

地球磁场变化对珠江三角洲万顷沙 沉积钻孔年代地层的约束*

王强强^{1,2}, 杨小强^{1,2}, 谢叶彩³, 张庭伟¹, 王建华¹

1. 中山大学地球科学与工程学院, 广东 珠海 519082
2. 广东省地球动力作用与地质灾害重点实验室, 广东 珠海 519082
3. 广东省地质调查研究院, 广东 广州 510080

摘要: 珠江三角洲晚更新世海侵沉积的历史, 是始于氧同位素三阶段 (MIS3) 还是五阶段 (MIS5) 已争议几十年, 严重制约了该区域海平面升降对全球变化响应方式的讨论和区域地质演化历史的认识。本文以位于珠江三角洲腹地伶仃洋河口地区万顷沙的 GZ-2 钻孔 (22°42.339'N, 113°30.831'E) 岩心为研究对象, 对沉积物进行岩石磁学和古地磁学研究, 提取沉积物中记录的地球磁场极性漂移和相对强度变化信息。在 AMS ¹⁴C 和光释光年龄限定之下, 将地球磁场相对强度曲线与高分辨率的、具有精确年代控制的标准曲线进行对比, 尝试确定晚更新世细粒沉积物的年代框架。结果表明钻孔细粒沉积物发生在约 43 ka 以来, 海侵历史始于 MIS3 阶段。这一认识表明中国东南沿海可能普遍存在 MIS3 阶段的海侵, 其控制因素在于在该时期构造沉降和全球相对海平面上升时, 海水沿部分深切河谷入侵, 形成局部海侵沉积层。

关键词: 珠江三角洲; 晚更新世海侵; 地层年代框架; 地球磁场变化

中图分类号: P512.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137 (2022) 01-0112-13

Dating the core sediments from Wanqingsha area of Pearl River Delta using geomagnetic field variations

WANG Qiangqiang^{1,2}, YANG Xiaoqiang^{1,2}, XIE Yecai³, ZHANG Tingwei¹, WANG Jiahua¹

1. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China
2. Guangdong Provincial Key Lab of Geodynamics and Geohazards, Zhuhai 519082, China
3. Guangdong Geological Survey Institute, Guangzhou 510080, China

Abstract: There is a great argue about the ages of the late Pleistocene sediments in the Pearl River delta. The significant uncertainties, the transgression initiated during MIS3 (Marine Oxygen Isotope Stage 3) or MIS5, restrained discussing the corresponding pattern of the sea level to global change and evolution history of the delta. In this article, the core GZ-2 (22°42.339'N, 113°30.831'E) near the Lingdingyang estuary, located on the Wanqingsha area of the delta, were selected to reconstruct the geomagnetic records based on the study of the sediments magnetic properties. The rock magnetic experiments illustrate that the fine magnetite contributes the main changes of the nature remanent magnetization of the sediments. The reliable inclination and relative paleointensity (RPI) of the geomagnetic field can be reconstructed from the samples. Comparing the relative intensity curve ($PRI = NRM_{(20-40)mT} / ARM_{(20-40)mT}$) constrained by the AMS ¹⁴C and

* 收稿日期: 2021-09-06 录用日期: 2021-10-17 网络首发日期: 2021-12-14

基金项目: 国家自然科学基金 (41872217); 中国地质调查项目 (12120113012700)

作者简介: 王强强 (1996年生), 男; 研究方向: 第四纪地质; E-mail: wangqq63@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 杨小强 (1972年生), 男; 研究方向: 古地磁与第四纪地质; E-mail: eesyxq@mail.sysu.edu.cn

Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages, with the standard high-resolution intensity proxies from the GLOPIS-75 and the north Atlantic ocean, the chronology the sediments can be recovered. The results show the age of the fine sediments is younger than ~43 ka, and the transgression initiate at the MIS3 stage. The marine sediments during the MIS3 stage in the Pearl River delta as well as in the southeast coastal areas of China may be raised from the tectonic subsidence dominated the relative sea level rising, which intrude along the river valley and formed the marine sediments.

Key words: Pearl River Delta; Late Pleistocene transgression; chronology of the stratigraphy; geomagnetic field variation

晚新生代以来, 东南沿海区域从东往南依次发生构造沉降而接收沉积。长江三角洲东部古河谷区域的沉积历史可以追溯到3 Ma之前^[1-3]。早期的河流、湖相沉积反映了构造作用对沉积的控制, 大规模的海相沉积开始于晚更新世^[4]。长江三角洲南部至太湖、钱塘江三角洲区域, 尽管部分钻孔揭示了存在早更新世的河流相地层, 但是大规模的沉积始于晚更新世, 海相沉积出现的时间晚于东部平原, 开始于约60 ka^[5]。宁波地区第四系沉积与钱塘江区域有类似的特征, 存在十多万年的河湖相沉积, 但海相地层的年代也晚于40 ka^[6]。福建沿海大规模的海侵沉积尽管早先认为存在大于70 ka的可能, 但基本上属于推测而缺乏可靠的年代数据, 具有确切测年数据的海相沉积物也开始于约4万年^[7]。

东南沿海南部珠江三角洲区域, 晚更新世的沉积历史则广受争议。从20世纪70~80年代开始一直至21世纪初, 大量的¹⁴C测年结果表明珠江三角洲晚更新世的历史不早于10万年, 海相沉积开始于约4万年以来^[8-10]。但是部分学者认为这一推理缺乏足够的说服力, 因为四、五万年已经接近¹⁴C测年的上限, 测年结果不一定是真实的沉积物年龄^[11-12]。也难以解释为何在氧同位素三期(MIS3)全球海平面比现今下降40~50 m的情况下, 珠江三角洲会接受海侵沉积。从而部分学者提出, 以前大家认为的MIS3阶段的海侵沉积, 有可能是MIS5高海平面时期作用的结果^[12]。但是对这一认识, 仅部分双壳类的铀系测量数据提供了十多万年的年龄^[11], 尚缺乏其他有足够说服力的证据。到目前为止, 很少有可靠的年代学工作对其进行佐证。

对珠江三角洲晚更新世沉积物年龄的确定, 在有机质碎屑或炭屑可能混合有河流侵蚀而来的老物质、容易使年龄产生污染, 同时找不到理想

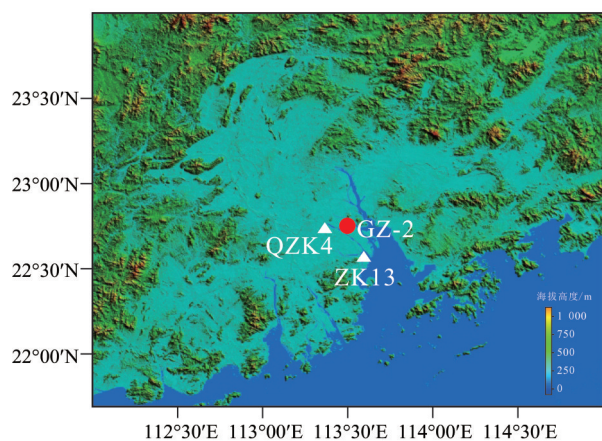
的贝壳、有孔虫等测年对象的情况下, 依据¹⁴C测年方法很难获取沉积物的真实年龄。光释光技术尽管近些年获得了极大进展, 但在缺乏其他方法交叉验证的事实下, 尚不足以让人彻底信服。迄今为止, 珠江三角洲晚更新世的海相沉积物中也没有出现大于5万年的可靠的释光年龄。近些年发展的地球磁场极性漂移和相对强度地层学, 有可能为沉积物年代的确定, 提供一种可以选择的方法^[13], 但至今在珠江三角洲晚更新世沉积物中的应用较少。本文选择位于三角洲万顷沙区域的一个沉积钻孔, 开展古地磁学方面的研究, 尝试根据地球磁场变化, 对三角洲晚更新世的沉积物年龄进行确定, 为讨论东南沿海晚更新世的海侵沉积序列提供年代资料。

