など），その南方延長については定説がなく，和泉市に分布する坂本断層との関係も未解明のまま残されている。そこで，地質調査所では上町断層の南方延長を確認するため，本年2月に大阪市と堺市の境界に当たる大和川において反射法弾性波探査を実施した。

2. 探査仕様

探査測線は大和川左岸（堺市側）の河川敷に設け，測線長は1840mである（第2図）。振源には米国IVI社製のミニバイブレーター（minivib T-2500）を採用し，スイープ周波数15～150Hz，スイープ長10秒で発振した。発振点と受振点の間隔は各10mとし，チャンネル数48，最小オフセット30mのインラインオフセット展開，標準スタック回数8，記録長2秒，サンプリング間隔1ミリ秒の仕様で探査を実施した。

3. 探査結果

第3図に深度変換した反射記録断面を示す。地表直下から深度約700m付近まで連続性の良い反射面が認められ，遠里小野橋上流側の測線距離1400m付近を下端（脚部）とする撓曲構造が発見された。この撓曲構造は上町台地の西縁部に位置しており，上町断層の南方延長に相当すると判断される。撓曲構造による上下変位量は，遠里小野橋直下の深さ110mの反射面で約50m，深さ300mの反射面で約100m，深さ570mの反射面で約120mと推定される。

4. 残された課題と今後の研究予定

本探査により，上町断層の南方延長は少なくとも大和川南岸まで延びることが確かめられた。この結果，仏念寺山－上町断層の長さは少なくとも25kmに達することが明らかになり，これがさらに坂本断層にまで連続する可能性が出てきた。地質調査所では上町断層と坂本断層との連続性を評価するため，6月下旬～7月に大和川と坂本断層間の2測線でさらに反射法探査を行う予定である。

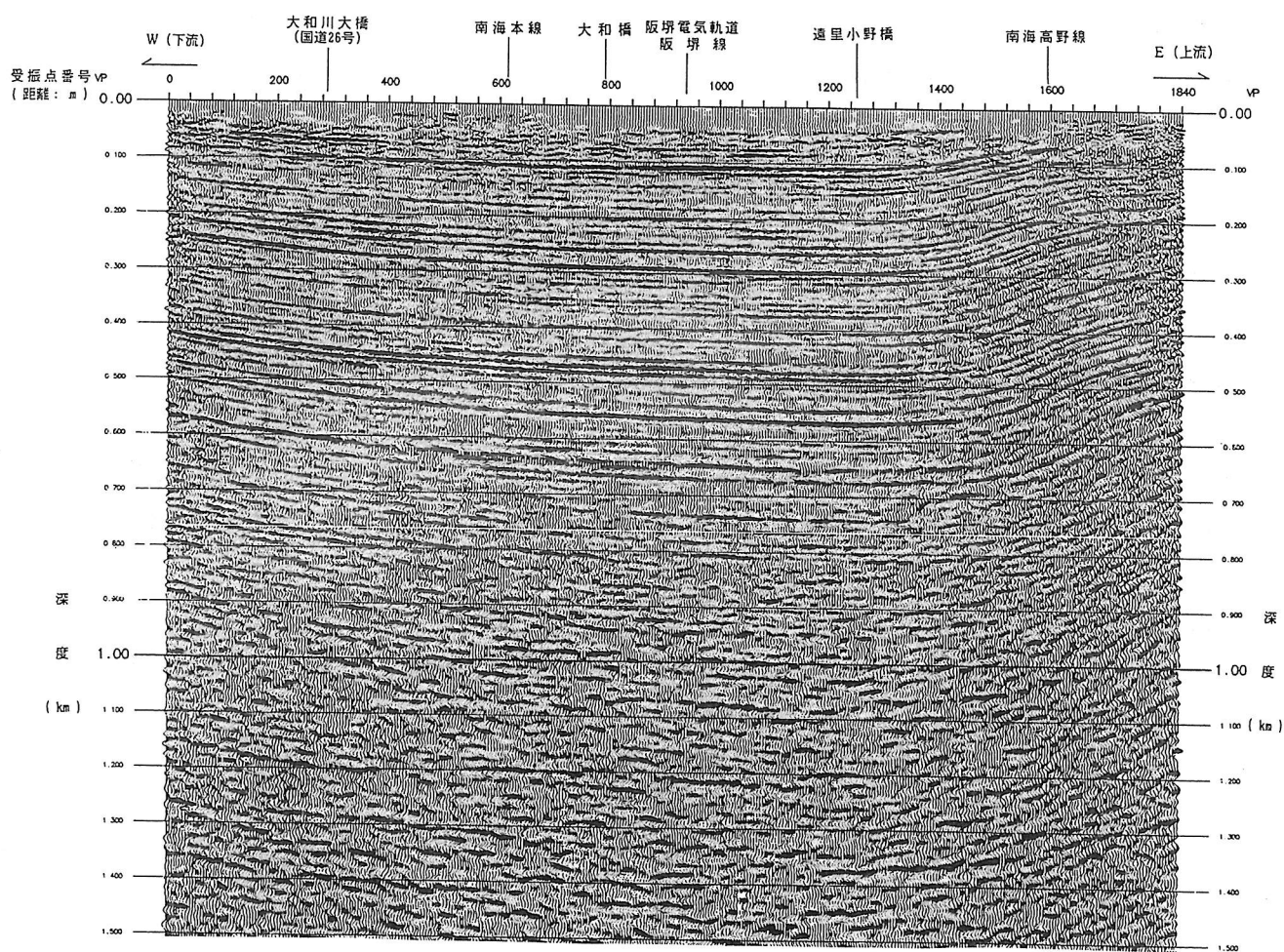
また，大和川測線の西端部では，反射面が大阪湾側へ浅くなっており，この先に別の断層（撓曲）が存在する可能性がある。ボーリングデータからは住之江撓曲と呼ばれる構造が既に推定されており（例えば「関西地盤」（1992）など），この部分についても6月中に反射法探査を行う予定である。ポスター講演ではこれらの探査結果もあわせて報告する予定である。



第1図 調査地域位置図



第2図 調査測線位置図



第3図 反射断面図 (深度変換断面)

P9 土層・地形層序にもとづく月山「大雪城」残雪凹地の地形分類

苅谷 愛彦（地質調査所）

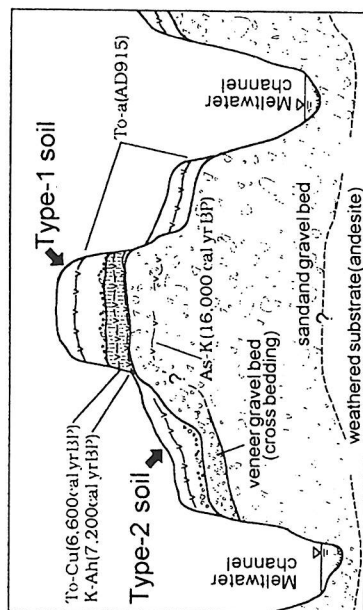
Yoshihiko KARIYA ; Microscale landform classification of the Oyukijiro snowpatch hollow and its surroundings, Mount Gassan, northern Honshu

