

# 放射性炭素 $^{14}\text{C}$ による年代測定

炭素の放射性同位体  $^{14}\text{C}$  を用いた年代測定法が W. F. Libby によって開発されてから 約15年になる。この間に世界における測定機関の数は約50に増加し 測定年代も約5万年までさかのぼれるようになった。日本においても 学習院大学および理化学研究所において年代測定が行なわれ 有意義な結果が得られている。ここでは 主として木越邦彦 (1963 1965a 1965b) の論文にしたがって 年代測定の原理 その基礎となる事実 測定法などを紹介し その後に 最近 地質調査所から学習院大学に依頼して行なった測定の結果を 述べることにする。

地球に到達した宇宙線によって作りだされる中性子と大気の主成分である窒素との核反応で 放射能をもった炭素  $^{14}\text{C}$  が大気中でできているであろうことは すでに1930年代に A. V. Grosse (1934) や C. G. Montgomery, D. D. Montgomery (1939) によって推測されていた。

1947年 W. F. Libby その他の人々によって半減期 5,700年の  $^{14}\text{C}$  が天然に地球上に存在することが確認された。このように半減期の短い核種が天然に存在するためには この核種が常に作られていることが必要である。実際に 成層圏において 宇宙線と大気中の酸素あるいは窒素との破砕反応で生成された中性子が 窒素  $^{14}\text{N}$  と核反応することにより  $^{14}\text{C}$  を作りだす。このようにして生成された  $^{14}\text{C}$  は 大気中に0.03%含まれる通常の炭酸ガス  $\text{CO}_2$  (炭素の安定同位体  $^{12}\text{C}$  : 98.89%  $^{13}\text{C}$  : 1.11%) に  $^{14}\text{CO}_2$  として混合し 成層圏から対流

一色 直記・小野 晃司・平山 次郎・太田 良平  
圏へと供給され さらに地球上の炭素化合物 (植物体や動物体) 中に広く分散していく。

## 年代測定の原理

半減期 5,700年の放射性炭素同位体  $^{14}\text{C}$  による年代算出の基礎的な仮定は

- (1)  $^{14}\text{C}$  の大気あるいは水中での濃度が時間的にも地域的にも一定であったこと。
- (2) 生物体中の  $^{14}\text{C}$  濃度が その炭素原料となっていた周囲の大気あるいは水の中の  $^{14}\text{C}$  濃度と同一であったこと である。

$t$  年前に死んだ生物の遺体(あるいは遺体の部分)が現在まで保存されてきたとすると この遺体中の炭素は  $t$  年前から現在までに 宇宙線によって作られた  $^{14}\text{C}$  の供給をまったく受けず 含まれる  $^{14}\text{C}$  の濃度  $C_t$  は半減期 5,700 年の放射壊変によって減少してきたはずである。すなわち  $t$  年前の大気あるいは水中の  $^{14}\text{C}$  濃度を  $C_0$  とすれば

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t} \quad (\lambda \text{ は } ^{14}\text{C} \text{ の壊変定数})$$

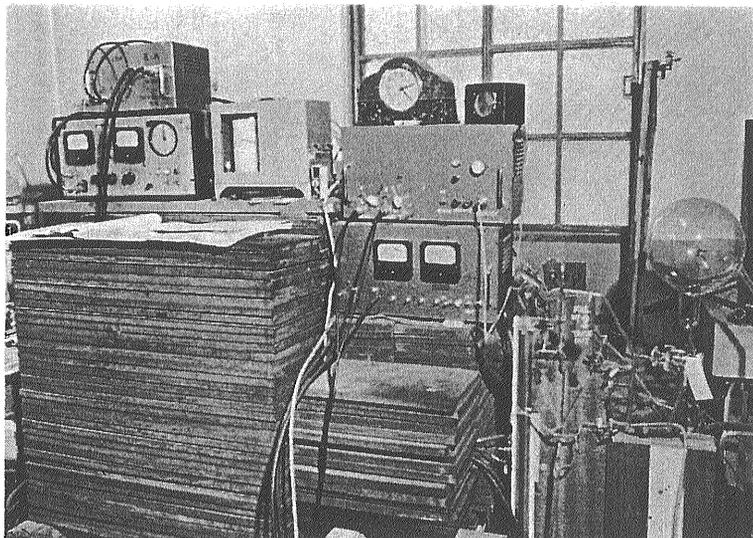
が成立する。基礎的な仮定(1)および(2)から この式の  $C_0$  は現在生きている生物体の  $^{14}\text{C}$  濃度  $C_t$  は  $t$  年前に死んだ生物体の現在における  $^{14}\text{C}$  濃度である。  $^{14}\text{C}$  の壊変定数  $\lambda$  は 半減期( $T_{1/2}$ )として5,700年を用いれば

$$\lambda = \frac{\log_e 2}{T_{1/2}} \approx \frac{0.693}{5700} (\text{y}^{-1}) \approx 1.21 \times 10^{-4} (\text{y}^{-1})$$

となる。

そこで  $C_t$  を測定すれば 生物体は何年前に死んだかすなわち  $t$  の値を求めることができる。この場合 仮定(1)・(2)はあとで説明するように 厳密には成立しない。しかし 一般的にはこれら仮定が理想的に成り立っているととして  $t$  を算出している。

このような方法で生物遺体 たとえば材木や貝殻などを 測定試料と



①  $^{14}\text{C}$  計数装置 計数管は  $\gamma$  線を遮蔽するための鉄板に囲まれているため みる ことができない この鉄遮蔽のなかに 3種の計数管(容積 1l 管内気圧76 cmHg; 1l 100cmHg; 7l 76cmHg) が入れられている 右手にみえるのが試料のアセチレンを入れたフラスコ 鉄遮蔽の上に置いてあるのが記録装置 (学習院大学 木越研究室)