1 地质背景及钻孔样品特征

1.1 地质背景

珠江三角洲主要是由东江、西江和北江三条河流和南海相互作用构成的三角洲平原(图1)。其三面环山, 临近三角洲区域主要由花岗岩和花岗片麻岩构成的低山、丘陵。西江流域最长, 流域分布有中生代碎屑和碳酸盐岩沉积地层; 东江流域较短, 主要流经花岗岩区域, 影响范围限于三角洲的东部^[14-15]。区域内断层十分发育, 主要由北西向、北东向和近东西向三组断裂控制, 北西向断层最为发育^[16-17]。目前公开报道的断层, 均切穿了基底岩体, 但是否存在切穿晚更新世地层的断层, 迄今尚无报道。

三角洲区域内主要由两套地层构成: 晚更新世河流相—海相地层和全新世海相地层^[18-19]。全新世地层广泛分布, 沉积厚度从数米到40 m不等, 沉积物性质比较均一, 主要为灰黑色细粒沉积, 包含丰富的生物化石。晚更新世地层分布不连续, 部分区域厚度可达30多m, 但是另外一些区域不



2个白色三角形钻孔将在本文讨论部分引用。

图1 钻孔GZ-2地理位置图(红圈表示)

Fig. 1 Location of core GZ-2 (red solid circle)

存在晚更新世地层。其一般存在一个从底部河流相向上变细的沉积过程,顶部部分区域存在一厚约1~2 m的风化壳^[14]。

1.2 钻孔样品特征

本研究钻孔GZ-2(22°42.339'N, 113°30.831'E)位于珠江三角洲腹地伶仃洋河口地区。钻孔采用双套管旋转式分回次钻取,沉积物岩心完整保存在PVC内管之中。钻孔总长40.93 m,40.35 m以下为花岗岩风化壳。钻孔前15.6 m为全新世沉积,之下为晚更新世沉积^[20]。在约15.6 m之下,存在一厚约3 cm的灰白色黏土层,与下伏灰色黏土呈突变接触,可以观察到一明显的侵蚀面,指示了全新世与晚更新世地层的分界线。钻孔0~15.6 m全新世地层的古地磁学和孢粉等资料,已有成果发表^[13, 20-21]。

本文主要讨论15.6 m以下地层的年代问题。钻孔岩性随深度变化的特征如下:

15.6~19.3 m为灰黑色粉砂质黏土,包含直径约2~4 cm的灰色泥砾(或黏土团块)和粉细砂团块;

19.3~20.4 m为灰色黏土质粉砂,中间夹一薄层黄色细砂条带;

20.4~22.5 m为深灰色、灰色粉砂质黏土,含粉细砂小团块和灰色泥砾;

22.5~24.6 m为灰色黏土质粉砂,含大量粉砂、细砂团块;

24.6~28.2 m主要由灰色粉砂质黏土构成,局部夹薄层细砂、中砂条带;

28.2~30.1 m以黏土质粉砂为主,夹多层厚约

2~5 cm的细砂、中粗砂条带;

30.1~31.6 m以灰色粉砂质黏土为主,夹粉砂纹层;

31.6~32.1 m以灰色黏土质粉砂为主,夹一层粉细砂;

32.1~37.0 m为灰色含黏土粉砂质细砂;

37.0~40.2 m为灰色含黏土粉细砂,底部夹含细砾粗砂层;

40.2~40.35 m为含砾粗砂层;

40.35~40.93 m为基岩风化壳。

根据对该钻孔沉积物粒度、黏土矿物和Sr/Ba比值等特征的研究^[13, 20],王建华等认为钻孔15.37~16.65 m为河流相,16.65~20.33 m为泛滥平原和牛轭湖相,20.33~32.2 m为三角洲相,海绿石含量较多,Sr/Ba比值较高,之下则为河床相,晚更新世高海平面出现在约22~33 m^[20-21]。尽管前人报道了钻孔16.04~16.05 m、16.65~17.5 m和37.25 m三处AMS ¹⁴C的测量年龄分别为(38.768±0.179) ka、(16.020±0.20) ka和(39.544±0.17) ka,并展示了古地磁倾角的变化曲线^[20],但未深入分析,本文在岩石磁学和环境磁学分析的基础上,根据古地磁相对强度和磁倾角的变化,进一步讨论晚更新世地层年代问题。

2 样品与实验方法

将钻孔GZ-2岩心沿纵剖面从中间剖开后,以长约1 m,横截面为2 cm×2 cm的U-Channel型塑料管,垂直压入岩心纵截面,连续采取26根长度在34~100 cm变化的长条状样品(编号为W2-5~W2-40,每根样品的长度与钻探时获取的岩心长度一致),采取样品的深度到钻孔岩心40.2 m。在采取U-Channel长条形样品的同时,在典型层位采取松散样品50块。样品磁学实验步骤如下:

1) 在2G-760超导磁力仪系统,对每根长条形样品,以2 cm为间距,逐步施加峰值为0, 15, 25, 35, 45, 55, 65, 80, 85, 90, 95 mT的交变磁场,进行天然剩磁(NRM)磁清洗。

2) 在0.05 mT的直流场和峰值为80 mT的交变磁场下,测量样品的非磁滞剩磁(ARM)。

3) 再分别施加1 000 mT、-100 mT和-300 mT的脉冲场,测量样品的等温剩磁。

4) 选取4个代表性松散样品,在约30 °C烘干,用Micromag 2900变梯度磁力仪测量样品的磁

滞回线参数, 并用居里称系统 (VFTB)、在 0~700 °C 温度区间测量样品磁化强度随温度变化曲线 (J-T) (恒定磁场为 367 mT)。

所有磁学实验均在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成。

在 15.15~15.3 m 和 15.3 m 处的沉积物中挑选 2 个有机质碎屑样品 (W2-C13 和 W2-C142), 用纯净水反复清洗之后, 送往北京大学加速器质谱仪实验室测定 AMS ^{14}C 年龄。

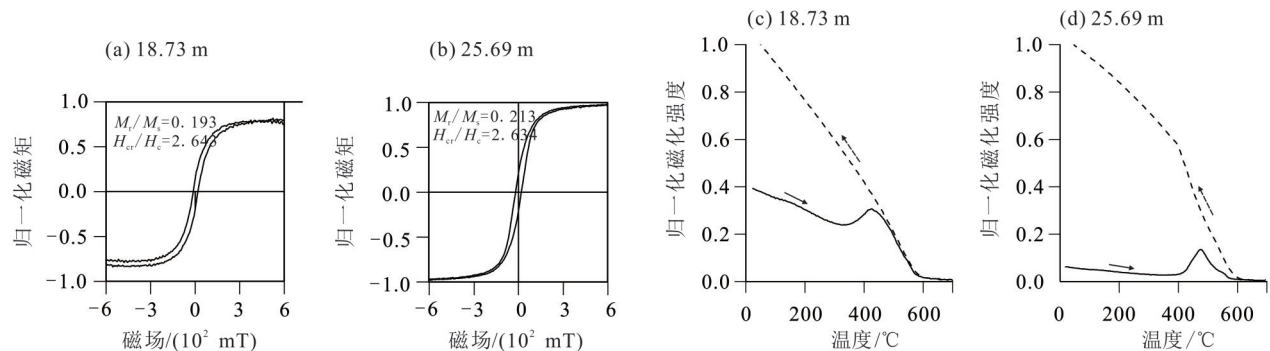
3 实验结果

3.1 沉积物中磁性矿物类型

代表性样品的磁滞回线结果表明, 在磁场达到 300 mT 时, 曲线已趋向闭合 (图 2); 矫顽力 $H_c < 20$ mT, 剩磁矫顽力 $H_{cr} < 52$ mT, 指示沉积物中以软磁组分为主 [22-23]。 M_s/M_0 vs. H_{cr}/H_c 的比值在假单畴颗粒 (PSD) 范围之内。磁化强度随温度的变化显示 (图 2), 其加热曲线在 ~585 °C 附近磁化强度衰减

