

DOI: 10.16788/j.hddz.32-1865/P.2021.02.011

引用格式: 丁大林, 徐继尚, 王继龙, 等. 海洋沉积物测年方法综述[J]. 华东地质, 2021, 42(2): 217-228.

海洋沉积物测年方法综述

丁大林^{1,2,3}, 徐继尚^{2,4}, 王继龙³, 李广雪^{2,4}, 丁 咚^{2,4}, 乔璐璐^{2,4}, 于俊杰³

1. 重庆邮电大学通信与信息工程学院, 重庆 400065;
2. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 山东 青岛 266100;
3. 中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏 南京 210016;
4. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东 青岛 266100)

摘要: 海洋沉积物是研究古气候变化、海平面升降、地球化学循环等重大科学问题的载体之一, 精确的测年结果是上述研究的重要前提。随着海洋沉积物测年理论、技术设备不断突破, 测年方法如²¹⁰Pb法、¹³⁷Cs法、AMS¹⁴C测年、光释光法、古地磁定年、天文轨道调谐法、氧同位素曲线对比、电子自旋共振法、轴系法等层出不穷。文章总结了海洋地质中沉积物常用测年方法的基本原理、适用对象及测年范围, 梳理了不同测年方法的优、缺点, 便于科研人员研究不同类型的海洋沉积物时合理选择测年方法。各种测年方法都有其局限性, 为得到更精确的年代标尺, 可对同一研究对象使用多种方法进行测年, 相互验证, 提高测年准确度和精度。

关键词: 海洋沉积物; 测年方法; 测年技术; 测年设备

中图分类号: P533

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2021)02-217-12

海洋沉积物指各种海洋沉积作用形成的海底沉积物。根据物质来源, 其主要分为陆源碎屑沉积物、生物沉积物、火山沉积物和宇宙成因物质。海洋沉积物研究起源于19世纪80年代英国“挑战者号”实施的一次科学考察活动^[1], 科学家将海底沉积物划分为红黏土、碳酸盐软泥、硅酸盐软泥、结核和火山物质5种类型。深海沉积物与黄土-古土壤、冰心、石笋等沉积物共同记录了丰富的古气候古环境演化信息, 是研究地球演化历史、冰期-间冰期旋回、生物化学循环、沉积物源等重大科学问题的良好载体^[2-5]。

海洋沉积物同位素测年起源于1908年, 爱尔兰科学家JOLY J^[6]发现海洋沉积物中U系存在放射性不平衡性, 为利用放射性同位素衰变规律测定海洋沉积物的年代提供了理论基础。1933年, 苏联科学家^[7]使用²²⁶Ra测定喀拉海锰结核年龄。1942

年, 美国学者^[8]用²²⁶Ra测定大洋沉积物的年龄和沉积速率。经过近百年的发展, 海洋沉积物测年方面又产生了AMS¹⁴C、²¹⁰Pb、¹³⁷Cs、OSL等绝对年龄测定方法^[9-12]。此外, 通过标准氧同位素曲线对比、地磁极性年表对比以及天文轨道调谐等方法, 可以建立连续、长时间记录的年代框架, 对确定第四纪及更早的沉积记录年代提供了一种间接手段。

本文在前人研究的基础上, 总结常用的海洋沉积物测年技术与方法, 介绍不同方法的原理、适用性及测年范围, 使其在海洋沉积学的研究中得到广泛应用。

1 现代沉积物测年

²¹⁰Pb和¹³⁷Cs是百年尺度甚至更短时间内沉积物测年的重要手段。²¹⁰Pb是U系衰变核素, 半衰期

* 收稿日期: 2020-03-24 修订日期: 2020-10-26 责任编辑: 叶海敏

基金项目: 中国地质调查局“大陆架科学钻探(编号: GZH201100202)”、国家海洋局“全球变化与海气相互作用专项(编号: GASI-02-PAC-CJ15)”和中国地质调查局“宁德海岸带陆海统筹综合地质调查(编号: DD20189505)”项目联合资助。

第一作者简介: 丁大林, 1992年生, 男, 讲师, 主要从事海洋沉积和古气候研究工作。Email: dingdl@cqupt.edu.cn。

通信作者简介: 徐继尚, 1982年生, 男, 副教授, 主要从事海洋地质科研与教学工作。Email: jsxu@ouc.edu.cn。

22.3 a。沉积物中的 ^{210}Pb 主要有3个来源:大气依附于气溶胶沉降到水体中的 ^{210}Pb 、水体中的 ^{226}Ra 衰变产生的 ^{210}Pb 和沉积物中原有的 ^{226}Ra 原位衰变产生的 ^{210}Pb ,前2个来源产生的 ^{210}Pb 称为过剩 ^{210}Pb (记为 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$)^[13-14]。沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 的比活度(指单位质量的物质在单位时间内放射性元素的衰变次数)将随沉积物深度呈指数衰减,因此,对沉积物样品的 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 比活度进行分析,便可计算其年龄和沉积速率。

目前测量 ^{210}Pb 比活度的方法主要有 α 谱仪测量、 β 谱仪测量和 γ 谱仪测量。 ^{210}Pb 测定的沉积速率能客观地反映沉积作用趋势,它与 ^{14}C 测定的沉积速率在误差范围内吻合。 ^{210}Pb 的数据处理方式有作图法和积分法。作图法又称为常量初始浓度(CIC)模式;积分法也称为恒定补给速率(CRS)模式^[14]。CIC模式的前提是沉积物沉积时的初始比活度是恒定的,可以直接获得柱状样的沉积速率,计算公式为

$$S = \lambda D / \ln(A_0 / A_x), \quad (1)$$

式中: S 为沉积速率,cm/a; λ 为 ^{210}Pb 的衰变常数, $\lambda = 0.031/\text{a}$; D 为沉积深度,cm; A_0 为表层沉积物的比活度,dpm/g; A_x 为深度 x 处沉积物的比活度,dpm/g。

CRS模式的前提是输入的沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 通量是恒定的,该方法可以直接获得柱状样每一层的年龄,计算公式为

$$t = -\ln(1 - I_{\text{xl}}/I) / \lambda, \quad (2)$$

式中: t 为每一层的沉积时间,a; I_{xl} 为深度 x 以上的积蓄量, Bq/cm^2 ; I 为总积蓄量, Bq/cm^2 ; λ 为 ^{210}Pb 的衰变常数。每一层的积蓄量可以通过公式 $I_x = C \times P \times T / 1000$ 计算。 I_x 为 x 层积蓄量, Bq/cm^2 ; C 为 x 层比活度, Bq/kg ; P 为 x 层干密度, g/cm^3 ; T 为 x 层厚,cm。

CRS模式假设条件为恒定补给速率,即沉积物供给增加,沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 的比活度降低,反之则升高。海岸带地区的沉积物是经潮流搬运、混合后沉积的, $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 的比活度基本是恒定的。当沉积物供给越多, $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 的积蓄量越高,CRS模式的假设条件在开放潮坪地区很难满足,因此该模式获得的结果不可靠。而 $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ 的比活度恒定正好满足了CIC模式的假设条件,即沉积物中的初始比活度恒定。但是如果沉积速率因为沉积物供给或者水动