してそれぞれの生物が死んだ年代あるいは生活していた年代を測定することができる。この年代測定は時計として用いる放射性核種<sup>14</sup>Cの半減期が5,700年であるために測定しうる年代の範囲は数百年から数万年の間になる。しかし更新世末から現世にいたる地球の歴史に絶対的な年代尺度を与えたことは見のがすことのできない重要な貢献といえる。

### 基礎的仮定の検討

(1) <sup>14</sup>C濃度の地域的な均一性 対流圏の大気中の<sup>14</sup>C濃度は原水爆実験によって加えられたものをのぞけばほぼ均一であるという測定結果がでていいる。天然の宇宙線による<sup>14</sup>Cの供給量は高緯度ほど多いにもかかわらずその1年間の供給量は対流圏にある<sup>14</sup>C総量のわずかに0.5%であるためそれによる地域的な濃度差は大きなものにはならないだろう。しかし特定の地域たとえば赤道近くの海域では

- (a) 表面海水(一般に大気中より<sup>14</sup>C濃度が低い)と大気との間での<sup>14</sup>C交換がよく行なわれている
- (b) 成層圏からの<sup>14</sup>Cの供給は温帯ほど大きくない
- (c) 対流圏の南北両半球間の大気の混合がすみやかに行なわれない

という3つの現象を考慮にいれると大気中の<sup>14</sup>C濃度が1%近く減少している可能性がじゅうぶんにあるといわれている。

水圏における<sup>14</sup>C分布の変動は大気中のように1%以下といった小さなものではなくその地域的な変動は10%以上になることもまれではない。陸水のうちで地下から<sup>14</sup>Cを含まない炭酸の供給を受けたものは大気中の<sup>14</sup>C濃度より20%以上も低いことがあると報告されている。したがってこのような水域で育成した貝殻などを試料として<sup>14</sup>C法をそのまま機械的に適用すれば現棲のものが2,000—3,000年前という年代を示す結果になる。海水中の<sup>14</sup>C分布は深海では交換に時間がかかるので当然濃度が低くなり平均として大気より約14%低く表面海水では約8%低い値を示す。表面海水でも10—13%低い値を示す場所がまれではない。このような場所は深海水が上昇してきている所と考えられている。

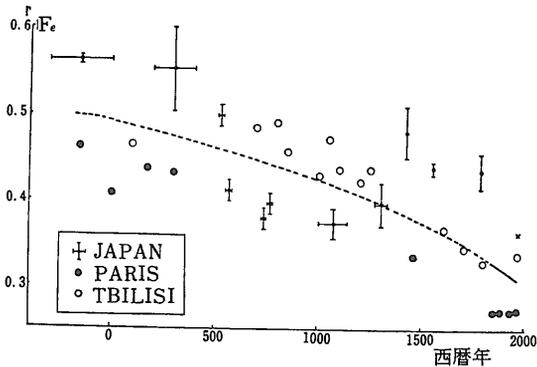
- (2) 大気中の<sup>14</sup>C濃度の経年変化 大気中の<sup>14</sup>C濃度の変化がどの程度あったかを知るためには正確に年代のわかった試料を得ることが必要である。そのための試料としては (a) 年代が歴史的にわかっているもの (b) 年輪をかぞえて得たもの の2種が用いられている。 (a) については現在から5,000年前まで (b) については

3,000年前までさかのぼって大気中の<sup>14</sup>C濃度の推定が可能である。実際の測定値から<sup>14</sup>C濃度は2—3%の範囲内では変動したことが知られているがよほど精密な実験を行なわない限り±1%程度の誤差があるのでこの<sup>14</sup>C濃度の変動を正確に断言することはむずかしい。さらに古い年代になると年代既知の試料を得ることが現在ではほとんどできない。<sup>14</sup>C法以外の年代測定法で数万年前までの年代が正確に決定できる信頼すべき方法が見出されれば<sup>14</sup>C濃度についての知見を得ることができよう。

大気中の<sup>14</sup>C濃度の時間的変動の原因として考えられるものには宇宙線強度の変化による<sup>14</sup>C生成率の変動と地球上での炭素の分布や移動の状態の変化とがある。宇宙線強度の変化には (a) 宇宙線の起源にもとづく本質的変動 (b) 地球磁場の変動 および (c) 太陽活動の消長によるものが考えられる。高エネルギーの宇宙線の成分にはたとえばカニ星雲のような超新星の爆発によるもののように特定の星からある時期に発生し地球に到達したものもあると考えられる(長谷川・伊藤 1963)のでこのような原因による宇宙線強度の大きな変動があった可能性はあるがその影響がどの程度あったかについては現在よくわかっていない。

ほとんどの宇宙線は荷電粒子の高速の流れであるから地磁気の強さが変化すれば地球上での宇宙線の強さは変化する。地磁気が強くなれば宇宙線の経路の地球磁場によるまげられ方が大きくなり入射宇宙線量は当然減少する。地磁気の強さが時とともに変化する事はここ数十年の測定でも認められるが古代の土器・陶器・レンガ・焼土あるいは熔岩などに残されている地磁気の化石から過去約2,000年間の地磁気の強さの変化が求められている(Nagata et al. 1963)。第1図に示したように現在の地磁気の全磁力の強さは2,000年前の強さの60%に減少している。このことから現在の<sup>14</sup>Cの生成量は2,000年前よりかなり増加しているといえる。このような長期にわたる<sup>14</sup>C生成量の変化が大気中の<sup>14</sup>C濃度にどのような影響を与えるかを考えてみると計算から2,000年前の大気中の<sup>14</sup>C濃度は大きく見積っても現在より約2%だけ低かったらしい。このことは屋久杉などについての実際の<sup>14</sup>C濃度測定結果ともほぼ一致する。太陽活動の変動による宇宙線強度の変動は<sup>14</sup>C生成量には大きな変化を与えるが周期が11年という短いものであるため大気中の<sup>14</sup>C濃度に対してはせいぜい0.2%程度の変動しか与えない。

