

はじめに

近藤 ご存知のように、地質時代の年代区分は、地層に含まれる動物化石を軸にして、生物の進化を時計にして測られるのが原則になっています。ですから第四紀というのは、この時代に出現したヒトの進化を軸にして年代を測っていくのが原則になりますが、ただ人類の化石は今のところ非常に少ないので、これを基準に年代を分けていくことができません。それで、人類の使った労働用具などの考古学的な資料が編年に使われます。

そして、これらの考古学的な資料でも不十分な部分を、地層、火山灰層、微化石、地盤の変動、あるいは放射年代というようなものでカバーしていくわけです。ですから、これからの話の中で何万年前というような数字が出てきますが、その数字については、以上のような観点からいわば補助的に使っているのであって、年代を総合的に判断するには、あくまでも層序、地層の堆積した順序が基本であることを、まず最初にお断りしておきます。野尻湖の湖底堆積物および周辺丘陵の火山灰層序と地質層序は、さきに赤羽さんがお話されたように、図2・2に示されています。また図2・14には、立が鼻湖底発掘地の地質層序が示されており、この図には、その中のどの地層からどういう化石が産出し、どのような遺物が出土するかが細かく示されています。このように、地質グループによって認定されたこれらの層序が、年代を決めていく基礎になっているわけです。

湖底堆積物中の火山灰層

《湖底堆積物中の精密な火山灰の目盛り》

さらに野尻湖周辺では、琵琶島沖の湖底ボーリング試料中の火山灰層が、年代を決めていく上での貴重な手掛かりになります。一般に湖底堆積物は、湖岸の堆積物と違って、古い堆積物の上に新しい堆積物が順々に積もっていて、その間に不連続がない点で優れていますが、利点はそれだけではありません。

陸上につもった火山灰というのは、一度に広くつもります。しかも往々にして上から侵食

されます。それに対して湖底につもった火山灰は、非常に分解能が良い場合には、1回1回につもったものが識別できる状態で残されます。例えば、陸上ではブレッチャーゾーンとして1枚の火山灰層として認められたものも、湖底では何枚にも分かれて重なっていて、その火山灰層を構成する1枚1枚の火山灰層を明確に識別できます。

ですから、琵琶島沖湖底の深度45mのボーリング試料からは、全部で209層準にも及ぶ火山灰層が識別されました。さきに赤羽さんの示された図2・4の柱状図には、この中の主要な鍵層だけが記されていますが、本来は、この柱状図には200本以上の赤線が描かれ、それぞれにボーリング試料中の火山灰名であるBWを冠した数字がついております。もちろん、これらの火山灰層は陸上の火山灰層と対比され、陸上で発見されない火山灰層がどの層準に挟まれるかまで明らかになっています。このように湖底堆積物からは、非常に精密な火山灰の目盛りが得られます。

《広域火山灰層の年代値》

これらの火山灰の中には、もちろん広域火山灰層が含まれます。図のBW387は陸上の黒ヌカでアカホヤテフラ、BW1021はヌカで始良Tnテフラ、BW2765は黄ゴマで大山倉吉テフラ、そしてBW3913のトゲヌカは阿蘇4テフラです。これらの広域火山灰層の年代は各地でいろいろと調べられていますが、その結果はさまざまで、まだ確定的とされる値はありません。ただ各火山灰ごとに年代値が集中する部分もみられ、現在のところでは、アカホヤテフラ(K-Ah) = 約6,300年前。  
始良Tnテフラ(AT) = 約2.5万年前。  
大山倉吉テフラ(DKP) = 5万年前以前。  
阿蘇4テフラ(Aso-4) = 約8.7~9万年前。  
という年代値が推定されます。

湖底堆積物の堆積速度と年代

図6・1は、横軸に年代、縦軸にボーリング柱状図の深度をとり、上述の4つの広域火山灰層と、加速器質量分析法によって測定された<sup>14</sup>C年代値(後述)をプロットして、湖底堆積

