

长江口泥质区 18[#]柱样的现代沉积速率 及其环境 指示意义

庞仁松, 潘少明, 王安东

(南京大学 海岸与海岛开发教育部重点试验室, 江苏 南京 210093)

摘 要: 通过对长江口泥质区 18[#]柱样进行 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 同位素测年分析, 得到了柱样站点的现代沉积速率。结果表明, 近 50 多年来沉积速率较大, 且呈现阶段性差异: 由 ^{137}Cs 时标计年法得到柱样 1954—1964 年的沉积速率为 5.9 cm/yr, 1964—2006 年减小为 3.36 cm/yr; 沉积柱样的 ^{210}Pb 剖面呈两段分布, 由此得到沉积速率 120~225 cm 为 5.47 cm/yr, 对应于 18~100 cm 减小为 4.58 cm/yr。对比分析两种方法得出沉积速率开始减小的时间为 1968—1972 年, 并且采样点区域表层可能出现侵蚀现象, 为研究长江口泥质区环境演变提供了依据。

关键词: 长江口泥质区; 沉积速率; 粒度参数; ^{210}Pb ; ^{137}Cs

中图分类号: P736.22⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1001-6932(2011)03-0294-08

Modern sedimentation rate and its implications for environmental evolutions of the 18[#] core in the Changjiang Estuary in China

PANG Ren-song, PAN Shao-ming, WANG An-dong

(Key Laboratory of Ministry of Education for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: The 18[#] core collected in Yangtze River Estuary was analyzed for ^{137}Cs and ^{210}Pb Radioisotope measurement. The results showed that, sedimentation rate in recent 50 years was large and could be divided into some distinct stages: sedimentation rate calculated from ^{137}Cs method was 5.9 cm/yr during 1954-1964, while reduced to 3.36 cm/yr during 1964-2006. Two parts of the graph showed a good exponential decay in the ^{210}Pb profile of the 18[#] core. Sedimentation rate is 5.47 cm/yr during 120~225 cm, and corresponds to 4.58 cm/yr during 18~100 cm. It can be found that erosion occurs in this area through analyzing the results of two methods maybe, and sedimentation rate decreases from 1968-1972. The paper provides a basis for studying on the environmental evolution of the Yangtze River Estuary.

Keywords: Yangtze River Estuary; sedimentation rate; grain size parameters; ^{210}Pb ; ^{137}Cs ;

沉积速率是河口海岸沉积研究的一个重要方面, 是指单位时间内沉积物形成的厚度, 它能综合体现沉积过程的特征, 是确定沉积环境的定量指标。长期平均的河口海岸区的沉积速率反映了河口海岸地质历史的形成和发育, 而短期的平均沉积速率可以反映本区现代沉积动力以及水体与沉积物的交换过程^[1]。确定沉积速率对揭示区域和全球环境变化、提取沉积记录的环境信息、了解整个流域侵蚀与入海泥沙沉积的关系等均具有重要意义。

现代河口海岸沉积速率的研究方法较多, 在百

年时间尺度上, 应用较为广泛的有天然放射性核素 ^{210}Pb 计年法和人工散落核素 ^{137}Cs 时标法。 ^{210}Pb 的半衰期为 22.3 年, 最早见于 20 世纪 60 年代对冰雪年龄的测定^[2], 现已被广泛应用于海洋、湖泊、海岸、河口沉积速率的研究^[3-6]。通过沉积柱样中 ^{210}Pb 的测定, 计算沉积速率, 可以反演现代沉积过程, 得到沉积环境变化的信息。 ^{137}Cs 是 20 世纪大气层核试验产生的人工放射性同位素, 半衰期为 30.2 年, 可以有效地标定近百年来的现代沉积速率。自从 20 世纪 60 年代以来, ^{137}Cs 被广泛用于测定水

收稿日期: 2010-09-19; 收修改稿日期: 2011-03-15

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412401)。

作者简介: 庞仁松 (1986—), 男, 硕士, 主要从事海洋地质学研究。电子邮箱: prsgl@126.com。

库、湖泊、湿地、海岸等多种沉积环境下的沉积速率, 同时也被用于定量揭示土壤侵蚀、物质输送和沉降过程^[7-11]。

前人对于长江口水下三角洲的现代沉积速率采用了多种方法进行研究, 包括河流输沙法^[12,13], 历史海图对比法^[14,15], 放射性同位素测量方法^[15-17]。近二十年来长江入海泥沙量显著减少, 水下三角洲的整体堆积速率已明显趋缓, 局部出现侵蚀现象^[16-18]。研究沉积速率变化的时间对于研究沉积速率变化的影响因素有着重要意义, 可为研究河口三角洲海岸侵蚀和地貌演化问题提供时间依据。本文采用 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 放射性同位素计年法得到沉积柱样的现代沉积速率, 通过对比两种方法的结果, 结合对沉积物粒度特征的研究, 得到了长江口泥质区沉积速率发生变化的时间, 可为研究长江口泥质区环境演变提供依据。