掉约 98% 以上, 仅余少量组分在大于 650 °C 的温度时趋近于 0; 在 350~400 °C 温度区间磁化强度有所上升, 400~480 °C 区间达到峰值, 但是升高的幅度相对较小, 冷却曲线在小于 585 °C 的温度之后快速上升, 远远位于加热曲线之上, 显示在加热过程中新的磁铁矿生成, 此特征具有两种可能性: 一是样品中可能含有少量的黄铁矿, 其在加热过程中转变为磁铁矿; 二是样品中部分黏土矿物向磁铁矿类矿物的转变 [24]。如果是黄铁矿的转变, 一般在首次加热过程中会形成磁黄铁矿, 其在冷却曲线 320~370 °C 温度区间会出现磁化强度增加的拐点 [25], 但是在 GZ-2 钻孔的样品中这一现象并不明显。故可以推测 350~400 °C 温度区间磁化强度的上升, 更大的可能性来自黏土矿物的转变。

以上结果表明, 沉积物中主要控磁矿物为细粒磁铁矿, 其次存在少量的赤铁矿 [22, 24], 不排除可能有少量黄铁矿类矿物的存在。



代表性样品来自钻孔深度 18.73 m 和 25.69 m。(a)和(b) 磁滞回线; (c)和(d) 磁化强度随温度变化曲线。

图 2 GZ-2 钻孔代表性样品岩石磁学实验结果

Fig. 2 Rock magnetic experiment results for representative samples from core GZ-2

3.2 磁性矿物浓度与粒度变化

沉积物磁化率平均值约为 5.83×10^{-6} SI; 约 67.5% 的样品磁化率值为 $(0 \sim 10) \times 10^{-6}$ SI, 28% 的样品为 $(10 \sim 20) \times 10^{-6}$ SI, 仅有约 2% 的样品磁化率值为 $(20 \sim 40) \times 10^{-6}$ SI。在垂向特征方面, 磁化率较高的沉积段位于 27~35.8 m 之间, 平均值约 10×10^{-6} SI, 其他沉积段值均较低 (平均值约 5×10^{-6} SI)。磁化率较窄范围内的波动, 表明磁性矿物的浓度变化较小。饱和等温剩磁 (SIRM) 与非磁滞剩磁 (ARM) 的变化与磁化率具有类似的规律。SIRM 平均值为 $0.017 \text{ A} \cdot \text{m}^2$, 91% 样品的 SIRM 值为 $0 \sim 0.04 \times 10^{-3} \text{ A} \cdot \text{m}^2$; ARM 平均值为 $0.181 \times 10^{-6} \text{ A} \cdot \text{m}^2$,

92% 样品的 ARM 值为 $(0 \sim 0.4) \times 10^{-6} \text{ A} \cdot \text{m}^2$; ARM 与 SIRM 之间呈现线性关系变化 (图 3)。

ARM/SIRM、SIRM/ κ 及其 ARM/ κ 表示磁性矿物粒度变化的参数总体上波动幅度较小 (图 3), 表明磁性矿物的粒度较为均一。ARM/SIRM 在从约 32 m 开始向上从相对的高值转变为低值, 预示磁性矿物粒度相对稍微变粗, 但是 SIRM/ κ 和 ARM/ κ 的变化与 ARM/SIRM 呈现一定的反向特征。由于 ARM 最敏感的粒度范围是 $0.03 \sim 0.2 \mu\text{m}$, SIRM 最敏感的范围是 $0.1 \sim 10 \mu\text{m}$, 而矿物的磁化率值除超顺磁颗粒外, 对粒度的变化不敏感, 因此 ARM/SIRM 与 SIRM/ κ 的反向关系说明磁性矿物

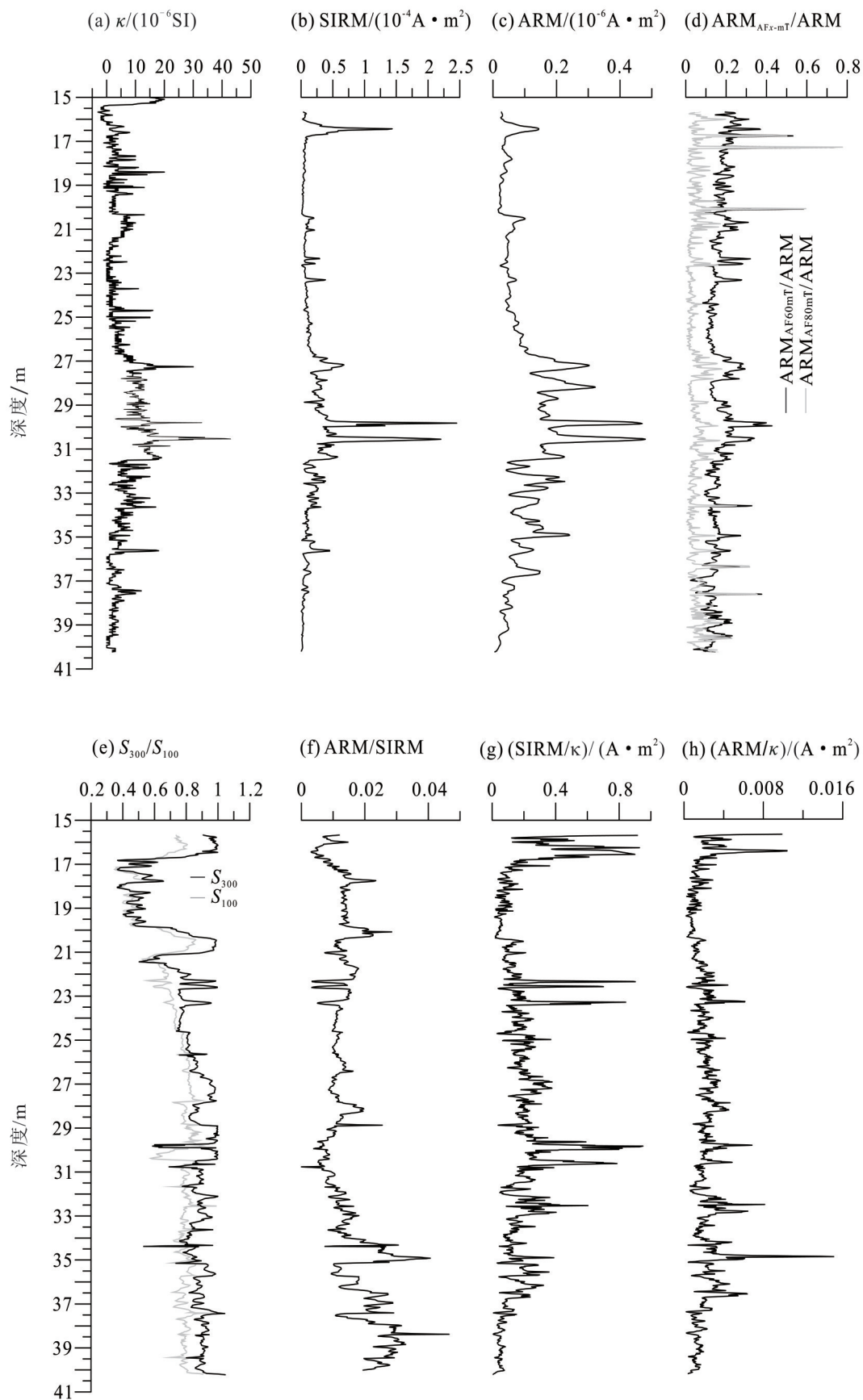


图3 沉积物环境磁学参数随深度变化

Fig. 3 Downcore variations of environmental proxies

粒度可能居于相对较粗的假单畴范围之内。这与磁滞回线参数 M_{rs}/M_s 和 H_{cr}/H_c 的平均值分别为 0.2 和 2.6 表征的现象一致。

表示样品矫顽力变化的参数 S_{100} ($IRM_{100mT}/SIRM$) 和 S_{300} ($IRM_{300mT}/SIRM$) 在约 17~20 m 之间为一低值 (图 3), 平均值分别约为 0.45 和 0.55, 说明沉积物中存在高矫顽力的矿物; 其他沉积段两者的平均值在 0.85 以上, 表明以软磁组分为主。 ARM_{AF80mT}/ARM 比值整个钻孔比较均一, 平均值在 0.2。这一结果表明沉积物中部分沉积段存在的高矫顽力组分, 应该是粗颗粒物, 对细粒物质而言, 都为软磁组分。

