

葛淑兰,石学法,黄元辉等. 白令海岩芯记录的冰消期 14 ka 以来地磁场强度和方向. 地球物理学报, 2013, 56(9):3071-3084, doi:10. 6038/cjg20130920.

Ge S L, Shi X F, Huang Y H, et al. Geomagnetic intensity and direction for the last 14 ka recorded in Bering Sea core. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(9):3071-3084, doi:10. 6038/cjg20130920.

## 白令海岩芯记录的冰消期 14 ka 以来地磁场强度和方向

葛淑兰<sup>1,2</sup>, 石学法<sup>1</sup>, 黄元辉<sup>1</sup>, 陈志华<sup>1</sup>, 刘建兴<sup>3</sup>, 闫仕娟<sup>1</sup>

1 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061

2 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛 266071

3 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

**摘 要** 对白令海北部陆坡 B5-4 孔进行了古地磁和岩石磁学研究, 尝试获得该岩芯的地磁场相对强度和方向变化信息. 结果表明: (1) 除 0~0.44 m 沉积物的磁性矿物粒度比其余沉积物细以外, 岩芯的磁学性质总体均一, 其记录的地磁场相对强度可以与北大西洋 ODP983 孔相应记录进行高度对比. (2) 根据 B5-4 孔与 ODP983 孔地磁场相对强度记录对比结果, 并结合该孔 4.54~4.56 m 处有孔虫 AMS<sup>14</sup>C 测年结果, 可以确定 3 个深度-年龄对比点, 并据此初步建立了 B5-4 孔的年龄模型. (3) B5-4 孔磁偏角和磁倾角记录与贝加尔湖、北美、欧洲全新世以来的记录和当地地磁场球谐模型结果一致, 其对比点丰富了强度对比点年龄模型, 揭示了 14 cal ka B. P. 以来近线性的沉积模式. (4) 根据与中国东部陆架两个钻孔的磁倾角对比, 我们推测 B5-4 孔 9~14 ka 之间两段浅化的磁倾角可能是哥德堡极性事件的记录, 但是受到早期成岩或者沉积物平滑效应的影响. 以上结果足以证明, 地磁场相对强度和方向变化可以从适宜的白令海沉积物中获得, 它可以为确定该海区沉积物年龄提供相关辅助信息, 有助于解决北极、亚北极古环境和古海洋研究中由于有孔虫等钙质生物壳体缺乏导致的年龄信息匮乏问题.

**关键词** 北极, 白令海, 地磁场相对强度, 磁倾角, 哥德堡极性事件

doi:10. 6038/cjg20130920

中图分类号 P318

收稿日期 2012-07-20, 2013-07-18 收修定稿

### Geomagnetic intensity and direction for the last 14 ka recorded in Bering Sea core

GE Shu-Lan<sup>1,2</sup>, SHI Xue-Fa<sup>1</sup>, HUANG Yuan-Hui<sup>1</sup>, CHEN Zhi-Hua<sup>1</sup>,  
LIU Jian-Xing<sup>3</sup>, YAN Shi-Juan<sup>1</sup>

1 *First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*

2 *Key laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071, China*

3 *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

**Abstract** Paleomagnetic and rock magnetic investigation were undertaken in a continental slope core B5-4 in the Bering Sea for the purpose of acquiring intensity and direction of the geomagnetic field. The results are as follows. (1) The magnetic properties are uniform except for the finer magnetic grain size of the upper 0~0.44 m and the relative paleointensity in the core is highly consistent with that of ODP983. (2) According to the correlation between relative paleointensity

**基金项目** 国家自然科学基金项目(41376072,40876036,41076136,41106166)、国家自然科学基金重大国际合作项目(40710069004)、南北极环境综合考察专项(CHINARE2012-01-02, CHINARE2013-01-02, CHINARE2013-04-01)、国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室(MRE201211)和国家重点基础研究发展计划项目(2013CB429704)联合资助.

