

# 科技考古学中的现代物理测年法

邵明杰

判断田野发掘中所获考古资料的年代,是开展考古学研究的基础。考古学中所说的“年代”,包括相对年代与绝对年代两个范畴。相对年代指各种遗迹、遗物在时间上的先后关系,绝对年代指遗迹、遗物的距今时间。相对年代主要依靠考古地层学及器物类型学方法获得,而绝对年代除依据遗物中的“纪年铭文”外,主要利用现代科学手段测得。其中, $^{14}\text{C}$ 测年法及加速器质谱测年法、释光测年法、电子自旋共振测年法是其中最常用的三种方法。

## 一、 $^{14}\text{C}$ 测年法及加速器质谱测年法

$^{14}\text{C}$ 测年法( $^{14}\text{C}$ Dating)又称放射性碳素断代法(Radiocarbon Dating)。 $^{14}\text{C}$ 测年理论由美国芝加哥大学利比(W.F.Libby)教授于1949年提出,此后很快在考古学界、古生物学界及地质学界获得广泛应用。尤其是在史前考古学方面,对建立清晰准确的史前考古年代序列发挥了至关重要的作用。

我国著名考古学家夏鼐先生于1955年从国外引入了 $^{14}\text{C}$ 测年法,并担纲组建了国内首个 $^{14}\text{C}$ 测年实验室(图1)。时至今日,我国考古学界已通过 $^{14}\text{C}$ 测年法获得了一万多个年代数据。 $^{14}\text{C}$ 测年法中所称的“碳素”指碳原子的放射性同位素 $^{14}\text{C}$ 。自然界中存在三种碳原子的同位素,分别是较为稳定的 $^{12}\text{C}$ (98.9%)、 $^{13}\text{C}$ (1.19%)及放射性元素 $^{14}\text{C}$ ( $10^{-10}\%$ )。 $^{14}\text{C}$ 的半衰期为 $5730\pm 40$ 年,其衰变过程不受所处环境压力、温度及化学物质接触的影响,因而是一种理想的测年标本。

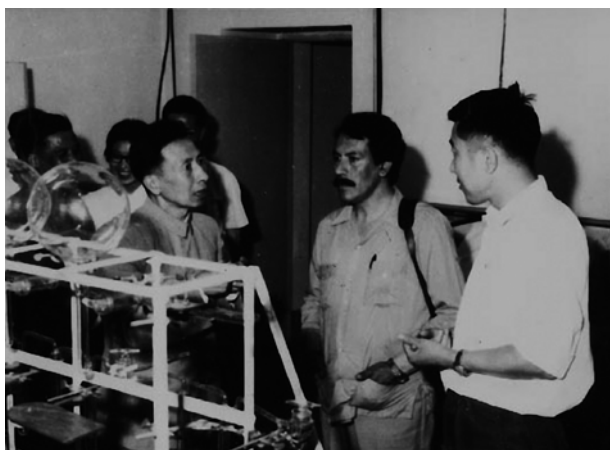


图1 夏鼐先生在 $^{14}\text{C}$ 测年实验室

地球上的 $^{14}\text{C}$ 来自宇宙射线同地球大气发生作用后产生的热中子冲击 $^{14}\text{N}$ 的核反应,即 $^{14}\text{N}+n\rightarrow^{14}\text{C}+p$ (图2)。新生的 $^{14}\text{C}$ 在大气中会很快与氧结合成含 $^{14}\text{C}$ 的 $^{14}\text{CO}_2$ ,并与 $\text{CO}_2$ 一样进入自然界的“碳循环”。 $^{14}\text{C}$ 通过植物的光合作用进入植物体内,进而通过食物链进入动物体内。由于生物的新陈代谢作用,生物体内的 $^{14}\text{C}$ 与大气中的 $^{14}\text{C}$ 存在着浓度上的动态平衡。生物体在死亡后,与大气中 $^{14}\text{C}$ 的交换便会停止,体内的 $^{14}\text{C}$ 含量就会随着时间的推移逐渐衰变成 $^{12}\text{C}$ 。在5730年后, $^{14}\text{C}$ 含量便会减少到原来的一半,在11460年后,便会减少到原来的25%。