力发生变化而频繁发生变化,那么该模式也无法获得较好的结果^[14-15]。

^{210}Pb 测年适用于河口、陆架、深海以及海岸盐沼等沉积物。在沉积物组成较均一、粒度较细、沉积环境相对稳定的条件下测年结果更准确;相反,沉积物粗、地层复杂、沉积太慢、混合太深等条件不适于 ^{210}Pb 测年^[16]。采样时应该尽量采集无扰动的样品,在低温、冷冻条件下保存和运输。 ^{210}Pb 在样品处理过程中要将样品切割为薄片,怎么切,切多厚,都会对测试结果产生影响。如果切的过厚,测试结果可信度降低;切的过薄,误时且影响曲线效果。另外,在数据处理过程中,需要对分析结果做粒度校正、压实校正以及混合校正。

测定表层沉积物年龄时,通常采用 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 两种方法相结合,以便相互验证提高测年精度。 ^{137}Cs 测年由ROBBINS J A和EDGINGTON D N^[17]提出,用来验证 ^{210}Pb 测年的准确性。 ^{137}Cs 是人工放射性核素,半衰期 (30.17 ± 0.03) a。1955年时标对应最大检出深度,1963年大规模的大气层核试验,所以1963年时标是最大峰值检出深度,1986年时标是最后一个峰值检出深度^[16]。由于 ^{210}Pb 测年技术是通过计算获得年代数据,而 ^{137}Cs 技术可测出地层的绝对年代,在湖泊、河口湾、潮间带、海岸盐沼等得到广泛的应用^[17-19]。 ^{137}Cs 需要在沉积环境相对稳定、沉积物组成相对均一的海区,以获得可分辨的 ^{137}Cs 放射性活度的垂直分布。

2 地质历史时期沉积物测年

2.1 宇宙成因核素测年(以AMS ^{14}C 测年为例)

宇宙成因核素分为大气宇宙成因核素以及原地宇宙成因核素。矿物内部的宇宙成因核素组成暴露在宇宙射线下会随着时间变化,因此测量它们的含量变化可以确定岩石或沉积物暴露在地表的时间或者接近地表的时间^[20]。目前,使用最多的宇宙成因核素是放射性核素 ^{10}Be 、 ^{26}Al 、 ^{14}C 以及惰性气体 ^3He 和 ^{21}Ne 。它们具有不同的半衰期,不同矿物中含有不同的核素(表1)。宇宙成因核素已被应用到第四纪冰川年代、河湖演化、区域构造运动、古人类活动等领域^[21]。

宇宙成因核素的研究始于1993年FINKEL R C和SUTTER M^[22]对月球和陨石样品的分析。1955年,一些学者^[20-21]对大陆岩石进行测量,对落基山

脉未受冰川影响的高海拔岩石测量³⁶Cl 含量。1976 年,SRINIVASAN A 等^[23]分析了一个沉积单元的¹²⁶Xe 含量,揭示了惰性气体在暴露测年中的应用前景。1970—1980 年,随着加速质谱仪和高灵敏度惰性气体质谱仪的发展,宇宙成因核素测年逐渐用于暴露史以及侵蚀速率^[24]。放射性核素的测年范

围主要取决于半衰期,一般认为测年的上限是 2~3 个半衰期,但也需要根据具体条件确定。稳定型核素的测年范围理论上是 0 至无穷大。¹⁴C 测年发展较早、技术成熟、应用广泛,加速器质谱(Accelerator Mass Spectrometry, AMS)技术诞生以来,促进了¹⁴C 测年的进一步发展。

表 1 常用放射性核素测年特征

Table 1 Nuclide characteristics of the commonly used radionuclide dating

核素	半衰期	测量方法	测量矿物	优点	缺点
¹⁰ Be	1.5 Ma	AMS	石英		产生率低,受限于 AMS 中的石英测量,没有大气成因核素
²⁶ Al	716 ka	AMS	石英	产生率高	石英中核素含量少,需要精确测量 ²⁷ Al
³⁶ Cl	301 ka	AMS	硅酸盐和碳酸盐	检出限低	子体复杂,需要精确测量 Cl 的总含量以及岩石的元素组成
¹⁴ C	5.73 ka	AMS	石英	对短时间尺度测年有用	半衰期短,大气 ¹⁴ C 污染
³ He	稳定	静态质谱	辉石、橄榄石	产生率高,测年时间尺度长	从石英或火山基质中扩散,放射性/核辐射/岩浆干扰纠正,暴露测量
²¹ Ne	稳定	静态质谱	石英、橄榄石、辉石	长尺度测年(>50 ka)	核辐射/岩浆干扰纠正,大气背景值高,暴露测量

1949 年,美国 LIBBY W F 等^[25]提出¹⁴C 测年方法。¹⁴C 是由于宇宙射线撞击在地球大气层中氮的随机反应形成的,半衰期(5 730±40) a。所有生物与大自然交换¹⁴C,植物进行光合作用吸入大气层中的 CO₂,通过食物链¹⁴C 又进入动物体内。一旦生物死亡之后,交流停止,¹⁴C 的含量会通过放射衰变逐步减少,这个衰变可以用来计量生物的死亡时间。海洋沉积物测得的¹⁴C 年龄通常需要海洋碳储库校正、日历年校正和同位素分馏校正^[26]。

海洋的深层水通过与从海洋表层水以及已有放射性碳衰变的中、深层水获得¹⁴C。年龄等同的陆地和海洋生物的放射性碳测年结果存在约 400 a 的差异。因此,需要对海洋沉积物的测年结果进行海洋碳储库校正,校正值记为 ΔR ^[27],该值具有区域差异。碳同位素在迁移过程中会发生同位素分馏,因此,需要将测量样品的放射性活度归一到近代树木 $\delta^{13}C$ 的平均值-2.5‰^[28],测得的结果报告中给出的年龄格式是 B.P.(表示 1950 年的年龄值)需将¹⁴C 年龄转化为日历年龄,最常用的方法是树木年轮校正^[29]。对树木年轮和样品进行测量结果的精度有限,得到的是一个估计的历年范围,而不是一个绝对值。年龄范围采用截断法或概率法计算,两

种方法都需要校正曲线,目前国际通用的校正曲线可回溯至公元前 48 000 a^[26]。常用的校正软件有 Calib ([http://www. http://calib.org/](http://www.calib.org/)) 和 OxCal (<http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>)。

AMS ¹⁴C 测年主要利用沉积物中的有机体进行年龄测定,如有孔虫、贝壳、骨骼、木炭、泥炭、植物碎屑等。该方法一般可以准确测定 50 000 a 以来样品的年龄,测量精度为 1%~2%,误差一般为 50~200 a,是晚第四纪海洋沉积物测年最主要的手段,在研究晚第四纪海表温度、海洋初级生产力、古季风演化、海侵海退历史等重要科学问题上发挥了重大作用^[30-34]。与常规¹⁴C 测年方法相比,AMS 具有样品用量少和测量时间短的优点,适合珍贵样品的测量。常规¹⁴C 衰变法测年所需样品含碳量一般为 1~5 g,而 AMS 仅需 1~5 mg。AMS 测量现代碳样品达到 1%的精度只需 10~20 min,常规方法需 10 h 以上。与常规¹⁴C 测年方法相比,AMS 有设备耗资大、测量过程复杂等问题。

