

年轻沉积物年代学

几种年轻沉积物年代学简介

业渝光

(地质矿产部海洋地质研究所)

地质年代学是地质科学研究中一个重要的组成部分。它使人们对地质事件有了具体的时间概念。本文主要根据“年轻沉积物年龄测定讲习班”有关应用于海洋地质方面的资料 and 了解到的国内动态,对几种较新的地质年代学方法作一简要介绍,以引起广大海洋地质人员的注意,并期望能得到应用。

1 铀系测年

铀系测年是研究海洋地质的重要手段。这种方法特别适于海洋沉积物、一些碳酸盐、磷酸盐和铁锰矿物等样品。测定的年龄范围理论上讲可测到 100 万 a,在实际应用中一般小于 40 万 a。由于铀系放射性核素很多,半衰期各不相同,使用不同的铀系方法测得的年龄范围也不尽相同。一般来说,所选用核素的测年范围为这种核素半衰期的 4~5 倍。

在测定海洋表层沉积物时,特别要注意某些环境可以使得出的铀系年龄无效。例如,没有压实的海洋沉积有生物和物理过程的扰动,生物的活动使固体相均化,这样的扰动一般发生在表层 5~10cm 的地方,甚至更深一些。海底的海流也能使沉积的固体扰动,滑坡、侵蚀和随之发生的不同时间沉积的周期混合也能导致错误的地质年龄。在使用 ^{210}Pb 法时,更要对这些因素予以重视。

经典的例子是印度洋一个岩心应用 ^{230}Th 和 ^{18}O 同位素地层学(大多数 ^{18}O 地层是用 ^{230}Th 数据做出)的情况。 $\delta^{18}\text{O}$ 显示了已知的冰期层序, ^{230}Th 数据得到这个岩心的堆积速率为 6.1cm/ka ,由这个沉积速率所得出的年龄和由 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线得到的年龄非常一致,180cm 长岩心的相应年龄为距今 30 万 a 左右。

还有一个较为复杂的应用(Mangini, 1985),是不规则的堆积-冲蚀和再沉积。在深海中沉积物的堆积是不均一的,甚至在一个小的海洋范围中也是如此,铀系数据表明海流可以改变沉积颗粒的形式。岩心位于中太平洋克拉里昂-克利帕顿断裂区域,在这个区域内沉积物的海底搬运引起海底丘陵边缘的冲蚀并扩展到海底平原,在这个深海丘陵以北到西北,由 ^{230}Th 求出沉积物的堆积作用增加。放射性同位素记录可分成三部分:

(1) 顶部 15cm 为正常的堆积速率,接近预测的 2mm/ka 。

(2) 没有过剩的 ^{230}Th 和 ^{231}Pa ,为放射性强度较低的部分,这部分有时含有中新世的碳酸盐。

(3) 分界部分,其中的过剩 ^{230}Th 和 ^{231}Pa 迅速减少,是在第一部分和第二部分之间的不整合处由物理的混合作用形成的。

中太平洋 30 多个沉积物岩心分析结果认为,这样的冲蚀性地区是较普遍的,也就是

说, 在过去 30 万 a 间, 中太平洋有许多区域是冲蚀为主的。

人们还发现了相反的“集中”(focussing)型地区。这种地区的特点是有一系列快慢交替的堆积速率。在岩心 385BL 中“慢”的堆积相当于 1.8mm/ka , 和预测的沉积速率相近。一般来说, 以正常堆积期为主, 而高达 20mm/ka 的“快”的堆积速率则相当于短的事件(小于 1 万 a)。在这个岩心中至少可以找到 3 个“集中”事件, 铀系年龄测定表明, 最近的一次冲蚀事件发生在大约 7 万 a 前, 看来与冲蚀和“集中”事件同时发生的看法是一致的, 大规模的重新分布事件在距今 7 万 a 左右。此外, 岩心 358BL 的记录表明在 7 万 a 前还有其他的沉积物重新分布的事件, 由“快”堆积期得出的年龄是距今 7 万 a、13 万 a 和 19 万 a。现在还不知道引起这些底部沉积物流动的原因, 但据推测, 与气候有一定的关系。

总之, 铀系测年是研究海洋沉积物的一个较为成熟的方法, 但它在大陆上的应用都不太成功, 原因可能是大陆上的条件比海洋复杂, 铀系测年的一些前提条件不易满足。虽然海洋的情况比大陆简单, 但是, 却可能得出一些全球性的资料。

2 ^{10}Be 测年

串联加速器—高灵敏质谱计的使用, 使 ^{10}Be 测量更为方便, 因而应用得更广。近年来报道也较多, ^{10}Be 是一种宇宙成因的放射性核素, ^{10}Be 被吸附在大气中的颗粒上, 随着降雨到达地面。在海洋中, 它被颗粒带到洋底, 并结合到沉积物和铁锰沉积中, 在水柱中的平均滞留时间为 520a 左右。 ^{10}Be 的半衰期为 1.5Ma, 其测年的理论极限为 14Ma, 所以可用它测到中新世的海洋样品。在海洋史中, 这是一段很有意义的时间, 它标志着现代深水循环的开始和南极的冰川作用。

2.1 测定锰结核

样品采自中太平洋 (Segl, 1984), ^{10}Be 测定表明, 锰结核 0~16mm 一层的生长速度为 2.7mm/Ma , 16~40mm 一层为 4.8mm/Ma , 可以认为, 锰结核的内部结构能够反映过去海洋循环的全球性变化。锰结核的深度变化接近于指数分布, 表明 ^{10}Be 向海底的供给速率是恒定的, 至少在 80 万 a 内是这样(从这个样品相应的厚度得到的年龄)。