3.3 样品天然剩磁特征

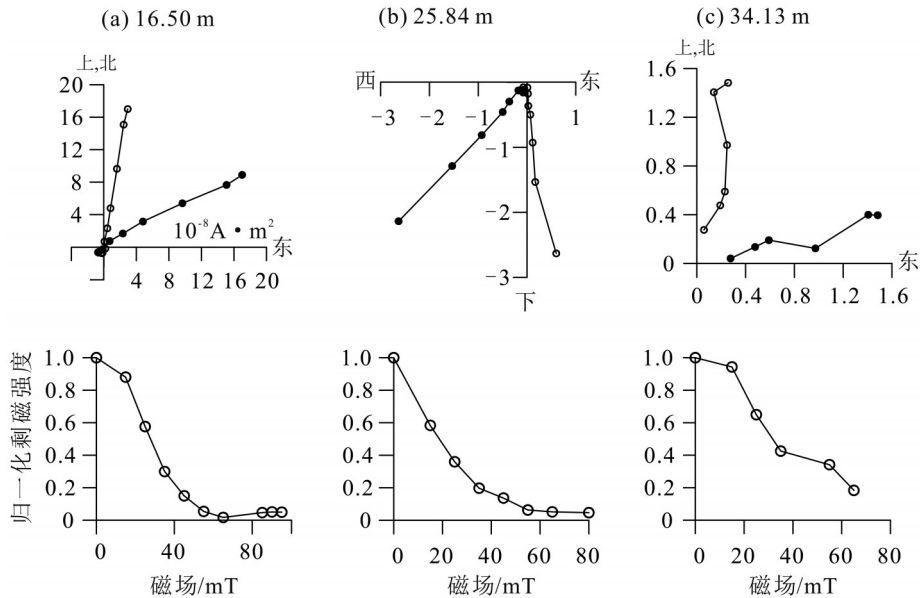
绝大部分样品或者没有次生剩磁, 或者具有少量的次生组分。其中大部分样品的次生组分在 25 mT 时即可被清洗, 只有少数样品的次生组分在 35 mT 时被清洗。在 25 mT 或 35 mT 之后, 大部分样品的剩磁组分稳定地趋向原点。对没有次生组分或者在 25 mT 可清洗掉次生组分的样品, 在 85 mT 时剩磁强度只有 NRM 的 ~5%; 对在 35 mT 才可清洗次生组分的样品, 85 mT 时剩磁强度是 NRM 的 ~20% (图 4)。部分样品在 60 mT 的交变场之后, 剩磁强度反而上升, 退磁矢量在正交矢量投影图越过原点。这反映了沉积物中铁硫化物对剩磁的影响。所有样品的中等破坏场 (MDF) 小于

35 mT。以 25~65 mT 或者 35~65 mT 之间的剩磁组分, 进行最小二乘法分析, 获取样品的特征剩磁 (ChRM) [26]。部分样品在退磁过程中, 剩磁组分较乱, 无法获取稳定的成分, 在分析时删除该部分样品的数据。在 945 个测量样品中, 获得可靠 ChRM 的样品共 663 个 ($MAD < 10^\circ$)。由于没有标定钻孔的方位角, 钻孔每回次的偏角不一致, 因此只讨论特征剩磁倾角的变化。沉积物天然剩磁 (NRM)、特征剩磁倾角和最大角偏差随钻孔深度的变化如图 5 所示。

在特征剩磁倾角随深度的变化曲线上 (图 5c), 存在两次明显的负倾角异常 (分别标记为 R1, R2), 分布在 16~17 m 和 33.5~34.5 m 之间。两次倾角异常对应的沉积物分别为灰色黏土质粉砂和含黏土粉细砂, 在沉积结构、构造等方面没有发现明显变化, 没有生物扰动的痕迹; 环境磁学参数在粒度、浓度和矫顽力等方面没有明显的异常, 剩磁方向稳定, 特征剩磁倾角的异常应该代表了真实的地磁方向的变化。

3.4 相对强度变化

沉积物磁化率、饱和等温剩磁及其非磁滞剩磁, 除在 16.43 m、29.82 m 和 30.55 m 处存在 3 个较窄的峰值外, 其他沉积段波动幅度均较小, 大部分数值基本稳定在一个数量级范围之内 (图 3)。尽管 S_{100} 和 S_{300} 比值均在 16.70~20.0 m 之间显示一



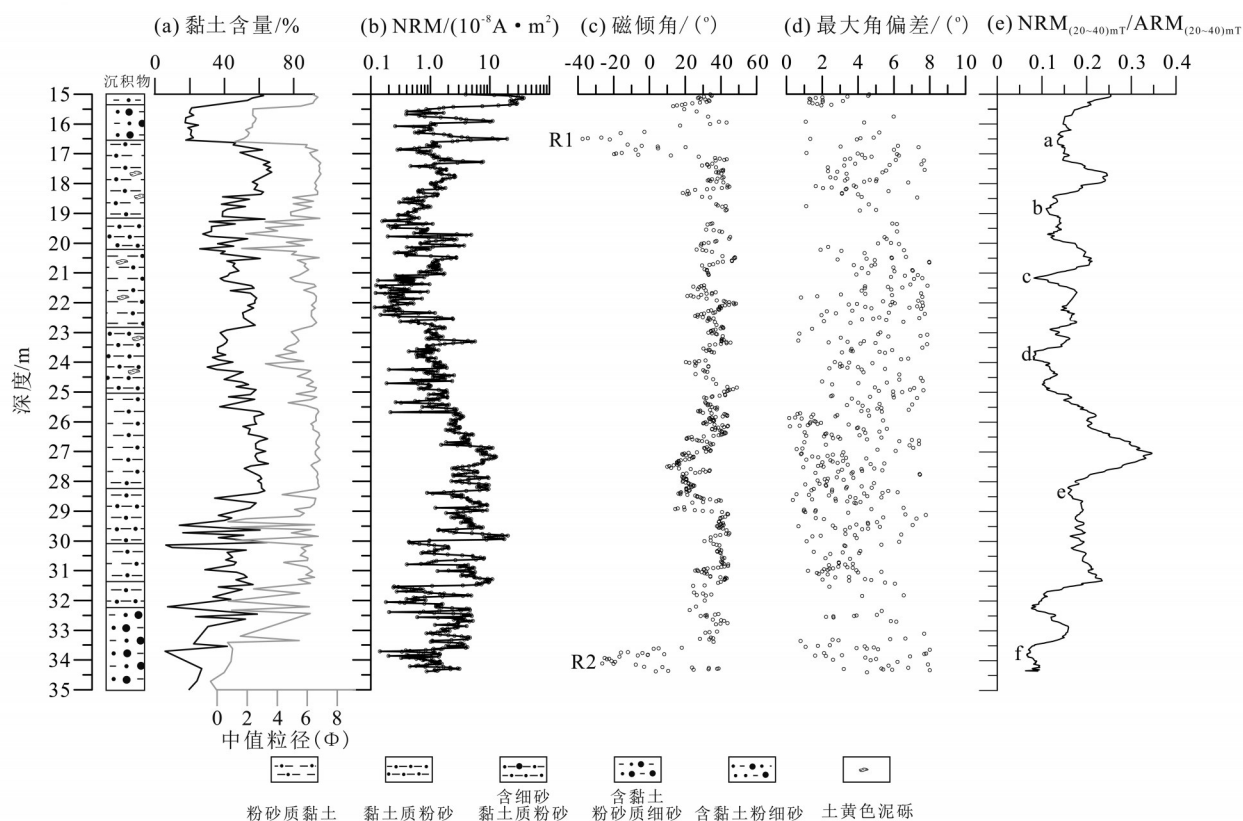
代表性样品来自钻孔深度 16.50 m、25.84 m 和 34.13 m。上图空心圆表示水平面投影, 实心圆表示垂直面投影。