**作者简介** 葛淑兰,女,1970年生,副研究员,主要从事海洋沉积、古地磁和环境磁学研究. E-mail:shulange@fio.org.cn

in core B5-4 and ODP983 and an AMS  $^{14}\text{C}$  dating of foraminifera at 4.54~4.56 m, three correlation points can be further determined, thus the age model in core B5-4 was obtained. (3) The declination and inclination in core B5-4 agree highly with that of high latitude records, for example Lake Baikal, North America and Europe and the spherical harmonic model of local geomagnetic field, which provide additional tie points for the age model and a near linear sedimentation for the last 14 ka was revealed. (4) The inclination correlation between B5-4 and two cores from the continental shelf of east China suggests that the two discrete sections of shallow inclinations in core B5-4 are likely the Gothenburg event and the early diagenesis or smoothing effect might be the cause of shallow not negative inclination. The above results prove that both relative paleointensity and direction can be obtained in appropriate sediment of Bering Sea that serves as time marker. This is very helpful in paleoenvironmental and paleoceanographic study in Arctic and subarctic areas considering the awful scarcity of age information due to the shortage of calcareous tests and shells.

**Keywords** Arctic, Bering Sea, Relative paleointensity of geomagnetic field, Inclination, Gothenburg event

## 1 引言

地磁场是一个矢量场,火山岩、各种考古材料和沉积物等是记录这个矢量的主要载体.相对于火山岩和考古材料,沉积物在连续性和分布范围方面具有优势.地磁场通常被认为起源于外核流体的地转流<sup>[1]</sup>,因此具有全球统一的变化规律.

由于地磁场演化的全球统一性,所以它也提供了另外一种可能性,即沉积物定年.在环太平洋中低纬度古海洋学和古环境研究中,通常以底栖和浮游钙质有孔虫为主要研究对象,以获得的氧同位素地层或者放射性测年结果作为年代学研究基础.但在北极、亚北极,由于沉积物中有孔虫数量极少,上述方法难以推广,全样有机碳测年或者微体古生物百分含量对比<sup>[2-4]</sup>等手段因此成为开展白令海沉积物年代学研究的常用方法.而磁学方法在白令海年代学研究中鲜有报道.

最近 Barletta 等<sup>[5]</sup>在北极楚科奇海和波佛特海陆架和陆坡沉积物中获得了与北美湖泊和熔岩流一致的地磁场强度和方向变化,并且尝试利用这些古地磁长期变化为北冰洋沉积物建立年龄框架<sup>[6]</sup>.2005年 Okada 等<sup>[7]</sup>日本学者首次利用地磁场相对强度开展了白令海 Bowers 海脊和东北部陆坡上 5 根岩芯的沉积物定年工作,并基于地磁场相对强度变化与全球综合曲线 GLOPIS75<sup>[8]</sup>和 SINT800<sup>[9]</sup>的对比建立了各岩芯的年龄模型.

本文尝试对白令海东北部陆坡 B5-4 孔进行地

磁场强度和方向两方面的研究.鉴于白令海陆坡地区的海底峡谷和浊流沉积等出现频繁,所以首先检测了定向样品的磁化率各向异性,用来判断沉积物是否受到自然和人为的扰动.其次研究了岩芯的岩石磁学性质,判断其磁性均一性程度.在此基础上,利用常规归一和假-Thellier 两种方法构建岩芯的地磁场相对强度,随后综合讨论了区域和全球地磁场强度、磁偏角和磁倾角在冰消期以来的演化规律.

## 2 研究材料与方法

B5-4 取自 1999 年中国首次北极科学考察航次.样品位于白令海东北部陆坡的坡脚位置(58°05'16"N, 176°31'19"W),Zhemchug 海底峡谷的北部分支内,水深 3370 m,样品长 4.70 m.整个陆坡在 0~1000 m 和 3000 m 以下较平坦,而在 1000~3000 m 之间地势陡峭,发育众多水下大峡谷(图 1).岩芯所在位置的表层水体也是白令海陆坡流经过的表层高生产力地区,被称为绿色带<sup>[10]</sup>.

B5-4 岩芯岩性比较均一,为一套深灰色-灰绿色的富蛋白石含粘土粉砂沉积(蛋白石含量小于 30%);沉积物中或多或少含有一些灰色或灰白色的火山物质,以 0.31~0.33 m、4.48~4.70 m 最为明显,其物质组成相对较粗,以砂和粉砂为主,在 0.31~0.33 m 和 4.48~4.50 m 为肉眼可见的细砂层,为火山灰层.