2.2 测定海洋沉积物岩心中 ^{10}Be 的分布

岩心取自太平洋中部, 这个岩心的平均沉积速率较低, 在过去的 1.3Ma 为 1.9mm/ka , 3.3~14Ma 为 0.5mm/ka 。上新世以来沉积速率较高, 原因是北半球的冰川作用带来大量陆源物质, ^{10}Be 得出的年龄与古地磁测年(在这个岩心中仅可能得到松山/高斯期边界, 2.43Ma)一致, 但是还有一个相当大的偏差几乎达 20% (与还不能解释的鱼牙地层学相比)。

文献表明, ^{10}Be 在海洋中的应用是成功的, 虽然它的应用仅仅开始, 但是其 1.5Ma 的半衰期吸引着人们去做大量的研究工作, 以期得到更多的应用。国内目前尚未开展此项工作, 但我国的一些学者在美国和瑞士曾开展过这方面的工作, 据说也取得了一些相当好的结果。国内尚未开展的主要原因是还没有较大功率的串联加速器, 最近原子能研究所正在安装调试引进的美制较大功率的加速器。中科院地球化学研究所和地质研究所都在积极准备这项工作, 一旦加速器安装就绪即可以进行方法试验, 估计在今后两年内才能正式做

^{10}Be 的样品，这无疑对国内的地学研究将起到促进作用。

3 电子自旋共振法测年 (ESR)

ESR测年与热释光 (TL) 测年实际上是一对姐妹花，在用 TL 测定矿物的年龄的同时就已开始研究 ESR 测年，但是真正的开始却在近几年，其发展速度非常快。样品晶格中的一些缺陷，电子中心和电子空穴，由于受到样品或周围物质中铀、钍、钾等杂质的放射性衰变所造成的电离辐射，能导致未偶电子 (自旋) 与时间成线性增加。在高磁场中可以观测到电子自旋共振的微波信号，以确定磁电子的数目，从而达到测年的目的。

3.1 ESR 测定深海沉积物

研究了两个深海沉积物岩心 V12—122 (取自加勒比海) 和 13519 (取自东大西洋) 已知这些岩心的时间 - 深度关系 (用 ^{18}O 和 ^{230}Th 测年) ，平均堆积速率为 2.5cm/ka 和 1.3cm/ka。10m 长活套岩心的时间间隔分别为 40 万 a 和 75 万 a。从已知的时间 - 深度关系、Th 同位素数据和 K 含量得出沿着岩心剖面浓度所预测的总聚集量， ESR 测定的年龄为 75 万 a，并认为在深海条件下，空穴的热力寿命应大于 75 万 a。

3.2 测定软体动物

用 ESR 测定了一些软体动物的样品 (文石质) ，并把 ESR 年龄样品和 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法测得的年龄与取样地点海洋阶地已知的地层年代进行了比较。对于这些样品， ESR 至少在 40 万 a 内是一种可信的有效方法。非常有趣的是，无论软体动物的内部和外部都得到了一致的年龄，而铀系则不同。

ESR 测年的主要特点是：测年的范围较大，可以测到第四纪以前的年龄；适于测定的样品较多，如大多数有机物、碳酸盐物质及一些硅酸盐矿物；样品用量较少，3~5g 左右，而且不损坏样品；制样简便易行。

ESR 是一种很有前途的测年手段，近年来国外已有许多报道，在国内尚鲜为人知，仅在近几个月有些单位正在进行这方面的方法试验。北京大学 ^{14}C 实验室主要做牙齿、骨头和洞穴沉积物等的测年样品。国家地震局 ^{14}C 实验室做珊瑚、贝壳和黄土中石英等的测年样品。从目前的进展看来，可以预计 ESR 测年在近几年内即将成为第四纪研究和海洋地质研究中的基本手段之一。

值得提出的是，以上介绍的几种测年方法没有一种是通用的，都有一定的局限性。每种方法都有最适宜测定的样品和条件，如果不能满足这些前提，测得的年龄可靠性是值得考虑的，最好用几种不同的独立方法测定同一样品，年龄比较一致的数据可靠性大一些，否则在应用年龄数据解释地质现象时要格外慎重。

米兰科维奇的夏季日照曲线

业渝光

(地质矿产部海洋地质研究所)

提要米兰科维奇假说是解释地球气候变动的重要理论，最新同位素稀释质谱分析的铀系年代学和全球“标准”高分辨率氧同位素地层学的研究都证实了这个理论的正确性；更重要的是，米兰科维奇的夏季日照曲线可以提供一个可靠的时间尺度。

关键词米兰科维奇说，日照曲线，铀系测年，同位素稀释质谱分析，氧同位素地层学

1941年米兰科维奇(Milankovitch)提出，随着黄赤交角的变化，地球轨道偏心率和地球旋转轴岁差的变化，也就是说随着地球旋转运动某些几何学参数的变化，地球接受的太阳能量的分布也要发生相应的变化，从而导致了更新世的气候波动，这就是著名的米兰科维奇假说。米兰科维奇还计算了北半球不同纬度(北纬 80° 、北纬 65° 、北纬 10°)夏季日照强度随着时间的变化曲线(1978年由W.H.Berger重新计算过)，坐标的纵轴表示夏季大气圈顶层每天接受日照的平均值(已减去了现在值)，横轴表示年代。这条曲线常被人们用来和其他独立方法测得的时间尺度曲线进行对比，以达相互验证之目的。