【はじめに】 月山・大雪城残雪凹地とその周辺の第四紀末期地形発達・環境変遷は演者ほかにより次第に明らかにされてきた¹⁾。この残雪凹地の一帯は氷期に裸地だったが、完新世前半に凹地の周辺から中心にむかって植生が侵入（斜面が安定）し、完新世後半の一時期に凹地中心部で裸地が再拡大したとの見とおしがこれまでに得られている。しかし、この残雪凹地の地形発達・環境変遷を時空間双方の側面で詳しく論じるには種々の資料がまだ必要である。今回は最近明らかになった、①残雪凹地内外における全 52 地点の土層断面、②土層基底の ¹⁴C 補正暦年代、③空写判読結果などを提示する。そして①と②から土層の層序分類を試み、これに③を加味して作られた大雪城残雪凹地周辺の微地形スケール地形分類図を示す。

【土層層序】 土層断面は層序や層厚のちがい、指標テフラ（As-K, K-Ah, Az, To-a）と埋没黒泥層の出現状況、¹⁴C 年代などにもとづき 3 タイプに大別できる（図 1）。1 型は凹地の縁辺とその外側に分布する全層厚 > 0.5 m の土層群で、凹地下方の流路沿いの尾根状微高地でもみられる（図 2）。1 型は K-Ah や Az をはさむ埋没黒泥層の出現で特徴づけられ、11~6 ka（暦年尺度；以下同じ）に生成しはじめた。2 型は 1 型分布域の凹地側に発達する全層厚 < 0.5 m の土層群で、上述の尾根状微高地と現流路に挟まれた狭い平坦面上でも観察される（図 2）。2 型は埋没黒泥層を伴わない。また生成開始は 4.7~2 ka と考えられる。3 型は二ベーションが働く凹地中心部の裸地に分布し、砂礫層からなる。指標テフラや埋没土層はみいだされない。

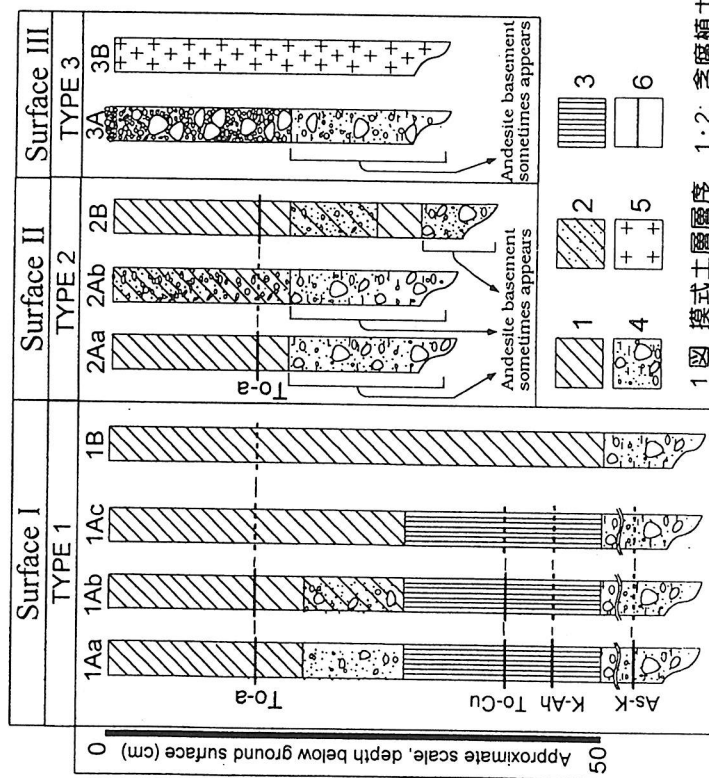
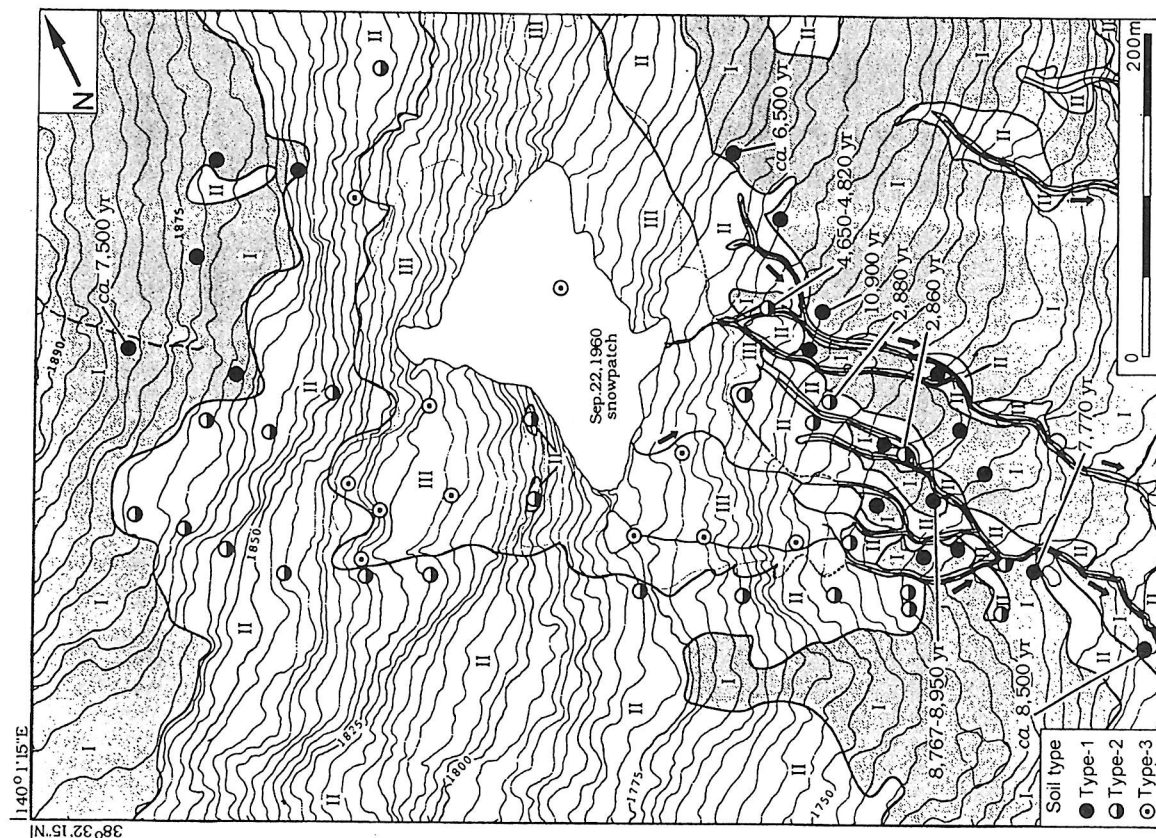
【地形分類】 空写判読とグラウンド・トゥルース、測量により多数の傾斜変換線が抽出できた。傾斜変換線でくぎられる個々の地形面にはかなり連続性のよいものがある。こうした地形学的情報と土層層序分類を組みあわせることで最低 3 つの地形面を設定できる（図 3）。凹地の縁辺とその外側に分布するⅠ面は 16 ka 以前から遅くとも 6 ka までに形成された。本面は現在の残雪裸地や流路を中心にして緩い谷地形をなすことから、晩氷期~完新世前半に凹地が存在したのは確実である。Ⅱ面はⅠ面を切ってⅠ面の低位側に分布する。Ⅱ面は 6 ka 以降に形成されはじめ、2 ka までそれが続いたと考えられる。凹地下方の流路沿いではⅠ・Ⅱ面は河成段丘状に配列している（図 2）。この事実はⅠ面形成後に流路の下刻が生じたこと、Ⅱ面形成前後の流路幅は現在より広がったこと、Ⅱ面形成後に下刻が再び生じたことなどを示唆し、過去数千年間に流量・荷重が変化したことをうかがわせる。これは凹地の積雪量（+融雪期降水量）や岩屑供給域としての残雪裸地の変化と密接に関連していた可能性もある。