2.2 释光法

自然界的沉积物中均含有微量 U、Th、K 等放射性元素,这些元素在衰变过程中会释放 α 、 β 、 γ 射

线使石英、长石等矿物晶体电离,产生游离电子。一些游离电子被较高能态的晶格缺陷陷获后贮藏在陷阱中,成为陷获电子。当石英、长石等矿物晶体受到热或光照时,陷获电子可获得能量逃出陷阱^[35]。此过程中出现发光现象,即产生热释光或光释光,被热激发产生热释光(Thermoluminescence, TL),被光激发产生光释光(Optically Stimulated Luminescence, OSL)。

自然环境中的曝光、热事件等使积累辐射能的矿物颗粒的释光信号被清空或降低到可忽略的水平,释光信号归零(释光“时钟”归零),之后在埋藏过程中不断积累释光信号。信号的强度取决于埋藏时矿物吸收的辐射能量多少以及矿物的性质。这些释光信号的强度与样品所吸收到的辐射剂量成函数关系,可以用于检验样品所接收的辐射剂量,此时所测的释光信号为样品最后一次曝光后至今所累积的^[36]。释光法测年结果根据公式(3)计算。

$$A = De/D, \quad (3)$$

式中: A 为年龄,ka; De 为等效剂量,又被称为古剂量,Gy; D 为环境剂量率,Gy/ka。等效剂量(De)指石英、长石等碎屑矿物受到最后一次光照晒退后沉积埋藏至今所吸收的环境电离辐射剂量。在实验室中, De 是矿物产生与天然释光信号相同强度所需的实验辐照剂量,可通过建立释光信号强度与辐照剂量的关系函数(即释光信号随辐照剂量的生长曲线)测定。对于环境剂量率 D ,大部分实验室通过测量沉积样品中的U、Th、K等元素含量或 α 、 β 、 γ 射线的计数,在考虑含水率、宇宙射线等各影响因素并进行综合校正后得到。

释光法测年的物质是沉积物中的石英和长石等碎屑矿物,石英一般可以测定500 ka以来的年龄,长石的剂量饱和度比石英高,红外释光的测年范围可达1 Ma^[37]。与AMS¹⁴C、U系等方法相比,OSL测年误差较大,精度为5%~10%。在OSL测年中通常采用2种粒径组进行测试:细颗粒,粒径为4~11 μm ;粗颗粒,粒径为90~300 μm ,通常采用的粒径为90~125 μm 或150~180 μm ^[38]。

2.3 电子自旋共振法

电子自旋共振(electron spin resonance, ESR)测年与释光法一样,是基于辐射剂量来确定年龄。电子自旋共振 ESR 测年的基本原理是利用 ESR 方

法直接测定样品的信号强度,该强度代表了样品在自然环境中由于电离辐射损伤所产生的顺磁中心的数目。由于顺磁中心的数目与辐射场的强度(即年剂量 D)和辐照的时间(即样品的年龄 A)呈正比,即与样品所接受的天然辐射总剂量(古剂量 P ,亦称累积剂量 AD 、总剂量 TD 、等效剂量 ED)呈正比,因此,电子自旋共振只要测定了样品的 ESR 信号强度,可确定样品的古剂量^[39]。根据样品所处环境的平均年剂量,可进一步确定样品的地质年龄。

ESR 的测年结果依赖铀的两种加入模式:假设封闭体系成立,是铀的早期加入模式(EU);假设封闭体系不成立,假设在样品存在的整个时期中铀是不间断、匀速地进入样品,称为铀的线性加入模式(LU)^[40]。两种模式计算的同一样品的年剂量率是不同的,导致两个不相等的 ESR 年龄值。铀早期加入模式 ESR 年龄低于铀线性加入模式 ESR 年龄。虽然 ESR 测年的实验方法还不成熟,但是扩大了测年范围($10^3 \sim 10^6$ a),为解决测年问题提供了新思路。

ESR 测年范围依赖于样品质量和样品的周围环境,但主要用于几十万年内样品年龄测定^[41],常用于贝壳、珊瑚、有孔虫、动物骨骼、石英和长石颗粒以及碳酸盐岩等测年。ESR 方法是一种非破坏性分析方法,样品可以反复测量,且用量少,制样简单,便于批量测试。电子自旋共振 ESR 测量信号稳定,受周围环境影响较小。在海洋碳酸盐岩(珊瑚与珊瑚礁)研究中使用较多的是 AMS ¹⁴C、U-Th 和 ESR 测年,前两者的测年下限很短,而 ESR 测年可以对较老的碳酸盐绝对年龄标定^[42]。

2.4 天文轨道调谐法

米兰科维奇轨道理论^[43]表明,北半球高纬太阳辐照强度的变化是第四纪冰期-间冰期旋回的驱动因素,而太阳辐照强度变化主要由地球轨道要素(偏心率、斜率、岁差)控制的。天文调谐指将古环境的替代性指标直接校准到偏心率、斜率、岁差或日照量理论目标曲线上。BERGER A^[44-45]、LASKAR J 等^[46]对地球轨道参数的计算做出了重大贡献,对于新生代的地层,滤波曲线可以直接与 LASKAR 等计算的理论目标曲线进行对比,通过天文调谐建立天文地质年代标尺。

使用自动轨道调谐法比人工调谐简便^[47]。轨道调谐法的处理步骤为:先确定靶曲线,一般是地

轴倾斜度、岁差或者 ETP(正交化的偏心率+正交化的斜率+正交化的岁差)曲线,再确定气候替代性指标曲线的初始年龄控制点,分为不同的时间段,内插为等间隔曲线,滤波出对应成分,与靶曲线进行比对。如果不吻合,调谐或增加原始曲线的控制点,再插值、滤波、对比,反复进行。

对于时间跨度长、无法直接测量测年且沉积连续的钻孔,可以采用天文轨道调谐。具有古气候代表意义的有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、粒度、磁化率、元素含量、同位素比值等都是常用的调谐对象。利用天文轨道调谐法建立了许多著名的时间标尺,如深海氧同位素 SPECMAP (SPECTral MApiNg) 时间标尺^[48](图 1),黄土-古土壤剖面^[49]和南中国海^[50]建立了区域年代框架。AO H 等^[51]在一阶轨道调谐的基础上,将 ODP 1143 站位的 Hm/Gt(赤铁矿与针铁矿比值)夏季风记录与北半球夏季太阳辐射记录对比,对沉积序列进行二阶轨道调谐,建立了 ODP 1143 站位 5 Ma 以来沉积物的高分辨率天文年代标尺。