宇宙線による<sup>14</sup>Cの生成が変動しなくても大気中の<sup>14</sup>C濃度は地球上の炭素の移動の様子や分布が変動すれ

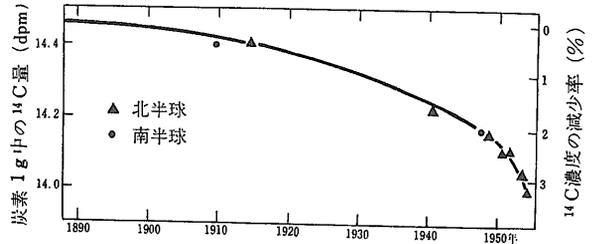


第1図 赤道における地磁気の全磁力の強さ  $F_e$  (単位 Gauss) の経年変化 (Nagata et al. 1963)

ば 当然変化するはずである。氷河の消長に伴う海面の昇降 大規模な火山活動 気候変化はその原因となり得るが これらによる大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度の変化量の算出はかなり困難であろう。

19世紀後半から現代にかけて 人類がエネルギー源として燃やした石炭・石油の炭素量は 大気中に炭酸ガスとして存在する炭素量とほぼ等しいことがわかっている。しかしながら大気中の炭酸ガスの量が19世紀頃の2倍になったわけではなく 大部分は海水中に溶けこんでしまい 炭酸ガスの増加量はせいぜい数%あるいはそれ以下である。石炭・石油は  $^{14}\text{C}$  の半減期に比べて非常に古い時代に作られたもの すなわちその炭素は  $^{14}\text{C}$  をほとんどまったく含んでいない「死んだ炭素 (dead carbon)」であるから この炭素の燃焼によって大気中に供給された炭酸ガスによって 1900年頃から1953年にかけて 大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度が薄くなっている (Suess 効果)らしい。第2図からわかるように  $^{14}\text{C}$  濃度の減少率は3%に及んでいる。1954年以降に行なわれた大規模な原子爆実験により 多量の中性子が放出され 大気中で人工の  $^{14}\text{C}$  が作られた。1963年秋には 大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度は平常の約2倍になったが 表面海水ではせいぜい数% 深海水との交流のげしい表面海水ではほとんど増加は認められないという不平衡状態にある。

(3) 試料の種類による誤差 試料中の炭素がどのような地球上の炭素を原料として作られているかによってその試料ができた時の  $^{14}\text{C}$  濃度が多少変わってくる。そのため試料固有の年代測定値の誤差がでる。この誤差を打ち消すためには その試料を作った生物の成育条件となるべく類似した条件で作られた現在のものをコントロール試料として測定し 後者の  $^{14}\text{C}$  濃度を現在の標準値として用いることが望ましい。この目的のためのコントロール試料は 原子爆実験の影響を受けないものであることが絶対必要であるが 現在ではこのようなもの



第2図 大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度の変化 (Suess 効果) 植物精油についての測定による (Kerr et al. 1962)

のを得ることもできなくなりました。

広い地域にわたり しかも定常的に  $^{14}\text{C}$  濃度の不均一の起こる可能性としては 海水と大気との間の炭酸ガスの交換に起因するものと 成層圏からの  $^{14}\text{C}$  の供給に起因するものが考えられる。しかしこれらによる  $^{14}\text{C}$  濃度の地域的変動は計算の結果から1%をこえることは考えられない。海水中の  $^{14}\text{C}$  濃度は 大気中のように一定でないことは 混合の速度が大気とは比較にならぬほど遅いことから想像される通りである。しかし現在の海産貝殻の多くは それらの  $^{14}\text{C}$  濃度が標準値 (N.B.S. 標準シュウ酸の  $^{14}\text{C}$  濃度の95%) から  $\pm 10\%$  (パーミル) の間に入るので 陸上の植物試料とまったく同一に取り扱って年代値を算出してはさしつかえない。これは海水中の  $^{14}\text{C}$  濃度が低いことと 貝が  $^{14}\text{C}$  を濃縮するいわゆる同位体効果 (後述) が重なって偶然このような都合のよいことになったにすぎない。

(4) 同位体効果  $^{14}\text{C}$  年代測定の対象となるものは大気中の炭酸ガスが何らかの形で 現在まで保存されたものと考えられることができるが 通常その試料となるまでに色々な化学反応を経て作られたものである。したがって厳密には試料中の  $^{14}\text{C}$  濃度と その原料となった大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度とは等しくない。すなわち 同位体効果により 化学反応の過程で重い炭素が容易に試料中にとり込まれたり あるいはその反対の現象が起こってくる。炭素の安定同位体比  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  から換算して 原料の  $\text{CO}_2$  と年代測定試料中の  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  を求めることは可能である (第1表)。生物による同位体効果の補正に 第1表にあげた陸棲生物の平均 あるいは海棲生物の平均という程度の値を使用すれば 可能な誤差は1%以下にすることができよう。通常の目的の年代測定では  $^{14}\text{C}$  の分布に関する不確かさと同程度 あるいはそれ以下になるこの誤差は 無視される場合が多い。

(5) 半減期  $^{14}\text{C}$  の半減期は年代測定の基礎となる数字で 最近3つの精度の高い実験が行なわれた。これらの測定値を第2表に示した。これらの測定はいずれ

第1表 地上物質中の炭素同位体比(木越1963編集)