1 区域概况

长江口外流系由长江冲淡水、台湾暖流、黄海沿岸流和东海沿岸流组成。长江口在平面上呈现三级分汊, 四口分流的格局, 一级分汊自徐六泾被崇明岛分为南北两支。二级分汊是南支在吴淞口以下又为长兴、横沙两岛分隔为南北两港。三级分汊表现为南港又为九段沙分隔为南槽和北槽^[12, 19-21]。长江巨量入海泥沙受到长江冲淡水的影响和台湾暖

流的阻隔作用, 基本滞留在 $123^{\circ}15' \text{E}$ 以西的内陆架, 受科氏力作用主要向东南方向运移、沉积^[22-24]。其中, 约有 40% 堆积在南、北港的口门附近, 约有 30% 沉积在长江口泥质区, 30% 左右随沿岸流在闽浙沿岸泥质区沉积^[22]。

长江口北槽拦门沙滩顶自然水深 6 m, 通海航道受拦门沙的制约严重影响了长江作为“黄金水道”作用的发挥和进出上海港的船舶^[25]。为提高长江口通海航道水深, 在 1998 年和 2002 年分别实施了深水航道整治工程一期和二期工程, 工程位置位于南港北槽。

2 材料和方法

2.1 样品采集

在 2006 年 11 月使用重力取样器在长江口南槽口门外 20 m 等深线附近采集了 18# 沉积物柱状样 ($31.016\ 761^{\circ}\text{N}$, $122.620\ 184^{\circ}\text{E}$), 柱样长度为 233 cm, 柱状样位置见图 1。与前人研究相比, 18# 柱样位于泥质区中心, 基本可以代表研究区域的沉积趋势。

将柱样运回实验室, 在室内将柱样从中间剖开, 对其进行了详细描述、拍照记录, 并以 2 cm 间隔分样, 放入聚乙烯自封袋中, 分别进行粒度分析和 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 分析。实验在南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室完成。

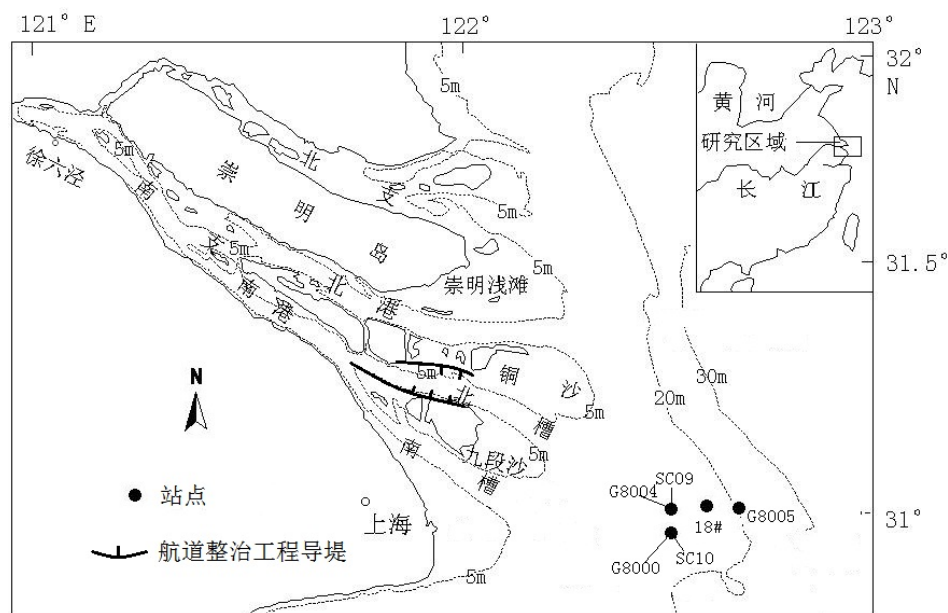


图 1 长江口柱状样采样站位图

Fig. 1 Location of the sampling cores in the Changjiang Estuary

2.2 样品分析

2.2.1 粒度分析 每个样品取 0.5 g 左右放入烧杯中,依次加入适量蒸馏水、10 %的过氧化氢和 10 %的盐酸以去除其中的有机质和无机碳。加入 $[\text{NaPO}_3]_6$ 分散剂,静置 12 h,用玻璃棒搅拌均匀后使用英国 Malvern 公司的 Mastersizer2000 型激光粒度仪进行粒度测量(仪器测量范围为 0.02 ~ 2 000 μm ,重复测量的误差 < 3%),获得样品的粒度分布数据后,采用矩法公式^[26-28]计算粒度参数。

2.2.2 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 比度测试 取部分样品放在烘箱中以 60 $^{\circ}\text{C}$ 的温度烘干,将已烘干的样品研磨搅匀后,利用 Po- α 法对其进行 ^{210}Pb 分析^[29],仪器为低本底的 α 谱仪(576A Alpha Spectrometer,美国 EG&G 公司生产)。取重量约为 40 g 的粉状干样,放入特制的测试样品盒密封。放射性核素 ^{137}Cs 分析采用 γ 谱仪直接测量的方法, ^{137}Cs 的含量用其 661.62 keV γ 射线的全能峰面积计算。仪器为美国 ORTEC 公司生产的 GMX30P-A 高纯 Ge 同轴探测器,探测器位于老铅制成的铅室中,用铅室屏蔽后,本底比无铅室时小 10 倍。 ^{137}Cs 标准源由加拿大贝德福海洋研究所提供,放射性比活度为 806.2 Bq/kg(标准源参考时间为 2009 年 9 月 1 日),重 65.4 g。测量时间为 72 000 s,并且使用 IAEA2327 标样进行了比对校正。

