

文章编号:1001-4810(2004)04-0299-05

“死碳”对 ^{14}C 年代测定影响的初步研究^①

王 华¹, 张会领², 覃嘉铭¹

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004; 2. 湛江海洋大学工程学院, 广东 湛江 524088)

摘 要:在回顾 ^{14}C 测年技术发展的基础上,指出了影响 ^{14}C 测年精度的各种因素,并初步讨论了“死碳”对 ^{14}C 年代的影响。通过对岩溶区“死碳”的成因分析以及对碳酸盐样品的 ^{14}C 年代学研究,认为酸的来源不同,是造成岩溶区样品 ^{14}C 年代偏老的原因;局部环境中“死碳”释放是造成水生样品 ^{14}C 表观年龄偏老的主要原因。由于影响岩溶区样品 ^{14}C 年龄的因素是多方面的,目前尚无有效的校正办法。为此,作者在讨论了洞穴碳酸盐样品年代的可靠性及影响因素的基础上,提出了用交叉对比定年的方法解决“死碳”对 ^{14}C 测年的影响问题和在岩溶地区谨慎使用 ^{14}C 年龄的建议。

关键词: ^{14}C 测年; 死碳; ^{14}C 年龄

中图分类号:P619.1 **文献标识码:**A

^{14}C 测年是放射性同位素测年中最精确的一种,目前已广泛应用于第四纪地质学、考古学、海洋学和古气候等学科。世界上许多地区的史前年代学由于有了 ^{14}C 测定年代方法而发生了重大变化^[1~3],因此人们称 ^{14}C 测年为“放射性碳素的革命”。

1 ^{14}C 测定年代方法的基本原理和方法

^{14}C 测年所依据的基本原理^[4]是宇宙射线中子冲击高空氮生成 ^{14}C ^[4],新生 ^{14}C 被氧化成 CO_2 ,参加自然界碳循环扩散到整个生物界以及与大气的交换中。海水中的碳酸盐类物质通过与空气中的 $^{14}\text{CO}_2$ 发生交换而使含 ^{14}C 物质进入海水中;植物经过光合作用吸收 $^{14}\text{CO}_2$,动物通过食物链而摄入 ^{14}C 。这些物质的 ^{14}C 含量一方面按放射性衰变规律减少,一方面又不断从大气中获得补充,保持动态平衡。如动植物的死亡、碳酸盐的掩埋等,造成物质中的 ^{14}C 不再得到补充,原始的放射性 ^{14}C 就按衰变规律减少, ^{14}C 含量与年龄的关系为:

$$T = \tau \ln(A_0/A)$$

其中: A_0 —为物质处于交换平衡状态时 ^{14}C 的放射性比度; A —为物质停止交换后 ^{14}C 的放射性比度;

τ —为平均寿命; T 为物质死后的距今年代,即被测样品的年代。

通常生物化石、木炭、木头、贝壳、泥炭、地下水等的含碳物质,通过测定其中的 ^{14}C 含量,经过计算就可以求得 ^{14}C 年龄。再利用树木年轮建立起来的校正曲线校准,从而使 ^{14}C 年龄与历史年代相衔。该方法适用于测定100~50000a.B. P.的样品^[5]。

2 ^{14}C 测定年代学的发展概况

^{14}C 测年的方法一经创立就得到了应用者的高度重视,各国竞相筹建 ^{14}C 实验室。我国 ^{14}C 测定年代方法建成于20世纪60年代中期,而实际发展则在20世纪70年代初。根据 ^{14}C 测年技术的研究和应用范围的扩大,大致可以分成四个阶段^[1]:

第一阶段,1945—1953年,在这一时期测出了自然 ^{14}C ,建成了固体碳测定方法,确立了测 ^{14}C 放射性衰变粒子的低本底、弱能量测量方法,解决了绝对年代测定问题。该阶段 ^{14}C 测年技术主要用于考古学和地质学中年代的研究,成功解决了许多重要的年代问题。