	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) <sup>1)</sup>	$\alpha_{14}$ <sup>2)</sup>
石灰岩・貝殻	0	1.050
海水中の炭酸イオン	-1.5	1.049
大気中の炭酸ガス	-7	1.036
海棲生物	-13	1.024
陸棲生物	-25	1.000
石炭	-25	1.000
石油	-28	0.994
頁岩	-28	0.994

$$1) \delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}} \right] \times 1000$$

$$2) \alpha_{14} = \left( 1 + \frac{\delta^{14}\text{C}_{\text{sample}}}{1000} \right) / \left( 1 + \frac{\delta^{14}\text{C}_{\text{standard}}}{1000} \right) = \left[ \left( 1 + \frac{\delta^{14}\text{C}_{\text{sample}}}{1000} \right) / \left( 1 + \frac{\delta^{14}\text{C}_{\text{standard}}}{1000} \right) \right]^2$$

も人工の濃度の高い<sup>14</sup>Cを含むものについて<sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C+<sup>13</sup>C+<sup>14</sup>Cを質量分析計で測定しこれをうすめて計数管に入れて測定を行ない計数効率およびend effectの補正を加えて壊変率を算出し半減期を求めたものである。しかし測定結果は必ずしもよい一致をみているとはいえずさらに正確な測定が必要のようである。

### 試料

<sup>14</sup>C年代測定の対象となる含炭素試料は木炭 木材 泥炭 貝 骨である。骨を構成する無機化合物の形の炭素の場合には地下水中の炭酸イオンあるいは大気中の炭酸ガスとよく交換反応をしていると考えられるのでその測定値についての信頼度はあまり高くない。

試料を採取する時地質学上あるいは考古学上の試料としてその産出層準・産状などに注意を払うのは当然であるが<sup>14</sup>C年代測定試料としては少なくとも次の諸点に注意して採取の記録をとり測定者に測定試料とともに渡すことが必要とされている。

- 1) 試料採取者および採取年月日
- 2) 採取地点 地図上および現地においてその場所を確認し得る表現 緯度・経度の正確な値
- 3) 試料に「現在の炭素(modern carbon)」あるいは「死んだ炭素」の混入の可能性があるかどうか 採取現地でのじゅうぶんな考察の結果
- 4) 試料の地質学的あるいは考古学的意味および推定年代 文献
- 5) 関連する従来の測定値 文献

これらのうち(3)がとくに重要である。試料採取地点の近くに石灰質岩石が多く「死んだ炭素」を含む地下水がその試料の近くを流れているかいないか また雨水が容易に地表からしみ込むかどうか あるいは腐蝕された可溶性の有機物が地表からどの程度流れてきているかなどの検討が必要になってくる。上にあげた(1)から(5)までの事項は測定試料の前処理(後述)の際に必要な事

第2表 <sup>14</sup>Cの半減期(木越1963編集)

測定者	年代	$\beta$ 線計数の条件	測定された半減期
W. B. Mann et al.	1961	*CO <sub>2</sub> +メタン(35-65cmHg)による比例計数 *CO <sub>2</sub> +アルゴン+エタノールによるガイガー-ミュラー計数	5,760±50
D. E. Watt et al.	1961	*CO <sub>2</sub> +メタン+アルゴンによる比例計数	5,780±65
I. U. Olsson et al.	1962	CO <sub>2</sub> およびアセチレンによる比例計数	5,680±40

項であるから必ず測定者には連絡しなければならない。試料を採取した後の保存・取り扱いについてはその試料に「現在の炭素」あるいは「死んだ炭素」の混入がないように注意すればじゅうぶんである。また前処理を行なうために便利で採取した時の状態が前処理を行なう人によくわかるように採取した時の状態のままビニール袋などに入れて外気と直接ふれないようにして保存しておくことが望ましい。

### 試料の前処理

試料中に無機化合物の炭酸塩として含まれる炭素は酸処理でCO<sub>2</sub>とし有機化合物あるいは炭素としてあるものは燃焼によってCO<sub>2</sub>として後に<sup>14</sup>Cの測定が行なわれるがこのように試料からCO<sub>2</sub>として炭素を分離する前に試料についての前処理が行なわれる。

前処理は知りたい年代を最もよく代表すると考えられる炭素化合物を試料から分離する操作である。この操作は試料の地質学あるいは考古学上の意味 化学組成 測定に必要な炭素の量の3つの条件を考慮して定められる。まずはじめに肉眼で夾雑物を除くとか木炭片と砂との混合物の場合には水ひで分けるとかの機械的な選別を行ない次に化学処理を行なう。木材や炭の試料は酸処理でまた貝殻などはその表面を薄い酸で溶解後水洗することによって吸着あるいは吸収されていた炭素化合物を取り去ることができる。骨の試料についてはまだ多くの問題が残されている。

### 測定法

<sup>14</sup>Cの $\beta$ 線は非常に低レベルのしかも低エネルギー(最大エネルギー 155KeV)の放射線であるから<sup>14</sup>Cの放射能の測定のためにバックグラウンドの低い計数装置が開発・使用されている。

W. F. Libby らによって行なわれた初期の実験では試料炭素を炭酸ガスとした後還元して炭素を作りガイガー-ミュラー計数管の内面に塗って測定が行なわれたがその後原水爆実験により強い放射能をもつ固体微小物が作られその混入の可能性が出てきたので現在

第3表 日本における $^{14}\text{C}$ 年代測定機関の測定機器の諸元 (浜山 藤山  
1964 木越 1965b)

Code	測定機関	測定法					測定試料概数
		使用気体	気圧	計数管容積(ℓ)	バックグラウンドのcpm	現在の炭素のcpm	
GaK	学習院大学	$\text{C}_2\text{H}_2$	76cmHg 76cmHg	1 7	5.6 24	12 100	560 <sup>1)</sup>
N	理化学研究所	$\text{CO}_2$	120cmHg	2.7	約8	26±0.5	100 <sup>2)</sup>