1) : 苅谷 (1994a, 1994b, 1995, 1996; 第四紀研 33; 第四紀学会演旨 20, 地理評 65A, 第四紀露頭集), Kariya *et al.* (1996; 都立大地理紀要 31), 宮本・苅谷 (1996, 地理予 49)



2 図 凹地下方の季節的水路付近の
模式横断面図

3 図 (→) 土層順序と
地形学的情報にもとづ
く地形分類図。ローマ数
字は各地形面をあらわ
す。14C 年とテフラから
推定した土層生成開始
年代も併記してある。基
図は NIPR 所有の解析図
化器で自作した (間隔
2.5 m)。



1 図 模式土層順序 1・2: 各腐植土層 (1:
ローム質, 2: 砂質), 3: 黒泥層, 4: 砂礫
層, 5: 基盤岩, 6: テフラ層

P10

山形県白鷹丘陵・琵琶沼湿原のボーリングコアの層序

—山形まで達していた“男体今市・七本桜”テフラ—

長澤一雄（山形県博）・檀原 徹（京都フィッシュン・トラック）・阿子島 功（山形大
人文）・琵琶沼地質研究グループ〔山野井 徹（山形大理）・本田康夫（日新技術コンサ
ルタント）・川辺孝幸（山形大教育）・大場与志男（山形大理）・佐竹伸一（左沢小学
校）・鈴木雅宏（山形大非常勤）・田宮良一（ユアテック）・梅津栄紀（山形地質エンジ
ニアリング）〕

Kazuo NAGASAWA, Tohru Danhara, Isao AKOJIMA and BIWANUMA G.R.G. ; Stratigraphy of
the boring core at Biwanuma bog, Shirataka Hills, Yamagata Prefecture — “Nantai-
Imaichi-Shichihonzakura” tephra from Nantai Volcano had reached Yamagata area

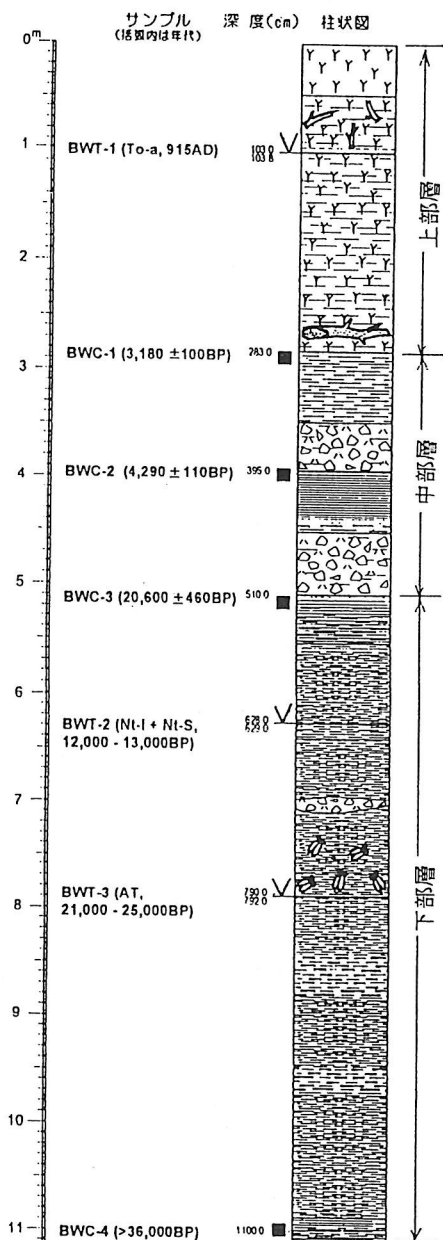
琵琶沼（県指定天然記念物）は、山形市西方の白鷹丘陵の標高約600mに位置し、湛水帯
に周囲を縁どられて、沼の内部のほぼ全面に湿原が発達している。その成因は、前期～中
期更新世に活動した白鷹火山が、大規模な山体崩壊（発生年代の詳細は未解決）したこと
に関連して、その崩壊地形内の凹地に形成されたと考えられるが、これまで地質学的検討
はあまりなされてこなかった。琵琶沼の形成史の検討は、それ自体の成立・変遷ととも
に、白鷹火山の形成史の上からも重要である。

1994年8月に、琵琶沼湿原においてボーリング調査を実施した。ボーリングは手動式に
よって、深度11mまではほぼオールコアを回収したが、基盤までは到達できなかった。これ
までコアについて、層序・テフラ・花粉・ ^{14}C 年代等の検討を進め、種々の知見を得てき
たが、まだ未解決の課題もある。このうちテフラについては、3枚確認されたうちのひと
つが、従来山形を含めた東北地方から報告のなかった、北関東の男体火山起源の“男体今
市・七本桜”テフラであることが明らかになった。そこで今回は、琵琶沼のボーリングコ
アの層序とともに、これらのテフラを中心として報告する。

11mのコアは、細部の観察によって21層が識別される。このなかには2層の特徴的な角礫
層をはさむが、全体としては大きな層相変化を示さず、泥炭質堆積物が連続する。これら
の構成物や泥炭の分解の程度に注目すると、次の上・中・下の3層にまとめられる。