2.3 数据处理

2.3.1 ^{210}Pb 测年方法 沉积物中的 ^{210}Pb 总放射性强度可以表示为

$$A_{(\text{总})} = \frac{F}{\omega} e^{-\lambda t} + A_{(\text{补偿})} \quad (1)$$

F 为 ^{210}Pb 的沉积通量 [$\text{dpm}/(\text{cm}^2 \cdot \text{yr})$], ω 为沉积物的沉积通量 [$\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{yr})$]; $A_{(\text{补偿})}$ 为沉积物中 ^{226}Ra 衰变产生的 ^{210}Pb 放射性强度; $\lambda=0.03114/\text{yr}$ 为 ^{210}Pb 的衰变常数。

为了抵消掉孔隙度随深度变化对 ^{210}Pb 的垂直分布的影响,引入质量深度

$$m = \int_0^x \rho dz \quad (2)$$

将(2)式代入(1)

$$A_{(\text{总})} = \frac{F}{\omega} e^{-\lambda \frac{m}{\omega}} + A_{(\text{补偿})} \quad (3)$$

从 m 与 $\ln[A_{(\text{总})} - A_{(\text{补偿})}]$ 的关系曲线上即可求出 ω 、

F , 那么沉积速率可以表示为:

$$R = \frac{\omega}{\rho} \quad (4)$$

式中 R 为沉积速率; ω 为沉积物的沉积通量 ($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{yr})$); ρ 为沉积物的体密度 (g/cm^3)
柱状样的过剩 ^{210}Pb 总量为:

$$I = \frac{F}{\lambda} \quad (5)$$

式中 I 为过剩 ^{210}Pb 总量 (dpm/cm^2); F 为 ^{210}Pb 沉降通量 ($\text{dpm}/(\text{cm}^2 \cdot \text{yr})$)。

2.3.2 ^{137}Cs 计年方法 根据 ^{137}Cs 时标法计算沉积速率首先要确定 ^{137}Cs 蓄积峰值对应的时标年份,在长江口地区, ^{137}Cs 主要来源于大气沉降和流域输入、聚集。由于长江口地区没有完整的 ^{137}Cs 大气沉降通量记录,所以需要利用其它地区已知的大气沉降信息来推算本研究区的大气沉降情况。东京气象研究所自 1957 年 4 月起对大气沉降的放射性核素 ^{137}Cs 的沉降通量进行测定。长江口 (31°N) 与东京地区 (35°N) 同位于 $30 \sim 40^{\circ}\text{N}$ 的副热带高压带之内,因此其 ^{137}Cs 在大气中沉降的趋势大致是相同的,可以通过模型由东京地区的 ^{137}Cs 沉降通量计算长江口的 ^{137}Cs 沉降通量。

王安东^[30]曾建立过一个模型,长江口地区各年份的 ^{137}Cs 大气沉降通量可以表示为:

$$D_y = \frac{P_y}{P_t} \cdot D_t \quad (6)$$

式中, D_y 为长江口经衰变校正后某年份 ^{137}Cs 大气沉降通量 (Bq/m^2), P_y 为该年份长江口降水量 (m), P_t 为该年份东京降水量 (m), D_t 为该年份东京经衰变校正后的 ^{137}Cs 沉降通量 (Bq/m^2)。

在文献中可以查到长江口(由上海降雨量代替)^[31, 32], 东京^[33]两地各年份的年度降雨量(图 2)。根据东京地区 1957 年到 2005 年的大气沉降中放射性核素 ^{137}Cs 的沉降通量^[33], 代入公式(6)就可以得到长江口地区对应年份的 ^{137}Cs 大气沉降通量值(图 3)。

长江流域处于亚热带季风区,流域走向平行于纬线,横贯中国的东南部,其南北平均跨度为 2~3 个纬度,长江流域大部分地区深受东南季风的影响,仅在藏南和云贵高原部分地区受西南季风的影响,