第二阶段,1953—1965年,该时期由于正比记数

① 第一作者王华(1957—),女,高级工程师,从事同位素分析测试与同位素地球化学研究。E-mail:wanghual@163.com。
收稿日期:2004-07-10

技术和高增益低噪声放大器技术的发展,取得了气体正比记数管方法获得的成果。值得一提的是,我国著名考古学家夏鼐教授建议在国内筹建¹⁴C 实验室。

第三阶段,1965—1967 年,氧化钼催化剂(后来改为氧化铬)制苯技术的出现是该阶段的主要进展,这一技术使液体闪烁计数测¹⁴C 放射性的方法大为改观。在这一时期,在¹⁴C 年代的树轮校正年代问题上做了大量的工作,获得了正确的结果,使¹⁴C 测定年代的方法更为精确、可靠。

第四阶段,1978 年至今,利用超高灵敏加速质谱方法测定¹⁴C 原子技术的发展是¹⁴C 测年技术的又一次飞跃。通过高精度测年工作的开展,¹⁴C 年代与树轮年代的对照测定更加精细准确,并且统一了世界各地树木年轮的测定工作;建立了高精度¹⁴C 年代——树轮校正年代曲线;肯定了大气¹⁴C 浓度历史变化中的起伏。这些成果促进了¹⁴C 测定年代方法在研究过去地球化学、地磁场、太阳活动和气候变化等方面的应用。

这一时期,我国¹⁴C 测年计数的推广应用也有较大发展。样品制备使用的合成方法如钙法、镁法、锂法都有发展;普遍使用了自动化测量技术;¹⁴C 专用液闪仪的研制水平也日益提高。为适应我国¹⁴C 测定年代的需要,建立了现代碳标准——中国糖碳标准。此外,我国¹⁴C 测年技术的发展为有关学科提供了大量有用的数据,极大地推动了中国晚第四纪各学科的发展。

3 ¹⁴C 测定年代中存在的一些问题

在 Libby 最初建立¹⁴C 测年理论时,由于没有直接测量手段,因此许多量的估算都是很粗略的。随着高精度¹⁴C 测定技术的发展,许多问题的研究也逐渐深入。下面就影响¹⁴C 测年的一些问题进行初步分析。

3.1 半衰期

¹⁴C 半衰期值是根据¹⁴C 放射性比度的绝对测量而推出的。它是计算¹⁴C 年代公式中的一个主要参数,直接关系到¹⁴C 年代的精确度。¹⁴C 年代方法建立初期,由于测试方法和仪器精度等原因,各国实验室测得的半衰期值互不相同,如 1960 年用¹⁴C 方法测定古埃及历史年代样品,由于半衰期值的原因发现¹⁴C 年代值偏近 400~700a^[6]。1962 年第五届¹⁴C 国际会议时,不少实验室对¹⁴C 半衰期值做了更精确的测定,会议决定把这些最近测定结果的平均值 5730±40a 作为最佳的¹⁴C 半衰期值。

3.2 Suess 效应与核爆效应

1955 年,Suess 在测量 20 世纪前半世纪生长

的四种不同树木的样品后指出:由于世界范围内大量使用化石燃料,释放出大量不含¹⁴C 的 CO₂,使大气中 CO₂ 总量增加,而¹⁴C 放射性比度相应降低。这些不含¹⁴C 的 CO₂ 通过交换和循环影响到近百年来生长的植物¹⁴C 放射性比度,从而使得植物的 CO₂ 放射性比度相应降低,造成物质¹⁴C 表观年龄偏老^[7,8]。由于 Suess 效应,不能再取近百年生长的生物作为¹⁴C 现代碳物质。

大规模进行的大气核爆炸实验也能对大气¹⁴C 造成影响。核爆试验所产生的中子同宇宙射线中子一样与大气氮作用生成¹⁴C,这些¹⁴C 参加自然界的碳循环,使各交换储库中¹⁴C 放射性比度大为增加。目前大气¹⁴C 放射性比度高出原来平衡值约 30%。以致近百年来的生物其¹⁴C 放射性已不能代表古代样品的原始放射性^[9]。