按照这个理论，间冰期夏季日照时间增加使全球温暖，冰盖融化，海平面上升；冰期夏季日照时间减少，则相反。如果以海平面的高度作为时间的函数应可与米兰科维奇日照曲线相对比。匀速上升的珊瑚礁阶地代表了过去海平面的高度，测定不同珊瑚礁阶地年代和海拔高度等于测定了不同年代时海平面的位置，这些年代应该接近米兰科维奇日照曲线上波峰的年代或稍许滞后一些。测定珊瑚礁阶地的年代，除了极小部分用 ^{14}C 法，大部分用的是铀系法，如对巴巴多斯岛的3个最低阶地的珊瑚做了 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法测年，分别是8.2万a、10.5万a和12.5万a，这几个年龄值与米兰科维奇日照曲线上(北纬 45°)相应的年代吻合。然而也有不十分吻合的，研究得最多的是末次间冰期的高海平面期，在米兰科维奇日照曲线上最大峰值位于12.8万a，但一些铀系测年的结果表明此时最高海平面却有两个峰(12.5万a和14万a)，这就使人怀疑海平面的变化是否仅是由米兰科维奇轨道驱动力引起的。其实，产生这个问题的原因在铀系测年本身。我们现在通常用 α 粒子计数技术进行铀系测年，这种技术是通过测量铀系核素单位时间内 α 衰变的次数来确定这种核素的含量，而不是直接测定样品中这种核素的多少来确定含量。应该说这种技术的精确度还不够高，如测定的年龄是12.5万a，统计误差为 ± 1.5 万a，属正常范围。显然，这样的精度不能适应更深入研究的需要。最近美国学者采用同位素稀释质谱分析的方法测定铀系核素的含量，使铀系测年的精度大大提高，也使米兰科维奇的日照曲线进一步得到证实。同位素稀释质谱法和常规 α 粒子计数法相比，具有样品用量少、效率高、精确度好的特点，具体指标见下表。

方法	样品用量 (珊瑚)	测定的离子或 α 粒子数		年龄 /ka	2σ 误差		
		^{230}Th	^{234}U		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	年龄 /ka
质谱法	200mg	5×10^8	2×10^3	120	$\pm 2\%$	$\pm 5\%$	± 1
α -计数法	10g	3×10^8	5×10^3	120	$\pm 40\%$	$\pm 30\%$	± 10

采用这种新技术对已用 α 粒子计数法测定过认为有两个峰的样品重新测量, 发现末次间冰期高海平面期的年代仍在米兰科维奇日照曲线的波峰范围内, 在此期间高海平面至少在 7ka, 这些年代数据和高海平面事件皆可用米兰科维奇的理论解释。Kaufman (1986) 曾以统计学的观点研究了 100 余个末次间冰期高海平面时期可用的铀系测年数据, 得出的结论是末次间冰期高海平面期不能老于 12.9 万 a, 若有两个峰的话, 第二次出现也不能晚于 12.2 万 a, 这一结论和用同位素稀释质谱法测定的结果一致, 这一新技术可以对过去 50a 的时间尺度做出精确的测定。

米兰科维奇的理论同样引起古海洋学家们的兴趣, 假若米兰科维奇驱动力是控制地球气候的主要因素, 由于同位素分馏作用, 气候变化势必影响海水的同位素组成, 从而在有孔虫壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中有所反映, 作为时间的函数应产生一条与米兰科维奇日照曲线相应的曲线。这种关系已为多个深海沉积物的岩心所证明, 更新世的气候波动存在着 10.5 万 a、4.1 万 a 和 2.1 万 a 3 种周期, 它们分别和地球轨道偏心率、黄赤交角和岁差的平均周期一致。但是由于氧同位素地层学受到许多因素的影响, 虽然从世界各大洋取得的许多深海沉积物岩心都反映了冷暖交替的气候旋回, 却没能得到一个统一的时间尺度, 这就影响了氧同位素曲线与米兰科维奇日照曲线的对比。Martison 等一批著名的科学家 (1987) 把全球 7 个用底栖有孔虫测定的氧同位素记录叠加起来, 组成一个 30 万 a 以来深海沉积物的“标准”高分辨率氧同位素地层学, 这个地层学的时间尺度已用 ^{14}C 和铀系年代标定, 然后用 4 种不同假设的轨道旋转计算法, 分别得到各自独立的年代学, 最后进行误差分析和处理再转换成统一的时间尺度, 他们认为这个年代地层学是代表全球气候的记录。他们的数据表明, 大约有 50% 的气候记录 (作为 $\delta^{18}\text{O}$ 记录下来) 可以用对轨道驱动力单一地线性反映来描述, 而其余的信号则无法用米兰科维奇假说来解释, 需要进一步研究, 而最重要的是轨道旋转技术能够提供看来可靠的年龄估算 (在和放射性同位素测年比较的基础上)。这个研究表明地球的气候变化还有其他因素的影响。

诚然, 除了地球旋转轨道变化外还有许多因素影响气候的变化, 如灾变事件、造山运动、火山喷发以及现代的人类活动等, 不过就更新世的气候变化来说, 无论从年代学还是氧同位素地层学都有大量的证据表明米兰科维奇的轨道动力起着主导作用。米兰科维奇假说是一个重要的理论, 它不但使我们能了解地球过去, 更可贵的是可以预测未来地球的气候变化。积极开展这一理论及其相关学科的研究无疑是十分有意义的。