图 4 GZ-2 钻孔代表性样品交变退磁及其天然剩磁强度随交变场衰减曲线

Fig. 4 NRM vector plots for representative samples from core GZ-2

段较低值, 表示沉积物中磁性矿物的矫顽力增加, 但是 ARM_{AF60mT}/ARM 在整个沉积段呈现为相对均一的变化, 磁性矿物矫顽力的变化对 ARM 的影响有限。ARM/SIRM 指示的磁性矿物的粒度变化幅度也较小。从 0~60 mT 不同交变退磁峰值场下, NRM 与 ARM 之间的线性关系保持不变, 退磁矫顽力谱呈现一致的变化规律 (图 6)。基于以上条件, 根据天然剩磁 (NRM) 与非磁滞剩磁 (ARM) 的比值获得相对磁场强度的变化是可能的 [27-29]。为消

除矫顽力的变化对相对强度的影响, 分别采用最稳定交变退磁段 $NRM_{(20-40)mT}$ 和 $ARM_{(20-40)mT}$ 的矢量差进行归一化。即相对强度指标为 $PRI=NRM_{(20-40)mT}/ARM_{(20-40)mT}$ (图 5e)。在相对强度曲线上, 删除磁性矿物浓度远大于 ARM 平均值的数据和 NRM 退磁散乱、无法获得稳定特征剩磁的数据。在 NRM 与 ARM 呈现线性相关的情况下, ARM 与 PRI 没有任何固定关系存在。显示 PRI 在一定程度上消除了磁性矿物浓度的影响。



(a) 沉积物岩性及其粒度 [20], (b) 天然剩磁, (c) 特征剩磁倾角, (d) 最大角偏差, (e) 相对磁场强度。

图 5 沉积物特征及其剩磁参数随深度的变化

Fig. 5 Sediment properties with grain size variations and NRM parameters as a function of core depth

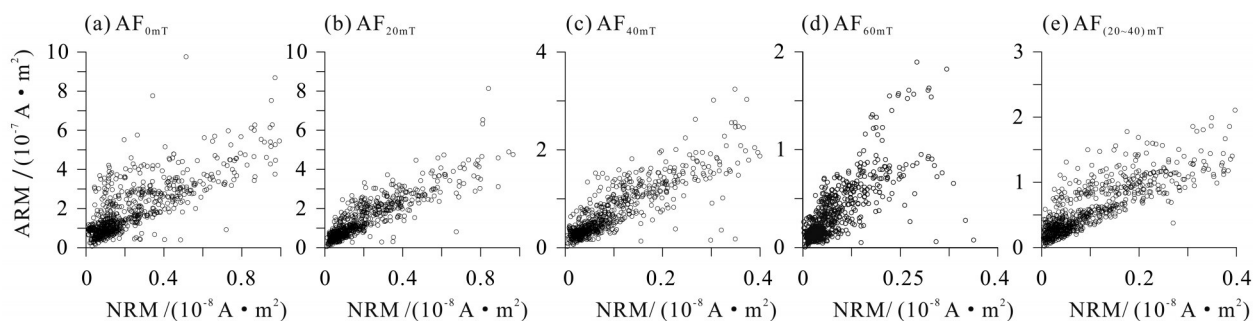


图 6 沉积物 NRM 与 ARM 不同峰值交变退磁场条件下相关关系

Fig. 6 Correlation of NRM with ARM at the different AF fields

相对强度的总体特征是在16~25 m之间为低值段, 在25~31.5 m之间为相对高值段。在16.5 m、19.0 m、21.2 m、23.8 m、28.5 m、33.8 m存在6段比较明显的低值, 分别标记为a-f (图5e)。其中a和f低值段分别对应两次倾角的异常。

4 讨论

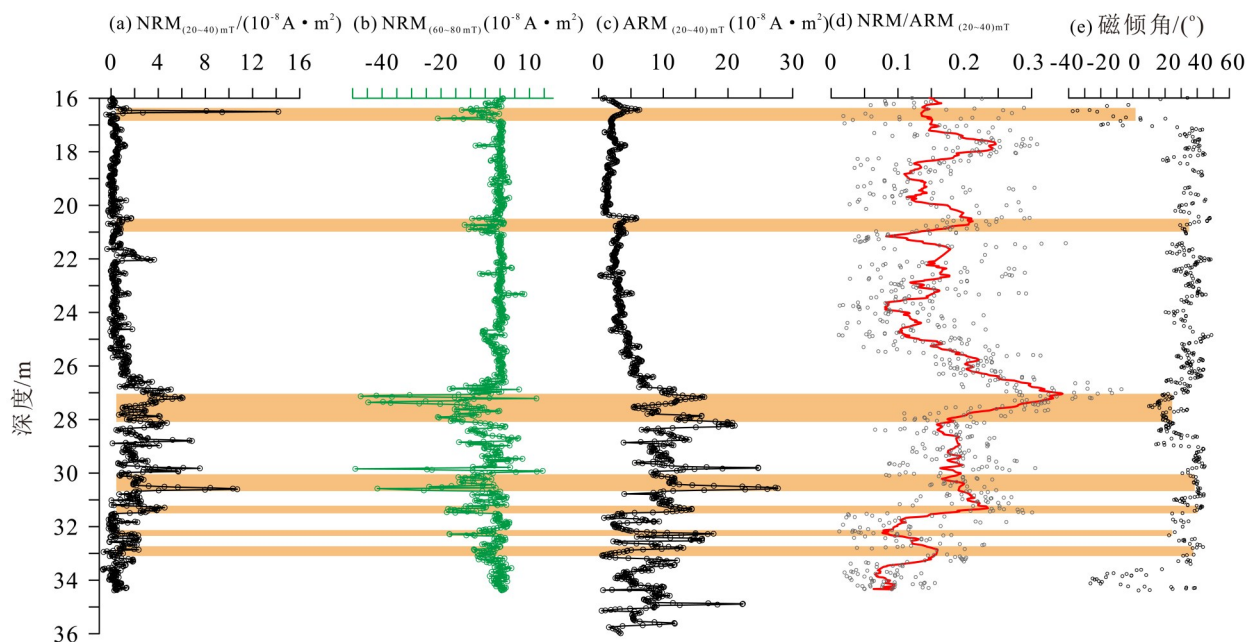
4.1 还原作用对特征剩磁及相对强度估算的影响

沉积物中有机质分解产生的 H_2S 气体对碎屑来源的磁铁矿产生还原作用, 对样品的碎屑剩磁可能产生重要影响。如果沉积物中存在还原作用形成的磁黄铁矿或胶黄铁矿, 细粒磁铁矿与铁硫化物的矫顽力在40~80 mT是重叠的^[30], 很难根据交变退磁特征将其区分。但是铁硫化物携带的是化学剩磁, 在剩磁特征上不同于磁铁矿携带的碎屑剩磁, 正交矢量投影趋向原点的特征应该有所不同。另外, 当交变场峰值大于60 mT时, 由于旋转磁化作用 (gyro-remnant magnetization), 存在铁硫化物的样品随交变场的增加剩磁强度反而呈一定程度增加的特征^[31]。同时胶黄铁矿具有较强的SIRM和较低的磁化率, SIRM/ κ 比值会异常增大。一定程度上, 可以用 $NRM_{(60-80)mT}$ 剩磁异常减小作为

沉积物中存在胶黄铁矿等铁硫化物多少的替代指标, 分析还原作用对沉积特征剩磁的影响。研究钻孔 $NRM_{(60-80)mT}$ 异常减小的深度分别位于16.3~16.8 m, 20.5~21.0 m, 27.1~28.5 m, 30.1~30.7 m, 31.2~31.4 m, ~32.3 m和32.9~33.3 m, SIRM/ κ 均有不同程度的增加, 证明铁硫化物确实存在 (图7)。通常情况下, 还原作用表现为对磁铁矿的溶解, 会导致相对强度记录的降低。但是分析 $NRM/ARM_{(20-40)mT}$ 的变化, 其值与 $NRM_{(60-80)mT}$ 没有表现出任何固定的关系, 特征剩磁倾角也没有固定的增加或减小的特征, $NRM_{(20-40)mT}$ 和 $ARM_{(20-40)mT}$ 的值没有受到影响。这一现象证明硫化作用没有从本质上改变沉积物中碎屑剩磁的基本特征, 根据样品重建的相对强度记录和磁倾角是可靠的。