物の堆積速度を見出し、それにもとづいて周辺の地層の堆積年代を推定したものです。

図に見るように、K-AhとATおよび中部野尻湖層の年代値を結ぶ線は、ほぼ直線になっています。これは、この期間には湖底堆積物の堆積速度は、ほぼ一定であったということです。そうしますと、今度は逆にこの直線上のどの点にあるかをみて、その湖底堆積物の年代を読み取ることができます。湖底堆積物と周辺の地層とは鍵層によって図のように対比されていますから、これにより、中部野尻湖層や上部野尻湖層の年代が分かります。

また中部野尻湖層とDKPを結ぶ線も、加速器質量分析法による<sup>14</sup>C年代値と良い一致を示し、この期間もほぼ直線で結ばれます。したがって、この期間の堆積速度もほぼ一定で、この直線上にのる年代から、下部野尻湖層や火山灰層の年代が推定できます。

DKPとAso-4は点線で結んであります。この点線の意味は、この期間の堆積速度を一定とし、実線の直線で結ぶには問題が残されているということです。ただし湖底堆積物中の花粉のデータその他から、この点線で示される年代は裏付けられています。この点線で、貫ノ木層下底に挟まれる鍵層のカワラ(BW3387)の年代を見ると約7万年前で、このときに野尻湖が誕生したわけです。

湖底堆積物の堆積速度にもとづいて年代を推定する方法は、琵琶湖でも行われています。

図6・2は、大阪市立大学の吉川さんと地質調査所の井内さんによる研究で、これは琵琶湖の高島沖の湖底ボーリング試料で調べられたものです。このボーリングの深度は120m以上あり、年代も40万年前以前にまで及びますが、高島沖のボーリング試料は採取された状態が非常に良く、堆積物は均質で、堆積速度も長期にわたってほぼ一定なため、信頼性の非常に高い年代値が得られています。

図の縦軸は、高島沖ボーリング試料中の火山灰とそれに対比される広域火山灰の深度。横軸は年代で、各試料の年代を国際的に対比するために、酸素同位体比の層序も加えられて

います。そうしますと図のように、プロットされた試料が見事に直線の上ののってくるわけで、ここに示された堆積物の年代値は、非常に強い説得力をもち、私どもを納得させてくれます。

#### <sup>14</sup>C年代値

これまで野尻湖の発掘地やその周辺域では、材化石または泥炭を試料として、全部で102個という非常に多くの<sup>14</sup>C年代のデータが測定されました。ただ、これらの測定値のうち、下部野尻湖層から上部野尻湖層までの試料の<sup>14</sup>C年代値はバラツキが激しく、地層の堆積年代を確定するのが難しかったのです。ところが最近、加速器質量分析法による<sup>14</sup>C年代の測定法が開発されました。従来の<sup>14</sup>C年代の測定法は、ベータ線計数法といわれるもので、これは<sup>14</sup>Cが崩壊していくときに出るベータ線を1つ1つ測定します。ですから、非常に長い時間をかけて大量の試料を処理することが必要になります。一方、加速器質量分析法では<sup>14</sup>Cそのものの量を測りますから、試料が微量であっても<sup>14</sup>Cの値を測定することができます。

それで私どもでも、この加速器質量分析法によって、下部野尻湖層 最下部から上部野尻湖層 までの層準に産出したナウマンソウとヤベオオツノシカの化石、それに材化石を試料にして<sup>14</sup>C年代を測定しました。測定数は51個で、この測定結果をまとめて示したものが、さきの図6・1中の沢田ほか(1992)です。また、図2・14の湖底発掘地の地質層序に記してある<sup>14</sup>C年代値も、上記層準については加速器質量分析法の測定値です。

さて、この方法によって測定された<sup>14</sup>C年代値をみますと、2万年ぐらいまでは従来の測定値と大体一致するんですが、それより古くなると従来の測定値との差がだんだん激しくなると、約3万年前頃には、その差が1万年近くも広がってくる、つまり、従来は約3万年前頃と測定されていたものが、新しい方法では約4万年前頃の値が出るという、驚くべきことが分かりました。