上部層（0～2.8m）：草根や木根を含む未分解の褐色泥炭を主とする。テフラの薄層を
深度1m付近にはさむ（琵琶沼第1テフラ，BWT-1）。中部層（2.8～5.1m）：分解した泥炭質
層を主とし、特徴的な2層の淘汰の悪い角礫～亜角礫層をはさむ。この中部層内では、 ^{14}C
年代と堆積速度の関係から、5,000年以上の堆積休止期間が想定される。下部層（5.1～
11.1m）：泥炭質粘土を主として、大きな層相変化を示さない。テフラの薄層を深度6.3m
付近（琵琶沼第2テフラ，BWT-2）と、7.9m付近（琵琶沼第3テフラ，BWT-3）にはさむ。これ
らの3枚のテフラについて検討する。

BWT-1テフラ（深度1m付近，厚さ8mm）：無色透明な軽石型ガラスを主とし、バブル・
ウォール型ガラスと塊状黒曜石を少量含む。ガラスの屈折率は $n=1.502-1.509$ で広い範囲
をもちやや特異である。重鉍物の含有は少ないが、Opx, Cpx, Opqが識別される。層位か
ら非常に新しい年代のテフラであり、ガラスの水和層の厚さが $1-2\mu\text{m}$ 程度と薄いことから
も、噴出の時期は数百～千数百年前程度と推定される。重鉍物組成は、十和田a火山灰
（To-a, 915年AD）とよい一致を示す。また火山ガラスの屈折率についても、その範囲にお
さまることから、十和田a火山灰と同定される。本テフラは、十和田a火山灰降下域のほぼ
南限を示すものであろう。



ボーリングコアの柱状図

▽：テフラの層準 (BWT-1～3)

■：¹⁴C年代値の層準 (BWC-1～4)

BWT-2テフラ (深度6.3m付近, 厚さ10mm)：無色透明なバブル・ウォール型ガラスと軽石型ガラス含み, 亀ノ甲glも少量まじえる。ガラスの屈折率は $n=1.498-1.501$ である。火山ガラスの中の水和ガラスの特徴は, 始良Tn火山灰(AT)にも類似する。重鉱物は, 含有が多く組成も多様で, 本テフラの大きな特徴である。Opx, GHo, Opqを主として, Cpx, BHo, Bi, やOlも含まれ, 軽鉱物として石英も検出されるなど, その多様性は異常である。特異な重鉱物組成に注目すると, 最もよい一致を示すのが, “男体今市・七本桜”テフラ (Nt-I・S, 1.2～1.3万年前) である。このテフラは, 男体火山を給源とするほぼ同時期の異質のテフラで, スゴリアの噴出に引き続いて, 軽石の噴出が連続的に起きたと考えられている (須藤・山崎, 1980)。本テフラのガラスの屈折率も, このテフラの範囲 (町田・新井, 1992) おさまっている。これらから, 本テフラは “男体今市・七本桜”テフラと同定される。このテフラは, 従来東北地方での分布は知られておらず, 今後より地域を拡大して検討する必要がある, 広域テフラ研究に新たな課題が生じた。

BWT-3テフラ：構成粒子の95%以上が無色透明なバブル・ウォール型ガラスで, 微量の色付きガラスが含まれる。ガラスの屈折率は $n=1.499-1.501$ 。ガラスのハイドレーションは完了しているが, スーパーハイドレーション (Roedder and Smith, 1965) は始まっていない。また重鉱物をほとんど含まない。本テフラのガラスの屈折率やガラス形態の特徴は, 始良Tn火山灰 (AT, 2.1～2.5万年前) に一致しており, これに同定される。山形にもこのテフラが広く降下していたことを改めて示した。

一方, 本コアの下部層においては, これらテフラの年代と, 花粉分析結果や¹⁴C年代値が必ずしも調和していない。これについては, テフラの再堆積の可能性も含めて今後検討すべき課題である

テフラの一覧

試料名	深度 (m)	ガラス屈折率	重 鉱 物 組 成 (%)	備 考
BWT-1	1.030-1.038	1.502-1.509	Opx(48.8), Cpx(7.3), Opq(43.9)	pm>bw, やや厚目塊状黒曜石少量含む
BWT-2	6.28-6.29	1.498-1.501	Ol(1.0), Opx(57.0), Cpx(1.5), BHo(0.5) GHo(17.0), Opq(22.5), Bi(0.5)	bw>pm 亀ノ甲 gl 含む
BWT-3	7.90-7.92	1.499-1.501		bw>pm

Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Opq: 不透明 (鉄) 鉱物, Ol: カンラン石, BHo: 褐色普通角閃石
GHo: 緑色普通角閃石, Bi: 黒雲母, Pm: 軽石型ガラス, bw: バブルウォール型ガラス

P11 ノッチから見たフィリピン国・パラワン島の高海面期について

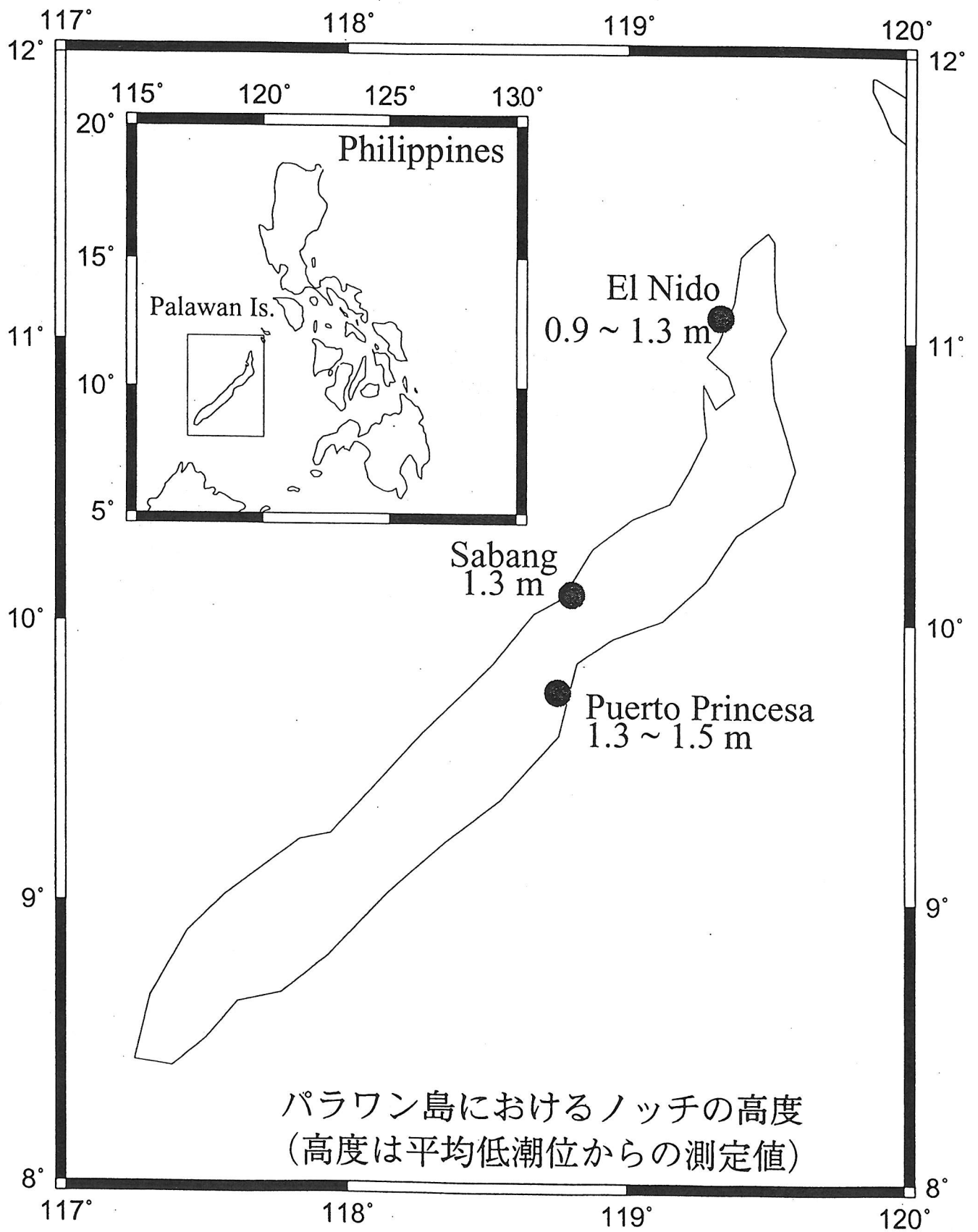
前田保夫, フェルナンド・シリガン, カノ・ミゲール (フィリピン大)