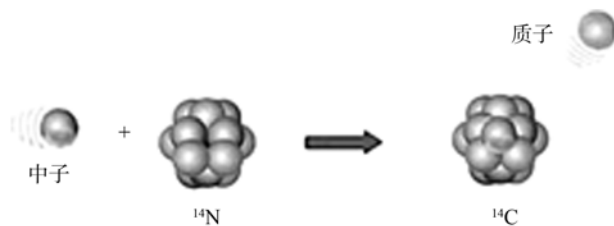


图2  $^{14}\text{C}$ 的生成

考古学中应用的 $^{14}\text{C}$ 测年法即是在假定大气中 $^{14}\text{C}$ 浓度不变的前提下,通过测定考古地层、遗址或墓葬中有机遗存的 $^{14}\text{C}$ 含量来进行年代推算的。现在,国际上一般以1950年测得的大气 $^{14}\text{C}$ 浓度作为推算生物死亡年代的标准。因为20世纪下半叶频繁的核活动对大气中的 $^{14}\text{C}$ 浓度产生了较大影响。

$^{14}\text{C}$ 测年法的测量范围很广,可测定1000~50000年内的标本,且标本的采集较为简单,木头、木炭、贝壳、骨头、种子、毛发、织物等各种有机物皆可。

在实际操作中,测量人员会通过增加标本采集量的方法来提高测量精度。根据质地、类型的不同,标本采集量为50g至1kg不等。植物源标本(木头、木炭、种子等)采用“标推酸、碱、酸处理程序”预处理,即将其依次置入1mol/L盐酸溶液、2%苛性钠溶液、1mol/L盐酸溶液中浸煮,再放入蒸馏水中浸至pH值呈中性,最后作干燥处理。这样做的目的是去除木质中的碳酸盐及腐殖酸,保留 $^{14}\text{C}$ 测年所需的纤维素部分。对于动物源标本(贝壳、骨

头、毛发等), 则先将其放入 0.5—1mol/L 的盐酸溶液中浸泡, 溶去标本中的磷酸盐及碳酸盐等无机成分制得骨胶原(构造蛋白质), 再将胶原质放入 pH 值为 3 的 80℃热水中长时间浸泡水解成明胶, 并通过冷冻干燥手段得到固体明胶。

$^{14}\text{C}$ 测年所探测的是  $^{14}\text{C}$ 在衰变中所释放的  $\beta$  粒子, 所以测定过程是在特制的屏蔽室内通过  $\beta$  射线高效探测器进行的。现在常用的测量记录装置分气体正比计数器与液体闪烁计数器两种, 其作用都是在  $\beta$  粒子穿过计数器时发出电信号或荧光信号, 再将所测得的  $\beta$  粒数据与“标准木炭”(用蔗糖或现生植物制备, 其  $^{14}\text{C}$  测年数据可视为“距今 0 年”)中所测得的  $\beta$  粒子数据进行比较, 计算出所测标本的  $^{14}\text{C}$  含量, 进而计算出标本的“年龄”。

值得注意的是,  $^{14}\text{C}$  测年所获得的数据会因统计误差、实验误差、同位素分馏效应及现代大气  $^{14}\text{C}$  含量与生物体死亡时大气  $^{14}\text{C}$  含量间的差异等, 不可避免的产生测年误差, 所以对测得的年代(小于 8000 年的)都要进行树木年轮(图 3)校正(很多情况下还要对“标准木炭”进行校正)。现在国际上较通用的是 1998 年建立的“ $^{14}\text{C}$ -树木年轮校正曲线”。



图 3 树木年轮

$^{14}\text{C}$  测年法作为目前最为准确, 考古界应用最多的测年方法, 也存在着一些不足。首先是测量范围有限; 其次是样品年龄越老, 测量误差越大; 再次是不受污染且达到一定重量的样品(很多地层中的样品会受到不同时代动植物腐烂后所产生的可溶碳化合物的污染)有时很难采集; 第四是必须采集一定重量的样品, 难以应用于对珍贵文物的测年。

针对第四点不足, “加速器质谱测年技术”便应运而生。

加速器质谱测年法(Accelerator Mass Spectrometry 简称“AMS”)以 1978 年在美国罗切斯特大学召开的“第一届国际加速器质谱会议”为诞生标志。AMS 与  $^{14}\text{C}$  测年法原理相同, 都是通过测量样品中  $^{14}\text{C}$  的衰变量来计算生物死亡年代, 进而对考古遗存进行测年的。两者的不同之处在于,  $^{14}\text{C}$