此外,碳的储存库效应也会对样品的¹⁴C 年龄造成影响(详见后文)。

4 “死碳”对 ¹⁴C 年龄的影响

目前,随着¹⁴C 测年方法的深入研究,“死碳”对样品¹⁴C 年龄影响的问题越来越受到关注,“死碳”所造成的岩溶区样品¹⁴C 年代的偏老问题,是¹⁴C 年代学研究不可回避的问题。

全球 99.95% 的碳存在于岩石圈中,岩石圈中的碳一般都是第四纪以前的,其中初始存在的¹⁴C 原子早已衰变耗尽,这种不含¹⁴C 的“老碳”我们称之为“死碳”。刘再华等^[10]在对云南白水台钙华进行深入研究的同时对其钙华的¹⁴C 和 U 系测年结果进行了对比分析,认为对于热成因类钙华,由于沉积前古老碳酸盐矿物的溶解主要受深部 CO₂ 的驱动,系统中的碳均属“死碳”,该类成因钙华的¹⁴C 年龄是不尽合理的。

岩石圈中的死碳之所以能够对样品的¹⁴C 年龄产生影响,是因为通过某些途径死碳可以重新进入大气圈和水圈等储存交换库,使局部¹⁴C 的比度被稀释。“死碳”释放的途径有多种,如火山喷发的 CO₂,温泉地区深部 CO₂ 释放等,但最主要的“死碳”释放方式是碳酸盐类岩石经地下水或地表水溶解,与水中的 CO₃²⁻、HCO₃⁻ 离子交换而进入水圈。碳酸盐岩地区局部环境中“死碳”的释放,使得该环境中形成的含碳样品中的¹⁴C 初始比度要低于大气的¹⁴C 比度,如果不做适当的校正,样品的表观年龄要偏老^[11]。“死碳”主要对以下三类样品会造成影响:

4.1 石灰岩地区的样品

石灰岩地区的地下水和地表水与碳酸盐岩作用使其溶解有一定量的“死碳”,因此这类水体中沉积的

无机碳酸盐如钟乳石、钙板等以及在水下生长的动、植物(如水草、软体动物等)其表观¹⁴C 年龄要偏老。但由于水体可能继续与大气间进行 CO₂ 交换,因此水体中的“死碳”百分含量变化很大且不易确定,造成上述样品年龄的偏老程度也十分难定。例如 1977 年中国社会科学院考古研究所和北京大学¹⁴C 实验室在典型的石灰岩地区桂林采集了稻米、木头、新鲜贝类、石花等样品(表 1),测得的表观年龄就存在不同程度的偏老^[12]。

表 1 桂林石灰岩区有机、无机样品¹⁴C 年代测定结果
Tab. 1 Results of ¹⁴C dating with organic and inorganic samples in carbonate rock area, Guilin

编 号	样 品 名 称	年代与现代碳标准之比
ZK-631-1	稻米(1977 年生长)	1.82±0.01
ZK-631-2	木头(约 1978 年前 10 年生长)	1.46±0.01
BK-313	木头(1966~1976 年年轮部分)	1.46±0.01
ZK-631-3	木头(1941~1949 年年轮部分)	0.99±0.01
ZK-631-4	贝壳(新鲜)	1.02±0.01
BK314	木头(1907~1917 年年轮部分)	0.97±0.01
BK7811	石花(飞霞洞深处正在生长)	1.08±0.01
ZK-631-5	人骨(1928 年埋葬)	0.99±0.01