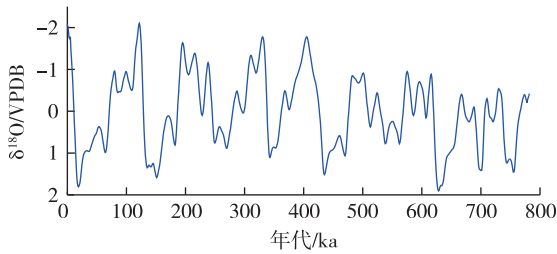


图 1 SPECMAP 叠加曲线^[48]

Fig. 1 SPECMAP superimposed curve^[48]

2.5 氧同位素曲线对比法

自然界中 O 以 ^{16}O 、 ^{17}O 、 ^{18}O 三种同位素形式存在,降水是水汽从海洋向大陆运输的重要过程,先降下的水同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高。1964 年, DANSGAARD W^[52] 发现了降水中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 值随温度下降而下降。有孔虫 C、O 同位素是古海洋学研究的重要手段,稳定同位素 ^{16}O 和 ^{18}O 可以在碳酸盐沉淀,它们之间的比例取决于矿物沉淀处流体的氧同位素组成和沉淀时的温度^[53]。温度和冰量的不同效应可以对比同时代浮游和底栖有孔虫的同位素比例来分辨,由于这两个参数都是由米兰科维奇气候旋回驱动,所以在全球都可以对比和识别氧同位素阶段。

目前,全球已经建立了不同尺度的高分辨率氧

同位素曲线,可以作为年代比对的标准。最著名的是 LISIECKI L A 等^[54]利用全球 57 个底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 叠加曲线 LR04(图 2),重建了过去 5 Ma 的气候记录,将深海氧同位素记录划分为 104 个阶段 (marine isotope stage, MIS),该曲线在 2010 年被国际地层委员会第四纪专门委员会作为标准曲线使用。由于北大西洋在气候变化中具有重要地位,格陵兰冰芯 GISP2 氧同位素^[55]以及北大西洋深海氧同位素曲线^[56]也已成为海洋沉积物对比的常用曲线,具有很高的时间分辨率。除了全球性的曲线以外,各海区还有区域性的标准曲线。

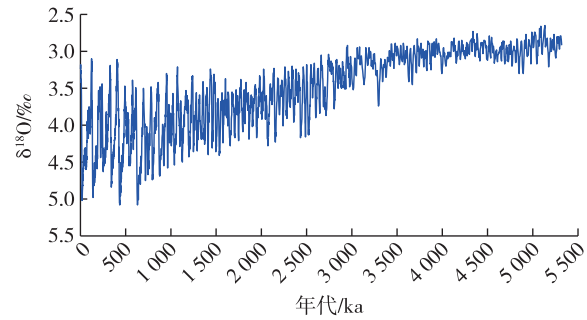


图 2 LR04 底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 叠加曲线^[54]

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}$ superimposed curve of LR04 benthic foraminifera^[54]

和天文轨道调谐法一样,已知曲线需要有一定的时间分辨率,替代指标也不局限于 $\delta^{18}\text{O}$ 。郑范等^[57]通过对南海 MD01-2392 钻孔的有孔虫分析,运用氧同位素曲线与邻近海域 ODP 1144 孔氧同位素曲线对比,结合粉红色 Globigerinoides ruber 有孔虫和火山灰层出现的时间,确定了 MD01-2392 孔底部的年龄是 480 ka,该同位素曲线跟其他区域对比,反映了南海南部近 500 ka 以来的冰期-间冰期旋回的主要趋势。梁静之等^[58]在南海北部 MD12-3432 钻孔定年时选取钻孔粒度粗组分含量与 LR04 氧同位素曲线对比,选取了 26 个年龄控制点,建立该钻孔的年代框架,通过插值得到钻孔底部年龄大约是 405 ka,相当于深海氧同位素第 11 阶段 (MIS 11),并用粉红色 G. ruber 有孔虫出现的时间段对该年代框架进行检验,发现该生物标志检测点落在年龄控制点的拟合直线附近,说明该年代框架是合理的。

此外,在南大洋、北太平洋高纬海区、赤道低纬大洋等深海大洋,由于缺乏有孔虫等碳酸盐生物,

硅质沉积物成为古海洋研究的重要材料^[59-62]。硅藻的氧同位素地层学研究也有较多报道,可以与有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 进行很好的对比,其中主要难点在于硅藻的分离与提纯。

2.6 古地磁法

自然界中的岩石和沉积物在形成过程中,受当时地磁场作用被磁化,某些磁性矿物会记录地磁场的方向和强度,称为剩余磁化强度。古地磁定年主要有三种途径,分别是极性对比法、天然剩余磁化强度数值法和古地磁极位置法^[63]。目前,使用较多的是极性对比法。在地球发展的历史上,地球磁场的南极和北极曾颠倒多次,称极性倒转。其中 $10^5 \sim 10^6$ a 长度的极性变化称极性期,与现代磁场方向相同的时期称为正极性期,相反的时期称为反极性期。在正(反)极性期中, $10^4 \sim 10^5$ a 的短暂极性倒转称反(正)极性事件。极性对比法是通过对比沉积物的古地磁序列与标准地磁极性年表,利用极性反转事件获得年代控制点,通过沉积速率建立沉积序列的年代框架。

20世纪60年代初,COX A等^[64]通过测定熔岩流的剩磁,结合K/Ar法测年,建立了3.2 Ma以来的地磁场转换序列和第1个地磁极性年表。1969年,COX A^[65]根据150个测年数据将这一年表扩展到约4.5 Ma(图3)。MANKINEN E A等^[66]基于354个测年数据修订到约5 Ma以来的年表。1968年,PITMAN W C等^[67]综合大洋磁异常条带、K-Ar年龄和大洋勘测结果建立了约76 Ma的地磁极性年表。CANDE S C等^[68]利用天文调谐的结果对以前的一些年龄进行校正,得到了目前广泛使用的地磁极性年表,即CK95年表,年代扩展到170 Ma。

2.7 铀系法

U产生的衰变系列包含不同的元素的放射性同位素,铀系法是利用铀的衰变系列中母体和子体同位素不平衡定年的。由于U的各子体地球化学性质不同,在自然界各种外力作用下,能把衰变链断开,每对断开后没有达到平衡的母子体都可用于定年。近年来,最广泛使用的U系定年法是 ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th 体系^[69],公式为

$$\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{234}\text{U}} = \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{234}\text{U}} (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(1 - \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{234}\text{U}}\right) [1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}], \quad (4)$$