Yasuo MAEDA, Fernando SIRINGAN, Miguel CANO ; Holocene high stand in Palawan island, Philippines.

フィリピンは地殻変動の激しい弧状列島であるが、ミンドロ島とボルネオ島東北端との間に位置するパラワン島のみ、火山活動も地震活動もみられない安定地塊である。パラワン島は長さ 500 km におよぶ細長い島であるが、その東半部はユーラシアプレートに属する大陸地殻からなり、南半部はオフィオライトを中核にした海洋地殻によって構成されている。フィリピンにはパラワン島をふくめ石灰岩および結晶質石灰岩が全国各地に分布し、海水準変動量計測の示準となるノッチ（海食窪）が良く発達している。この研究は完新世におけるパラワン島の海水準変動を明らかにすることを目指す。発展的にはフィリピン列島の海水準変動を手がかりに地殻変動を考察する資料を得ようとするものである。

これまでに調査したノッチは、パラワン島の北東端に近い EL NIDO の小島群、ほぼ中央部にあたる PUERTO PRINCESA 湾および両者の中間にあたる SABANG 海岸の 3 地点である。さらに同島海岸（スール海側）の PUERTO PRINCESA～TAYTAY 間の離水ベンチの分布調査を行った。

EL NIDO の小島群は中生代の石灰岩からなるが、海に面した海食崖には高さ 4 ～ 5 m と 1 m 前後の明瞭なノッチが分布する。高位のノッチはステージ 5・最終間氷期に形成されたものであり（別の機会に報告する）、下位のノッチは完新世のものである。完新世のノッチは高さ 0.9 ～ 1.3 m の範囲に集中するものが多い。その形成年代に関しては MINILOG 島の高度 0.5 m で採集した完新世のサンゴ化石（*Goniastrea* 属）、CUDUGMAN の鍾乳洞内の高度 1.3 m で採集したカキ化石（*Ostrea* 属）などの ^{14}C 年代測定を依頼中である。SABANG のノッチは高度 1.3 m, PUERTO PRINCESA のノッチは 1.3 ～ 1.5 m である。これらのノッチの高度に対応して離水ベンチも分布している。このようにパラワン島には現在の海水準を上回る高海面期が完新世に存在したの は 確 実 である。



P 12 南九州の広域テフラ給源試料の高精度 F T 年代測定

檀原 徹 (株)京都フィッシュン・トラック・藤原 治 (動燃・東濃地科学センター)

Tohru DANHARA and Osamu FUJIWARA; Fission track dating of zircon from source samples of the widespread tephra in the southern Kyushu, Japan.

火山灰層序学は、テフラを対象とした放射年代測定を基礎としている。テフラの年代測定には K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法, FT 法などが適用されるほか、テフラと共存する有機物を対象に ^{14}C 法も広く適用されている。これらの測定法にはそれぞれ対象鉱物や適用年代の制約があるため、約 100 万年～数万年前のテフラ試料の高精度年代測定例は少なく、この点が中～後期第四紀の編年において解決すべき課題の一つとなっている。一方、放射年代測定値の利用において、定められた条件下での中央値の誤差限界や信頼度を総合的に判断した上で、第四紀編年に基づく地殻変動の速度などが議論される例は多くない。本発表ではそれらの問題点を踏まえ、測定結果の限界と利用について議論する。

今回演者らは、我が国の代表的な広域テフラのうち、南九州に給源をもつ 5 枚のテフラ、K-Tz(鬼界葛原)・Ata(阿多)・Ata-Th(阿多鳥浜)・Kkt(加久藤)・Kb-Ks(小林笠森、実際は田之平軽石)について FT 年代測定を行った。FT 年代測定は、1990 年 IUGS 勧告に基づくゼータ較正法による外部ディテクター(ED2) 法を用いた。今回対象とした測定試料は、檀原(1995)によって年代測定に適することが示され、既に FT 年代測定が試みられたものであり、新たな測定データを加え、測定値の再現性を確認するとともに精度の向上を図った。全ての試料について、今回の測定結果は檀原(1995)の値と 1 σ 内で一致し、再現性が確かめられた。2 回の測定データの加重平均値を表 1 に示す。測定誤差 (1 σ) は、最も若い K-Tz で最大 (23% : 測定粒子数 245 個)、逆に最も古い Kb-Ks で最小 (10% : 測定粒子数 174 個) となり、いずれも 1 回の測定より精度が向上した。

近年の第四紀学の分野では、テフラ試料の年代測定は、酸素同位体比ステージを特定するに足る高い精度が期待されている。具体的には 9～10 万年周期のミランコビッチ曲線上での山や谷を特定するために、測定誤差は 2 σ で 4.5～5 万年、1 σ では 2～2.5 万年となる必要がある。今回の測定と檀原(1995)の測定値から、各テフラの確度の高い FT 年代値が得られるとともに、酸素同位体比ステージを特定するために必要なジルコンの測定粒子数の定量的な見積もりが可能となった。