为了解决这一问题,学者们提出了各种不同的办法。Polach^[13]建议采用同一环境中生长的现生样品作为测定这类样品¹⁴C 年龄的现代碳标准。但这是很难实现的,首先要找到 19 世纪的样品以排除人类活动对全球¹⁴C 比度的影响,其次很难保证从样品形成至 19 世纪,采样点环境未发生显著变化。Hendy^[14]在理论上深入地探讨了根据洞穴化学沉积物中 δ¹³C 值对其年龄校正的可能性,因为在一定程度上 δ¹³C 值反映了重新沉积的碳酸盐岩中碳的来源和沉积过程中与大气 CO₂ 交换的水平。但这一研究仍然存在许多尚未解决的问题,目前尚在研究探索中。但另外的一些研究发现,由于陆生植物中的碳元素是通过光合作用从大气 CO₂ 中摄入的,因此,石灰岩地区的陆生植物样品,其¹⁴C 年龄是可靠的。

4.2 地下水年龄

地下水不仅能从交换储存库中获得溶解无机碳,而且还可以通过溶解作用从非交换储存库中(如碳酸盐矿物)获得无机碳,后者一般不含¹⁴C(“活碳”),只含“死碳”。“死碳”的加入可以使地下水的原始¹⁴C 浓度被稀释^[15]。在饱气带中地下水溶解了各种来源、不同年龄的碳酸盐,所以其年龄很难确定。在承压含水层中地下水也存在与含水层物质进行碳交换的问题。

此外,地下水体之间还可能发生不间断的补给和排泄,使不同年龄地下水之间发生混合,因此对地下水表观年龄的解释是很困难的。但 Hanshaw^[16]等认为,利用¹⁴C 测定年代的方法有可能对地下水体相对年龄的早晚进行比较。

4.3 火山地区的样品

在这类地区不断有深部 CO₂ 从火山口或者热泉带入大气中,使大气¹⁴C 被稀释。Chatter^[17]等测量了火山喷气口背风处新砍下树木的年龄其表观年龄距今竟然高达 2×10⁴a。因此,火山地区样品的¹⁴C 年龄偏老问题很突出,但由于火山喷出 CO₂ 的量难以确定,使得该地区样品¹⁴C 年龄偏老程度很难量化。

5 石灰岩地区¹⁴C 样品年代的可靠性研究

石灰岩地区¹⁴C 测年样品的种类较多,碳酸盐沉积物的数量又较大,这对测年无疑是有利的。但是,由于石灰岩地区的碳酸盐岩含有大量的“死碳”使得该地区样品的¹⁴C 水平受到严重影响,造成了该地区样品的¹⁴C 年龄偏老。如何确定¹⁴C 年龄样品的偏老程度是目前石灰岩地区¹⁴C 样品年代研究的重点和难点。

5.1 石灰岩地区样品中死碳的成因

岩溶过程发生的三个必要条件是岩石的可溶性、水的流动性和水的溶蚀性。

碳酸盐岩中的碳一般为“死碳”,通过岩溶作用产生可溶的碳酸氢盐,使得“死碳”溶解进入水体,引起水体¹⁴C 水平的变化。然而,死碳的变化程度如何与水的成因、酸的产生方式、以及具体的发生过程密切相关。岩溶作用中酸的形成主要有水溶解大气 CO₂ 形成的碳酸、土壤中的有机酸、枯枝落叶形成的腐质酸,以及地热使碳酸盐岩分解产生二氧化碳生成的酸。其反应表达式为:

(1)CO₂+H₂O+CO₃²⁻→HCO₃⁻+HCO₃⁻(来源于大气二氧化碳)

(2)CO₂+ H₂O+CO₃²⁻→HCO₃⁻(来源于碳酸盐岩分解产生的二氧化碳)

(3)H⁺+CO₃²⁻→HCO₃⁻(来源于有机酸)

根据岩溶作用酸的来源,我们可以对岩溶区¹⁴C 样品的年代进行定性讨论:(1)如果促使碳酸盐溶解的酸是由大气 CO₂ 溶于水生成的,那么岩溶水的“死碳”含量就会少得多,这样导致水生样品年代偏老的程度就会小一些。(2)如果岩溶作用的酸是由来源于深部的 CO₂ 溶于水生成的,则¹⁴C 会受到稀释,表观年龄偏老的程度就会更大。(3)如果酸是由其它原因生成的,这样也会对¹⁴C 原始浓度造成影响,但偏离不