(海洋地质动态, 1987, 第 8 期, 7~8 页)

碳酸盐矿物中微量 U 和 Th 的分离、 纯化和测试

和杰业渝光刁少波

(地质矿产部海洋地质研究所)

铀系方法是海洋放射年代学的重要组成部分,它可以测定珊瑚礁的年龄、深海沉积物的沉积速度、洋底铁锰和磷酸盐结核的生长速度。此外,这种方法还可以测定陆源次生碳酸盐(钟乳石、石笋、石灰华)、骨化石、冲积扇土壤、年轻的火山岩和天然水体等的年龄。

地矿部海洋地质研究所铀系实验室筹建于 1987 年 5 月,同年 9 月分别使用国产 DO33 大孔强碱性阴离子交换树脂、D235 大孔强碱性阴离子交换树脂、717[#]强碱性阴离子交换树脂和进口 AG1、AG50 离子交换树脂及 3 种树脂有关的化学流程,进行了碳酸盐矿物中微量 U 和 Th 分离及纯化的试验。经过比较,选定了所需的化学流程和离子交换树脂。化学流程简述如下:碳酸盐样品在 HCl 中溶解,加入 $^{232}\text{U}-^{228}\text{Th}$ 示踪剂,用 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 共沉淀 U、Th,再用 8N HCl 溶解沉淀上阴离子交换柱进行 U、Th 分离。分离后的 U 逐次用异丙醚、TBP- CCl_4 溶液和 TTA 二甲苯溶液萃取、纯化,最后制成 α -薄源。Th 则进一步通过阳离子交换柱,再用 TTA 二甲苯溶液萃取、纯化,也制成 α -薄源。采用四路 α 谱仪(北京核仪器厂生产)测试 U 和 Th 的 α 粒子能谱,探头的有效面积大约为 300mm^2 ,仪器的能量分辨率大约为 55keV 左右。

1983 年,国内开展了铀系国内对比计划(USCP)经 9 家实验室测定,选定了 SS-1 和 SS-2 为国内铀系标样,这两个标样经国家有关部门审定为国家一级标样。为了校验所选的化学流程和测量系统,我们于 1988 年 5 月进行了 SS-1 和 SS-2 两个标样的测试工作。这两个碳酸盐标样取自贵州犀牛洞,皆为白色文石,未风化,样品中不含有 ^{232}Th 表明样品处于化学封闭体系。铀含量分别为 $(9.31 \pm 0.16) \times 10^{-6}$ 和 $(2.20 \pm 0.11) \times 10^{-6}$,两个样品的年龄相应为 $84 \pm 3\text{ka}$ 和 $117 \pm 5\text{ka}$ 。著名的美国南加州大学地质系的顾德隆实验室也参加了铀系国内对比计划并提交了测试数据。这说明这两个标样的数据可靠,并得到国外同行权威实验室的验证。

现把我们测定 SS-1 和 SS-2 的数据及铀系国内对比计划测定的平均值列入下表。

样品号	$\text{U}/10^{-6}$		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$		$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$		年龄 $\times 10^3\text{a}$		
	对比计划	海地所	对比计划	海地所	对比计划	海地所	对比计划	海地所	
SS-1	1	9.31 ± 0.16	9.47 ± 0.22	1.85 ± 0.07	1.817 ± 0.035	0.566 ± 0.016	0.575 ± 0.016	84 ± 3	86 ± 3
	2	9.31 ± 0.16	9.46 ± 0.21	1.85 ± 0.07	1.820 ± 0.030	0.566 ± 0.016	0.573 ± 0.014	84 ± 3	86 ± 3
SS-2		2.20 ± 0.11	2.16 ± 0.04	1.42 ± 0.04	1.45 ± 0.02	0.688 ± 0.019	0.674 ± 0.02	117 ± 5	112 ± 5

为了进一步检验化学流程的可靠性和仪器的稳定性，我们还进行了一次 SS-1 样品重复性的试验，结果也列入下表。这些测试的结果和标样的数据完全一致，这表明采用的化学流程和测试仪器是可靠的，完全可以满足铀系测年的需要。

我所铀系实验室的建成不但延长了 ^{14}C 测年的年限，而且为我们正在进行的 ESR 测年打下了必要的基础，使年轻沉积物年代研究的测试手段逐步配套，年代的测试范围可从 100a (^{210}Pb 法) 直到 1Ma (ESR 法)。

(海洋地质动态, 1988, 第 9 期, 19~20 页)

要重视和加强年轻沉积物年代学研究

业渝光

(地质矿产部海洋地质研究所)

1 年轻沉积物年代学及其重要性

人类生活在地质历史的第四纪时期，晚第三纪以来的沉积物地学中统称为年轻沉积物。社会主义各项事业的发展需要研究年轻沉积物，建设铁路、矿山、工厂、海洋的开发，生态环境的保护，地质灾害的防治等等都需要对年轻沉积物有足够的了解。因此，研究年轻沉积物对于了解和研究现代的自然环境以及人类的生存和发展具有重要意义，更重要的是通过研究年轻沉积物可以预测未来人类生存环境的变化。年轻沉积物年代学是年轻沉积物地质研究的一个重要组成部分，它使人们对地质事件有了具体的时间概念，加强和重视年轻沉积物年代学的研究，不仅具有理论意义而且更具实际意义。