测年法是通过探测  $^{14}\text{C}$  原子在衰变中所释放的  $\beta$  粒子来测算标本中现存的  $^{14}\text{C}$  含量的, 而 AMS 则是直接测量标本中发生衰变的  $^{14}\text{C}$  原子数。AMS 的样品化学制备过程与  $^{14}\text{C}$  测年法相同。但通常情况下, AMS 所需的标本量仅为  $^{14}\text{C}$  测年法的 1% (20  $\mu\text{g}$  至 5 mg), 因而在珍贵文物的测年方面被广泛运用。

AMS 系统一般由离子源、含剥离技术的串列静电加速器、磁分析器(或电分析器)及探测器等几部分组成, 是基于加速器技术与探测器技术而建立的一种高灵敏质谱分析方法, 实质上是一个高能同位素质谱计。其测年过程为: 将待分析样品在离子源中电离并引出, 经注入系统进入串列静电加速器通过膜或气体进行离子剥离, 析出的正离子通过加速器加速到 MeV 量级(以有效抑制分子离子及异位素本底的干扰), 在经过电荷态选择后, 再采用类似普通质谱计的分析方法(借助磁分析器或电分析器排除干扰本底), 实现对单个  $^{14}\text{C}$  原子进行计数。

1992 年, 北京大学利用牛津大学捐赠的串列静电加速器建立了国内首个 AMS 实验室。同年, 北京大学考古文博学院原思训教授开展了我国首次 AMS 测年研究(图 4), 对一件出土自河北兴隆县刻有三组精美纹饰并被染成红色的鹿角(据推测约有万年之久)进行了测年。此次 AMS 测年既未损坏鹿角, 又获得了较为准确的年代数据。



图 4 北京大学 AMS 质谱仪

试验中的标本取自鹿角底端没有纹饰的部位, 重 0.46 g。第一步, 对样品进行化学制备, 先将其放入 0.5~1 mol/L 的盐酸溶液中浸泡, 溶去标本中的磷酸盐及碳酸盐等无机成分制得骨胶原(构造蛋白质), 再将胶原质放入 pH 值为 3 的 80℃热水中长时间

时间浸泡水解成明胶，并通过冷冻干燥手段得到固体明胶。“标准木炭”（用蔗糖或现生植物制备，其AMS测年数据可视为“距今0年”）采用前述“标准酸、碱、酸处理程序”制备。第二步，将明胶燃烧后得到的CO<sub>2</sub>和一定比例的H<sub>2</sub>混合，用铁粉催化还原制成石墨。第三步，用制备出的石墨作靶，经新建成的AMS测年系统测量，得到年代数据13065±270（BP）。

加速器质谱测年具有所采标本量少、精确度较高（误差不超过0.3%±18年）、可测时段长（7.5万~10万年）、测量时间短（一般单个样品的测量需要20~50分钟）等优点，虽然其推广还存在一些困难，如造价昂贵、技术要求高等，但其发展前景仍被考古界所看好（图5）。

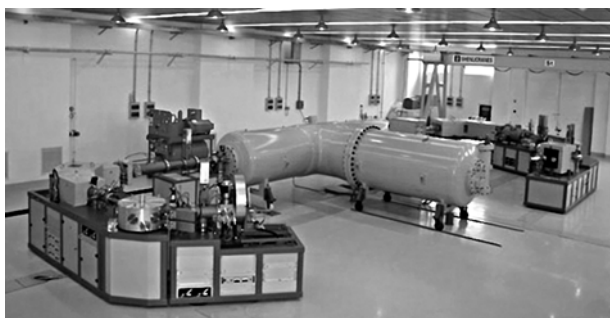


图5 中科院地环所与西安交大联合建设的三百万伏特AMS中心

## 二、应用于陶瓷断代的释光测年法

释光（Luminescence）是矿物晶体接受核辐射作用积蓄起来的能量在受到热或光激发时以光的形式释放出来的一种物理现象。受热激发的释光称为热释光（Thermo Luminescence），简称为“TL”；受光激发的释光称为光释光（Optical Luminescence），简称为“OL”。