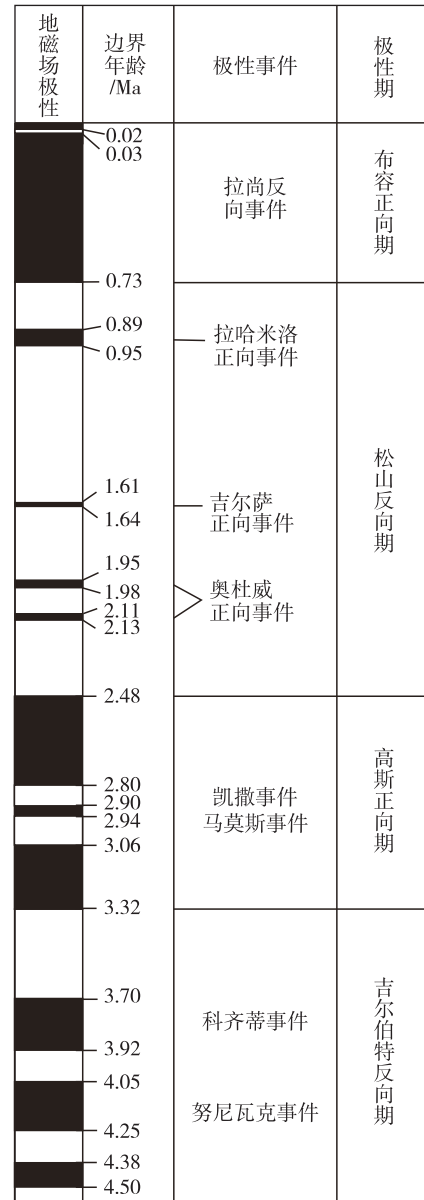


图3 4.5 Ma以来古地磁极性年表^[65]

Fig. 3 Geomagnetic polarity timescale since 4.5 Ma^[65]

式中: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ 是样品实测的放射性比值, λ_{230} 和 λ_{234} 分别是 ^{230}Th 和 ^{234}U 衰变常数, t 为样品年龄。

20世纪80年代中期,热电离质谱(Thermal Ionization Mass Spectrometry, TIMS)技术用于铀系测年,解决了距今500 ka以来珊瑚、文石、年轻火山岩等样品的精确定年问题。与之前的 α 谱法测年相比,测量时间从几天缩短到几小时,所需样品仅为原来的1/100,精确度从 10^{-2} 提高到 10^{-3} 。TIMS铀系定年有两个基本假设前提:一是用于定

年的矿物形成后,处于封闭系统,除了放射性衰变产物以外,没有任何 U 和 Th 同位素的丢失和捕获;二是水体的 Th 含量很低或没有含量。

BAYON G 等^[70]在尼日尔河三角洲边缘的天然气水合物研究中,提取天然气水合物地层中的碳酸盐角砾岩进行 Th/U 测年,结果表明研究区文石沉积发生在 13.0~2.5 ka,碳酸盐角砾岩的年龄比对应地层的年龄要老。BANTAN R A 等^[71]在阿拉伯吉达海岸平原海相地层研究中,对地层中的珊瑚、贝壳等化石采用铀系测年得到地层的年龄为 299~69 ka,其中下部白色石灰岩地层年龄是 299.6~121.0 ka,但是大部分地层在 MIS 5e 时发生沉积。

3 测年方法应用实例

精确的年代框架是恢复季风演化、重建海平面变化以及碳循环等重要科学研究的前提。金爱春等^[72]对新疆乌伦古湖的研究中采用²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 测

量沉积速率,利用²¹⁰Pb 发现在质量深度 2.711 g/cm²处对应的年代为(1 940±6) a,¹³⁷Cs 的垂直剖面中发现了 1954 年、1963 年、1975 年和 1986 年 4 个沉降峰,两种方法结果一致性很高。

天津独流减河口处的盐沼记录研究中,杨彪等^[73]运用取得的 S4、S5 柱状样进行²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 定年研究洪水事件,发现该区沉积物的²¹⁰Pb_{exc}比活度-深度剖面在 3~6 cm 和 10~14 cm 有 2 处明显的低值沉积层(图 4),这 2 个沉积层分别对应¹³⁷Cs 曲线的次峰和主峰。¹³⁷Cs 曲线下部的主峰对应的年代为 1963 年,与全球性的最大峰值形成时间相对应,而上部的次峰对应的并非 1986 年切尔诺贝利核泄漏事故形成的次峰。结合粒度、有孔虫等其他数据,识别出 1963 年和 1996 年两次洪水事件。这种高分辨率的方法对系统地揭露海岸带地区地质历史时期灾害和气候事件的频率和强度提供了可能,为灾害预防和未来规划提供科学依据。

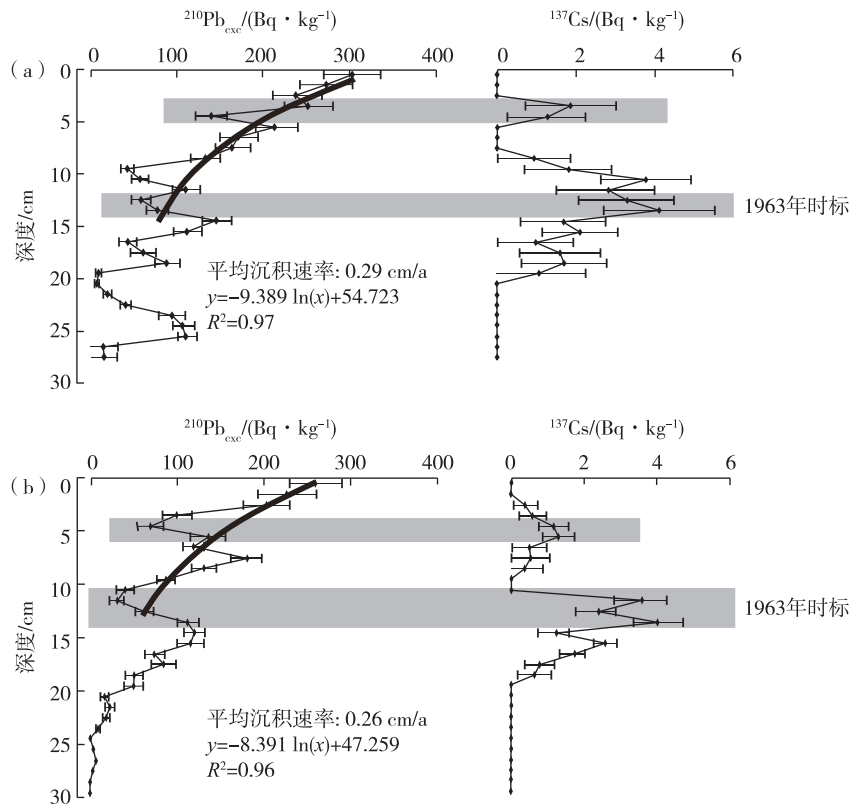


图 4 S4(a)和 S5(b) 站位剖面沉积物的²¹⁰Pb_{exc}和¹³⁷Cs 比活度-深度剖面曲线图^[73]

Fig. 4 ²¹⁰Pb_{exc} and ¹³⁷Cs activity-depth profiles of sediments at the S4(a) and S5(b) sites^[73]

SEIDENKRANTZ M S 等^[74]利用拉布拉多海域 2 个钻孔记录恢复了晚全新世以来北大西洋海洋

表层环流的演化。2 个钻孔共 19 个 AMS¹⁴C 年龄,使用 OxCal 3.2 软件处理数据,采用 Marine04 校正

曲线,海洋碳储库年龄为 400 a。从 DA00-02P 孔的 AMS¹⁴C 测年结果(表 2)和年龄-深度模型(图 5)可知,第 10 个年代数据存在年代倒置现象,综合岩性及沉积动力环境,舍弃该结果,最终钻孔底部年龄约 3 200 a B.P.。年代倒转是测年结果常见的一种现象,即下部沉积物的年龄小于上部年龄,在海岸