1) 1965年4月現在 2) 1963年現在

ではこの方法はまったく行なわれていない。

測定試料のほとんどは燃焼(写真2)あるいは酸との反応で炭酸ガスとし それから出発して適当な測定物質を作る方法がとられている(写真3)。実際に年代測定に用いられている方法には  $\text{CO}_2$ 、 $\text{C}_2\text{H}_2$ 、 $\text{CH}_4$  による比例計数法  $\text{CO}_2+\text{CS}_2$  によるガイガーミュラー計数法 および  $\text{C}_6\text{H}_6$  による液体シンチレーション計数法がある。通常計数管の容積は1—5ℓ程度 気体として入れられる試料炭素量は0.5—5g程度のものが多い。放射能最高の現在の炭素で1gあたりおよそ12cpm (counts per minute)・1gの試料で40時間測定した場合の統計的誤差はバックグラウンドを無視すれば±0.7%(標準偏差)となる。この誤差は年代測定の基礎的仮定の不確かさによるものに比べれば小さいものである。

現在 $^{14}\text{C}$ による年代測定を行なっている機関は世界全体で約50あり 日本においては学習院大学と理化学研究所とである(第3表)。

年代測定を目的とする場合には 測定の基礎となる $^{14}\text{C}$ の半減期は W. F. Libby の測定値5,570±30年を用いることに国際会議で決められている。また測定を行なった年からかぞえた年数を B.P. (before present) で表わしていたのも 1962年以降は同じ記号B.P. を用いて1950年からかぞえて何年前という意味で用いられるよう変更になった。現在の植物中の炭素の $^{14}\text{C}$ 濃度が年代算出の基礎となるが 最近では多くの実験室でアメリカ国立標準局(N.B.S.: National Bureau of Standards)から出されている標準物質(シュウ酸)の $^{14}\text{C}$ 濃度の95%に相当す

る値を採用するようになり どの測定値でも同じように取り扱って互いに比較することができるようになった。

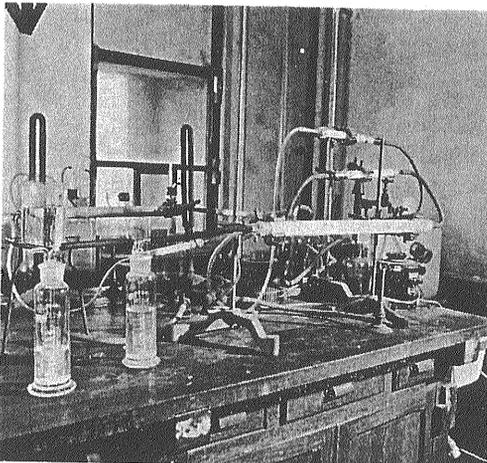
## 測定結果

1964年4月から地質調査所の「5万分の1地質図幅調査研究」の事業の1つとして 火山および第四紀層の $^{14}\text{C}$ 年代決定が行なわれるようになった。そのおもな目的は 従来地質学的方法ではほとんど手掛かりのなかった火山噴火の年代の決定 ひいてはある一定の期間に地下深所から火山を通じて供給されるエネルギー量を算出する際の時間の尺度を得ることであり また第四紀層の対比や段丘の変形割合を求める際の時間尺度を得るにあった。次に今までに得られた測定結果を簡単に紹介しよう。

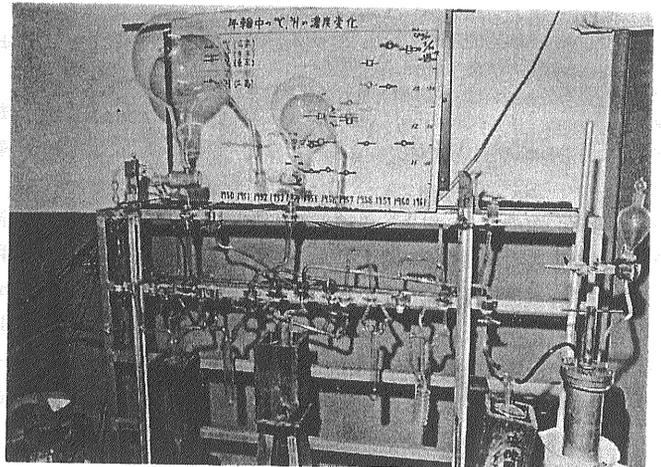
測定はすべて学習院大学理学部化学教室木越邦彦研究室で行なわれたものである。木越研究室における測定は内容積1ℓの銅製比例計数管に試料炭素をアセチレン( $\text{C}_2\text{H}_2$ )として約76cmHg(約1気圧)で封入して行なっている。計数管の外側は遮蔽用の計数管と厚さ23cmの鉄板とで囲い 外部からの放射線の影響をできるだけ防ぐよう設計されている(第3図)。この計数管の自然計数は5.6cpm N.B.S. 標準物質(シュウ酸)の計数は13cpm(自然計数を含まない) 測定時間は2日間である。最近では封入気体の圧力を100cmHgにあげ 測定時間を1日に短縮した装置を平行して使用している。すでに述べたように 年代算出は現在の試料に相当するものとして N.B.S. 標準物質の95%の計数値を用い 半減期としては W. F. Libby の値5,570±30年を用いている。誤差は計数値からの標準偏差 $\sigma$ のみによる値で 計数値が $2\sigma$ 以下となった場合無限大の年代を与え  $3\sigma$ に相当する年代値をその下限として示してある。

測定結果は次のような順序で記載する。

- ①採取地および産状 ②測定試料



②試料燃焼装置 (学習院大学 木越研究室)



③アセチレン発生精製装置 (学習院大学 木越研究室)

- ③採取年月日および採取者 ④測定番号(標本番号)  
⑤測定値 ⑥測定意義と結果の検討

### 大島火山(1)

- ①東京都大島町岡田港西北西約0.8kmの海蝕崖の下部(34°47' N 139°23' E). 大島火山先カルデラ成層火山の旧期噴出物に属する泥流堆積物中に埋没した樹幹  
②オオバヤシヤブシ(*Alnus Sieboldiana* MATSUMOTO)の樹幹  
③1959年8月31日 一色直記  
④GaK-476(NI 59083103)  
⑤21,230±700y.B.P.(1965年1月27日報告)  
⑥大島火山の活動開始の時期は 従来漠然と更新世後期または現世初期(たとえば久野 1958)といわれていたが 明確な科学的証拠によったものではなかった. この樹幹試料は大島に露出する大島火山噴出物のうちでも最古の構成単位(先カルデラ成層火山旧期噴出物)に属する泥流堆積物の中から得られたものである. 大島火山の活動開始以来 噴出物の供給割合が変わらなかったと仮定すれば この泥流堆積物は中期の噴出物とみなせるので この測定結果から 大島火山の年令は数万年程度と考えてよいであろう.