これらの測定値と最新の古地磁気編年(Cande & Kent, 1992 など) に基づく、南関東の火山灰層序を中心にした我が国の中～後期の第四紀編年(町田・新井, 1980)は、12 %程度古くなる可能性がある。

表 1. 広域テフラ給源試料におけるジルコンのフィッシュン・トラック年代測定結果

試料名	結晶数 (個)	自発トラック $\rho_s \times 10^4 \text{ cm}^{-1}$ (Ns)	誘導トラック $\rho_i \times 10^6 \text{ cm}^{-1}$ (Ni)	P(χ^2) (%)	標準ガラス $\rho_d \times 10^4 \text{ cm}^{-1}$ (Nd)	U 濃度 (ppm)	年代値(ka) Age $\pm 1\sigma$	平均値 (精度)
鬼界葛原 (1)	144	0.436 (14)	1.15 (3684)	19	6.92 (1067)	130	98 $\pm$ 26	92 $\pm$ 21
(K-Tz) (2)	101	0.333 (6)	1.28 (2298)	1	7.94 (1222)	130	77 $\pm$ 32	(23%)
阿多 (1)	105	1.18 (14)	3.02 (3589)	16	6.94 (1070)	350	100 $\pm$ 27	111 $\pm$ 21
(Ata) (2)	102	1.86 (17)	4.51 (4117)	100	7.94 (1223)	460	122 $\pm$ 33	(19%)
阿多鳥浜 (1)	105	1.19 (37)	1.28 (3995)	87	6.93 (1068)	160	240 $\pm$ 40	280 $\pm$ 36
(Ata-Th) (2)	102	1.53 (25)	1.31 (2146)	40	7.94 (1223)	130	340 $\pm$ 70	(13%)
加久藤 (1)	72	1.95 (20)	1.42 (1455)	78	6.95 (1071)	160	360 $\pm$ 80	351 $\pm$ 57
(Kkt) (2)	102	1.71 (19)	1.50 (1670)	9	7.95 (1224)	150	340 $\pm$ 80	(16%)
田之平 (1)	72	3.20 (61)	1.33 (2536)	89	6.95 (1071)	150	620 $\pm$ 80	585 $\pm$ 57
(TnP) (2)	102	2.87 (54)	1.57 (2950)	69	7.95 (1225)	160	540 $\pm$ 80	(10%)

測定(1) : 檀原(1995)、測定(2) : 本研究

[illegible]

図10 過去約70万年間の気候・海面変化。
とくに南関東から得られたデータを中心に、[町田・新井（1980）に加承]

町田・新井(1992)

P 13 関東縄文貝塚出土人骨の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 測定値について

小池裕子（九州大・比較社会文化研究科）・樋泉岳二（早稲田大・文・考古学）
Brian Chisholm (Dept. of Anthropology, Univ. of British Columbia)

Hiroko Koike, Takeji Toizumi and Brian Chisholm : $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$
measurements of Human Skeletons from Jomon Shellmiddens in Kanto, Japan

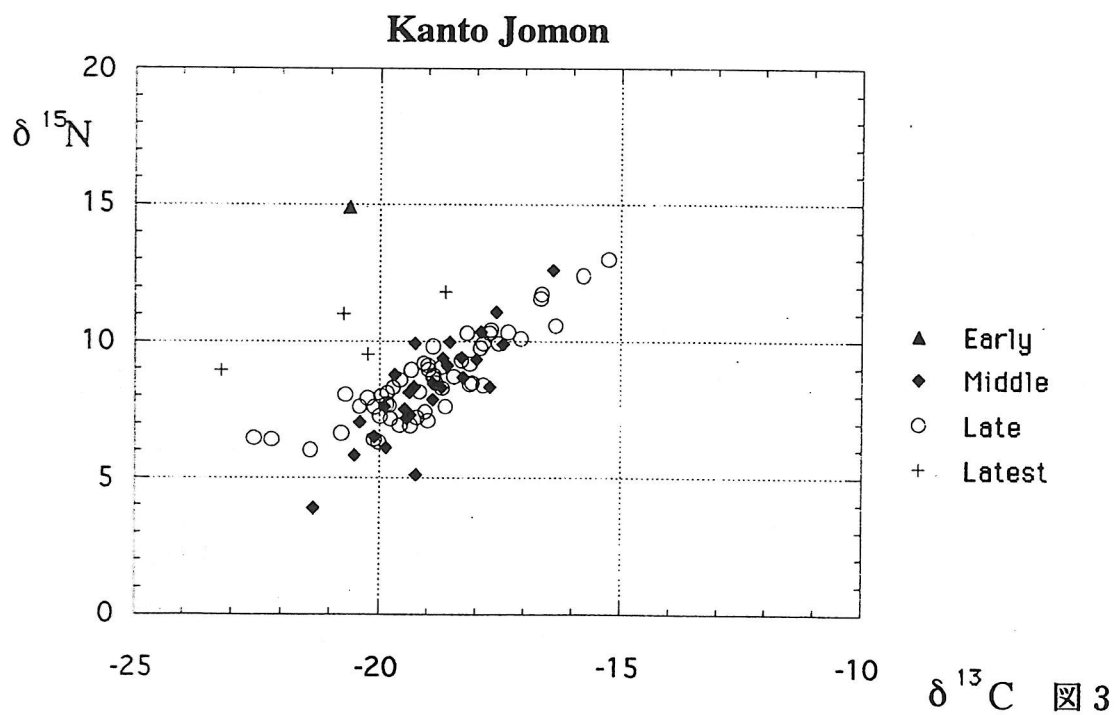
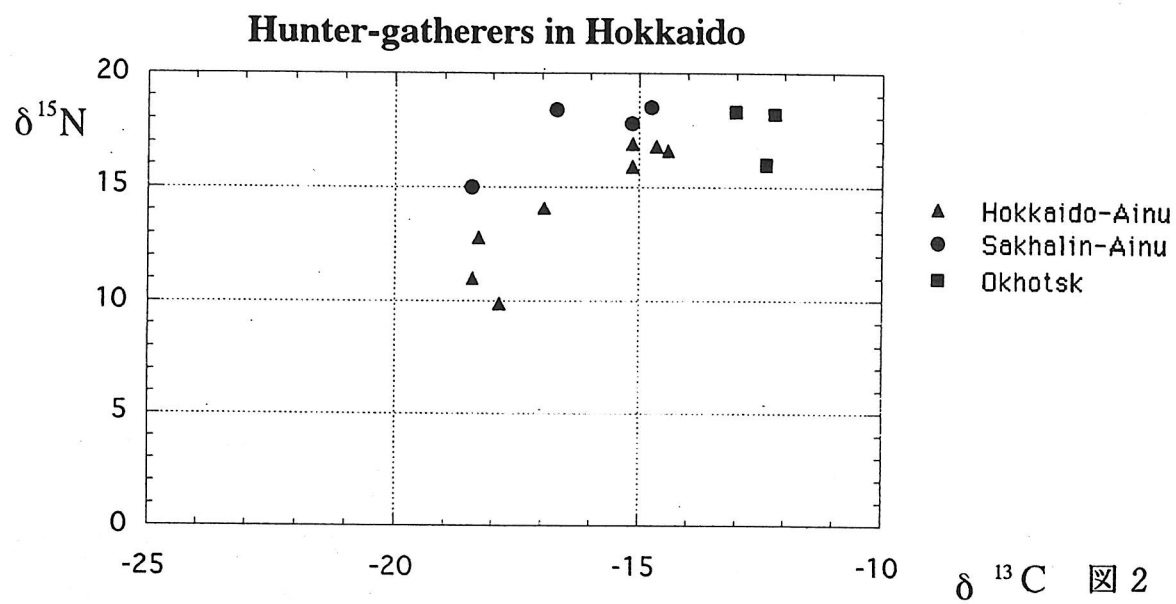
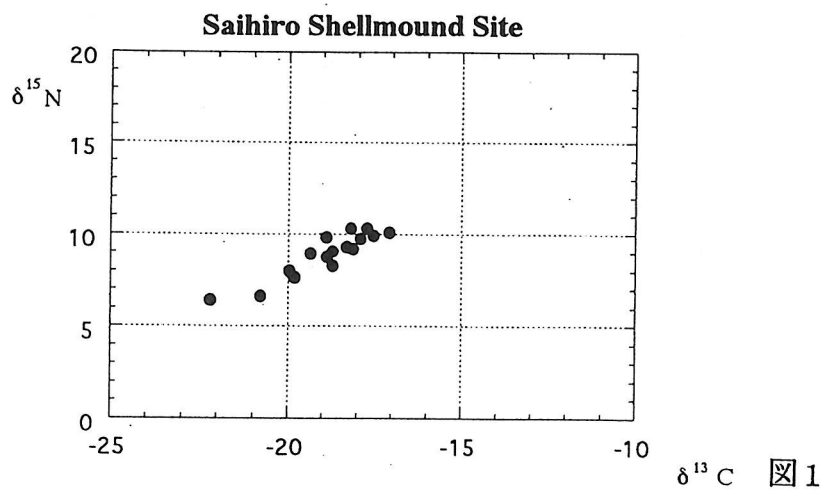
炭素安定同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の値は、温帯域の森林植物やイネ・コムギなどのC3植物（代表値-26.5‰）・トウモロコシやヒエ・キビ・アワなどの雑穀を含むC4植物（代表値-13.5‰）・珪藻や海洋プランクトンなど海洋一次生産者（代表値-19.5‰）とそれぞれ特有の値を示し、一次生産者の $\delta^{13}\text{C}$ 値を指標にした食性分析に有効である。人骨コラーゲンを用いた食性分析では、蛋白源となった食物の平均値を推定することができ、 $\delta^{13}\text{C}$ 測定値から栄養段階による+1‰の差とコラーゲン（ゼラチン）による+3.5‰の差を合わせた+4.5‰を補正值として食物推定値が算定される。またそれらを混食した場合には、それぞれの食物の割合にしたがって比例配分した値をとる。一方、窒素安定同位体比 $\delta^{15}\text{N}$ は、食物と捕食者の間の $\delta^{15}\text{N}$ 値の差、いわゆる栄養段階による $\delta^{15}\text{N}$ 値の分別が4～5‰と大きいのが特徴である。