図6・1 - 野尻湖底堆積物の年代

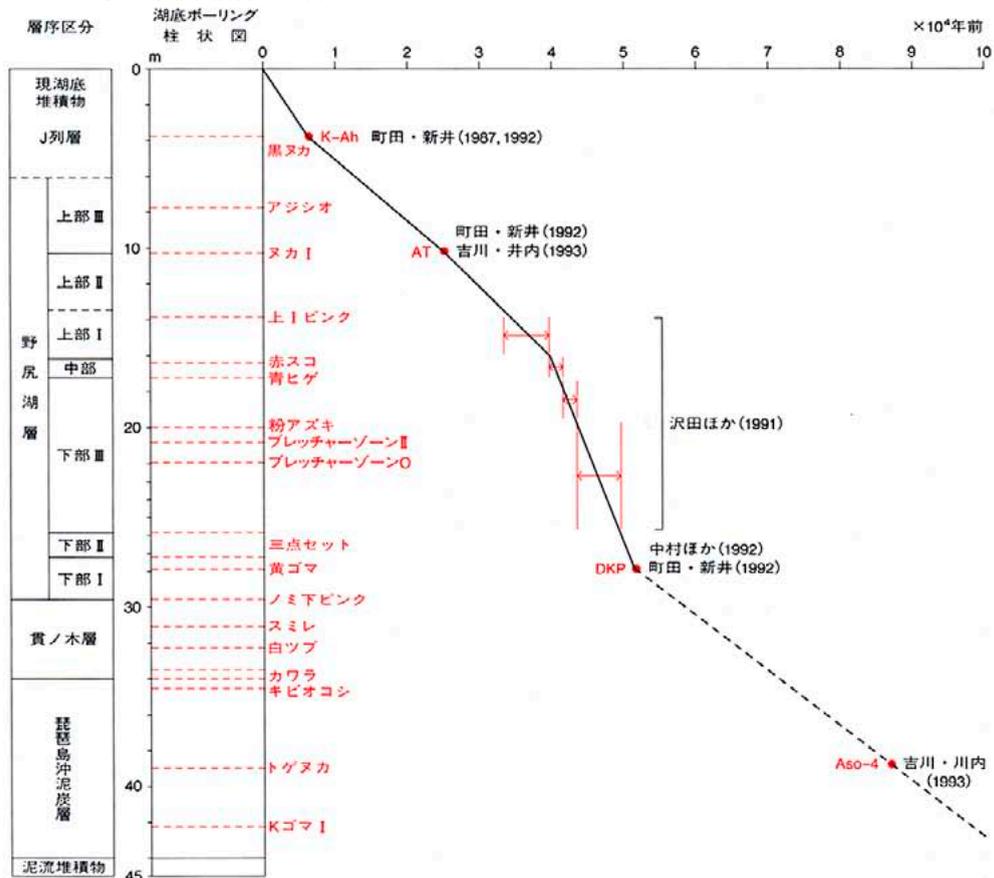
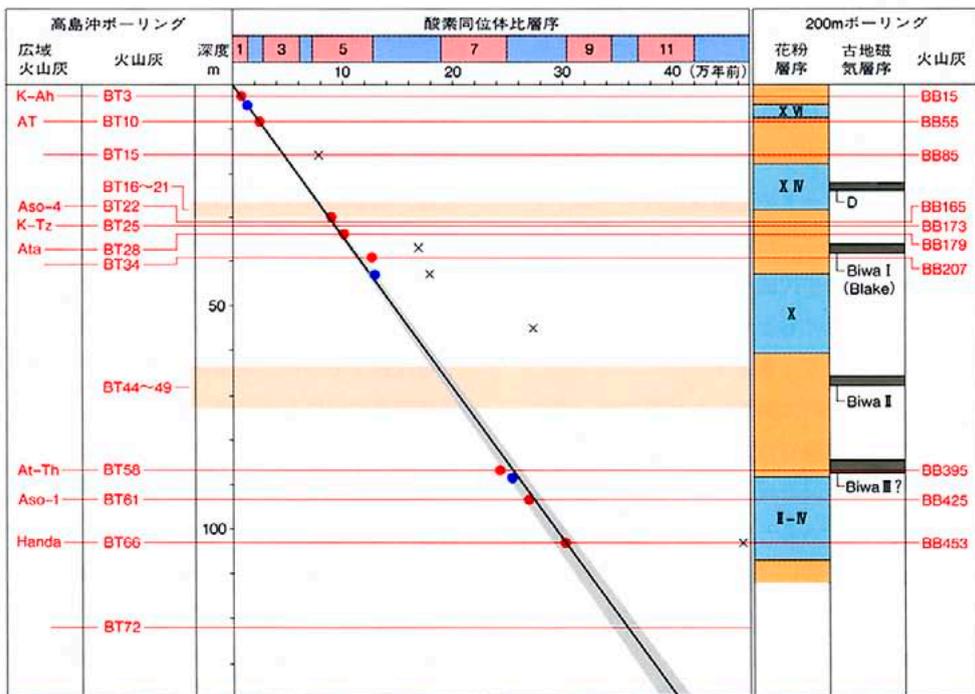