以立方体无磁性塑料小盒每隔 2 cm 扣取一个样品,岩芯向下的方向与盒底的箭头方向一致.1.68~

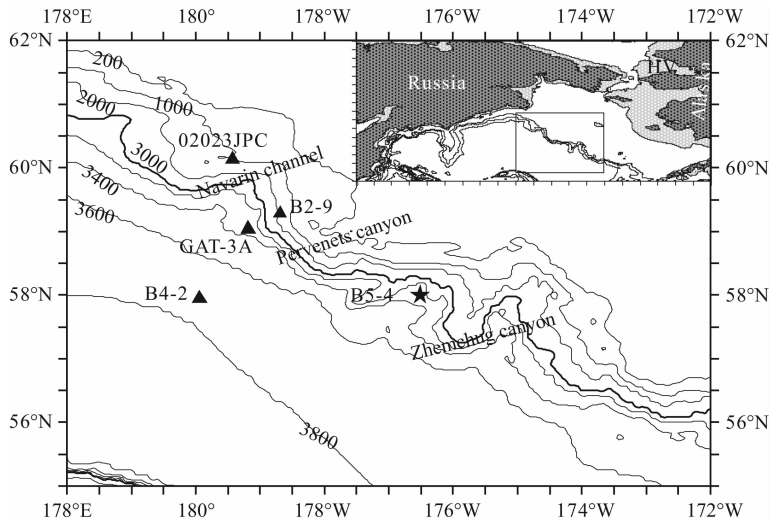


图 1 B5-4 钻孔所在的地理位置以及其他相关钻孔

B2-9 和 B4-2 见 [4], GAT-3A 为白令海先期航次钻孔 [7], 02023JPC 见 [11]. 200 m 水深线指示了陆架与陆坡的分界位置. 内嵌图为研究区域在白令海的位置, 以及海面到达 40 m 等深线时白令海峡的开放-闭合的临界状态.

Fig. 1 Geographic location of core B5-4 and other related cores

B2-9 and B4-2 see reference [4], GAT-3A is the pre-cruise core of Bering expedition [7], 02023JPC [11], contour of 200 m in the figure refers the transition from shelf to slope. The inlet plot shows the location of study area within Bering Sea and the open/close state of Bering Strait when sea level is at 40 m by shaded area.

1.93 m 为扰动沉积, 未采取古地磁样品, 共计获得 106 个标准样品. 样品首先在 Kappabridge3s 磁化率仪上测量磁化率各向异性 (AMS), 然后采用交变退磁方法在 2G 超导磁力仪上进行逐步退磁和剩磁测量, 测量的步长在 50 mT 之前是 5 mT, 在 50~80 mT 或 50~100 mT 之间是 10 mT. 随后样品在 80 mT/0.05 mT 的交变场和直流场下获得非磁滞剩磁 (ARM), 并且在与原始剩磁相同的步骤下逐步退磁. S 比值的测量步骤是先分别加 0.1 T 和 0.3 T 的直流场, 测量剩磁, 最后加相同方向 1 T 的饱和强场. 因为整个立方体样品饱和剩磁超过超导磁力仪测量上限  $2 \times 10^{-4} \text{ Am}^2$ , 所以饱和等温剩磁是采用少量散样获得, 然后根据散样和整个样品的质量比值校正为整个样品的饱和等温剩磁 (SIRM). 我们认为 1 T 的强场使定向样品和散样均达到饱和, 所以其剩磁大小仅与样品的质量有关, 而与样品扰动与否无关. S 比值的计算公式  $S_{0.1T} = \text{IRM}_{0.1T} / \text{SIRM}_{1T}$ ,  $S_{0.3T} = \text{IRM}_{0.3T} / \text{SIRM}_{1T}$ . 少量粉末样品自然风干后磨细, 在 Kappabridge3s 磁化率仪上测量自室温到 700 °C 加热和冷却过程中磁化率变化.

地磁场相对强度采取的是常规归一方法和假-Thellier 方法. 三个归一参数包括磁化率、非磁滞剩磁和饱和等温剩磁等. 假-Thellier 方法是用样品特征剩磁 (NRM) 和 ARM 在某矫顽力段内的线性退磁斜率代表地磁场强度.