### 大島火山(2)

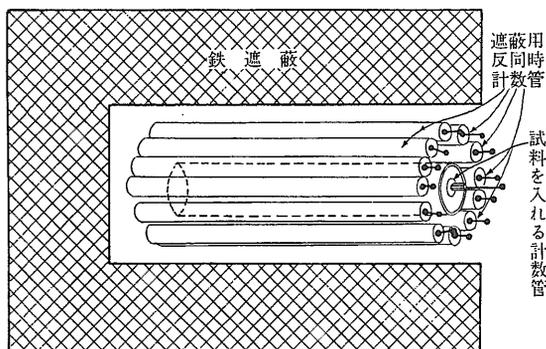
- ①大島火山(1)と同じ  
②サクラ(*Prunus Lannesiana* WILSON var. *speciosa* MAKINO forma)の樹幹  
③1959年8月31日 一色直記  
④GaK-556(NI 59083102)  
⑤>30,000y.B.P.(1965年4月19日報告)  
⑥この試料(GaK-556)は前述の GaK-476 を採取した泥流堆積物と同一の堆積物から採取されたものである. 測定意義は GaK-476 と同じであり 同一の年代が測定されるであろうとの期待を持って源定を依頼した. 結果はあきらかに一致しない. この原因は不明である.

### 神津島天上山火山

- ①東京都神津島村長浜(34°15'N 139°08'E) 天上山の活動に伴って発生した火砕流堆積物中の炭化木  
②樹種未鑑定の炭化木  
③1960年8月2日 一色直記  
④GaK-477(NI 60080203b)  
⑤1,260±80y.B.P.(1965年1月27日報告)  
⑥<sup>\*</sup>続日本後記の中に 承和5年(西歴838年)上津島(現在の神津島)で起こった噴火の詳しい記事がのっている. 津屋弘達(1929)は詳細な地質調査の結果 本島で最も新しい天上山火山をこの時の噴火の産物と考えた. この活動は 採取者(一色)の地質調査によれば 軽石丘の形成(および軽石降下)→火砕流の発生→熔岩円頂丘の形成 という経過をたどったが 初期の産物である降下軽石堆積物は久ガ原式か弥生町式(弥生)および加曾利E式(縄文中期)土器を含む暗褐色ローム層をおおっている. このことから 天上山の活動は1世紀あるいはそれ以後であることはわかっていた. 測定結果の1,230±80y.B.P. は土器による年代推定と矛盾せず また古記録の西歴838年(すなわち1,112y.B.P.) とほぼ一致する年代を示す.

### 三宅島火山(1)

- ①東京都三宅村大字神着小字美茂井 津村寿氏宅前都道山側切



第3図 計数管および鉄による遮蔽の配置図(木越 1965b)

割(34°07'N 139°33'E) 三宅島火山の降下岩滓堆積物中の炭化木

- ②樹種未鑑定の炭化木 年輪は6以上で年輪の間隔は粗い  
③1963年7月7日 一色直記  
④GaK-475(NI 63070701b)  
⑤805±80 y.B.P.(1965年1月27日報告)  
⑥この切削の露頭では 現地表面から30cm が黒雲母流紋岩軽石小片を含む暗褐色ローム 次の70-110cm が木炭片を含む降下岩滓堆積物で さらにその下位に4単位の降下火砕堆積物が見られる. 降下岩滓堆積物の下位の暗褐色ロームからは弥生式と思われる壺が1962年に発見されている. 黒雲母流紋岩軽石は三宅島の西北西約35kmにある神津島の天上山の西歴838年の噴火か 北西約45kmにある新島の向山の西歴886年の噴火の際に飛来したものと考えられるので その年代をチェックする意味で測定を依頼した. 結果は 805±80y.B.P. とかなり新しい年代が算出された. この結果は神津島天上山の火砕流堆積物中の木炭片についての1,260±80y.B.P. という測定結果(前出 GaK-477)とも矛盾する. この流紋岩軽石の起源を両島以外の海中噴火によるものとする積極的な証拠もないので 現在まだ矛盾は解決されていない.

### 三宅島火山(2)

- ①東京都三宅村大字坪田 海岸 道ノ沢落ち口(34°03'N 139°32'E) 紫蘇輝石普通輝石玄武岩熔岩流の下にある小さい谷を埋めた岩滓堆積物(熔岩流と同時期)中の炭化木  
②炭化木(広葉樹)  
③1958年3月31日 一色直記  
④GaK-555(NI 58033103)  
⑤2,570±100y.B.P. (1965年4月19日報告)  
⑥三宅島の南海岸 ツル根岬西方約0.5kmのココマ(あるいはココマノコシ)から坪田港の東北東方約1.3kmの海蝕崖には紫蘇輝石普通輝石玄武岩熔岩流が断続して露出している. この熔岩流は 火砕流の層位的な調査および岩質から 同一時期に流出したものと想定されていた. ココマでは 今から2,000年前よりも幾分新しいとされている弥生中期後半宮ノ台式土器を含む人類遺跡(一色 1960)の下位に この熔岩流(2,570±100y.B.P.)が露出しており 両者の年代は矛盾しない.