図6・2 - 高島沖ボーリング火山灰挟在深度 - 酸素同位体比編年図 (吉川・井内, 1993を吉川により一部修正)



赤丸は火山灰の対比、青丸は酸素同位体比層序との対比から推定される年代値、黒色の実線は酸素同位体比層序と火山灰の対比から求めた近似直線、グレー色の部分は誤差範囲を示す。×印はF.T.年代測定値 (Nishimura and Yokoyama, 1974, 1975)。

このことは、いろいろなことを私どもに教えてくれます。というのは、ではこの新しい加速器質量分析法が絶対的であるかといえますと、そうであるとはいえませんから、次にもっと新しい方法が出てきたときに、この年代はどうかという問題があります。

もともと $^{14}\text{C}$ 年代の測定にはいくつかの仮定があるのですが、その中でも、大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度が過去ずっと一定であったということが大きな前提条件になっています(この前提がないと初期値が出てきません)。ところがこの点に関しては、かなり疑問を抱いている人もいます。

また、陸上の生物の $^{14}\text{C}$ 濃度は外界と平衡関係にある、ということも前提条件の一つになっているのですが、これについても、そうでない植物も幾つかあるようです。さらに生物が死んで、地層に化石となって埋もれた後、例えば地下水の影響などで $^{14}\text{C}$ 濃度が変わることがないかどうか。つまり、閉鎖系のみでそれを保っていられるかということも条件の一つで、これを本当にクリアしているかどうかは試料によっては問題なんです。

このように放射性年代というのは、まだいろいろな問題があることはあるんです。ですから $^{14}\text{C}$ 年代値については、こうした事情を踏まえた上で、その年代値を見ていくことが必要です。こうしたことを考えますと、前述した広域火山灰のデータや堆積速度のデータ、それに花粉層序など、いろいろなデータを組み合わせると、その年代値が本当に妥当なものかどうかを、層位にもとづいて判断することが非常に重要になってきます。

このように総合的に判断した結果では、現在のところ、加速器質量分析法で測定された下部野尻湖層や中部野尻湖層の年代は、ほぼ妥当な年代が出ていると思います。最初に酒井さんの示された表1・1の編年表は、このようにして総合的に判断された年代値にもとづいてまとめられたものです。

#### 古地磁気層序

この表1・1には、古地磁気層序の欄がありま

す。古地磁気層序については、本誌の33号で述べましたのでそれを参照していただきますが、古地磁気を測定し、地球磁場の逆転している時期を手掛かりにして年代を明らかにするもので、第四紀の時代区分には欠かせない方法の一つです。

それで野尻湖古地磁気グループでは、琵琶島沖の湖底ボーリングコアで、湖底面から深度36mの層準まで連続的に試料をとり古地磁気を測定しました。その結果、深さ26.92~30.9mの貫ノ木層最上部の層準で逆帯磁を示すゾーンがあり、その他の層準はすべて正常磁を示すことが確認されたわけです。表1・1に「野尻湖 エクスカーション」としているのが、この逆帯磁期です。