几个 Ma 至今的沉积物都可称作年轻沉积物。测定年轻沉积物年代的方法很多，一般可分为两大类，一类是源于放射性同位素衰变的方法，如 K-Ar, Rb-Sr 等经典的方法，还有热释光 (TL)，裂变径迹 (FT)，电子自旋共振 (ESR)，铀系不平衡， ^{14}C 、 ^{10}Be 等方法；另一类是根据沉积物本身随时间的相对变化而产生的方法，如古地磁 (PM)，氨基酸外消旋 (AAR) 等。此外，还有孢粉、纹泥等方法。就技术而言，加速器质谱 (AMS) 也可单独算作一类。

2 国内年轻沉积物年代学研究现状及其与国外的差距

以上所说的各种方法国内都有实验室，也做了许多工作，为科研和生产提供了大量数据，但与国外相比还有差距。国外目前年轻沉积物年代学的发展方向是，高精度、小样品和自动化。

2.1 ^{14}C

^{14}C 方法是所有放射性同位素测年中最精确的一种，精度可小于 1%，测试的样品是含碳物质，测定技术主要为液体闪烁计数技术。 ^{14}C 实验室由于技术成熟，有商品仪器，且花钱不多，所以前几年很多单位都在建设，是各类测年实验室中最多的。这几年科研经费紧张，几乎绝大部分 ^{14}C 实验室工作量不饱满，甚至有的实验室几年没任务。近年来国外有关常规法 (液体闪烁计数和气体计数技术) 方面的文献越来越少，而 AMS ^{14}C 的文献越来越多。AMS 是近 10 年来迅速发展的一种新方法，它的主要特点是样品的用量极少 (甚至几毫克) 测定的速度快 测量精度在不断提高。由于 AMS 的应用，使过去一些常规法不能测试的样品得到了 ^{14}C 年龄，使我们获得了更多的地质信息，研究更加深入。

AMS¹⁴C 的主要缺点是加速器设备十分昂贵，运转的费用过高。就我国经济情况看，“八五”期间液体闪烁技术仍是常规方法，一般的样品仍以它为主，特别宝贵和有研究意义的样品才有可能应用 AMS 技术。目前，国内只有北京大学一家建成 AMS¹⁴C 实验室。

2.2 铀系测年

铀系测年的基本原理是利用铀的各种同位素与其子体之间放射性平衡破坏和重建来测年，亦称铀系不平衡测年方法。测定的下限因所用的子体不同而异，一般常用 3 种方法，钍铀法 ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$)，钍镤法 ($^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$) 和 ^{210}Pb 法。

$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ 所用样品是珊瑚礁，钟乳石类碳酸盐，深海沉积物，铁锰结核，骨化石，年轻的火山岩等。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法的测定年限可达 35 万 ~ 40 万 a， $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ 可达 15 万 a，测定的精度可在 5% 左右。

^{210}Pb 法是测定现代沉积速率和研究环境的有效工具，样品主要是海洋、湖泊等沉积物，测定年限为 150a 左右。以上方法皆使用 α 谱技术。

通过国际间的对比活动，我国铀系测年水平不低於国际水平，但在应用上不够广泛。国外有的实验室使用同位素稀释质谱分析技术测定铀系核素的含量，使铀系测年的精度大大提高，样品用量也大大减少 (200mg 左右)，这样可以减少人为干扰因素而直接测定，这是铀系测年上的一大革命，犹如 AMS¹⁴C 对传统的 ¹⁴C 测年是一次大革命一样。我国开展的 ^{210}Pb 工作仅限于测定现代沉积速率，而在国外已转向研究环境问题，大气的 ^{210}Pb 通量，土地剥蚀等问题。

2.3 电子自旋共振 (ESR)

这种方法是近 10 年来发展的新方法，发展迅速，是一种很有前途的方法。我国在这方面的起步并不算晚，由于该方法的测年时间长 (几千到几 Ma)，可测试的物质多，样品用量少，处理方便等特点，已引起了有关人员的极大注意。但 ESR 毕竟是才发展的技术，测量的精度较 ¹⁴C 和铀系方法差，大约在 10% ~ 15% 左右。国外这几年 ESR 方面的文献特别多，而且国际研讨会议也很频繁，研究的范围也十分广泛，几乎包括了第四纪测年的所有问题，而且对 ESR 的基础理论也进行了较深入的研究。我们目前仅限于应用方面，基础理论研究较少。

2.4 热释光 (TL)

这种方法的物理机制基本上和 ESR 一样，不同的是热释光是确定样品最近一次的受热年代。样品主要是年轻的火山岩单矿物，沉积物中的石英、陶片等。测量精度目前大约为 10% 左右，一般认为热释光的年龄在 30 万 a 内可信度较高。我国在黄土中的石英和考古方面做了大量的工作，国外的工作主要集中在晚更新世以来的年代上。

2.5 裂变径迹 (FT)

主要测量各种含铀矿物最近一次加热的年龄，样品大都为火山岩的一些单矿物，理论上测的年龄范围较大，但是对样品的铀含量要求较高，这些高铀含量的样品仅存在于一些特定的环境下，因此限定了这种方法的使用范围，测量的精度在 10% 左右。但是这种方法具有自己独特的优点，所需实验设备较少，主要仪器只要有一架精度较高的光学显微镜即可。