### 八丈島東山火山

- ①東京都八丈町大賀郷と榎立との間 大坂トンネル中央西壁(33°05'N 139°47'E) 八丈島東山濃山先カルデラ成層火山に属する凝灰角礫岩中に埋没した樹枝

- ②タブノキ(*Machilus Thunbergii* SIEB. et ZUCC.)の樹枝  
 ③1952年9月29日 一色 直記  
 ④GaK-557(NI 52092904)  
 ⑤3,660±80y.B.P. (1965年4月19日報告)  
 ⑥東山火山先カルデラ成層火山の年令を知る目的で測定を依頼した。推定年代は30,000—50,000年 測定結果の 3,600±80 y.B.P. とは著しくくい違いを生じた。東山火山の成長の歴史や開析の程度から考えて 測定値はきわめて若く出すぎているように思われる。1952年当時の野外における地質調査が不十分で 先カルデラ成層火山形成後の爆裂の産物を見分けることができなかつたためか 試料が採取前あるいは後に新しい含炭素物質に汚染されたためか 不明である。

## 阿蘇カルデラ(1)

- ①熊本県阿蘇郡一の宮古城 公団道路切割(32°58'N 131°08'E) 阿蘇Ⅱ火砕流堆積物基底の降下岩滓におおわれる風化火山灰中の炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木  
 ③1964年3月7日 小野 晃司  
 ④GaK-479(64As-72-1)  
 ⑤20,100±600y.B.P. (1965年1月27日報告)  
 ⑥阿蘇カルデラ(1)―(5)をまとめて述べる

## 阿蘇カルデラ(2)

- ①熊本県阿蘇郡一の宮町坂梨 滝室坂(32°56'N 131°09'E) 阿蘇Ⅱ火砕流堆積物直下の腐植を含む風化土  
 ②腐植を含む風化土  
 ③1964年3月9日 小野 晃司  
 ④GaK-553(64As-86P)  
 ⑤35,600<sup>+5,600</sup><sub>-2,200</sub>y.B.P. (1965年4月19日報告)

## 阿蘇カルデラ(3)

- ①熊本県阿蘇郡一の宮町坂梨 滝室坂 (32°56'N 131°09'E) 阿蘇Ⅱ火砕流堆積物(下位)と阿蘇Ⅲ火砕流堆積物(上位)との中間の小規模な火砕流堆積物基底の降下軽石におおわれる風化火山灰中の炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木  
 ③1964年3月9日 小野 晃司  
 ④GaK-480(64As-90)  
 ⑤23,000±750y.B.P. (1965年1月27日報告)

## 阿蘇カルデラ(4)

- ①大分県竹田市七里 石切場(32°58'N 131°24'E) 阿蘇Ⅲ火砕流堆積物の熔結部に包有された炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木  
 ③1964年3月5日 小野 晃司  
 ④GaK-478(64Td-165B)  
 ⑤26,400±1,100y.B.P. (1965年1月27日報告)

## 阿蘇カルデラ(5)

- ①大分県竹田市赤坂 石切場(32°58'N 131°24'E) 阿蘇Ⅲ火砕流堆積物基底の非熔結部に埋没した炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木  
 ③1964年3月16日 小野 晃司  
 ④GaK-554(64Td-180B)  
 ⑤33,100<sup>+3,100</sup><sub>-1,900</sub>y.B.P. (1965年4月19日報告)

- ⑥阿蘇Ⅱ 阿蘇Ⅲはともに現在の阿蘇カルデラ地域から噴出し同カルデラの形成に係る大量の火砕流堆積物であり いずれも数10 km<sup>3</sup> の体積がある。現在みられる阿蘇カルデラは阿蘇Ⅲの噴出直後にできたものと考えられる。カルデラの内側では 現在まで中央火口丘の活動が引き続いている。これらの噴出物の測年値は編年だけではなく Ⅱ→Ⅲ Ⅲ→現在の時間間隔を知るため さらには大量のマグマの生成・排出とエネルギー収支 その割合を知るために大切な量である。残念ながら 測定結果は著しくばらついているが その理由はまだわからない。(1) (3) (4) が (2) (5) よりも若い数値を示しているのは試料が若い炭素によって汚染されていたためかも知れない。

## 始良カルデラ

- ①鹿児島県川内市青山町牛首(31°41'21.6"N 130°17'14.1"E) 入戸軽石流中の炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木(直径約15cmの樹幹)  
 ③1964年9月16日 太田 良平  
 ④GaK-558(RO-1)  
 23,400±800y.B.P.(1965年4月19日報告)  
 ⑥始良カルデラ形成直前に大量に噴出したといわれる入戸軽石流の地質時代を知り得た。またこの値は 22,000±850y.B.P. という大隅降下軽石層の<sup>14</sup>C年代(郷原 1965)よりも古く採取者(太田)の説(未公表)を支持する。しかし入戸軽石流の他の測定値16,350±350y.B.P.(荒牧 1965 荒牧は入戸火砕流とよんでいる)とかなり相違があり 検討を要する。

## 北秋田(1)

- ①秋田県北秋田郡鷹巣町大野尻(40°12'22"N 140°19'56"E) 鷹巣軽石流基底に産する樹根  
 ②炭化度の低い樹種未鑑定の樹根(直径4cm)  
 ③1964年8月15日 平山 次郎  
 ④GaK-548(Loc. ヒ 41-sp. 3)  
 ⑤1,280±90y.B.P. (1965年4月19日報告)  
 ⑥米代川流域で最も新しい軽石流(内藤博夫(1963)の鷹巣Ⅳ面を作り 2次堆積物の可能性もあるが)の年代がこれによってわかった。内藤博夫(談話)は 毛馬内付近で この軽石流が十和田中ノ海の降下軽石層をおおう事実を観察している。この軽石層は大湯の環状列石(縄文中期)をおおっていることから 鷹巣軽石流の<sup>14</sup>C年代は一応妥当な値といえよう。