## 3 结果

### 3.1 磁化率各向异性

定向样品磁化率各向异性的结果显示, 磁化率椭球体短轴倾角大多 (90/105) 大于  $60^\circ$ , 绝大部分长轴 (98/105) 和中轴 (104/105) 的倾角小于  $30^\circ$ , 二者总体上没有明显优势方向 (图 2a). 校正的磁各向异性度 ( $P'$ ) 与磁面理 ( $F$ ) 高度线性相关 ( $R^2 = 0.92$ ,  $n = 105$ ), 而与磁线理 ( $L$ ) 不相关 ( $R^2 = 0.01$ ,  $n = 105$ ) (图 2b). 磁线理和磁面理的分布图显示磁化率椭球体以扁圆状排列方式为主 (图 2c), 为典型的原始沉积结构. 上述三个主轴方向和磁各向异性参数之间的关系表明磁性矿物颗粒及其集合体应该是在水体条件下自然沉降, 除了约 14% 短轴偏离垂直方向超过  $30^\circ$  反映了水体较强外, 绝大多数时期为比较静水沉积, 同时沉积后也未受到显著的底流改造或者浊流搅扰破坏. 在剖开岩芯的坐标下 (样品盒子下压方向为 -X 轴, 右侧为 +Y 轴, 左侧为 -Y 轴, Z 轴为岩芯的自然向下方向), 长短轴的磁偏角并没有沿着 Y 轴和 X 轴的优势分布 (图 2d 和图 2e), 说明现有的磁组构方向也不是取样产生的人为磁组构假象 [12].