2.6 ¹⁰Be

这种核素的半衰期较长 (1.5 Ma)，因此测定的年限可达 10 Ma，也就是可测上新世

以来的样品，主要应用在海洋地质研究上，可测深海沉积物的沉积速率，锰结核的生长速率。国内有的学者曾试用此法测定黄土剖面的 ^{10}Be ，取得了较好的效果。目前，国外已转向研究玄武岩和安山岩地带暴露年龄和侵蚀速率。

2.7 古地磁 (PM)

严格地说，古地磁不是一种测年方法，要算的话，也是一种比较测年方法。因为它是测定假设为连续匀速沉积的整个一段地层剖面的剩余磁性，再将所测得的磁性地层与标准的古地磁年表相对比，从而定出地层剖面的沉积年龄，而标准的古地磁年表又是以钾、氩等同位素年龄为依据。由于是一种相对比较的测年方法，因此影响测年精度的因素就很多，尽管如此，古地磁仍是确定早一中更新世沉积地层年龄的重要手段。

2.8 氨基酸外消旋法 (AAR)

这种方法实际上是一种生物化学方法，该法是通过测定骨化石中各种原生的 L 型蛋白质氨基酸在生物体死亡后自发地外消旋转化为 D 型氨基酸的百分比来定生物的死亡年代。外消旋反应的程度，主要取决于时间、古温度和样品的种类。样品主要是生物化石，用量一般在 1g 左右。测年范围可从几千年到几百万年。由于影响因素较多，所以测得的精度较差，一般为 10% - 20%。

总的来说，目前国内年轻沉积物年代学工作开展得还不够广泛，做得不如国外深入细致，再加上对外宣传不够，因此尽管我们有许多年代学实验室，但在国际文献中很少披露结果，没有得到国际上很好的承认。

3 几点意见和建议

3.1 加强对年代学实验室的管理工作

就国内现状看，年轻沉积物年代学实验室已不算少，除个别学科外，一般不应建立新的实验室。管理部门应当控制一些学科的发展，扶持一些学科，对不同性质的单位采用不同的方法扶持。

目前，全国已有 40 余家 ^{14}C 实验室，几乎是国外实验室的总和，在这种情况下要严格控制在不再建 ^{14}C 实验室，而且一些 ^{14}C 实验室应根据本单位的业务工作适当地转向 ^3H 的测试工作，做一些环境问题的研究。铀系和热释光实验室虽然远远少于 ^{14}C 实验室，但由于所需样品的品种较少，地质人员对这些方法了解不够，还应用得不够广泛。大多数实验室都以科研工作为主，对外服务较少，只有扩大研究范围才有可能发展。有一些方法值得推广和扶持，如裂变径迹，这种方法值得在野外队中推广，一般的分离设备和较高精度的光学显微镜野外队实验室都有，只需增加一些蚀刻设备，就可开展工作。每年出队时采集样品，归队时分离样品，然后再送到反应堆去进行中子辐照，冬季在队上就可以进行查数裂变径迹，从而达到测年的目的。ESR 谱仪是一种比较昂贵的仪器，但是 ESR 方法是一种极有前途的测年方法，我部目前尚无一台 ESR 谱仪，可重点建立一、二家 ESR 实验室。AMS 技术是年代学上一大革命，加速器十分昂贵，地学部门没有必要自己管理一台，可花几万元建立 ^{14}C 、 ^{10}Be 、 ^{36}Cl 的化学制样实验室。尤其是 ^{10}Be 在深海远洋中的应用尤为成功，随着大洋工作的开展，应考虑在海洋口建立 ^{10}Be 化学制样实验室。

实验室管理部门除了统一规划外，也应采取倾斜政策，对于搞得好的，有成果的实验

室，管理部门应积极培养和扶持，只有这样才能不断提高实验技术，多出成果。管理不好的实验室应加以整顿，仍不见效的应调出设备，只有这样才能充分发挥仪器设备的作用。有些不过关的实验室，出数据还不如不出数据，因为有些错误的数据流入社会，反而会造成地质人员的思想混乱，从而怀疑实验方法的正确性。同样的资金和仪器，放在不同的实验室肯定效果大不一样，只有采取倾斜政策，才能使有限的资金发挥最大的作用。

3.2 实验室要一专多能，积极开展不同学科的交叉对比研究

国内实验室分工很细，每个人只做自己份内的事，对其他方面了解很少，每个人都把自己的小天地看成一个独立王国，其他人不可染指，都认为自己的结果是正确的，难得做一些不同方法的比较，这样实际上也局限了自己的知识面，难以提高。专业分工过细，使得编制过大，有忙闲不均的现象。一专多能有利于发挥每个人的积极性，有利于实验室内部调整，有较大的适应性。

分工过细，学科间老死不相往来，不利于互相渗透、互相启迪。害怕不同测年方法结果不一致，为了早日发表数据，宁可舍弃，不敢揭露矛盾，不敢发现新的问题，这也是总做重复工作，没有创新的一个原因。积极开展不同学科交叉对比工作，才能迅速提高实验技术水平，更客观地反映事物的本质。

3.3 加强治外地质人员对年代学各种方法的了解

这一点十分重要，因为有些方法野外人员不了解，不知道用，不敢用，这也是某些方法样品来源少的一个原因。有关部门可主办几期年轻沉积物年代学讲习班，或印制一些有关学科的讲义，以利于野外地质人员的学习。这几年 ^{14}C 方法之所以得到广泛的使用，跟宣传普及也有很大的关系。只有了解年代学的一些基本原理和应注意的问题，才能解释自己的地质问题，否则仅单纯的一个数据拿来就用，肯定不会成功。