1663年，英国皇家学会的罗伯特·博耶（Robert Boyle）首先观察到钻石在黑暗中受热后发光的现象。此后各种矿物加热时发光的现象被陆续报道了出来。1953年，美国威斯康星大学的丹尼尔（Daniels）等人首先提出用光释光技术来测定地质和考古年代的设想。1960年，瑞士伯尔尼大学的高格尔（Grögler）、豪特芒斯（Houtermans）及斯塔费尔（Stauffer）首次对古代陶器所发射的热释光进行了探测。

热释光测年法（Thermo Luminescence Dating）一些矿物（如石英和长石）受到电离辐射（如α、β

粒子或γ、X射线）照射后，会产生自由电子，这些电子被晶格缺陷俘获产生积聚。在石英、长石晶粒被加热到临界点（300~450℃）时，这些被俘获的电子便会从晶格缺陷中逃逸出来，以发光的形式释放能量，即热释光。陶瓷原料中一般都含有微量的U、Th系核素和<sup>40</sup>K等放射性物质及一定量的石英、长石、云母等磷光物质晶体。放射性物质会发射出α、β射线轰击陶土中的石英等晶体，使电子无规则地游离到晶格结构中。当陶坯被加热到380℃以上时（陶器在烧制过程中一般要经过500—1000℃的高温，瓷器更高），游离于石英等晶体晶格结构中的电子便会重归原位并发光（释放原来贮藏的热释光）。热释光是放射性能量受热后的激发。热释光测年便是通过对本人工施加定量放射性辐照的方法，以测量陶瓷对辐照的灵敏度，进而计算出其最后一次受热事件迄今的时间的。

简单说来，对陶瓷标本而言：

$$\frac{\text{人工辐照剂量}}{\text{人工激发的热释光量}} = \frac{\text{自然辐照剂量}}{\text{自然热释光量}}$$

又因为

$$\text{自然辐照剂量} = \text{自然辐照年剂量} \times \text{年代}$$

$$\text{热释光灵敏度} = \frac{\text{人工激发的热释光量}}{\text{人工辐照剂量}}$$

所以，

$$\begin{aligned} \text{陶瓷烧制的年代} &= \frac{\text{自然热释光量}}{\text{自然辐照剂量}} \times \frac{\text{人工辐照剂量}}{\text{人工激发的热释光量}} \\ &= \frac{\text{自然热释光量}}{\text{自然年剂量} \times \text{热释光灵敏度}} \end{aligned}$$

在以上公式中，人工辐照剂量是已知的，自然热释光量、人工激发的热释光量都是可以测定的，所以只要测出自然辐照剂量就可以计算出陶瓷烧制的年代。

在实际测量中，为确保标本中所储存的热释光不受（或少受）外界环境影响，要迅速将待测陶片、瓷片以避光保存的方式从田野考古现场送往实验室，并保证标本不受高温及各种光线的辐射。待测标本在实验室中被研磨成粉末状，分离出的石英成分被放在密封的石墨盘上加热测量。

热释光测年装置通常由加热系统、光测量系统及数据处理计算机组成。放置在石墨盘上的石英成分在加热过程中产生热释光。加热系统对温度变量进行记录，光测量系统中的光电材料将热释光中产生的光子转换成电子，形成连续的电子脉冲。电子

脉冲通过脉冲放大仪、信号甄别器转换成光子率表，将光子信号转换成数字信号。最后，通过数据处理计算机中的分析软件形成测年数据。

热释光测年法的测年范围很广，从近百年到 50 万年不等，旧石器时代的火烧土、最原始的陶器到距今几百年的瓷器，都可通过热释光测年法进行测定。除了陶瓷器、火烧土外，燧石、黄土、方解石等物品也可进行测定。热释光测年法对史前考古意义尤为重大，特别是在没有  $^{14}\text{C}$  标本或  $^{14}\text{C}$  标本可疑的情况下，热释光测年法便成为测定文化遗存年代的重要手段。

由王维达研究馆员担纲的上海博物馆文物保护与考古科学实验室在陶瓷热释光测年方面处于国际领先水平。他们用热释光测年法为上海博物馆及海内外收藏机构测定了 700 多件陶瓷器的年代，解决了大量古陶瓷的真伪问题（图 6）。



图 6 上海博物馆文物保护与考古科学实验室对陶瓷进行热释光测年

光释光测年法（Optical Luminescence Dating）在热释光测年法基础上发展而来的光释光测年法，其原理与热释光近似。石英及长石中的晶体受辐射损伤后产生的陷阱电子会聚集在晶格中，在光的作用下，陷阱电子被激发跃出陷阱与空穴复合，并以光子的形式释放能量。存在于晶体中的陷阱电子，有一部分对光反应敏感，在光的作用下即放出光子。这类陷阱电子被称为“光敏陷阱电子”。光释光所测定的就是这些陷阱电子。