さきほどの図6・2には、右側の琵琶湖200mボーリングの古地磁気層序で、Biwa の上位にDという逆帯磁期が示されていますが、この逆帯磁期は、年代的にも「野尻湖」に相当します。ただ、この逆帯磁期の層準については、世界的にはかなりのばらつきがあってまだ確定的なことがいえません。野尻湖の周辺では、現在、黒姫山の溶岩で古地磁気を測定していますが、同じような年代に逆帯磁が認められれば、問題を明らかにするための重要な証拠になってくるわけです。

#### 酸素同位体層序

熊井 氷河時代といわれる第四紀の時代区分には、現在では、いまお話のあった古地磁気層序とともに、深海底の堆積物が時計がわりに使われます。深海底には、砂や泥がほとんどつもらずに、百万年以上もの長期にわたって有孔虫など生物の遺骸が連続してつもり、環境変遷の記録をよく残している非常に条件の良い堆積物が多いからです。現在、世界の各地で古地磁気層序と深海底堆積物の堆積速度を時間軸として、第四紀の気候変化曲線が得られているわけですが、それらは酸素同位体層序によって対比されます。

深海底堆積物のボーリングコアに含まれる有孔虫殻の酸素同位体比が測定され始めるのは1950年代に入ってからで、最初はエミリアニ

ーによって行われました。そのときには浮遊性有孔虫が調べられるのですが、当時は、浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比は表面海水温を示し、水温が低いほど $^{18}\text{O}$ が多く、水温が高ければ $^{16}\text{O}$ が多いとされていました。

それで彼は、長期間にわたる酸素同位体比の変化曲線を低温期と高温期に区分し、新しい方から1,2,3,...のように数字で番号をつけたわけです。これが、エミリアニーの酸素同位体ステージと呼ばれる時代区分で、一番新しいステージ1は現代を含む温暖期、ステージ2はこの温暖期に入る前の寒冷期で、奇数番号を温暖期、偶数番号を寒冷期として、各時代を命名したわけです。そしてこの時代区分が、現在では、1つの国際的な尺度として使用されているわけです。ただし、各ステージを境する年代値については、それぞれの研究者によって微妙な違いがみられます。

その後、太平洋や大西洋、インド洋、カリブ海などで、深海底の有孔虫化石の酸素同位体比が調べられますと、各地の酸素同位体比曲線がよく一致することが分かり、これが地球規模の変動を示していることが分かってきました。また浮遊性有孔虫だけでなく、底生有孔虫についても調べられますが、その結果は両者の曲線が同じ変動を示し、その変動幅もほぼ同一なことも分かってきます。

深海底に棲む底生有孔虫殻の酸素同位体比は、水温というよりは、海水そのものの酸素同位体比を示します。氷床(大陸氷河)や氷河は、海から蒸発した水が万年雪となって、陸上に固定されたものです。酸素の同位体は、軽い方の $^{16}\text{O}$ から蒸発しますから、氷床や氷河が拡大する時期の海水には $^{18}\text{O}$ が多くなり、融氷時の海水には $^{16}\text{O}$ が多くなります。

こうして、シャックルトンとオブダイクによって、有孔虫化石の酸素同位体変動曲線は、氷床の消長を示し、同時に海水量の増減を示すものとされました。因みに、シャックルトンとオブダイクが赤道太平洋の深海底コアから得た酸素同位体変動曲線は、大阪層群の海成粘土層から示される気候変化曲線と非常に

よく合っており、これについては、本誌の23号で市原先生が紹介しておられます。

#### 氷期における気候変化の特徴

では、野尻湖文化の時代は、酸素同位体層序の中にどのように対比され、世界的な気候変化とどのように対応しているのか。これについては、まず図6・3をみて頂きます。

図の右端は、シャクルトンとオプダイクによる<sup>18</sup>Oステージで、ここには、約9万年前より新しい時代の層序をのせています。図の一番下のステージ5は最終間氷期、ステージ4からステージ2までが最終氷期、ステージ1が後氷期に相当します。