重视和加强年轻沉积物年代学的研究不是权宜之计，它可以促进地质学的发展，直接为生产服务，使各项工作更加深入。

以上仅是个人看法，难免有谬误和遗漏之处，敬请批评指正。

(海洋地质动态研究, (2), 1991.11.29, 1~5页)

浅谈地质上的时间尺度和年龄

业渝光

(地质矿产部海洋地质研究所)

提要本文对有关年代学方面不同的时间尺度和年龄的一些术语做一简明介绍。

关键词 时间尺度 年龄 测年方法

时间尺度和年龄是地学研究中的重要参数，我们在阅读文献时常常接触到许多这方面的术语和信息。然而，由于不同的用途和定义，时间尺度在可靠性和应用对象方面是有差别的。因此，了解各种时间尺度和年龄十分有必要，有利于地层学之间的对比和研究。

1 时间尺度

时间尺度主要有 3 种，绝对时间尺度 (absolute time scale)，相对时间尺度 (relative time scale) 和数值时间尺度 (numerical time scale)。

1.1 绝对时间尺度

由绝对年龄组成的时间尺度叫作绝对时间尺度。绝对年龄的时间单位是太阳年 (solar year)，也有文献称之为恒星年 (sidereal year) 和天文年 (astronomical year)。这种时间尺度的基础是历史或天文事件，或者是树轮年代学的研究 (Eckstein 等, 1984)，它们在何时何地都是正确的。十分遗憾的是，这种时间尺度太短了，只有一万年左右，远不能满足地质学的需要。

1.2 相对时间尺度

这种时间尺度仅在限定的区域和时间内是正确的。主要是由岩性地层学 (如火山灰地层学)，生物地层学，古地磁地层学，氧碳同位素地层学，锶同位素地层学等方法所得到的时间尺度。这种时间尺度最好与绝对年龄或物理测年方法一起使用，可扩大其使用范围，不仅局部的对比甚至全球的对比都可做出。

1.3 数值时间尺度

数值时间尺度的叫法最不统一，有的文献称之为物理或化学时间尺度，有的文献根据得到年龄的方法称之为同位素或放射性成因的时间尺度等。过去人们常常把放射性同位素方法取得的年龄叫作绝对年龄，这样的定义是不正确的，许多科学家建议改称为数值年龄 (numerical age)。由各种物理、化学测年方法得出的数值年龄组成的体系就是数值时间尺度，这是文献中使用最多的一种时间尺度。

大多数数值年龄的测定方法都是物理方法，这种方法的基础仅取决于物质的时间变化，环境因素，特别是温度和压力对其没有影响。这类最主要的过程就是放射性衰变，但是根据这个过程的方法并不能都得到绝对年龄组成绝对时间尺度，因为地球物理和地球化

学过程经常使年龄求取的模式复杂化(Geyh, 1990)。化学测年的方法较少, 其中最具代表性的是氨基酸外消旋(AAR)方法, 化学测年的最大不足是易受温度变化的影响。大多数正确的年代地层学时间尺度都由用物理方法得到的年龄构成。

2 年龄 (age)

在文献中我们常常可以看到年代(date)和年龄(age)两种术语, 在中文这两种术语经常混同使用, 其实两者间是有差异的。严格地定义, 年代是时间上一个特定点, 而年龄则是从现在到过去的一段时间间隔。Colman等(1987)推荐在地质学中使用“年龄”或“年龄估算(age estimate), 而尽量少用“年代”。

2.1 绝对年龄 (absolute age)

根据树轮年代学和某些保存好的纹泥年代学以及一些古老文明民族历书所得的年龄, 可称之为绝对年龄(Geyh, 1990)。需要指出的是, 有些历书可能有一些年龄缺失, 尽管如此, 历书所得到的年龄还是可靠的。

2.2 模式年龄 (model age)

模式年龄表示在一组特定的结构和一些地球化学-地球物理的假设条件下, 根据特定的物质性质所得到的年龄(Taylor, 1987)。一般说来, 由测年方法得到的年龄都是模式年龄, 只不过在文献中常常把“模式”省略了。模式年龄的定义决定了它们的局限性, 任何一种测年方法都有一定的前提条件, 这些条件都是根据物质特性而决定的。

2.3 真实年龄 (true age) 和表观年龄 (apparent age)

假若模式年龄的这些假设和前提都得到满足, 那么这个年龄就可叫作真实的模式年龄, 这样的年龄最接近于绝对年龄。假若不是, 那么就可得到表观的模式年龄。

2.4 常规年龄 (conventional age)

按照公认的国际准则测得的年龄叫作常规年龄。这些年龄是由经典的测定方法所得到的年龄, 是所有物理方法测年中最精确的, 可以在世界范围内相互对比, 也可以和其他测年方法所得到的结果做很好的对比。

以上几种年龄术语常常在文献中出现, 除了绝对年龄构成绝对时间尺度外, 其他几种年龄都构成我们常用的数值时间尺度。

3 测年方法

测年方法有许多种, 按照不同的着重点可分成不同的类。本文的分类主要是指物理测年的方法, 从国际上一般认为的可靠性程度上分的类。

3.1 规范方法 (standard method)