大。总的说来,在雨水较多的地方,由于水中大气CO₂成酸的比例较大,所以样品更接近真实值。干旱少雨地区其它来源酸的比例增多,这类地区样品的¹⁴C 年代偏老会更严重。

由此可见,岩溶区不同环境条件会对原始¹⁴C 浓度产生不同影响,给年代测定造成不同程度的偏离。但是偏离程度的多少无法确定,这就是碳酸盐岩地区¹⁴C 样品测年棘手所在。

中国社会科学院考古研究所¹⁴C 实验室和北京大学¹⁴C 实验室在桂林及其周围地区采集了各种各样的¹⁴C 样品进行研究,他们认为,样品生成时的¹⁴C 比度主要由它们生成机制和环境条件决定。陆生植物通过光合作用摄取大气中的CO₂,因此,这些生物生成时的¹⁴C 都基本一致,这类样品的¹⁴C 年代与广大非岩溶区的同类样品没有差别,是可靠的。水生动、植物,由于其组织和机体直接或间接利用了石灰岩地区含“死碳”的水,因此,它们的¹⁴C 比度明显偏低,这些样品的表观年代比真实年代偏老。偏老的程度与水体中¹⁴C 比度有关,一般偏老1~2ka^[18]。

5.2 洞穴碳酸盐样品¹⁴C 年代

洞穴碳酸盐岩沉积物在洞穴研究中具有重要作用,也是岩溶地区¹⁴C 测年的主要对象。洞穴化学沉积物中¹⁴C 比度主要受控于洞穴滴水¹⁴C 的比度、洞穴空气中CO₂ 的¹⁴C 比度以及形成沉积物时水溶液中碳同位素与洞穴空气中碳同位素交换的充分程度。可见,影响洞穴沉积物¹⁴C 比度的因素较为复杂。洞穴滴水的¹⁴C 主要来自土壤CO₂,它的¹⁴C 比度与入渗路径及地表植被状况有关。洞穴空气中¹⁴C 的比度不仅和洞穴通风状况有关,而且还和形成沉积物的水溶液所释放出来的CO₂ 的¹⁴C 比度有关。如果洞穴开阔,空气流畅,洞穴空气的碳同位素组成和洞外大气的碳同位素组成基本一致,形成沉积物时水溶液和洞穴空气的碳同位素交换充分,这些沉积物得到的¹⁴C 基本可靠。如果洞穴窄小幽深,洞穴空气和大气碳同位素交换受阻,其形成的沉积物的¹⁴C 比度则降低,样品年代偏老。为了研究这一问题,我们对桂林甑皮岩钙华板¹⁴C 年龄与考古学分期进行了对比研究(表2、表3)。

表2 桂林甑皮岩钙华板¹⁴C 年代测定结果

Tab. 2 Results of ¹⁴ C dating with travertine plate sample from Zengpiyan cave, Guilin

编 号	样品名称	层位(自上而下)	年代(aB. P.)
GL2003—2	钙华板	10cm	2360±100 *
BK78305	钙华板	28~33cm	3930±80 * *
GL2003—1	钙华板	45cm	5330±90 *
BK78308	钙华板	46~50cm	6600±150 * *

注: * 为北方数据; * 为岩溶地质研究所测,

表3 桂林甑皮岩贝壳与木炭样品¹⁴C 测定结果的考古学分期年代范围^[16]

Tab. 3 Archaeological stages divided on the basis of the ¹⁴C dating results with shell and charcoal samples from Zengpiyan cave, Guilin

考古学分期	贝壳样品年代范围(aB. C.)	木炭样品年代范围(aB. C.)
一	10550~9415	10625~8725
二	9420~9375	9200~8600
三	9410~8875	8350~8025
四	9015~83108	8195~7875
五	6835~5600	8200~7600

通过上表可以看出,甑皮岩钙华板的¹⁴C 年龄与甑皮岩考古学分期的划分有很好的对应关系:钙华板位于考古学第五期文化遗物的上部,按照沉积物形成的先后顺序,可以肯定甑皮岩钙华板形成的年代应该晚于第五考古学分期的年代。第五考古学分期木炭测年数据显示该期在8200~7600aB. C. , 其结束的年代大于钙华板底部的年龄6600aB. P. 。