结晶矿物释光信号的强度与该矿物沉积后接受环境辐射所经历的时间成正比。因而可通过测定石英、长石等矿物所吸收电离辐射剂量的方法测知其埋藏年代。

用公式表示为：

$$t = \frac{Deq}{D}$$

· 30 ·

其中  $t$  为矿物在曝光后被埋藏至今的时间， $Deq$  为被测标本天然积存光释光所吸收的辐射总剂量（可通过矿物释光强度及其对核辐射剂量的敏感度实验来测量）， $D$  为被测矿物单位时间内吸收周围环境中  $^{238}\text{U}$ 、 $^{232}\text{Th}$  及其衰变子体和  $^{40}\text{K}$  所产生的  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  辐射的剂量。只要测年样品中的石英或长石矿物颗粒在埋藏前见过光或加过热，就可以对这一见光或加热事件进行光释光测年。

此外，光释光信号还具有矿物分选性，如石英被红外线束照射时，几乎不产生光释光信号，而长石却对红外线束很敏感。据此，光释光测年技术可分为以绿光光束作为激发光源（被测矿物主要为石英）的绿光释光（Green Light Stimulated Luminescence），以蓝光光束作为激发光源（被测矿物主要为石英）的蓝光释光（Blue Light Stimulated Luminescence）和以红外线作为激发光源（被测矿物主要为钾长石）的红外释光（Infrared Stimulated Luminescence）。

陶坯、瓷坯中含有石英、长石等矿物颗粒，在烧制过程中，矿物颗粒原先积累的能量被退激，被称为“光晒置零”。当被埋藏于地下后，这些矿物颗粒又开始积累能量。“光晒置零”只能使矿物的光敏陷阱电子退激，而对光不灵敏的陷阱电子保持不变。热释光测年法将这两种陷阱电子一同测量，所以测得的年代往往偏早。而光释光测年法只测量光敏陷阱电子，所以获得的测年数据更为精确。此外，与热释光测年法相比，光释光测年法还具有简便、迅速且测年跨度大（下限可达 100 年，上限可达 100 万年）等优点。

近年来，由梁宝鏊博士负责的香港城市大学古陶瓷中心在光释光测年方面取得了成功，累计为私人收藏家及海内外收藏机构完成了 3000 余件古陶瓷器的鉴定。

### 三、应用于古脊椎动物和古人类化石测年的电子自旋共振测年法

电子自旋共振（Electron Spin Resonance 简称为 ESR），又称电子顺磁共振（Electron Paramagnetic Resonance 简称为 EPR）。它是一种微波吸收光谱技术，可用于检测和研究物质的顺磁性测定古脊椎动物和古人类骨骼、牙齿的年代。

ESR 测年法是在第四纪年代学的研究中迅速发展起来的一种测年方法，热释光断代理论是 ESR 测

现代物理知识

年法的基础。在我国，ESR 年代学的研究始于 1984 年，1987 年 10 月在合肥举行的“中国第一次热释光和电子自旋共振断代学术讨论会”上，成立了“中国 TL/ESR 年代学专业组”。

ESR 可以检测固体及液体材料中的自由基和自由电子以及矿物中由辐照产生的顺磁中心。带有负电荷的电子在围绕带正电荷的原子核旋转的同时，也在自转，称为“电子自旋”。电子自旋运动会在电子四周产生环形电流，进而形成弱磁场及自旋磁矩。在含有偶数的成对电子的原子或物质中，自旋轨道上的成对电子的自旋方向是相反的，它们所形成的极性相反的磁矩会相互抵消，故总自旋磁矩表现为零。只有当自旋轨道上存在未成对电子时，电子自旋磁矩才会显示出磁性。将含有未成对电子的原子或物质置于外加磁场中，若电子自旋磁矩与外磁场相反则处于低能态，同方向时则处于高能状态。这时若在垂直于外磁场的方向上外加一个能量与塞曼能级分裂（原子的光谱线在外磁场中出现分裂）相等的微波，就会使处于低能级的电子吸收微波能量而跃迁到高能级，并产生电子自旋共振现象。