図は、レーマンという人の研究で、左側は北極に近い北大西洋深海底のボーリングコアで、ネオグロボコードリナ・パチデルマという浮遊性の有孔虫と、そのほかの有孔虫との量比を調べたものです。この有孔虫は、冬に海面を漂う寒冷種ですから、パチデルマが多ければ表層海水温は寒、少なければ暖を示します。図は、約9万年前以降から現在までの寒暖の変化を非常に詳しく記録しています。

その変動の様相をよく見ますと、ステージ5からステージ2にかけては、一番暖かくなって、それから寒くなっていくときには、いくつもの小さな寒暖を繰り返しながらだんだんに寒くなっていきます。ところが、一番寒くなって、そこから暖かくなるときには急激に暖かくなっています。つまり図の赤線で示されるように、氷期には、ノコギリの刃のような線で寒暖が変化しているのですが、こうした気候変化の特徴は、北大西洋だけでなく、世界各地で共通してみられます。

図には、この寒から暖へ急激に変わるすぐ前の時期に、H6、H5……H1と記してあります。これは、氷床から海への大量の氷塊流出という事件を示すハインリッヒ・イベントが、この時期にあたることをレーマンが記入したものです。またH1の上位にYDとあるのは、ヤンガードリアスです。この時期のパチデルマの急激な増大は、後氷期に入る直前に生じた急激な“寒の戻り”にあたるわけですが、

ドリラス期のすぐ前には、北米のローレンタイド氷床の融氷というよく知られた事件が起きています。

このように、氷期においては地球規模において寒暖の変化が急激に生じますが、その変化の直前の時期には、北大西洋における氷床の融氷という事件がみられます。北大西洋で発生した事件が、地球規模の気候変化となって現れるのは、どのような仕組みによるのか。この点については、多くの研究者によって、さまざまな角度から検討され調べられていますが、まだ定説はありません。ただ非常に有力な仮説として、最近とくに注目されているのが、地球全体の気候に影響を及ぼすような海洋底の深層流モデルです。

それによれば、大西洋の西側を北流するメキシコ湾流と太平洋の西側を北流する黒潮は、熱帯地方で暖められた海水を北半球の高緯度地帯に送り込みますが、高緯度地帯で次第に冷却され、同時に塩分濃度の低い海水をつくります。その結果、海水は塩分濃度が増えて重くなり、沈降して底層流となって再び赤道方向へ流動します。この底層流は、大西洋でも太平洋でも、ともにその東側を南に向かって流れます。この海水の大循環は、地球全体の気候をコントロールする働きをしているわけですが、その特徴からベルトコンベアに例えられています。

この深層流が、大西洋・インド洋・太平洋で互いにつながっている考え、北大西洋の事件はベルトコンベアの動きに影響し、その変化が地球規模であられるというのが、深層流モデルです(Broecker and Denton, 1990)。

図の右側は、レーマンが南大西洋の深海底コアの底生有孔虫殻から得た深層水の炭酸塩濃度の変化です。濃度の濃い方が暖、薄い方が寒を示しますが、北大西洋の表層水の示す気候変化曲線と非常によく対応しています。

#### 野尻湖文化の国際的対比

では野尻湖文化の時代は、図のどの辺に位置づけられるかを見ますと、下部野尻湖層最下部から上部野尻湖層の年代は、約49,000～

33,000年前で、ステージ3の中に入るわけですが、図ではハインリッヒ・イベントの5から4のサイクルの時期にあたります。つまり小さな寒暖を繰り返しながら次第に寒くなっていく時期で、これは、さきに那須さんの話にあった花粉層序の示す気候変化ともよく合っています。

ただいずれにしても、各地域の陸上の堆積物とグリーンランド氷床の分析結果との対比、あるいは深海底堆積物との対比は、現在の地球環境の問題、気候変化の基礎資料となるもので非常に重要です。また一方では、野尻湖文化の国際的対比は、いろいろな角度から検討していく必要があるわけで、そういった今後の課題という意味も含めてお話をさせていただきました。

図 6・3 - 亜北極圏の北大西洋コアにみられる寒冷有孔虫の増減と亜熱帯北大西洋コアにおける炭酸塩量の変化 <Lehman, 1993>