### 3.2 磁性均一性

沉积物的磁化率-温度 ( $\kappa-T$ ) 曲线在加热和冷却

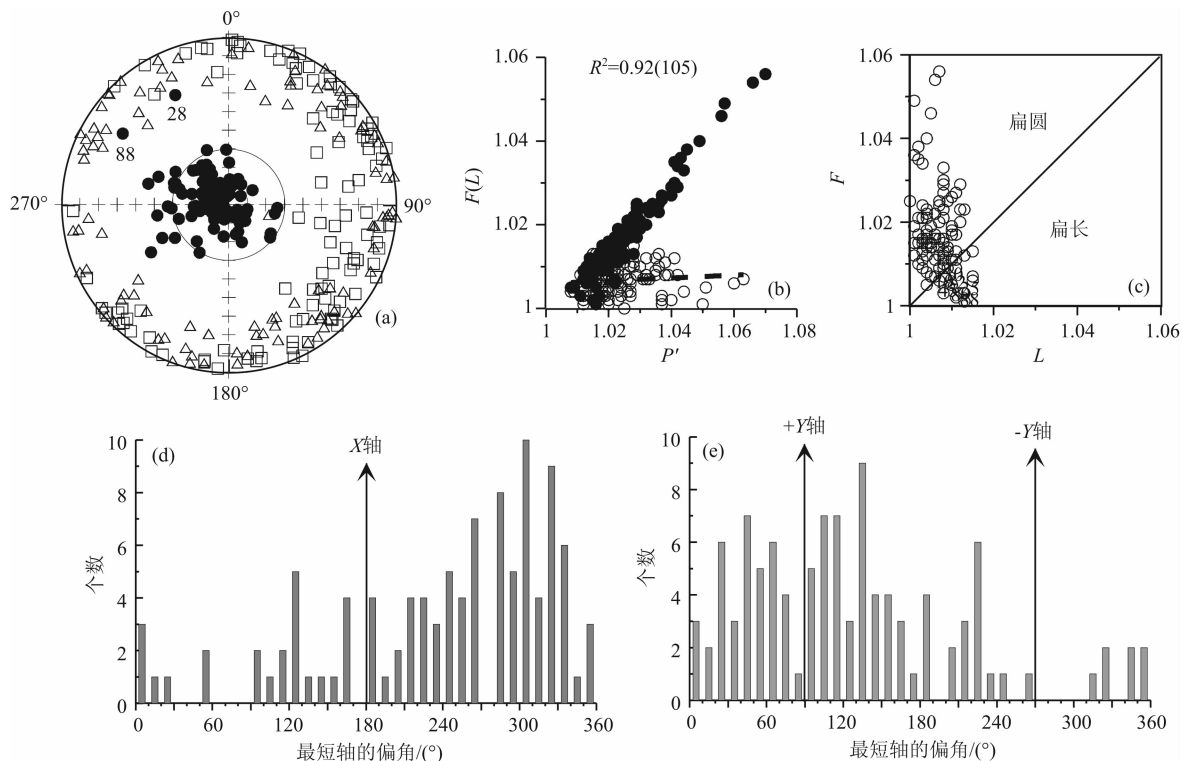


图2 白令海钻孔 B5-4 未校正绝对方向的磁化率各向异性方向和参数

(a)磁化率椭球体长(方形)中(三角)短(实心)轴的方向平面投影;(b)磁化率各向异性与磁理线(空心)和磁面理(实心)的关系;(c)磁理线和磁面理指示磁性颗粒排列状态为扁圆状占优势;岩芯剖开面坐标下的(d)最短轴的偏角分布;(e)最长轴的偏角分布. 图2a中的两个短轴近水平的样品编号为28和88,对应的样品深度是1.14~1.16 m和3.90~3.92 m,肉眼未发现可见的扰动情况.

Fig. 2 Un-oriented direction of three axes of anisotropy of magnetic susceptibility ellipsoid and related parameters

(a)Projection of maximum (square), middle (triangle), minimum (circle) axes of AMS ellipsoid; (b) Relationship between anisotropy degree with lineation (open) and foliation (solid); (c) Distribution of lineation and foliation implying oblate dominance; (d) Declination of minimum axis; (e) declination of maximum under the coordinate of cutting profile. Two samples with nearly horizontal inclination of minimum axis are #28 and #88, which have depth of 1.14~1.16 m and 3.90~3.92 m and no obvious disturbance is observed

曲线上接近 600 °C 时有明显的居里温度显示,为磁铁矿的表现(图 3a). 在室温直至 700 °C 加热和冷却过程中没有明显的其它居里温度显示,表明沉积物中可能没有铁磁性硫化物. 加热和冷却曲线在 600~700 °C 之间几乎重叠,表明赤铁矿贡献甚微. 冷却后样品的磁化率为原始磁化率的 3.5 倍,并且冷却过程磁化率增加的温度为 580 °C,指示在加热过程中有含铁的粘土转变为磁铁矿. 整个岩芯中  $S_{0.1T}$  一般大于 0.7,  $S_{0.3T}$  一般大于 0.9(图 4d, e),证明沉积物剩磁主要由低矫顽力磁铁矿携带. 同时剩磁的中值退磁场(MDF)一般低于 40 mT(图 4f),亦说明主要载磁矿物的矫顽力低.

非磁滞剩磁磁化率( $\kappa_{ARM}$ )是用所加的直流场对非磁滞剩磁进行归一得到单位直流场下的剩磁,当载磁矿物为低矫顽力的磁铁矿时,它与体积磁化率的关系指示磁性矿物的粒度和含量变化<sup>[13]</sup>:该比值越大磁性矿物粒度越细,距离原点越远则含量越高.

除了 0~0.44 m 外,岩芯中其它样品的  $\kappa_{ARM}$  和  $\kappa$  均分布在 0.1  $\mu\text{m}$  和 1.0  $\mu\text{m}$  的狭窄单畴范围内(图 3b). 由于本岩芯的体积磁化率较低, $\kappa$  的数值可能受到顺磁和超顺磁矿物的影响,进一步用两个室内人工剩磁比值来评估磁性矿物粒度的变化<sup>[14]</sup>. 在两个剩磁的关系图中,除了 0~0.44 m 和邻近火山灰的样品以外其它样品的粒度也非常均匀,并且岩芯底部的磁性矿物含量较高(图 3c).