响^[34], 因此长江流域内的大部分地区的 ¹³⁷Cs 沉降背景值应该是相差不大的, 可以认为不会影响长江口的 ¹³⁷Cs 蓄积峰的位置。

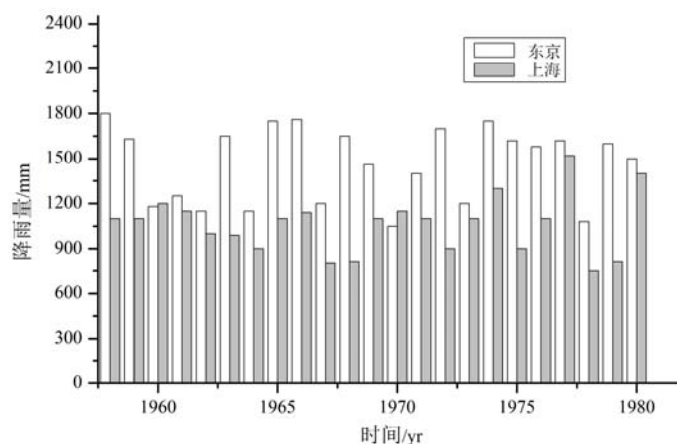


图 2 1958—1980 年东京、上海两地平均降雨量

Fig. 2 Annual rainfall at Tokyo and Shanghai during the period 1958–1980

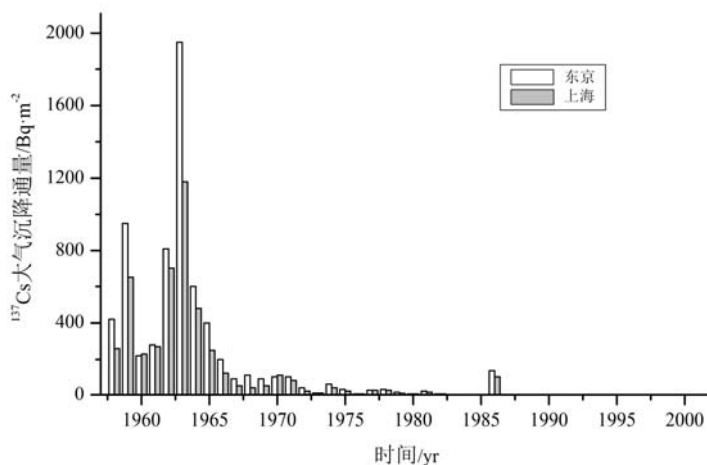


图 3 1958—2005 年东京与长江口附近 ¹³⁷Cs 年度平均沉降通量

Fig. 3 Annual ¹³⁷Cs deposition (Bq/m²) at Tokyo and Changjiang Estuary during the period 1958–2005

典型的 ¹³⁷Cs 垂向分布中 1954 年的沉积层位是 ¹³⁷Cs 出现的起始层位^[35,36], 随后几年 ¹³⁷Cs 的沉降通量逐渐增大, 1963 年 ¹³⁷Cs 沉降出现最大峰值(图 3), 考虑到 ¹³⁷Cs 从沉降到被沉积物吸附所用的时间, 一般选取 1964 年作为沉积物剖面中最大蓄积峰值的时标年^[37]。1959 年出现一个较明显的次级峰, 可以作为时标年。1986 年切尔诺贝利核泄漏对东亚地区影响不大, 沉降量仅为 1963 年的 10%, 因此应用 1986 年作为时标年需要谨慎考虑。通常利用 1954 年、1959 年、1964 年作为时标年来计算沉积速率。

沉积速率可以表示为:

$$R = \frac{D_2 - D_1}{T_1 - T_2} \quad (7)$$

式中, D_1 , D_2 分别为时标年 T_1 , T_2 对应的柱样深度。

3 结果与讨论

3.1 ²¹⁰Pb 剖面与计年

用 ²¹⁰Pb 方法估算沉积速率要求 ²¹⁰Pb 放射性比度沿深度呈指数衰减, 因此, 所选取的样品必须满足 3 个条件: 1. 沉积物按时间顺序堆积, 并且沉积

速率大致恒定; 2.处于稳定的沉积环境中, 地层不发生后期扰动; 3.被沉积物颗粒吸附的 ^{210}Pb 不发生后期化学迁移^[38, 39]。

根据 18#柱样 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的分布特征(图 2a)可以将柱样的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 垂直剖面分为 3 段: 0~18 cm、18~100 cm、100~225 cm。0~18 cm 为混合区, ^{210}Pb 放射性比度比较紊乱; 18~100 cm 存在很好的指数

衰变, 根据实测数据, 用指数曲线 $y = ae^{-bx}$ 拟合后得到 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度与深度的拟合曲线为 $y = 1.7466e^{-0.00679x}$, $R^2 = 0.87$, 由此计算得到沉积物的沉积速率为 4.58 cm/yr; 120~225 cm 段沉积速率明显与上段不同, 用指数曲线 $y = ae^{-bx}$ 拟合后得到 $y = 2.2841e^{-0.00569x}$, $R^2 = 0.35$, 由此计算得到沉积速率为 5.47 cm/yr。

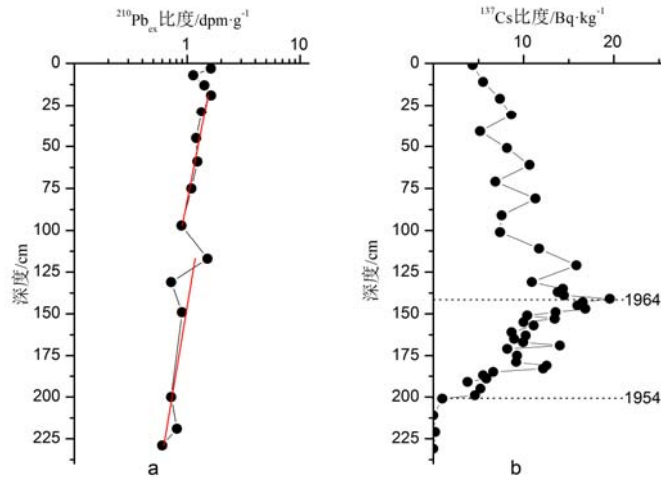


图 4 沉积物柱样 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (a)和 ^{137}Cs (b)放射性比度垂直分布剖面