带地区常见。在处理结果时,需根据上下钻孔岩性特征以及上下层位年龄,或者结合其他标志物(如火山灰层,生物地层等),舍弃不合理的数据。另外,在柱状样测年时,如果出现沉积间断,需要在间断断面的顶底测年,分段计算沉积速率,建立年代框架。

表 2 DA00-02P 钻孔 AMS¹⁴C 测年结果^[74]

Table 2 AMS¹⁴C results in core DA00-02P^[74]

序号	深度/cm	测年材料	¹⁴ C 年龄/a	日历年龄/a B.P.	年龄中值/a B.P.
1	0~5	植物碎屑	735±30	460~290	375
2	70	植物碎屑	975±35	640~500	570
3	140	植物碎屑	1 315±50	960~730	845
4	185	贝壳	1 465±35	1 110~920	1 015
5	256	贝壳	1 810±47	1 480~1260	1 370
6	419	贝壳	2 025±25	1 690~1 510	1 600
7	475~477	贝壳	2 145±41	1 850~1 610	1 730
8	579~581	贝壳	2 617±41	2 410~2 150	2 280
9	621	贝壳	2 945±35	2 820~2 650	2 735
10	767~769	贝壳	3 303±43	3 300~3 000	3 150
11	861	有孔虫	3 332±54	3 340~3 020	3 136

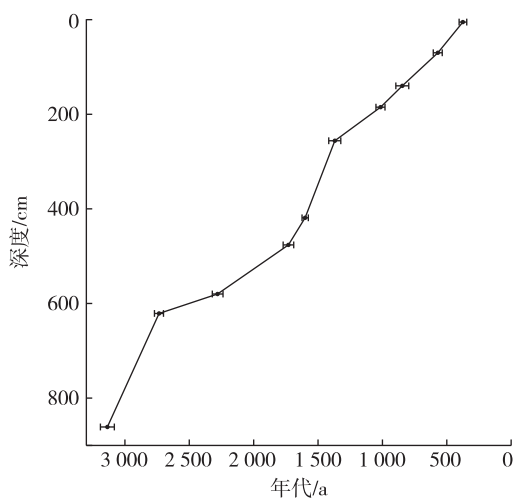


图 5 DA00-02P 孔年龄-深度模型^[74]

Fig. 5 Age-depth model of core DA00-02P^[74]

海岸带沉积环境复杂,缺乏 U 系测年和¹⁴C 测年的合适材料。OSL 测年可以揭示砂粒级矿物末次曝光时间,适用于复杂的海岸带沉积环境,逐渐成为第四纪测年的主要方法之一。陈强等^[75]使用释光法对黄海样品 4~11 μm 的细颗粒组分进行 OSL

测年,与同一柱状样的一组 AMS¹⁴C 测年结果比较,在 AMS¹⁴C 测年的灵敏度范围内,OSL 与 AMS¹⁴C 测年结果吻合良好。王张华等^[76]使用 OSL 测年和 U 系测年结合,且与深海氧同位素曲线对比,确定长江三角洲地区 SK10 钻孔的底部年龄大约是 140~150 ka,对应 MIS6 阶段,建立了可靠的年代地层。陈双喜等^[77]在珠江三角洲 QZK4 孔获得了 10 个 AMS¹⁴C 数据和 4 个 OSL 测年数据(表 3),建立年代框架,整体上年龄随深度增加而增大,¹⁴C 年龄中存在多个年龄倒置,光释光年龄无此现象。

表 3 QZK4 钻孔岩心 OSL 测年结果^[77]

Table 3 Results of OSL dating in the core QZK4^[77]

平均埋深/cm	OSL 年龄/ka	误差/ka
2 510	39.38	3.08
3 110	40.77	4.09
4 010	41.56	2.94
5 310	43.41	2.35

业渝光等^[78]测量了南黄海 QC2 孔中 33 个 ESR 年龄,与¹⁴C 年龄、磁性地层学对比中结果吻合

良好,最老的 ESR 年龄可达 1.9 Ma。缪卫东等^[79]利用 AMS¹⁴C 和 ESR 测年,对长江三角洲 NB5 孔的第四纪地层进行划分,下部 2 个 ESR 年龄采用 E 心测年,柱状样底部 336 m 处为早更新世地层(1 780 ± 267) ka。WESTAWAY K E 等^[80]通过 ESR 方法针对牙釉质-牙本质结合形态及牙釉质厚度等做了哺乳动物牙齿的 ESR 研究确定了 Sumatra 地区 73 000~63 000 a 前现代人类存在的事实,为重新评估现代人类从非洲传播的时间和环境背景提供了证据,对考古研究具有重要意义。

在长江三角洲地层研究中,缪卫东等^[81]对 J9 孔进行古地磁测试,结果表明 0~200 m 以正极性为主,是布容正极性期;200~334 m 以负极性为主,是松山反极性期;334 m 以下是高斯正极性期。通过与标准地磁极性柱进行对比,确定钻孔底部的年龄大约 3.04 Ma,并且识别出了多个极性事件。在 NB5 孔^[78]的研究中,除了使用 AMS¹⁴C 测年和 ESR 测年以外,还利用古地磁测试结果对比,划分了古地磁的极性带和极性亚带,为第四纪地层的划段提供年代学依据。

4 结论

(1)近百年的松散表层沉积物一般采用²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 测年,AMS¹⁴C 方法对 50 ka 以来的沉积物测量结果可靠度高,200 ka 以来的沉积物 OSL 测年方法较常用。对于老于 200 ka 的沉积物,主要采用 ESR 测年和宇宙成因核素法获取埋藏年龄。

(2)长序列、连续沉积的剖面可以利用天文轨道调谐法、氧同位素曲线对比法及古地磁法等,结合绝对年龄测试,建立分辨率较高的年代框架。

(3)测年的准确度还依赖于测年误差的校正以及前提条件的修正。同位素测年假设元素的衰变是均匀的,最新的研究表明其衰变速率并非匀速,因此需要更准确的校正值得对测年结果进行校正。结合多种测年技术并不断校正,才能得到比较准确的、接近真实的地质年龄。

致谢: 山东科技大学王丽艳博士在论文写作过程中给予帮助和指导,《华东地质》外审专家及编辑人员对论文提出了宝贵的修改意见,在此表示感谢。

参考文献

[1] DEACON M, RICE T, SUMMERHAYES C. Under-

standing the oceans: a century of ocean exploration[M]. London: Routledge, 2013: 67-69.