図1に千葉県西広貝塚出土人骨のうち縄文時代後期に属する人骨の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値のみをプロットした。人骨16例の値はほぼ回帰直線上にのり、遺跡と時代を限定すると、蛋白源となった陸上食物と水産食物がそれぞれほぼ固定されていることが示唆された。ただし回帰直線上にあっても個人差は大きく、その差は主に陸上食物と水産食物の割合が異なるためと推定される。

図2には北海道オホーツク時代人骨・近世アイヌ人骨の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値を示した。ともに水産食物への依存性が高く、また栄養段階の高い食物を比較的多く摂取していたことをうかがわせる。

一方本州の縄文貝塚出土人骨の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 分布（図3）は、北海道先住民の分布とは異なり、水産食糧源の占める割合が約10～50％に減少した。遺跡ごとの平均 $\delta^{13}\text{C}$ 値は-19.4～-24.0‰で、遺跡立地を示唆する広い地域変異を示した。本州縄文人骨の $\delta^{15}\text{N}$ 値も変異が大きく、縄文前期人骨や縄文晩期人骨は相対的に高い $\delta^{15}\text{N}$ 値をもつのに対し、縄文中期・後期人骨では相対的に低い傾向を示した。特に千葉県貝の花遺跡では出土人骨の $\delta^{15}\text{N}$ 値から推定すると、陸上食物では狩猟動物摂取の割合がさらに減少し、水産食物では貝類など栄養段階の低い食物を蛋白源としていたと推定された。

このような本州の縄文貝塚出土人骨の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 分布にみられた栄養段階の変遷に関して、遺跡数からみた人口動態および捕獲圧や狩猟圧からみた生業動態などから若干考察を加えたい。



P 14 北関東に分布する第四紀テフラに関する新たなFT年代値について

鈴木毅彦(都立大)・藤原 治(動燃東濃地科学センター)・
檀原 徹(京都フィッション・トラック)

Takehiko SUZUKI, Osamu FUJIWARA, Toru DANHARA; Several Fission-Track Ages on the Tephra in North Kanto, Central Japan

はじめに

日本列島の第四紀テフラの層序に関する知識は、現在もなお新たにつけ加えられつつある。同時にそれらテフラについて多種にわたる放射年代値があたえられてきた。関東平野北部においても中期更新世のテフラ層序が確立されてきた。しかしながらこの地域に分布するテフラの放射年代値は比較的少ない。そこでこの度、新たにフィッション・トラック(FT)年代測定をおこなった。対象とした9枚のテフラの層位関係はいずれも充分明らかにされている。ここでは層位関係に基づく年代値の評価、従来の放射年代値との関連、また、北関東における第四紀テフラの年代観について述べる。

1)測定条件

測定はIUGS(国際地質学連合)から与えられた勧告に従い、ゼータ較正法による結晶外面を用いた外部ディテクター法(ED2)により行った(詳しくは, Danhara, *et al.*, 1991; 檀原, 1995)。対象とした鉱物はジルコンで約30粒を用いた。

2)層位関係と年代値

測定対象としたテフラの層位関係は柱状図で示した。各テフラ間の間隔は栃木県喜連川丘陵での火山灰土の厚さにもとづいている。但しこの地域に分布しないものについては、他のテフラとの層位関係をもとにおよその位置を示した。年代値の誤差を考慮すれば田島黄色軽石(TyP)を除いて年代値の逆転は認められない。TyPについてはウラン濃度が低く、トラック数が少なく、年代値に対する測定誤差が他に比べて相対的に大きいことに関連しているかもしれない。