古脊椎动物和古人类化石中所含的晶体物质存在的晶格缺陷会将电子俘获并产生积聚。在埋藏过程中，样品内部和周围环境中存在的天然放射性同位素(如 U、Th、<sup>40</sup>K 等)的 $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$ 射线及宇宙射线的辐照，使电子电离并被晶格缺陷捕获，形成顺磁中心。电子自旋共振测年法的基本原理就是利用电子自旋共振波谱仪（选用合适的微波功率）为原子或物质中的电子创造自旋共振条件，从而测定晶体样品在自然环境中由于辐照所产生的顺磁中心数目。

电子自旋共振测年的公式为：

$$P = \int_0^A D(t) dt,$$

其中 A 为古脊椎动物和古人类骨骼、牙齿标本接受辐照的时间（标本的年龄）；P 为标本在最后一次受热事件起所累积的天然辐射总剂量（古剂量），单位为格瑞（Gy）；D 为标本在自然环境中每年所接受的天然辐射剂量[辐射场的强度，它随时间而变化，因而表现为  $D(t)$ ]，单位为毫格瑞每年（mGy/a）。又因为：

$$P = \int_0^A D dt = DA,$$

所以，所测标本的年龄（A）为：

21 卷第 1 期（总 121 期）

$$A(ka) = \frac{P(\text{Gy})}{D(\text{mGy/a})}.$$

不同标本间 P（古剂量）的实际表现形式会有很大的不同。因此在测年操作中，往往会根据不同标本的实际情形采用不同的年剂量计算模式，对以上公式进行修正。

在仔细选择要进行测年的标本后，先用丙酮清洗掉各种杂质，研磨成直径 0.18~0.125mm 的颗粒放入稀醋酸溶液中浸泡，再将其按等重(50~150mg)分为 7~10 份。P 值的测定大多采用“附加剂量法”，即将标本通过 <sup>60</sup>Co（或 <sup>137</sup>Cs）施以不同剂量的 $\gamma$ 辐照，再与未经人工辐照的天然样品一起，分别用 ESR 谱仪对特定的 ESR 信号强度进行测定，并以辐照剂量为横坐标，ESR 信号强度为纵坐标，利用线性或对数拟合的方法求得 P 值。D 值通过测定标本本身及其周围环境中 U、Th、<sup>40</sup>K 的含量并累加宇宙射线的效应而得到。

出于对检测灵敏度的要求，ESR 测年中大都使用反射式电子自旋共振波谱仪（图 7）。它通常包括四部分：环形微波发生器（产生微波）、谐振腔（使微波功率集中起来并在标本位置产生高密度磁场）、微波晶体二极管检波器（将微波能量转换为可供检测的电流）、安装有霍尔探头（用来反馈磁场强度信息）和核磁探头（采集测年信息）的电磁铁。



图 7 反射式 ESR 波谱仪

ESR 测年法与其他测年法相比优点显而易见。首先是测年范围广，一般在几十年到几百万年。顺磁中心的热稳定性（陷阱电子在晶格缺陷中的平均寿命）及顺磁中心的辐照饱和程度（若顺磁中心已经饱和，则附加剂量将不再起作用，从而使古剂量无法获得）是决定电子自旋共振测年范围上限的主

要因素；其下限主要取决于所用的 ESR 谱仪的灵敏度（谱仪能够测出的最弱信号）。其次是测定对象广泛，洞穴中的碳酸盐沉积物、软体动物贝壳、珊瑚、古脊椎动物和古人类骨骼、牙齿等都可进行测年。

在国际上，ESR 测年法对考古学的发展产生了日益广泛的影响，已被广泛应用于对农业遗存（农作物秸秆、种子，家畜骨骼）及古人类化石的测年研究，对于揭示农作物的传播途径、驯化家畜的时间、战争的起源及人类的传播等提供了重要的年代数据，提高了人们对不同时期不同地区文化内涵的认知程度。