- [2] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985: 106-112.
- [3] BARNOLA J M, RAYNAUD D, KOROTKEVICH Y S, et al. Vostok ice core provides 160 000-year record of atmospheric CO₂ [J]. Nature, 1987, 329 (6138):408-414.
- [4] FLEITMANN D, BURNS S J, MUDELSEE M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman [J]. Science, 2003, 300(5626): 1737-1739.
- [5] BOND G, SHOWERS W, CHESEBY M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. Science, 1997, 278 (5341): 1257-1266.
- [6] JOLY J. Uranium and geology[J]. Science, 1908, 28 (725): 697-713.
- [7] HASSAN N M, HINES A L, GHOSH T K, et al. New apparatus for measuring radon adsorption on solid adsorbents[J]. Industrial & engineering chemistry research, 1991, 30(9): 2205-2211.
- [8] PIGGOT C S, URRY W D. Time relations in ocean sediments[J]. Geological Society of America Bulletin, 1942, 53(8): 1187-1210.
- [9] LIBBY W F, JOHNSON F. Radiocarbon dating[M]. Chicago: University of Chicago Press, 1955: 1-14.
- [10] APPLEBY P G, ODFIELD F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment[J]. Catena, 1978, 5(1): 1-8.
- [11] CHINO M, NAKAYAMA H, NAGAI H, et al. Preliminary estimation of release amounts of ¹³¹I and ¹³⁷Cs accidentally discharged from the Fukushima Daiichi nuclear power plant into the atmosphere[J]. Journal of Nuclear Science and Technology, 2011, 48: 1129-1134.
- [12] BÖTTER-JENSEN L, THOMSEN K J, JAIN M. Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry[J]. Radiation Measurements, 2010, 45 (3/6): 253-257.
- [13] BENOIT G, ROZAN T F. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating methods in lakes: a retrospective study[J]. Journal of Paleolimnology, 2001, 25: 455-465.
- [14] 王福,杨彪,田立柱,等.开放潮坪地区²¹⁰Pb_{ex}测年 CIC 和 CRS 计算模式的选择[J].地球科学,2016,41(6): 971-981.

- [15] 蔡庆芳,贾培蒙,邵长高.²¹⁰Pb 和 ¹³⁷Cs 测年在中国海岸带古环境演变研究中的应用[J].吉林地质, 2015,34(2):107-111.
- [16] WALLING D E, HE Q. Use of fallout ¹³⁷Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains[J]. Catena, 1997, 29(3/4): 263-282.
- [17] ROBBINS J A, EDGINGTON D N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137 [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975, 39(3):285-304.
- [18] ROGOWSKI A S, TAMURA T. Movement of ¹³⁷Cs by runoff, erosion and infiltration on the alluvial Captina silt loam[J]. Health Physics, 1965, 11(12): 1333-1340.
- [19] PRANDLE D. A modelling study of the mixing of ¹³⁷Cs in the sea of the European Continental Shelf[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1984, 310(1513):407-436.
- [20] GOSSE, J C, PHILLIPS, F M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides; Theory and application[J]. Quaternary Science Reviews, 2001, 20(14): 1475-1560.
- [21] 孔屏.宇宙成因核素在地球科学中的应用[J].地学前沿, 2002, 9(3):41-48.
- [22] FINKEL R C, SUTTER M. AMS in the earth sciences: technique and application[J]. Advances in Analytical Geochemistry, 1993, 1: 1-114.
- [23] SRINIVASAN A, KIM D, RICHARDS R K, et al. Comments on assignment of stereochemistry to 2-acylaminoacetonates [J]. Tetrahedron Letters, 1976, 17(12):891-894.
- [24] 刘彧,王世杰,刘秀明.宇宙成因核素在地质年代学研究中的新进展 [J].地球科学进展, 2012, 27(4): 386-397.
- [25] LIBBY W F, ANDERSON E C, ARNOLD J R. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon[J]. Science, 1949, 109(2827): 227-228.
- [26] REIMER P J, BARD E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0 - 50,000 years cal BP [J]. Radiocarbon, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [27] STUIVER M, BRAZIUNAS T F. Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC[J]. Radiocarbon, 1993, 35(1): 137-189.
- [28] COPLEN T B. Reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotopic abundances (technical report)[J]. Pure and Applied Chemistry, 1994, 66(2): 273-276.
- [29] COOK E R, KAIRIUKSTIS L A. Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences[M]. Berlin: Springer Science & Business Media, 2013: 97-100.
- [30] BROCK F, HIGHAM T, DITCHFIELD P, et al. Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU)[J]. Radiocarbon, 2010, 52(1): 103-112.
- [31] LIN D C, CHEN M T, YAMAMOTO M, et al. Precisely dated AMS ¹⁴C marine cores reveal the complexity of millennial-scale Asian monsoon variability in the northern South China Sea (MD972146, MD972148) [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 69: 93-101.
- [32] RUAN J, XU Y, DING S, et al. A high-resolution record of sea surface temperature in southern Okinawa Trough for the past 15 000 years[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 426(15): 209-215.
- [33] CABARCOS E, FLORES J A, SINGH A D, et al. Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2014, 411: 249-256.
- [34] MAIO C V, GONTZ A M, WEIDMAN C R, et al. Late Holocene marine transgression and the drowning of a coastal forest: Lessons from the past, Cape Cod, Massachusetts, USA[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2014, 393: 146-158.
- [35] ANDREW S, MURRAY A, RICHARD G R. Determining the burial time of single grains of quartz using optically stimulated luminescence [J]. Earth & Planetary Science Letters, 1997, 152(1/4):163-180.
- [36] BÖTTER-JRNSEN L, MCKEEVER S W, WINTLE A G. Optically stimulated luminescence dosimetry [M]. Amsterdam: Elsevier Science, 2003: 15-20.
- [37] WINTLE A G, MURRAY A S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols[J]. Radiation measurements, 2006, 41(4): 369-391.
- [38] 赖忠平,欧先交.光释光测年基本流程[J].地理科学进展, 2013, 32(5): 683-693.
- [39] ATHERTON N M. Principles of electron spin resonance[M]. Herts: Ellis Horwood Limited, 1993.
- [40] JONAS M. Concepts and methods of ESR dating[J]. Radiation Measurements, 1997, 27(5/6): 943-973.
- [41] 尹功明,林敏.沉积物电子自旋共振测年现状[J].核技术, 2005, 28(5): 399-402.