磁化率( $\kappa$ )、非磁滞剩磁(ARM)和饱和等温剩磁(SIRM)等三个表征沉积物磁性矿物含量的指标在表层 0~0.44 m 和/或底部 4.46~4.68 m 分别有 2~3 倍,4~5 倍和 2~3 倍的增加,在其它层段则变化不大(图 4a~c). 两个剩磁参数在 0.44 m 以上和 4.5 m 以下均有峰值,而在磁化率上只有 4.5 m 以下的峰值出现. 与 SIRM 相比,ARM 在 0~0.5 m 峰值幅度增加,我们推测是由于 ARM 在 0.02~0.06  $\mu\text{m}$  内的粒度效应大于 1~100  $\mu\text{m}$  (准单畴和

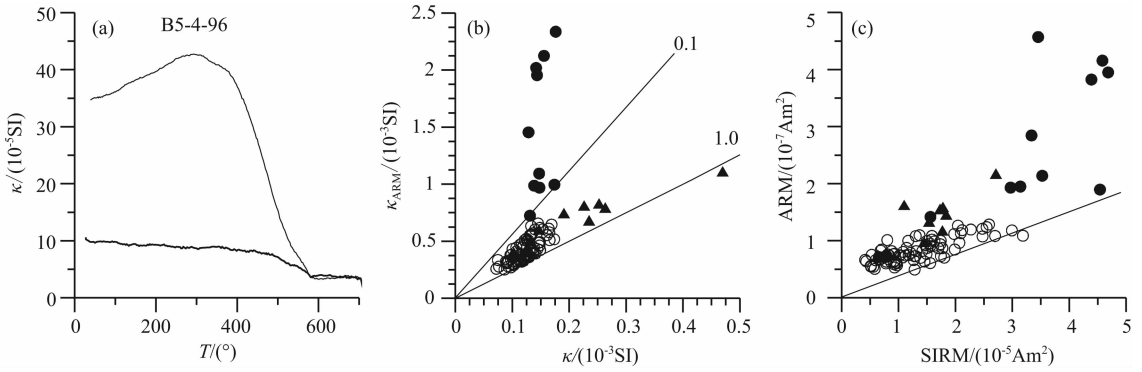


图 3 B5-4 沉积物样品加热和室温磁学性质

(a) 粉末样品的磁化率-温度变化(样品深度 4.26~4.28 m, 空气中)。粗线、细线分别为加热和冷却曲线。(b) 非磁滞剩磁磁化率-磁化率, 两条斜线是依据 King 等<sup>[13]</sup>的模型得到的 0.1  $\mu\text{m}$  和 1.0  $\mu\text{m}$  粒度线。当磁铁矿为主要载磁矿物时, 斜率越大磁性矿物粒度越细, 距离原点越远则磁铁矿含量越高。注意到岩芯 0~0.44 m(实心点)粒度最细, 并且向下逐渐变粗。岩芯底部的 4.48~4.70 m(三角)的粒度近似其他样品, 但磁性矿物含量增加。磁化率最高的样品 #102(4.50~4.52 m) 邻近火山灰层(4.48~4.50 m); (c) 非磁滞剩磁和饱和等温剩磁关系。除了表层的 10 个样品, 其他层位的 ARM/SIRM 比值恒定, 表明磁性矿物粒度均一。#102 样品的饱和等温剩磁异常小, 应为测量异常值。该参数为两个剩磁比值, 避免了顺磁和超顺磁物质的可能影响。

Fig. 3 Heating and room temperature property of sediment in core B5-4

(a) Susceptibility-temperature variation of powder sample (sample depth 4.26~4.28 m, in air). Thick and thin lines are heating and cooling curves; (b) Relationship of anhysteretic susceptibility-volume susceptibility. The two lines indicate 0.1  $\mu\text{m}$  and 1.0  $\mu\text{m}$  granulometry according to King et al.<sup>[13]</sup>. When magnetite dominates, the larger the slope, the finer the grain size and the farther with the origin the higher magnetic concentration. Notice the upper 0~0.44 m (solid) is the finest and gradually become coarse downwards. The bottom 4.48~4.52 m (triangle) has similar grain size with others, but higher concentration. The sample with highest magnetic susceptibility #102(4.50~4.52 m) is near tephra layer at 4.48~4.50 m. (c) The relationship of ARM and SIRM. ARM/SIRM is stable except the upper 10 samples implying uniform magnetic grain size. SIRM of #102 is abnormally small and suspected to be measurement error.