4.2 钻孔年代地层格架

GZ-2 钻孔 AMS ^{14}C 测量结果显示, 在15.15~15.3 m、15.3 m和16.04~16.05 m 三处植物碎屑和木炭的年龄分别为(45 200±280) a, (43 350±330) a和(38 768±179) a (表1)。这一结果指示两种可能性: 一是沉积物年龄大于 ^{14}C 测量范围, 测量的年龄为表观年龄; 二是测量对象系在海平面



从左至右分别为天然剩磁在20~40 mT交变退磁场 (a) 和60~80 mT交变退磁场 (b) 的剩磁, ARM在20~40 mT交变退磁场剩磁 (c) 和相对强度指标 (d) 及其磁倾角 (e) 变化。

图7 NRM和ARM剩磁特征及其相对强度指标随深度的变化

Fig. 7 Remanence intensity difference of NRM and ARM between the AF field 20~40 mT and 60~80 mT (a-c) with the relative intensity proxy (d) and inclinations (e)

表 1 沉积物样品 AMS ^{14}C 测量结果¹⁾Table 1 AMS ^{14}C results of sediments

样号	样品	采样深度/m	AMS ^{14}C 年龄/a B. P.	来源
W2-C13	植物碎屑	15.15~15.3	45 200±280	本文
W2-142	植物碎屑	15.30	43 350±330	
W2-C6	木炭	16.04~16.05	38 768±179	文献[20]

1) 样品在广州地球化学研究所处理后,在北京大学加速器质谱仪完成测量。

下降时期,河流侵蚀搬运而来的流域老物质。这一现象是中国东南沿海三角洲 ^{14}C 测年普遍存在的问题。因此,部分学者认为珠江三角洲晚更新世地层实际上对应于氧同位素阶段 MIS5 的沉积。但是在 16.65~17.5 m 和 37.25 m 两处 ^{14}C 测年结果分别为(19.19±0.26) ka 和(42.81±0.33) ka (校正年龄,测年物质分别为碳炭和有机质黏土,用常规法测量)^[20]。同时参考钻孔细颗粒石英的光释光测量结果(数据来源于“广州城市地质调查”项目,未发表),约 15.53 m 处沉积物释光年龄为(33.3±1.0) ka,钻孔底部 40.3 m 处沉积物年龄为(33.8±0.3) ka,可以初步判断沉积物年龄位于晚更新世期间。由于三角洲沉积物中阳光晒退效应的问题,释光测量结果提供的结果可能存在一定的误差,无法给出沉积物的真实年龄。但结合 ^{14}C 年龄,可以初步假定沉积物的年龄主要集中在 16~40 ka 之间。位于该钻孔西北约 30 km 的 QZK4 钻孔(22°43'13.98"N, 113°23'44.63"E,第四纪岩心长 55.18 m)晚更新世光释光结果显示,深度分别在 25.10 m、31.10 m、40.1 m 和 53.1 m 处的灰色细粒沉积物年龄分别为 39.38 m、40.77 m、41.56 m 和 43.41 ka; 30.72 m 处淤泥的 ^{14}C 年龄为 33.315 ka,与释光年龄相差不大^[32]。距离该钻孔南侧约 35 km 处的 QZK13 钻孔光释光年龄显示了大于 60 ka 的沉积,但是根据缺乏海相生物化石和孢粉特征推断,可能为陆相,海相沉积开始的年龄小于 40 ka。值得注意的是, QZK13 钻孔约同一深度的光释光年龄和 ^{14}C 年龄之间存在巨大偏差,释光年龄为(30.05±1.84) ka, ^{14}C 年龄为 9 023~9 372 a (炭屑),很难判断释光年龄是否准确^[33]。

根据 GZ-2 钻孔 ^{14}C 及其光释光测量结果,综合相邻区域钻孔已有的年代资料,可以基本判断珠江三角洲晚更新世存在近似海相的细粒沉积物,

但是 ^{14}C 和释光均无法提供沉积物准确年龄信息。近些年来,晚更新世以来高分辨率相对磁场强度的建立,为根据相对强度对比精确确定年代地层提供了可借鉴的思路。我们以叠加全球多条曲线形成的综合相对强度曲线 GLOPIS-75^[29]和来自北大西洋的两条高分辨率的相对强度曲线 JPC-14、CH88-10P^[28]为参考曲线,对比钻孔 GZ-2 的相对强度变化,尝试建立钻孔的年代地层格架(图 8)。GLOPIS-75 曲线是叠加全球多条曲线、经过考古磁场强度校对、具有精确年代控制的高分辨率曲线,是晚更新世全球相对强度对比的标准曲线;而北大西洋两个钻孔的相对曲线,具有更高的分辨率,是基于地磁场全矢量特征而建立,年代框架依赖于氧同位素地层学,也是通常采用的标准曲线。钻孔 GZ-2 在约 16.5 m 和 34 m 两处磁倾角的异常,可能代表了两次极性漂移,根据 ^{14}C 和释光年龄判断,比较可靠的极性漂移应该是~17 ka 的 Hilina Pali 漂移和 Laschamp 漂移(41 ka)^[28, 34]。以此为限定,以相对强度的低谷为特征点,进行曲线间互相对比,可以确定 a~f 的 6 个比较明确的可对比层位,从而通过线性内插的方法建立钻孔 15~35 m 之间年代地层框架。结果表明约 35 m 以来,细粒海相的沉积年龄大约为 43 ka,钻孔底部砂质沉积开始的年龄推测可能为 50.3 ka (表 2)。

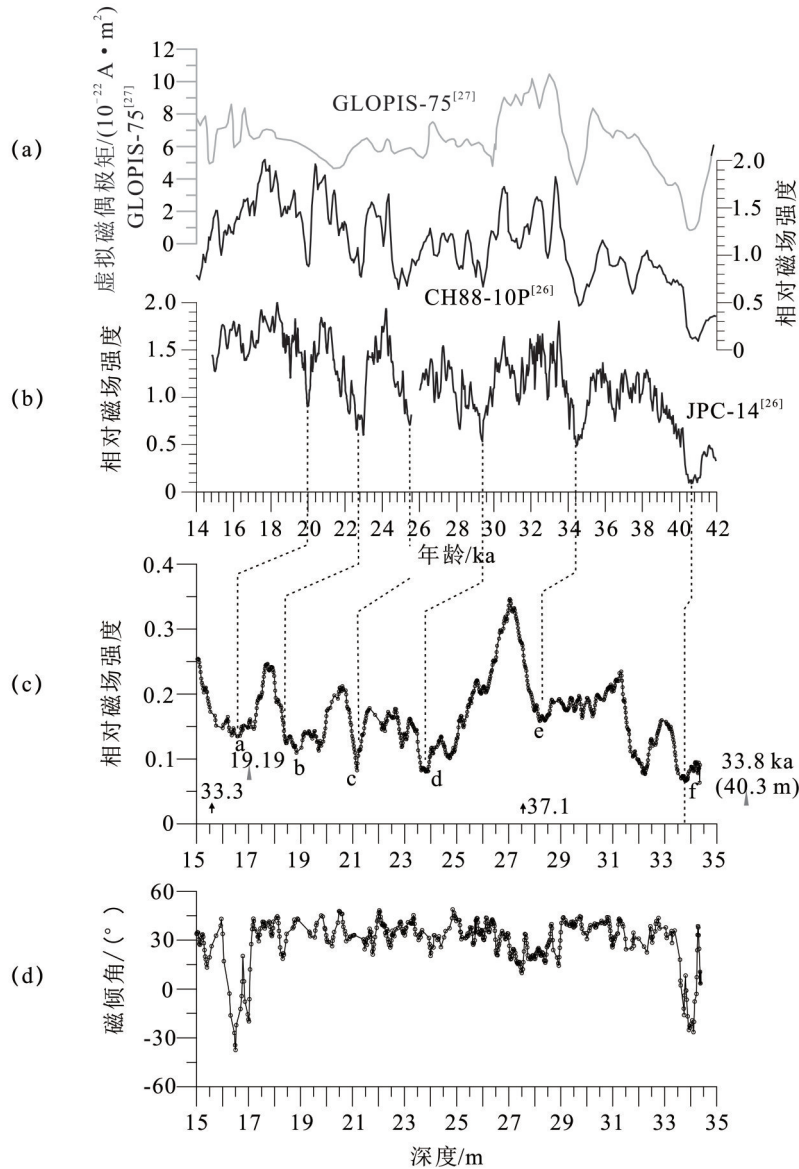
表 2 根据相对磁场强度对比确定的沉积物年龄

Table 2 Determining age-depth model based on the correlation of relative paleointensity