Fig. 4 Vertical profiles of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (a) and ^{137}Cs (b) radioactivity in the sediment cores

3.2 ^{137}Cs 垂直分布与计年

^{137}Cs 垂直分布剖面(图 4b)位于 140~142 cm 处出现了一个清晰的最大蓄积峰, 最大蓄积峰值为 $19.55 \pm 1.33 \text{ Bq/kg}$ 。前人^[8, 16, 17]测得东海陆架 ^{137}Cs 剖面中的最大比活度为 2.17~15 Bq/kg, 对比发现本研究柱样最大值与前人测量最大值相当, 所以实验结果是可靠的。有研究表明^[37], 当沉积速率大于

1 cm/yr 时, ^{137}Cs 剖面中最大蓄积峰值出现在 1964 年, 1963 年的蓄积峰稍许低些与 1964 年的蓄积峰共同形成一个清晰明显的最大蓄积峰, 因此有理由相信柱样 ^{137}Cs 剖面的最大蓄积峰对应于 1964 年。

利用 1954 年和 1964 年作为时标年来计算研究区域的沉积速率, 结果见表 1。

表 1 ^{137}Cs 计年方法测得的沉积速率

Tab. 1 Sedimentation rate derived from ^{137}Cs analysis

深度 (cm)	时标年	时间段	沉积速率 (cm·yr ⁻¹)
0~141	1964	1964—2006	3.36
0~200	1954	1954—2006	3.85
141~200	1954、1964	1954—1964	5.9

3.3 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法与 ^{137}Cs 法对比

放射性同位素 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 在沉降时, 主要为粘土矿物所吸附^[11], 因此需要考虑各层位沉积组分的变化情况。柱样以黄灰色、灰黑色粘土质粉砂为主, 局部有薄层细沙夹层。柱状样沉积物粒度指标

表明, 沉积物分选较差, 且表层为极正偏, 同时上部沉积物峰态较下部宽。沉积物组分以粉砂为主, 其次是粘土, 砂的含量极少, 并且不含砾石(见图 5)。样品平均粒径在 6.158~7.775 ϕ 之间, 粉砂含量在 58.71%~79.71%之间, 粘土含量在 16.75%~

36.86%之间。根据矩法计算得到的柱样分选系数, 偏度和峰态的变化范围分别为 1.367~2.712、0.561~2.798、1.788~3.696。

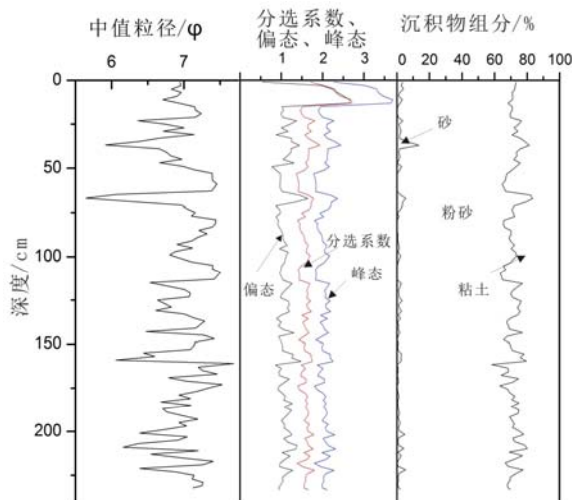


图 5 沉积物粒度参数垂向变化

Fig. 5 Vertical profiles of the grain-size parameter

由沉积物粒度分析可知, 柱样沉积物以粘土质粉砂为主, 绝大多数层位砂含量在 5%以下, 并且各组分的含量差别不大, 说明样品粒度参数对本实验中 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 比活度的测定影响有限。由 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 两种计年方法所得沉积速率存在一定的差异 (见表 2)。在 18~120 cm 段, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法得到的速率比 ^{137}Cs 法要大, 造成这种现象的原因可能是在此区域出现了侵蚀现象, 表层时间并不对应于采样时间, 但是应用 ^{137}Cs 计算沉积速率的时候仍然按照采样时间计算造成 ^{137}Cs 计算结果偏小。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 在 0~18 cm 呈倒序分布, 由于没有发现生物扰动痕迹, 因此混合层中 ^{210}Pb 放射性比度倒置分布可能是由于柱样附近区域出现从上向下的侵蚀过程, 而这些侵蚀物又依次覆盖在柱样原始表层的上部, 从而形成柱样表层的 ^{210}Pb 放射性比度倒置分布^[40], 这从另一个方面说明了研究区域表层可能出现了侵蚀现象。长江口在 1998—2002 年分别实施一、二期深水航道整治工程, 杜景龙等^[41]研究发现九段沙东侧水下三角洲淤积速率持续降低并底端发生冲刷, 所以这会导致 ^{137}Cs 计算结果偏小。同时, 应用 ^{210}Pb 测年只有在沉积物样品完全未受扰动的前提下才能真实地反应研究区的沉积速率, 因此受本研究区内多动力环境的影响, 这也可能导致 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法比 ^{137}Cs 法测得的结果偏大。