## 北秋田(2)

- ①秋田県北秋田郡合川町川井(40°09'27.8"N 140°19'36.6"E) 合川軽石流中の炭化木  
 ②樹種未鑑定の炭化木(最大径10cmの樹幹)  
 ③1964年8月18日 平山 次郎  
 ④GaK-549(Loc. ヒ 9)  
 ⑤25,700±900y.B.P. (1965年4月19日報告)  
 ⑥合川段丘(内藤 1963)を構成する合川軽石流の年代を知り得た。この軽石流は米代川・阿仁川流域に広く分布し 内藤の中部火山灰層と漸移するものである。この年代測定値は石ノ巻岱で採取した合川軽石流の下位の草炭の年代28,300±1,500y.B.P. (GaK-551)と一応矛盾しない。しかし この草炭の堆積面と合川軽石流が流出した当時の泥礫原との比高が15m前後ある点で この草炭の年代はやや新しすぎるきらいもある。

## 北秋田(3)

- ①秋田県北秋田郡田代町外川原(40°15'33.8"N 140°26'51.2"E)

E)

含角閃石軽石流中の炭化木

- ②樹種未鑑定の炭化木(数cm大)
- ③1964年9月26日 平山 次郎
- ④GaK-550(Loc. と 121-sp. 5)
- ⑤12,200±250y.B.P. (1965年4月19日報告)
- ⑥内藤博夫(1963)の上部火山灰層(平山・角(1963)のP<sub>2</sub>層)に不整合におおわれる含角閃石軽石層(平山・角(1963)のP<sub>1</sub>層)の地質時代を知り得た。この軽石流は外川原付近より下流部にはみあたらない。馬淵川流域では中川久夫が含角閃石軽石流中の炭化木の年代(13,500年)を報告しているが この軽石流はこれとほぼ対比されるのかもしれない。

北 秋 田 (4)

- ①秋田県北秋田郡鷹巣町石ノ巻岱揚水場(40°13'41.6"N 140°23'34"E) 合川軽石流の下位の草炭
- ②草炭
- ③1964年9月17日 平山 次郎
- ④GaK-551(Loc. ヒ 106-sp. 3)
- ⑤28,300±1,500y.B.P. (1965年4月19日報告)
- ⑥合川軽石流の年代(25,700±900y.B.P.)との関係には一応矛盾はないが この草炭の下位の軽石流の基底にあるもう1枚の草炭の時代(19,900±500y.B.P.)と逆の関係にあり 再検討を要する。

北 秋 田 (5)

- ①秋田県北秋田郡鷹巣町石ノ巻岱揚水場(40°13'41.6"N 140°23'34"E) 合川軽石流の下位にあるもう一枚の火山礫凝灰岩

一火山礫質軽石層下位の草炭

- ②草炭
- ③1964年9月17日 平山 次郎
- ④GaK-552(Loc. ヒ 106-sp. 5)
- ⑤19,900±500y.B.P. (1965年4月19日報告)
- ⑥鷹巣付近で最も古い火砕流(小田ラビリ層と仮称)の年代を決定するため その直下の草炭の年代決定を行なった。しかし 小田ラビリ層上位の草炭が28,300±1,500y.B.P. で層序関係と明らかに矛盾する。この点GaK-551 とともに再検討を必要とする。

終りに <sup>14</sup>Cによる年代測定の基礎的仮定などについて色々ご教示下さった 学習院大学木越邦彦教授にお礼申し上げる。写真は木越教授のお許しを得て本所企画課正井義郎技官が撮影したものである。(筆者は 地質部)

おもな文献

- 浜田達二・藤山知子(1964):放射性炭素による年代決定の研究(第2報)。方法の改良と1962~3年における測定結果 理研報告 40巻 309-314頁
- 木越邦彦(1963):炭素による年代測定 物理学会誌 18巻 214-218頁
- 木越邦彦(1965a):屋久杉に残された C-14 濃度の経年変化—測定の問題点— 科学 35巻 13-17頁
- 木越邦彦(1965b):年代測定法—放射能による— 紀伊国屋書店 222頁(25-88頁が放射性炭素による年代測定の章である)

新刊紹介

地層名辞典

日本新生界ノ部 I II III IV 付録 計5冊  
 編集 日本地質学会  
 体裁 緑色クロスB5(19.5×20.5cm)判 定 価  
 本文 I (A-I) 294P 2,000円  
           II (K-N) 495P 3,000円  
           III (O-S) 492P 3,000円  
           IV (T-Z) 586P 3,200円  
 新刊 付録(文献目録) 526P 3,800円  
 発行 東京大学出版会 東京都文京区本郷7丁目  
 (振替東京59964)



地質調査に従事する者は多かれ少なかれ 地層区分に関連して地層名に関心をよせるのが常である。とくにわが国の新生界の地層では その堆積構造の複雑性その他から地層名が非常に細かくつけられており それを事に当って探すことは容易の業ではない。この点を解決し要望に答えるかのように 本書では新生界の地層名について これら地層名を詳しく取り上げ整理し 調査研究者の必要に応じることができるようになっている。

本書は10年に近い年月にわたり この方面の多くの権威者が編集しただけあって 単に地層名の定義ばかりでなく 分布・含まれている化石・対比などにも論及しており このような地層名辞典は諸外国にもあまり例をみないものである。また わが国の地層名にはよみにくいものもかなりあるが この点でも正しいよみ方を知ることができる。

この地層名辞典5冊の大著を完成させた努力とともに資料を提供された各研究者の数多い研究に改めておどろかされるが この辞典がこれらをすべて示してくれるといえよう。こうした形式の地層名辞典が新生界だけでなく さらに古い地層についても 欲しいと思うような内容である。

各研究機関・研究室に常備されることをおすすめしたい。