3)従来の放射年代値との比較

今回測定したテフラのうち既に公表された放射年代値をもつものは4テフラである。そのうちNm-14とHtBはそれぞれ 0.57 ± 0.08 Ma, 0.83 ± 0.07 MaのFT年代値が得られている(小池ほか, 1984)。ともに今回の測定値の方が有意に若い。他の2テフラは、NsGとKmDであり、NsGについては $0.65 \sim 1.6$ Maの範囲にあるK-Ar年代値(鈴木ほか, 1976)、FT年代値(福岡・寺田, 1984; 白尾・鈴木, 1984)が得られている。KmDについては 1.3 ± 0.3 MaのK-Ar年代値(山元, 1992)が得られている。NsGの従来の測定値は大きくバラつくがいずれにせよ今回の測定結果と従来の測定値の間に大きな矛盾はない。

4)従来の年代観との関係

喜連川丘陵から那須野原周辺に分布するテフラに関する年代については鈴木(1993)で述べられている。それは既存のFT年代値、広域テフラの層位、火山灰土の層厚をもとに得られたものである。およそであるがその年代を図に示した。これでわかるように今回の測定結果は従来の年代値より50~80%若い。

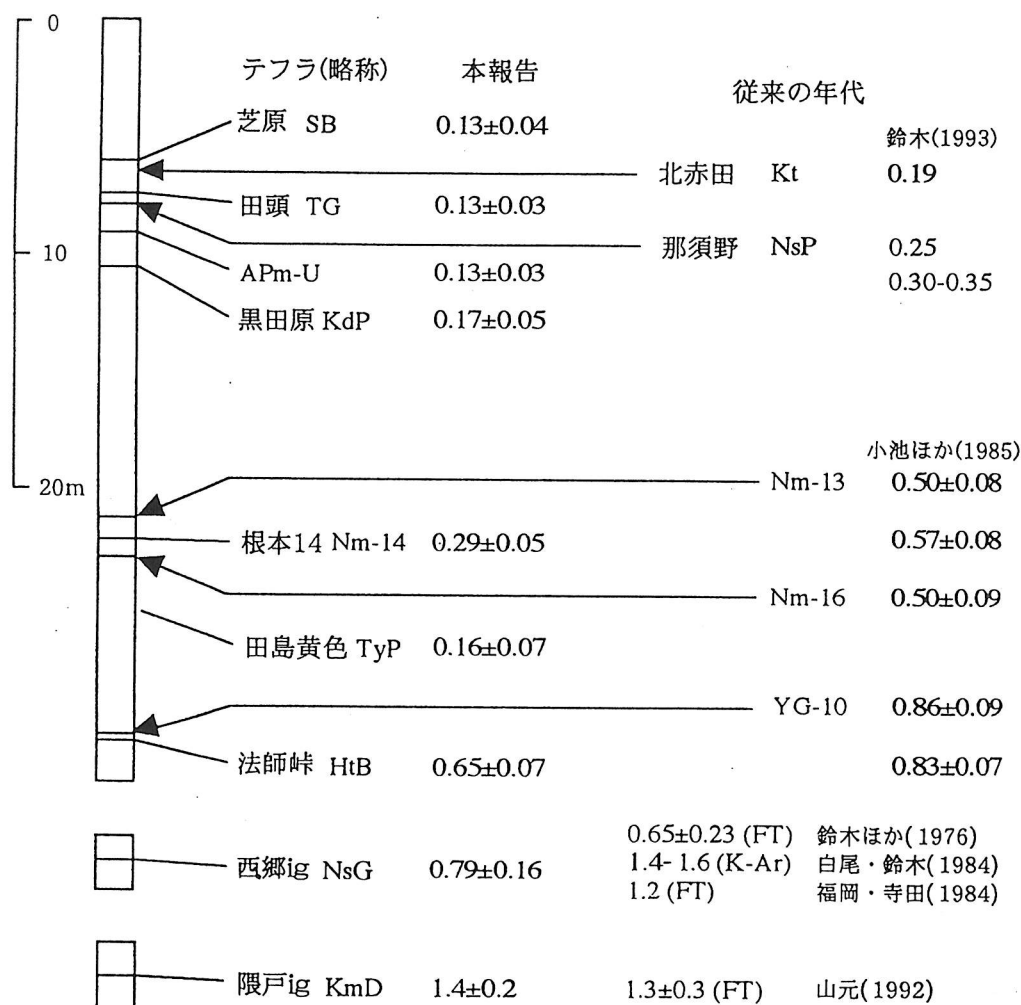


表 FT年代測定結果

Tephra	No of crystals	Spontaneous ρ_s (10^3cm^{-2})	Induced ρ_i (10^6cm^{-2})	$P(\chi^2)$ (%)	Dosimeter ρ_d (10^4cm^{-2})	r	U- content (ppm)	Age ($\pm 1\sigma$) (Ma)
SB	30	17.3 (12)	4.02 (2784)	71	8.27 (1274)	0.198	390	0.13 ± 0.04
TG	30	23.7 (26)	5.07 (5554)	74	7.83 (1206)	0.121	520	0.14 ± 0.03
APm-U	30	21.5 (15)	4.75 (3309)	86	7.81 (1203)	0.421	490	0.13 ± 0.03
KdP	30	13.6 (12)	2.37 (2090)	50	7.81 (1202)	0.164	240	0.17 ± 0.05
Nm-14	30	33.8 (34)	3.36 (3376)	42	7.82 (1204)	0.432	340	0.29 ± 0.05
TYP	30	3.87 (5)	0.715 (924)	95	7.83 (1205)	-0.038	70	0.16 ± 0.07
HtB	30	95.8 (102)	4.28 (4552)	19	7.82 (1203)	0.466	440	0.65 ± 0.07
NsG	30	41.9 (25)	1.63 (970)	82	8.27 (1274)	0.392	160	0.79 ± 0.16
KmD	28	120 (57)	2.66 (1266)	50	8.28 (1275)	0.333	260	1.4 ± 0.2

ρ and N are the density and total number of fission tracks counted, respectively.

Analyses were made by the external detector method using geometry factors of 1 for $2\pi/2\pi$ (ED2).

Ages were calculated using a dosimeter glass SRM612 and age calibration factor $\zeta(\text{EDS})=372 \pm 5$ (Danbara et al., 1991).

$P(\chi^2)$ is the probability of obtaining the χ^2 -value for ν degrees of freedom (where ν =number of crystal-1).

r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .

Samples are irradiated using TRIGA MARK II nuclear reactor St. Paul's University, Japan.