#### 四、其他测年方法

除上述三种最常用的测年法外，国内外考古学界所使用的测年方法还有以下几种。

**树木年轮测年法（Dendrochronology）** 应用现代统计学和计算机技术对同一气候区内采集的不同树木年轮标本图谱进行拼接，建立起较长时期内的“树木年轮序列年谱”。将考古遗址中采集到的木材所反映出的年轮信息与“树木年轮序列年谱”相比对，即可确定该木材的生长时期。树木年轮测年法测年精确度很高，误差可控制在几年之内，且可测时段较长，为 0~8000 年。但是，采集于遗址中的木材往往并非“砍伐后即用”的、“靠近树皮附近”的木材，其测年结果往往只能用作参考，或对以其他手段（如  $^{14}\text{C}$  测年法）获得的测年数据进行校正。

**古地磁测年法** 包括考古地磁测年法（Archaeomagnetic Dating）及地层沉积磁性测年法（Paleomagnetic Dating）考古地磁测年法可根据“热剩磁性原理”对 1 万年以内的古窑址、砖瓦、陶瓷器等遗迹、遗物进行测年；地层沉积磁性测年法利用地层沉积磁性随地磁极性倒转而变化的原理，对 3 万年以上的旧石器时代古人类遗址进行测年。考古地磁测年法能测定古窑址、砖瓦、陶瓷器最后一次加热的距今时间，但它所获得的年代数据是通过与“确知年代器物”的热剩磁特征相比对的方法得到的，因而误差较大，多用于测定器物间的相对年代。地层沉积磁性测年法通过对化石地层中磁性矿物“剩磁性”的测量推定旧石器时代遗存的年代，亦存在较大误差，其测年数据往往只能作为考古研究中的参考。

**铀系同位素测年法（Uranium-series Dating）**

是根据自生碳酸盐、人或动物骨骼化石中铀系、

钍系子体放射性的不平衡性进行测年的技术。铀系同位素测年法的测年范围为 5000~500000 年，但因其误差较大，在实际运用中往往只作为其他测年方法的对比数据使用。

**钾-氩测年法（Potassium-argon Dating）** 是利用冷却火成岩中  $^{40}\text{K}$  衰变成  $^{40}\text{Ar}$  的原理进行测年的（ $^{40}\text{K}$  有两种衰变方式，约 89% 衰变为  $^{40}\text{Ca}$ ，约 11% 衰变为  $^{40}\text{Ar}$ ）。火成岩在冷却后， $^{40}\text{K}$  即以 13 亿年的半衰期衰变成  $^{40}\text{Ar}$ 。钾-氩测年法即是通过测定附着于考古遗存物上的火成岩及火成矿物（如透长石、黑云母等）中  $^{40}\text{K}$  的衰变量来测定年代的。但因  $^{40}\text{K}$  的半衰期太长，且其微粒附着于考古遗存物上的情况带有偶然性，故在实际应用中也往往只作为其他测年方法的对比数据使用。

**裂变径迹测年法（Fission-track Dating）** 是利用  $^{238}\text{U}$  在自发裂变过程中产生的裂变径迹数进行测年的技术。 $^{238}\text{U}$  在自发裂变过程中向外发射裂变碎片，对周围物质造成柱状损伤，在矿物晶体中会留下裂变径迹。裂变径迹测年法即是在假设  $^{238}\text{U}$  衰变速率不变的前提下，通过检测火山灰、灰烬、陶瓷器矿物晶体中的铀含量及裂变径迹数来推定考古遗存年代的。但因其测年理论建立在“假设”的基础之上，其测年数据经常遭到质疑，近年来已逐渐废止不用。

**黑曜岩水合测年法（Obsidian Hydration Dating）**

是利用黑曜岩表面水合层的厚度来推测黑曜岩质石器工具制作年代的技术。黑曜岩对水具有极强的亲和力，可通过扩散作用或吸附作用把水分吸纳到体内形成水合层。黑曜岩质工具在制作时，其表面的水合层厚度为零，所历经的时间越长，水合层的厚度越大。由于黑曜岩质石器工具的水合层形成速度受温度影响较大，而其埋藏环境的温度往往存在波动，所以黑曜岩水合测年法在实际应用中往往与其他测年方法配合使用。

**氨基酸外消旋测年法（Amino-acid Racemization Dating）** 是通过检测动物或人类死亡后体内的 L 型氨基酸（左旋体结构）逐渐向 D 型氨基酸（右旋体结构）转化，最后两者含量达到平衡（称为“氨基酸外消旋作用”）的特性来推算动物或人类死亡时间的。但因氨基酸外消旋作用易受遗体保存环境影响，故其测年数据亦存在较大误差。

（西北师范大学文史学院 730070）