表 2 18#柱样 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 、 ^{137}Cs 计年结果对比

Tab. 2 Comparison of the results of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs analysis

深度/cm	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 沉积速率/cm·yr ⁻¹	^{137}Cs 沉积速率/cm·yr ⁻¹
18~120	4.58	3.36
141~200	5.47	5.9

^{137}Cs 在海水中主要以离子状态存在, 具有较高的溶解度, ^{137}Cs 进入海洋沉积物后, 由于潮流、波浪的扰动作用, ^{137}Cs 解吸作用显著, 造成了 ^{137}Cs 的再迁移和重新分布^[42, 43], 使 ^{137}Cs 出现在比预期值更深的层段。朱立平^[44]等在对西昆仑山南红山湖的研究中也发现了 ^{137}Cs 具有向下垂直迁移的现象。因此, 可能是由于 ^{137}Cs 的向下垂直迁移的现象导致了 1954 年对应层位比实际层位要深, 这样使计算的沉积速率偏大。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 在 140~200 cm 分布不规则, 随深度波动很大, 这说明较强的水动力环境使得沉积物改造频繁, 一定厚度内的沉积物发生了混合作用, 这种作用也加强了 ^{137}Cs 的再迁移和重新分布。所以导致了 140~200 cm 段 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法得到的速率比 ^{137}Cs 法略小。

3.4 环境指示意义

由于本研究柱状样接近水下三角洲泥质区的前缘, 距长江口水下三角洲的泥质沉积物堆积中心 (122°15'E—122°30'E)^[40]较近, 因此柱状样的沉积速率较高, ^{137}Cs 法测得平均速率为 3.77 cm/yr, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法测得速率为 4.58~5.47 cm/yr。DeMasterDJ^[16]测得的长江水下三角洲 G8000 站为 3.5 cm/yr, G8004 站沉积速率为 5.4 cm/yr, G8005 站为 3.1 cm/yr, 3 个站位的平均沉积速率为 4.0 cm/yr (见表 3)。张瑞等^[40]研究得到长江口水下三角洲泥质沉积区平均沉积速率介于 1.36~4.11 cm/yr 之间, 沉积物堆积中心平均沉积速率为 3.51 cm/yr。因此, 诸多的研究结果显示泥质区的沉积速率较高。

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 计年方法得到的沉积速率略有差异, 但是沉积速率减小的趋势是相同的。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法显示沉积速率由 5.47 cm/yr 减小到 4.58 cm/yr, ^{137}Cs 法显示沉积速率由 5.9 cm/yr 减小到 3.36 cm/yr。通过柱样 ^{137}Cs 分布剖面可知柱样的 141 cm 处对应于 1964 年, 柱样的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 剖面显示在 100~120 cm 处沉积速率发生了较大变化, 那么我们根据 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年法得到的沉积速率 (5.47 cm/yr) 推算从 1964 年开始到沉积速率发生变化经了 4~8 年, 所以得到沉积速率开始变化的时间为 1968—1972 年。

表 3 ²¹⁰Pb 测年分析得到的沉积速率
Tab. 3 Sedimentation rates derived from ²¹⁰Pb analysis in the study area

柱样	经度 (Longitude)	纬度 (Latitude)	水深 (m)	沉积速率 (cm·yr ⁻¹)	参考文献
18#	122.62	31.02	17	4.6	本文
G8000	122.50	30.90	15	3.5	DeMaster et al. (1985)
G8004	122.50	31.00	13	5.4	DeMaster et al. (1985)
G8005	122.75	31.00	21	3.1	DeMaster et al. (1985)
SC09	122.50	31.00	15.5	3.4	张瑞等 (2009)
SC10	122.50	30.93	16.7	4.0	张瑞等 (2009)

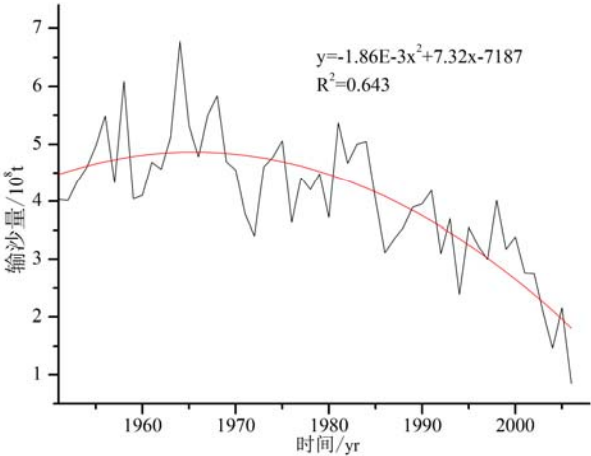


图 6 大通水文站年际输沙量变化(据大通水文站)
Fig. 6 Annual sediment discharge change of Datong Hydrological Station(From Datong Hydrological Station)

泥质区沉积物主要来自我国内陆,由长江挟带泥沙至河口,在流速减缓、水流分散、咸淡水交换的介质环境下,在长江口由内向外,沉积物由粗到细进行沉积分异^[45]。由于长江入海泥沙贡献了大部分的泥质区沉积物,因此沉积速率的减小与入海泥沙的减少有着重要关系。