The ratio of two remanence can avoid the paramagnetic and super-paramagnetic bias to ARM/ $\kappa$

多畴<sup>[14]</sup>。而 0~0.44 m 在 SIRM 上的中等峰值和  $\kappa$  上的无峰值可能是上部含水量增加导致。在岩芯最底部, 岩性描述中发现的细砂层和含有火山物质层位上两个剩磁和磁化率均升高, 说明底部磁铁矿含量增加。

### 3.3 特征剩磁的交变退磁特征

交变磁场退磁的矢量投影图显示, 在 0~80 mT 退磁过程中, 剩磁的方向稳定、清晰地趋向原点(图 5)。归一化剩磁衰减图同时显示中值退磁场(MDF)一般小于 40 mT, 所以矫顽力较低。岩芯最表层四个样品的 MDF 为 44~46 mT(图 4f)。结合  $\kappa_{\text{ARM}}$  与  $\kappa$  的分布特征, 最表层 MDF 的增加与  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  比值增加揭示的粒度显著变细对应(图 3b)。80 mT 交变退磁场下剩磁一般降至原始剩磁的 10%, 少部分降至 20%(图 5)。退磁场增加到 100 mT 时并未显著降低剩磁量, 而且方向保持不变(图 5a B5-4-5)。较低的中值退磁场说明交变退磁对于揭示沉积物的特征剩磁是有效的。

除了 0~0.28 m 以外, 4.7 m 长的岩芯中相对磁偏角均在  $0^\circ$  左右变动(图 6a)。大部分磁倾角也围绕地心偶极子纬度( $72.7^\circ$ )变化, 且未发现负向剩磁

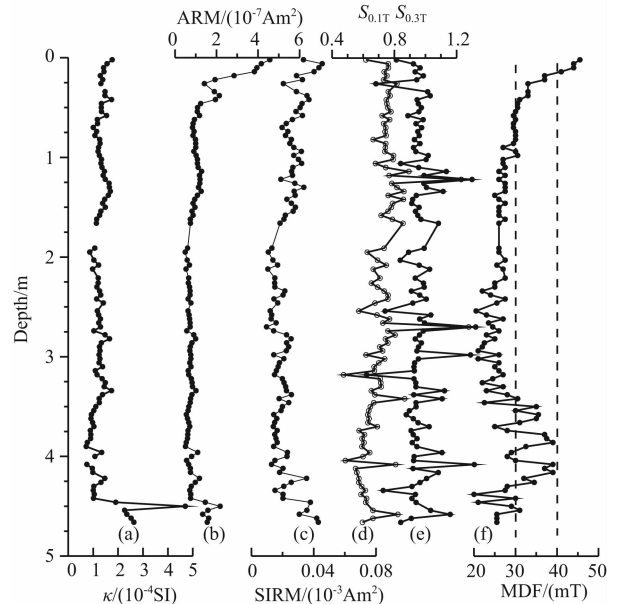


图 4 B5-4 岩石磁学性质

(a) 体积磁化率( $\kappa$ ); (b) 非磁滞剩磁(ARM); (c) 饱和等温剩磁(SIRM); (d)  $S_{0.1T}$ ; (e)  $S_{0.3T}$ ; (f) 中值退磁场(MDF)。

Fig. 4 Rock magnetic property along core B5-4

(a) Volume susceptibility ( $\kappa$ ); (b) ARM; (c) SIRM; (d)  $S_{0.1T}$ ; (e)  $S_{0.3T}$ ; (f) Median demagnetization field.