这主要是指一些经典方法, 对这些方法的原理、假设条件到实验技术国际上已有一致的意见, 用这种方法得出的年龄是常规年龄。不同的人对何种测年方法划入此类的看法也不一致, 但是 K-Ar, Rb-Sr, U-Th-Pb 和 ^{14}C 这 4 种方法是公认的规范方法。也有人把 ^{230}Th / ^{234}Th 和裂变径迹 (FT) 方法也归入此类。

3.2 常规方法 (routine method)

这些方法也是比较可靠的,但是比起规范方法来说还有一定的局限性,有些不一定在世界范围内通用,或者对其一些假设条件还没有得到足够的证实。此类方法有 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, ^{10}Be , TL, ESR, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, $^{230}\text{Thex}$, $^3\text{H}/^3\text{He}$, U/He 等。

3.3 个别情况下研究的方法 (individual case study method)

这些方法在个别情况下适用 无论在方法的建立或适用情况方面尚存在一些问题 或正在发展。这类方法有 $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ca}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ^{26}Al , ^{129}I , $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Bc}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 光释光(OSL)等。

以上简要介绍了时间尺度、年龄和测年方法方面的有关情况,在实际使用中还是比较复杂的,具体情况具体分析,切忌生搬硬套。用规范方法得出的常规年龄并不是无可挑剔的,比如 ^{14}C 测年是所有物理测年方法中研究最深入,精确度最好的测年方法,它的前提之一是大气中的 ^{14}C 比度在过去几万年内是恒定的。通过与树轮年代学和珊瑚质谱(MS)铀系年龄的对比,证明这一假设基本正确,但并不确切,大气的 ^{14}C 比度在过去1000a里是有些变化,具体表现在与树轮年龄的差异上;再如样品在自然界的污染也是影响 ^{14}C 年龄精确性的一个重要问题。要测得一个真实的年龄并不是一件容易的事,不但要选择适宜的测年方法,还要有好的样品、严密的实验技术和精良的仪器等。 ^{14}C 测年尚且如此,更何况其他测年方法,只不过有些在目前的技术下还没有能够进行深入的研究。实际上我们现在使用的许多数值年龄只能算年龄的估算,由这些年龄组成了各种不同年龄的数值时间尺度。

本文主要根据国外年代学的文献和笔者多年从事测年工作的体会编写的,旨在介绍一些有关方面的术语,对没有时间阅读年代学方面文献的读者也许会有一些帮助,一管之见,其中谬误敬请批评指正。

(海洋地质动态, 1993, 第9期, 6~8页)

年轻沉积物年代学的新进展

业渝光

(地质矿产部海洋地质研究所)

提要年轻沉积物年代学是年轻沉积物地质研究的内容之一。其测年方法至今已发展到近 20 种, 每种方法都有假设前提最适宜的样品和测定的最佳年代范围。近年来, 由于新技术的应用, 测年技术得到了极大的发展。加速器质谱计 (AMS) 技术的应用使常规的 ^{14}C 方法几乎黯然失色; 电子自旋共振 (ESR) 测年方法异军突起, 极大地拓宽了第四纪研究的领域; 高精度质谱法铀系测年已是铀系测年的一大革命。目前, 年轻沉积物年代学的发展方向是新技术、高精度、小样品和自动化。

关键词 年轻沉积物 AMS 测年 ESR 测年 MS 测年 光释光 测年

1 年轻沉积物年代学及其重要性

人类生活在地质历史的第四纪时期, 晚第三纪以来的沉积物可统称为年轻沉积物。研究年轻沉积物对于了解和研究现代的自然环境以及人类的生存和发展具有重要意义。更重要的是通过研究年轻沉积物可以预测未来人类生存环境的变化。年轻沉积物年代学是年轻沉积物地质研究的一个重要组成部分。它使人们对地质事件有了具体的时间概念, 可使各类地质事件进行对比, 从而揭示更深层次的地质意义。年轻沉积物年代学的研究不仅具有理论意义, 而且更具有实际意义。随着社会发展和科技进步, 城市地质、环境地质、农业地质、灾害地质和工程地质等已成为当前困扰人类生存与发展的重要因素。了解年轻沉积物年代学进展情况, 无疑对这些工作的开展十分有益。

测定年轻沉积物年代的方法很多, 已近 20 种, 一般可分为两大类。一类源于放射性同位素衰变机理的方法, 如 K-Ar、Rb-Sr 等经典方法, 还有 ^{14}C 、热释光 (TL)、光释光 (OSL)、裂变径迹 (FT)、电子自旋共振 (ESR)、铀系不平衡、 ^{10}Be 等方法; 另一类是根据沉积物本身随时间的相对变化而产生的方法, 如古地磁 (PM)、氨基酸外消旋 (AAR) 等。此外, 还有孢粉、纹泥等方法; 就技术而言, 加速器质谱计 (AMS) 也可自成一类。

本文主要介绍近年来源于放射性同位素衰变机理方法的一些突出的进展情况。

2 AMS 技术

AMS 是英文 Accelerator Mass Spectrometer 的缩写。这种方法实际上就是采用加速器和高能质谱仪联用, 串列加速器本身虽无质量分辨能力, 但可在加速前后使用外加磁场来进行质量分离, 使原有质谱计的灵敏度至少提高 5 个数量级。自 1977 年美国的 Rochester 大学和加拿大的 McMaster 大学相继发表了用 AMS 技术分析 ^{10}Be 和 ^{14}C 的工作以来, 目前