近 50 年来人类活动对长江入海泥沙的影响巨大,1968 年汉江中游丹江口水库开始对入海输沙量产生影响,由于大量粗颗粒的泥沙沉积于水库底,导致入海泥沙粒度在一段时间内减小。上个世纪 80 年代中后期又修建了大量的水库,1985 年长江葛洲坝水库对入海输沙量影响开始^[46],流域内众多的水利设施使得长江入海径流含沙量出现下降的趋势。由大通水文站的年际含沙量变化(图 6)趋势可以看出,在 20 世纪 60 年代末含沙量开始减小,到 80 年代中后期减小的趋势更大,截止到 2004 年含沙量减小为 60 年代的 20%~25%。本研究发现 ²¹⁰Pb_{ex} 测年沉积速率发生变化的年份与含沙量开始减小的年份基本对应,这有力地支持了长江入海泥沙量的减少可能是导致泥质区沉积速率减小的主要影

响因素的观点。由 ²¹⁰Pb_{ex} 剖面计算的沉积速率变化趋势与含沙量的减小趋势并不完全相同,这说明长江来沙量并不是影响长江口泥质区沉积速率的唯一因素,也可能与港槽分水分沙比改变引起的沉积动力环境变化有关,需做进一步分析探讨。

4 结 论

(1) 18#柱样 ¹³⁷Cs 剖面存在清晰的最大蓄积峰,蓄积峰值为 19.55±1.33 Bq/kg, ¹³⁷Cs 最大蓄积峰应该与 1964 的 ¹³⁷Cs 散落沉降相对应。

(2) 泥质区沉积速率较高,且呈现阶段性差异。运用时标定年法分析 ¹³⁷Cs 放射性活度剖面得出,1954—1964 年为 5.9 cm/yr,1964~表层(假设为 2006 年)为 3.36 cm/yr,平均沉积速率为 3.85 cm/yr。²¹⁰Pb 计年法测定 233~100 cm 的沉积速率为 5.47 cm/yr,100 cm~表层的沉积速率为 4.58 cm/yr。沉积速率减小,且表层已遭受侵蚀,长江入海泥沙量的减少可能是其中的原因之一,也可能与港槽分水分沙改变引起的沉积动力环境变化有关,需做进一步分析探讨。

(3) 对比两种研究方法得出沉积速率开始减小的时间为 1968—1972 年,可为研究河口三角洲海岸侵蚀和地貌演化问题提供时间依据。

致谢: 南京大学张瑞、丁燕峰参加野外调查与取样工作,张瑞、王安东为文章修改提供帮助,在此一并致谢。

参考文献:

[1] 王永红,沈焕庭. 河口海岸环境沉积速率研究方法 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(2): 115-120.
[2] 范德江, 杨作升, 郭志刚. 中国陆架²¹⁰Pb 测年应用现状与思考 [J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 297-302.
[3] 万国江. 现代沉积的²¹⁰Pb 计年 [J]. 第四纪研究, 1997(3):