- [42] 业渝光,和杰,刁少波,等.南海全新世珊瑚礁 ESR 和铀系年龄的研究[J].地质论评, 1991, 37(2): 165-171.
- [43] BERGER A. Milankovitch theory and climate[J]. Reviews of Geophysics, 1988, 26(4): 624-657.
- [44] BERGER A, LOUTRE M. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. Quaternary Science Reviews, 1991, 10(4): 297-317.
- [45] BERGER A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35(12): 2362-2367.
- [46] LASKAR J, ROBUTEL P, JOUTEL F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. Astronomy & Astrophysics, 2004, 428(1): 261-285.
- [47] YU Z W, DING Z L. An automatic orbital tuning method for paleoclimate records[J]. Geophysical Research Letters, 1998, 25(24): 4525-4528.
- [48] HAYS I J. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record[J]. Mathematical and Physical Sciences, 1984, 126: 269-305.
- [49] 鹿化煜,杨文峰,刘晓东,等.轨道调谐建立洛川黄土地层的时间标尺[J].地球物理学报, 1998, 41(6): 804-810.
- [50] TIAN J, WANG P X, CHENG X R, et al. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 203(3/4): 1015-1029.
- [51] AO H, DEKKERS M J, QIN L, et al. An updated astronomical timescale for the Plio-Pleistocene deposits from South China Sea and new insights into Asian monsoon evolution[J]. Quaternary Science Reviews, 2011, 30(13): 1560-1575.
- [52] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468.
- [53] MUEHLENBACHS K, CLAYTON R N. Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater[J]. Journal of Geophysical Research, 1976, 81(23): 4365-4369.
- [54] LISIRCKI L E, RAYMO M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records[J]. Paleoceanography, 2005, 20(1): 1-17.
- [55] GROOTES P M, STUIVER M, WHITE J, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores[J]. Nature, 1993, 366(6455): 552-554.
- [56] BOND G, SHOWERS W, CHESEBY M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. Science, 1997, 278(5341): 1257-1266.
- [57] 郑范,李前裕,陈木宏,等.南海西南部晚更新世 500 ka 以来的古海洋学特征[J].地球科学:中国地质大学学报, 2005, 30(5): 534-542,549.
- [58] 梁静之,黄宝琦,董轶婷,等.南海北部 MD12-3432 站 MIS11 期以来底栖有孔虫反映的古环境变化[J].地学前缘, 2016, 23(4): 292-300.
- [59] HAUG G H, GANOPOLSKI A, SIGMAN D M, et al. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago[J]. Nature, 2005, 433(7028): 821-825.
- [60] SHEMESH A, CHARLES C D, FAIRBANKS R G. Oxygen isotopes in biogenic silica: global changes in ocean temperature and isotopic composition [J]. Science, 1992, 256(5062): 1434-1436.
- [61] 段威武,李学杰,申佑林.西南极布兰斯菲尔德海峡 PC10 孔硅藻氧同位素记录及其沉积学意义[J].极地研究, 1997, 9(2): 105-111.
- [62] MIKKELSEN N, LABEYRIE L, BERGER W H. Silica oxygen isotopes in diatoms: a 20,000 yr record in deep-sea sediments[J]. Nature, 1978, 271(5645): 536-538.
- [63] 安芷生.古地磁方法在第四纪研究中的应用[J].地质地球化学, 1975(1): 3-8.
- [64] COX A, DOELL R R, Dalrymple G B. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry [J]. Nature, 1963, 198(4885): 1049-1051.
- [65] COX A. Geomagnetic reversals[J]. Science, 1969, 163(3864): 237-245.
- [66] MANKINEN E A, DAKRYMPLE G B. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y.B. P[J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 1979, 84(B2): 615-626.
- [67] PITMAN W C, HERRON E M, HEIRTZLER J R. Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading[J]. Journal of Geophysical Research, 1968, 73(6): 2069-2085.
- [68] CANDE S C, KENT D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic [J]. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 1995, 100(B4): 6093-6095.
- [69] 何学贤,杨淳,刘敦一.第四纪年代学的利器:热电离质谱铀系定年技术[J].地学前缘, 2003, 10(2): 335-340.
- [70] BAYON G, HENDERSON G M, ETOUBLEAU J,

- et al. U-Th isotope constraints on gas hydrate and pockmark dynamics at the Niger delta margin[J]. *Marine Geology*, 2015, 370: 87-98.
- [71] BANTAN R A, ABU-ZIED R H, HAREDY R A. Lithology, fauna and environmental conditions of the late Pleistocene raised reefal limestone of the Jeddah coastal plain, Saudi Arabia [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2015, 8(11): 9887-9904.
- [72] 金爱春, 蒋庆丰, 陈晔, 等. 新疆乌伦古湖的²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs 测年与现代沉积速率[J]. *现代地质*, 2010, 24(2): 377-382.
- [73] 杨彪, 王福, 田立柱, 等. 独流减河盐沼²¹⁰Pb_{exc}和¹³⁷Cs 剖面记录的现代洪水事件沉积[J]. *海洋学研究*, 2016, 34(2): 25-34.
- [74] SEIDENKRANTZ M S, RONCAGLIA L, FISCHER A, et al. Variable North Atlantic climate seesaw patterns documented by a late Holocene marine record from Disko Bugt, West Greenland[J]. *Marine Micropaleontology*, 2008, 68(1/2): 66-83.
- [75] 陈强, 业渝光, 刁少波. 多片再生法在海洋沉积物测年中的应用[J]. *核技术*, 2011, 34(2): 107-110.
- [76] 王张华, 赵宝成, 陈静, 等. 长江三角洲地区晚第四纪年代地层框架及两次海侵问题的初步探讨[J]. *古地理学报*, 2008, 10(1): 99-110.
- [77] 陈双喜, 赵信文, 孙荣涛, 等. 现代珠江三角洲地区晚第四纪海侵的微体古生物记录[J]. *微体古生物学报*, 2015, 32(3): 292-307.
- [78] 业渝光, 和杰, 刁少波, 等. 南黄海 QC2 孔晚更新世 ESR 年代学的初步研究[J]. *科学通报*, 1993, 38(4): 352-355.
- [79] 缪卫东, 李世杰, 冯金顺, 等. 长江三角洲 NB5 孔第四纪地层划分及环境变化信息[J]. *中国地质*, 2016, 43(6): 2022-2035.
- [80] WESTAWAY K E, LOUYS J, AWE R D, et al. An early modern human presence in Sumatra 73,000—63,000 years ago[J]. *Nature*, 2017, 548(7667): 322-325.
- [81] 缪卫东, 李世杰, 王润华. 长江三角洲北翼 J9 孔揭示地层和古地磁特征[J]. *中国地质*, 2008, 35(3): 489-495.

A brief introduction on dating methods of marine sediments

DING Dalin^{1,2,3}, XU Jishang^{2,4}, WANG Jilong³, LI Guangxue^{2,4}, DING Dong^{2,4},
QIAO Lulu^{2,4}, YU Junjie³

(1. *School of Communication and Information Engineering, Chongqing University of Posts and Telecommunications, Chongqing 400065, China*; 2. *College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, Shandong, China*; 3. *Nanjing Center, China Geological Survey, Jiangsu, Nanjing 210016, China*; 4. *Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266100, Shandong, China*)

Abstract: Marine sediment is one of important carriers for studying the issues on global scale, such as global climate, sea-level fluctuation, paleontological productivity evolution and geochemical cycle, etc. And accurate age-dating is the most important prerequisites for the above studies. With the constantly breakthrough of marine sediment dating theory and technical equipment, dating methods such as ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, AMS¹⁴C, optically stimulated luminescence, paleomagnetism, astronomical orbit tuning, oxygen isotope curve comparison, electron paramagnetic resonance and uranium series dating are appearing over the past one hundred years. This paper summarizes the basic principles, applicable objects and age ranges of different methods that commonly used in marine geology, combing the advantages and disadvantages of different dating methods, so that scientific researchers can choose the suitable measurement in face of various type marine sediments. Each method has its own limitations, in order to obtain a more accurate time scale, it is necessary to use several dating methods on the same research object for mutual verification, to improve the accuracy and precision.

Key words: marine sediment; dating method; dating techniques; dating equipment