深度/m	对比年龄/ka	极性漂移
16.6	20.0±2.0	Hilina Pali (~17 ka) ^[34]
18.35	22.5±3.0	
21.2	25.4±2.0	
23.8	29.3±2.0	
28.5	34.4±4.0	
33.8	40.6±5.0	Laschamp (41 ka) ^[28]

4.3 珠江三角洲晚更新世沉积地层年代

该时期从地层中挑选的牡蛎、贝壳和全岩有机质等的常规法 ^{14}C 测量结果,显示了从约 45 ka 一直到约 20 ka 的沉积序列^[14, 19, 32-33]。 ^{14}C 测年结果尽管也有新、老年龄倒序现象发生,但是基本上能够指示沉积物的大致年代^[35]。假如细粒海相沉积物的年龄位于约 40 ka 以来,那么最大的争议便是



(a)标准 GLOPIS-75 磁场强度^[27], (b)北大西洋钻孔 CH88-10P 和 JPC-14 相对磁场强度^[26], (c)和(d)钻孔 GZ-2 相对磁场强度和磁倾角。(c)中小箭头和数据表示光释光测量年龄和¹⁴C 年龄(19.19 ka)^[20]。

图 8 GZ-2 钻孔沉积物与标准 GLOPIS-75、北大西洋钻孔沉积物相对磁场强度曲线对比

Fig. 8 Correlation of the relative paleointensity of core GZ-2 with GLOPIS-75 and the curve of the North Atlantic sediments

在 MIS3 阶段, 全球海平面较现在低约 40~50 m 的情况下, 珠江三角洲如何进行海相沉积? 于是相当一部分学者认为, 珠江三角洲的海相沉积实际上是 MIS5 阶段的产物, ¹⁴C 测量年龄偏年轻是由于超出了其测年范围^[11-12, 36-37], 表现为表观年龄。无论如何, 这一认识的直接测年证据有待进一步完善。Yim 等^[36]对香港地区两个钻孔沉积物中晚更新世软体动物(牡蛎和双壳类)的铀系测量年龄为(130 500±5 300)a 和(142 000±20 000)a, 而相邻层位同一物质的¹⁴C 年龄在约 39~46 ka 之间。这是部分学者认为珠江三角洲地区晚更新世的海侵发

生在 MIS5 阶段、¹⁴C 年龄是由于受到现代碳的污染而无法表达真实沉积物年龄的主要依据。但是我们应该注意到, 此两个钻孔是在岛屿附近, 距现在海平面之下约 17~20 m, 另外也无法排除软体动物中 U、Th 元素的污染。此后的 10 多年, 在珠江三角洲现今陆地区域鲜有比较可靠的大于 50 ka 的直接测年数据。近年来, 部分学者对晚更新世的沉积进行了光释光测量, 提供了截然不同的释光年龄。部分数据显示晚更新世的细粒沉积物年龄大于 70 ka, 甚至到约 135.6 ka^[38], 但是根据文章中对沉积物性质的描述, 释光测年的对象为中砂、

粗砂沉积,似乎偏向陆相沉积的可能性更大,难以举证晚更新世海侵开始于 130 ka 以来。而另外部分学者对珠江三角洲腹地的钻孔沉积物光释光工作显示,比较细粒的粉砂质黏土、粉细砂的年龄在约 39~44 ka 之间,与相近层位的 AMS ^{14}C 年龄只有数千年的误差^[32]。

根据已有的光释光及其 ^{14}C 测年数据,结合本文的相对磁场强度和极性漂移对比,认为珠江三角洲一些现今陆地地区,晚更新世细粒沉积物的年龄可能不大于 45 ka。部分钻孔光释光测量结果显示大于 70 ka 的数据,更多来自陆相河流沉积。由此而导致的问题是如何解释在末次冰期期间,全球平均海平面下降大于 40 m 的情况下,珠江三角洲发生海侵。对珠江口区域现今海水水深大于~45 m 的地球物理勘探及其钻孔资料证明,在晚更新世确实存在下切河谷和河床相砾石沉积^[39],末次冰期期间海平面下降是真实的。那么,45 ka 以来在珠江三角洲发生海侵沉积就与这一事实相矛盾。实际上,我们分析珠江三角洲晚更新世的细粒沉积,只有少数钻孔能够发现指示沉积环境为河口湾和三角洲前缘的介形类、双壳类和有孔虫类生物组合^[40-41],含有海绿石,以及高 Sr/Ba 比值^[20]。其他钻孔的沉积是否为海相沉积,在证据上存在不足。绝大部分文献将其岩性描述为灰色或灰黑色粉砂质黏土、黏土质粉砂或黏土沉积,而缺少明显的能够指示沉积相的生物化石组合。部分学者认为缺失有孔虫组合是因为在末次冰期低海面露出水面时,晚更新世地层受酸性地下水溶解破坏的结果,但是缺乏足够的证据来佐证这一认识。此外,晚更新世的地层在三角洲的分布与地层厚度不均匀,有的区域缺失晚更新世沉积,仅存在全新世地层,有的区域晚更新世地层分布仅有数米。这一现象说明晚更新世期间三角洲古地貌格局起伏多变。基于以上事实,我们初步认为珠江三角洲部分地区晚更新世期间的细粒沉积,有可能是在四万年左右,海平面相对上升时,海

水沿原来的河谷入侵形成局部咸水-半咸水的沉积序列,生活有牡蛎等咸水生物^[10, 40],在陆地个别区域为河漫滩湖泊相沉积。这一沉积特征表明珠江三角洲区域约四万多年来海平面的升降特征,晚于黄河三角洲^[42-44]和长江三角洲^[4]晚更新世海侵,可能归因于不同时期断层活动导致的局部沉降,致使区域相对海平面上升的时间和幅度不同。在黄河三角洲和长江三角洲,存在 MIS5 阶段的海侵,两者 MIS3 时期的海侵,始于大约 65 ka^[4, 42-44],而珠江三角洲部分地区最早可能小于~40 ka。

5 结 论

对珠江三角洲东南部万顷沙地区长度为 40.93 m 的 GZ-2 钻孔晚更新世沉积(15.6~40.2 m)进行古地磁学研究,结合 AMS ^{14}C 和光释光年龄,讨论沉积地层的年代,获得如下认识:

1) 沉积物的岩石磁学实验表明尽管部分沉积物中存在少量赤铁矿等高矫顽力矿物,同时由于沉积后还原作用,在个别层位生成少量铁硫化物,但对沉积物剩磁起主要贡献的矿物仍为细粒磁铁矿,还原作用对天然剩磁的影响较小。

2) 沉积物记录了沉积时的地球磁场变化过程,在钻孔约 16.5 m 和 34 m 两处磁倾角的异常,揭示了两次极性漂移,分别对应于~17 ka 的 Hilina Pali 漂移和 Laschamp 漂移(41 ka)。

3) 以 $\text{NRM}_{(20-40)\text{mT}}/\text{ARM}_{(20-40)\text{mT}}$ 为地球磁场相对强度变化的替代指标,建立三角洲沉积的相对强度变化曲线,其可以与已有的标准曲线进行良好的对比,从而建立晚更新世期间沉积地层的年代框架。结果表明钻孔晚更新世细粒沉积的历史开始于约 43 ka,结束于约 16 ka。MIS3 时期海侵沉积的存在,可能源于三角洲区域该时期的构造沉降和相对海平面上升,海水沿河谷入侵而形成的局部沉积。

参考文献:

- [1] 黄湘通,郑洪波,杨守业,等. 长江三角洲 DY03 孔磁性地层研究及其意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28(6): 87-93.
- [2] 王润华,郭坤一,于振江,等. 长江三角洲地区第四纪磁性地层学研究[J]. 地层学杂志, 2005, 29(增刊): 612-617.
- [3] 张平,李向前,潘明宝,等. 长江三角洲 SZ04 孔磁性地层研究及其意义[J]. 沉积学报, 2013, 31(6):

- 1041-1049.
- [4] 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.
- [5] 彭杰,杨小强,强小科,等. 钱塘江河口周边钻孔磁性地层学研究及意义[J]. 地球物理学报,2016,59(8): 2949-2964.
- [6] 骆丁,肖渊甫,叶思源,等. 宁波平原晚第四纪的古气候变化[J]. 海洋地质与第四纪地质,2013,33(5): 155-161.
- [7] 郑荣章,陈桂华,徐锡伟,等. 福州盆地埋藏晚第四纪沉积地层划分[J]. 地震地质,2005,27(4):556-563.
- [8] 陈木宏,赵焕庭,温孝胜,等. 伶仃洋L₂和L₁₀孔第四纪有孔虫群与孢粉化石带特征及其地质意义[J]. 海洋地质与第四纪地质,1994,14(1):11-22.
- [9] 徐明广,马道修,周青伟,等. 珠江三角洲地区第四纪海平面变化[J]. 海洋地质与第四纪地质,1986,6(3): 93-102.
- [10] 蓝先洪. 珠江三角洲晚第四纪以来的古地理研究[J]. 矿物岩石地球化学通报,1995,14(2):109-111.
- [11] YIM W W-S, PRICE D M, CHOY A M S F. Distribution of moisture contents and thermoluminescence ages in an inner shelf borehole from the new Hong Kong International Airport site, China[J]. Quaternary International,2002,92(1):35-43.
- [12] ZONG Y, YIM W W-S, YU F, et al. Late Quaternary environmental changes in the Pearl River mouth region, China[J]. Quaternary International, 2009, 206(1/2):35-45.
- [13] YANG X Q, YANG J, SU Z H, et al. Paleosecular variations refining the chronology of the sediments from the Pearl River Delta, southern China [J]. The Holocene,2013,23(5):635-644.
- [14] 黄镇国,李平日,张仲英,等. 珠江三角洲形成、发育、演变[M]. 广州:科学普及出版社广州分社,1982.
- [15] 赵焕庭. 珠江三角洲的形成和发展[J]. 海洋学报,1982,4(5):595-607.
- [16] 陈伟光,魏柏林,赵红梅,等. 珠江三角洲地区新构造运动[J]. 华南地震,2002,22(1):8-18.
- [17] 陈伟光,张虎男,张福来. 珠江三角洲地区新构造运动年代学的研究[J]. 地震地质,1991,13(3):213-220.
- [18] 李平日,黄镇国,张仲英,等. 广东东部晚更新世以来的海平面变化[J]. 海洋学报,1987,9(2):216-222.
- [19] 龙云作,霍春兰. 珠江三角洲晚第四纪沉积特征[J]. 海洋科学,1990(4):7-14.
- [20] 王建华,曹玲珑,王晓静,等. 珠江三角洲万顷沙地区晚第四纪沉积相与古环境演变[J]. 海洋地质与第四纪地质,2009,29(6):35-41.
- [21] 王晓静,王建华,曹玲珑,等. 广州地区晚第四纪孢粉气候研究[J]. 中山大学学报(自然科学版),2010,49(3):113-121.
- [22] DUNLOP D J, ÖZDEMİR Ö. Rock magnetism: fundamentals and frontiers [M]. New York: Cambridge University Press,1997.
- [23] DUNLOP D J. Theory and application of the day plot (M_r/M_s versus H_c/H_c): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data [J]. Journal of Geophysical Research,2002,107(B3):2056.
- [24] DENG C, ZHU R, JACKSON M J, et al. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: A pedogenesis indicator [J]. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy,2001,26(11/12):873-878.
- [25] 王磊,潘永信,李金华,等. 黄铁矿热转化矿物相变过程的岩石磁学研究[J]. 中国科学:地球科学,2008,38(9):1068-1077.
- [26] KIRSCHVINK J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data [J]. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 1980, 62: 699-718.
- [27] MARTHA S, LUND S P. Geomagnetic field intensity from 71 to 12 ka as recorded in deep-sea sediments of the Blake Outer Ridge, North Atlantic Ocean [J]. Journal of Geophysical Research,1998,103(B12):30407-30416.
- [28] LUND S, BENSON L, NEGRINI R, et al. A full-vector paleomagnetic secular variation record (PSV) from Pyramid Lake (Nevada) from 47-17 ka: Evidence for the successive Mono Lake and Laschamp Excursions [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017,458:120-129.
- [29] LAJ C, KISSEL C, BEER J. High resolution global Paleointensity stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values [J]. Geophysical Monograph Series,2004,145:255-265.
- [30] RON H, NOWACZYK N R, FRANK U, et al. Greigite detected as dominating remanence carrier in Late Pleistocene sediments, Lisan formation, from Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel [J]. Geophys Journal International,2007,170:117-131.
- [31] CHRISTOPHER J R, ROBERTS A P. Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary

- magnetizations from pyrite oxidation; Unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241: 119-137.
- [32] 陈双喜, 赵信文, 黄长生, 等. 现代珠江三角洲地区 QZK4 孔第四纪沉积年代 [J]. *地质通报*, 2014, 33 (10): 1629-1634.
- [33] 赵信文, 罗传秀, 陈双喜, 等. 基于珠江三角洲 ZK13 孔年代和微体古生物重建的晚第四纪环境演化历史 [J]. *地质通报*, 2016, 35(10): 1725-1733.
- [34] SINGER B S. A Quaternary geomagnetic instability time scale [J]. *Quaternary Geochronology*, 2014, 21: 29-52.
- [35] 徐起浩, 冯炎基. 广东中山晚更新世最早海侵层与水动型海平面变化 [J]. *地震地质*, 1997, 19 (1): 91-95.
- [36] YIM W W-S, IVANOVICH M, YU K F. Young age bias of radiocarbon dates in Pre-Holocene marine deposits of Hong Kong and implications for Pleistocene stratigraphy [J]. *Geo-Marine Letters*, 1990, 10: 165-172.
- [37] ZONG Y, HUANG G, LI X Y, et al. Late Quaternary tectonics, sea-level change and lithostratigraphy along the northern coast of the South China Sea [J]. *Geological Society London Special Publications*, 2016, 429 (1): 123-126.
- [38] 郭良田, 王萍, 张珂, 等. 珠江三角洲晚第四纪沉积的 OSL 和 ^{14}C 年龄探讨 [J]. *中国地质*, 2013, 40 (6): 1842-1849.
- [39] 余章馨, 张珂, 梁浩, 等. 对珠江三角洲第四纪断裂运动的再认识 [J]. *热带地理*, 2016, 36 (3): 334-342.
- [40] 董艺辛, 刘春莲, 阴家润, 等. 珠江三角洲晚第四纪环境演变的微体生物记录 [J]. *古脊椎动物学报*, 2007, 45(2): 161-171.
- [41] 刘春莲, FRANZ T F, 董艺辛, 等. 珠江三角洲 PRD05 孔的高分辨率介形类记录与晚第四纪古环境重建 [J]. *古地理学报*, 2008, 10(3): 313-322.
- [42] HU B Q, LI G G, LI J, et al. Provenance and climate change inferred from Sr-Nd-Pb isotopes of late Quaternary sediments in the Huanghe (Yellow River) Delta, China [J]. *Quaternary Research*, 2012, 78: 561-571.
- [43] LIU J, SAITO Y, WANG H, et al. Stratigraphic development during the Late Pleistocene and Holocene offshore of the Yellow River delta, Bohai Sea [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 36: 318-331.
- [44] 李国刚, 胡邦琦, 毕建强, 等. 黄河三角洲 ZK1 孔晚第四纪以来沉积层序演化及其古环境意义 [J]. *沉积学报*, 2013, 31(6): 1050-1058.

(责任编辑 秦社彩)