钙华板¹⁴C 年龄之所以能与考古学分期年代相对应,没有出现明显的偏老,主要是由于甑皮岩洞穴的主洞滴水源于大气降水,并且有较好的通风条件,洞穴空气与大气进行了充分交换的结果。但是并不是所有洞穴化学沉积物的¹⁴C 年龄都是可靠的,如广西兴安飞霞洞深处正在生长的石花,其¹⁴C 比度比当年大气低18%,这样就会造成洞穴碳酸盐岩¹⁴C 年代的偏老^[19,20]。

6 石灰岩地区¹⁴C 样品的采样及年龄校正的有关问题

由于碳酸盐岩地区的特殊性,在这样环境中取得标本¹⁴C 年代一般都偏老,而偏老值的大小又受样品环境条件的影响。为此,在研究碳酸岩地区的¹⁴C 样品年代时要注意以下几方面的问题:首先注意洞穴化学沉积物的¹⁴C 年龄,形成沉积物时的水源、和洞内空气与洞外大气的交换状况等,在应用碳酸盐数据时,不能忽视这些因素造成的影响。洞穴样品最好尽量选择通风条件较好,大气CO₂ 充分交换的地方形成的钙板或石笋。其次要考虑生物的分馏效应,因为不同种类生物的分馏效应不同,对年代的影响也不一样。在具体样品选择上应尽量选择不受“死碳”影响的陆生生物。

由于石灰岩地区样品¹⁴C 定年的复杂性,至今还没有找到有效的¹⁴C 年龄进行校正的方法。为了更好的确定石灰岩地区样品的¹⁴C 年代,最好采用如下交叉对比定年的方法解决“死碳”对¹⁴C 测年的影响问题。

- (1) 采集样点附近正在发育的碳酸盐岩沉积物,测定其表观年代,作为样品表观年代与真实年代的偏离值,然后在样品表观年代中扣除这一年代。
- (2) 在采样点采集与欲测年代样品同层位的木头、木炭等样品进行对照,求得偏离值。
- (3) 把样品的测年结果与历史记录进行对比,确定其偏离值,然后,对¹⁴C 年代进行校正。
- (4) 通过研究碳酸盐沉积过程中碳同位素在水、气两相中的同位素分馏效应,用 $\delta^{13}\text{C}$ 值估计样品中¹⁴C 初始比度,从而对样品的表观年龄进行校正。
- (5) 采集正在生成碳酸盐沉积物时的水溶液,测量其¹⁴C 比度和表观年代,并据此进行校正。
- (6) 用校正模型对地下水¹⁴C 年代进行校正。
- (7) 用其它测年方法,如 TIMS-U 系、热释光等对同一样品进行年代测定,将其年龄结果与¹⁴C 年代进行对比并校正。

参考文献

[1] 仇士华,陈铁梅,等. 中国¹⁴C 年代学研究[M]. 科学出版社,1990,12.

[2] 安志敏. 中国晚期旧石器的¹⁴C 断代及其有关的问题[A]. 第一次全国¹⁴C 学术会议论文集[C]. 北京:科学出版社,1984.

[3] 刘鸿雁. 第四纪生态学与全球变化[M]. 科学出版社,2002,7.

[4] 中国第四纪研究委员会¹⁴C 年代组. ¹⁴C 年代学讲义[M]. 北京大学出版社,1983,6.

[5] 沈承德,乔玉楼. ¹⁴C 年龄测定方法的可靠性[A]. 第一次全国¹⁴C 学术会议论文集[C]. 科学出版社,1984.

[6] Ralph, E. K. & Stuckenrath, R, 1960, carbon—14 measurements of known age samples [J]. *nature* 188:9:185—187.

[7] Suess, H. E. , Radiocarbon concentration in modern wood[J]. *Science*,1955, 122:415—417.