- 230-239.
- [4] 胥思勤, 万国江. 云南省程海现代沉积物中 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 的分布及计年研究 [J]. 地质地球化学, 2001, 29(4): 28-31.
- [5] 潘少明, 施晓东. 海南岛三亚港现代沉积速率的研究 [J]. 海洋与湖泊, 1995, 26(2): 132-137.
- [6] 钱江初. 长江口邻近陆架 ^{210}Pb 的地球化学特征 [J]. 沉积学报, 1985, 3(4): 31-44.
- [7] Su C, Huh C. ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ in East China Sea sediments sources, pathways and budgets of sediments and radionuclides [J]. Marine Geology, 2002(183): 163-178.
- [8] 夏小明, 谢钦春, 李炎, 等. 东海沿岸海底沉积物中的 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 分布及其沉积环境解释 [J]. 东海海洋, 1999, 17(1): 20-27.
- [9] 张燕, 潘少明, 彭补拙. 用 ^{137}Cs 计年法确定湖泊沉积物沉积速率研究进展 [J]. 地球科学进展, 2006, 20(6): 671-678.
- [10] 潘少明, 朱大奎, 李炎, 等. 河口港湾沉积物中的 ^{137}Cs 剖面及其沉积学意义 [J]. 沉积学报, 1997, 15(4): 67-71.
- [11] 王金磊, 濮励杰, 金平华, 等. ^{137}Cs 法应用于流域土壤侵蚀初步研究—以太湖上游浙江省安吉县西苕溪为例 [J]. 南京大学学报(自然科学), 2003, 39(6): 697-986.
- [12] 陈吉余, 虞志英, 恽才兴. 长江河口动力过程和地貌演变 [M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1988: 1-18.
- [13] Yang S, Zhao Q, Belkin I M. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze river and the influences of human activities [J]. Journal of Hydrology, 2002, 263: 56-71.
- [14] 李从先, 王平, 范代读, 等. 潮汐沉积率与沉积间断 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(2): 11-18.
- [15] Wei T, Chen Z, Duan L, et al. Sedimentation rates in relation to sedimentary processes of the Yangtze Estuary, China [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2007, 71: 37-46.
- [16] Demaster D J, Mckee B A, Nittrouer C A, et al. Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the East China Sea [J]. Continental Shelf Research, 1985, 4(1-2): 143-158.
- [17] 夏小明, 杨辉, 李炎, 等. 长江口—杭州湾毗连海区的现代沉积速率 [J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 130-135.
- [18] 段凌云, 王张华, 李茂田, 等. 长江口沉积物 ^{210}Pb 分布及沉积环境解释 [J]. 沉积学报, 2005, 23(3): 14-522.
- [19] 恽才兴. 长江河口近期演变基本规律 [M]. 北京: 海洋出版社, 2004: 1-47.
- [20] 黄胜. 长江河口演变特征 [J]. 泥沙研究, 1986(4): 1-11.
- [21] 陈吉余, 王宝灿, 虞志英. 中国海岸发育过程和演变规律 [M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1989: 1-17.
- [22] Milliman J D, Huang-Ting S, Zuo-Sheng Y, et al. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf [J]. Continental Shelf Research, 1985, 4(1-2): 37-45.
- [23] 曹沛奎, 严肃庄. 长江口悬沙锋及其对物质输移的影响 [J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 1996(1): 85-94.
- [24] 郭志刚, 杨作升, 曲艳慧, 等. 东海陆架泥质区沉积地球化学比较研究 [J]. 沉积学报, 2000(2): 284-289.
- [25] 刘杰, 陈吉余, 乐嘉海, 等. 长江口深水航道治理一期工程实施后北槽冲淤分析 [J]. 泥沙研究, 2004(5): 15-22.
- [26] 张瑞, 汪亚平, 高建华, 等. 长江口泥质区垂向沉积结构及其环境指示意义 [J]. 海洋学报, 2008, 30(2): 80-91.
- [27] 黄思静. 用EXCEL计算沉积物粒度分布参数 [J]. 成都理工学院学报, 1999(2): 98-100.
- [28] 贾建军, 高抒, 薛允传. 图解法与矩法沉积物粒度参数的对比[J]. 海洋与湖沼, 2002, 33(6): 577-582.
- [29] Flynn W W. The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials [J]. Analytica Chimica Acta, 1968, 43: 221-227.
- [30] 王安东. 长江口水下三角洲 ^{137}Cs 最大蓄积峰的分布特征 [D]. 南京: 南京大学, 2010.
- [31] 周丽英, 杨凯. 上海降水百年变化趋势及其城郊的差异 [J]. 地理学报, 2001(4): 467-476.
- [32] 上海市统计局. 上海统计年鉴 [M]. 上海: 中国统计出版社, 1981-2008..
- [33] Hirose K, Igarashi Y, Aoyama M. Analysis of the 50-year records of the atmospheric deposition of long-lived radionuclides in Japan [J]. Applied Radiation and Isotopes, 2008, 66(11): 1 675-1 678.
- [34] 张瑞, 潘少明, 汪亚平, 等. 长江河口水下三角洲 ^{137}Cs 地球化学分布特征 [J]. 第四纪研究, 2008, 28(4): 629-639.
- [35] Ritchie J C, Mchenry J R. A Comparison of Three Methods for Measuring Recent Rates of Sediment Accumulation [J]. Journal of the America Water Resources Association. 1985, 21(1): 99-104.
- [36] Walling D E, He Q. Use of fallout ^{137}Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains [J]. CATENA, 1997, 29(3-4): 263-282.
- [37] Schaffner L C, Diaz R J, Olsenb C R, et al. Faunal characteristics and sediment accumulation processes in the James River estuary, Virginia [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1987, 25(2): 211-226.
- [38] 汪亚平, 高抒. 胶州湾沉积速率:多种分析方法的对比 [J]. 第四纪研究, 2007(5): 787-796.
- [39] 钱江初. ^{210}Pb 测定沉积速率的误差及校正 [J]. 东海海洋, 1987(3): 29-34.
- [40] 张瑞, 潘少明, 汪亚平, 等. 长江河口水下三角洲 ^{210}Pb 分布特征及其沉积速率 [J]. 沉积学报, 2009, 27(4): 704-713.
- [41] 杜景龙, 杨世伦, 张文祥, 等. 长江口北槽深水航道工程对九段沙冲淤影响研究 [J]. 海洋工程, 2005(3): 78-83.
- [42] 李树庆. 中国近海放射性水平 [M]. 海洋出版社, 1987: 163-169.
- [43] Simpson. Man-made radionuclides and sedimentation in the Hudson River Estuary [J]. Science, 1976, 194 (4261): 179-183.
- [44] 朱立平, 陈玲, 李炳元, 等. 西昆仑山南红山湖沉积反映的过去150年湖区环境变化 [J]. 中国科学, 2001, 31(7): 601-607.
- [45] 王宝永. 东海近岸现代沉积的动力特征 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1983, 3(1): 37-46.
- [46] 杨作升, 陈晓辉. 百年来长江口泥质区高分辨率沉积粒度变化及影响因素探讨 [J]. 第四纪研究, 2007, 27(5): 690-699.