[8] Suess, H. E. , Bristlecone pine calibration of the radiocarbon time—scale from 4100 B. C. to 1500B. C. [A]. in radiocarbon

Dating and Methods of Low—level Counting , Vienne[C]. I- AEA,1967,143—151.

[9] Stenhouse, M. J. , Further application of bomb ¹⁴ C as a biological tracer[A]. in Radiocarbon Dating , edited by Berger and Suess[C]. Calif. Uni. Press 1979:342—354.

[10] 刘再华,等. 云南白水台钙华景区的水化学和碳氧同位素特征及其在古环境重建研究中的意义[J]. 第四纪研究, 2002, Vol. 22, No5:459—467.

[11] 中国社会科学院考古研究所. 桂林甑皮岩[M]. 文物出版社, 2003.

[12] 北京大学历史系考古专业¹⁴C 实验室. 石灰岩地区碳十四样品年代的可靠性与甑皮岩遗址的年代问题[J]. 考古学报,1982 (2):243—250.

[13] Polach, H. A. , Cross-checking of NBS Oxalic Acid and secondary laboratory radiocarbon dating standards [A]. Proc. 8th ¹⁴C Intern. Conf. , edited by Rafter and Grant-Taylor, Wellington[C], New Zealand, 1972:H92—H120.

[14] Hendy, C. H. , The use of ¹⁴ C in the study of cave process[A]. I. V. ed, Radiocarbon Variation and Absolute Chronology (Nobel Symposium, 12th Proc.) Almqvist & Wiksell Stockholm[C]. 1970:419—433.

[15] 万伟军,刘存富,等. 同位素水文学理论与实践[M]. 中国地质大学出版社,2003,10.

[16] Hanshaw B. B. , Back, W. Rubin, M. ,Radiocarbon determination for estimating groundwater from relocaties in Central Florida[J]. *Science*,1965:1948:494—495.

[17] Chatter, R. M. , Grosby, J. W. , Engstrand, Fumerole gaseous emanations:their influence on carbon 14 dates [M]. Circular 32, College of Engineering Research, Washington State University, Pullman, Washington, USA, 1969.

[18] 陈铁梅,原思训,等. 桂林地区几个溶洞化学沉积物¹⁴C 年代测定及讨论[A]. 第一次全国¹⁴C 学术会议论文集[C]. 科学出版社,1984:198—200.

[19] 张子模,甑皮岩洞穴遗址机器年代浅析[A]. 甑皮岩遗址研究[C]. 漓江出版社,1990:169—192.

[20] 李松生,桂林甑皮岩遗址的年代学问题[A],人类学论文集[C]. 中山大学出版社,1987:56—75.

STUDY ON THE AFFECTION OF DEAD CARBON TO ¹⁴C DATING

WANG Hua¹, ZHANG Hui-ling², QIN Jia-ming
(1. Karst Institute of Geology, CAGS, Guilin, Guangxi 541004, China; 2. Department of Dynamical & Heat Energy Engineering, Zhanjiang Ocean University, Zhanjiang, Guangdong 524088, China)

Abstract: Based on the advance of ¹⁴C dating technology, the factors that will affect the accuracy of ¹⁴C dating are pointed out and the affection of the dead C to ¹⁴C dating is discussed preliminarily in this paper. Through analyzing the cause of formation of dead carbon in karst area and ¹⁴C chronology in carbonate samples, it is believed that the ¹⁴C age of the samples in karst area is older than the actual age, which is caused by the difference of the acid formation, and that the apparent age of the aquatic samples is older than the actual age, which is caused mainly by the releasing of dead carbon at local area. As many reasons affect the ¹⁴C age of the samples in karst area, there is no way to revise the deviation at present. After many years’ study on ¹⁴C dating to cave carbonate samples in karst area, the authors bring forward crossing dating to solve the problem and suggest that it is necessary to be careful to use ¹⁴C age of this kind of sample.

Key words: ¹⁴C dating; Dead carbon; ¹⁴C age