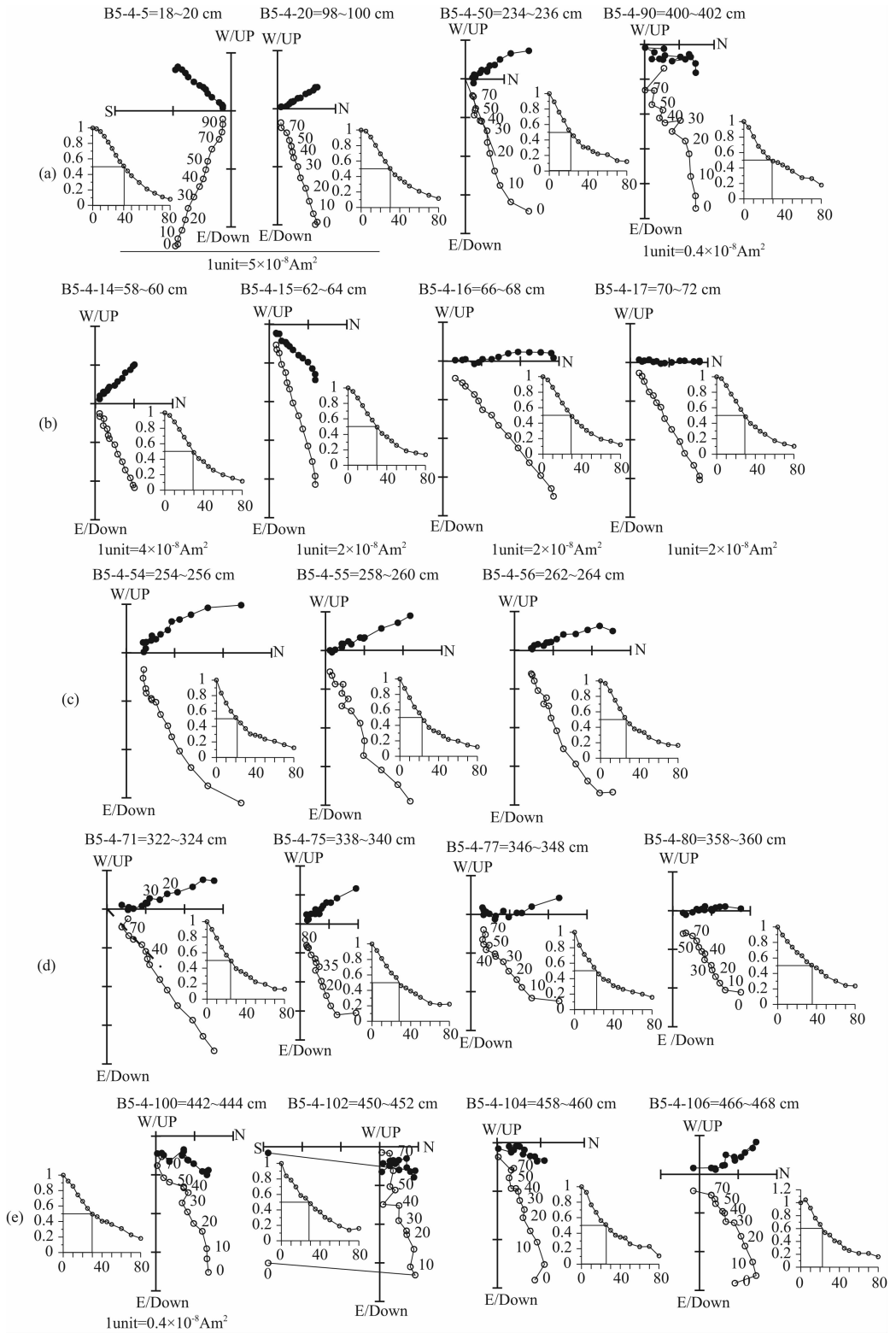


图 5 B5-4 岩芯样品的交变退磁正交矢量投影和剩磁归一图

(a) 钻孔代表样品;(b—e) 是第一到第四个浅倾角段样品, 没有单位刻度的样品单位长度为  $10^{-8} \text{ Am}^2$ 。

Fig. 5 Vector projection of alternate demagnetization and normalized remanence

(a) Representative sample in core B5-4;(b—e) is the four sections of shallow inclination.

Samples without labeled unit have unit of  $10^{-8} \text{ Am}^2$ .

磁倾角.但是在 0.58~0.72 m, 2.54~2.62 m, 3.22~3.60 m 和 4.42~4.68 m 磁倾角小于  $60^\circ$  (图 6b). 这四个倾角浅化层段的矢量投影图揭示了与岩芯其它代表样品一致的清晰和稳定的单一剩磁分量 (图 5b—e). 上述主向量分析剩磁方向的稳定性和单一性说明特征剩磁记录的是地磁场的方向信息. 样品的正交矢量投影图也显示, 典型沉积剩磁在 20 mT 交变磁场下可消除黏滞剩磁的影响, 所以 3.4 节中将采用  $NRM_{20\text{ mT}}$  作为特征剩磁构建地磁场相对强度参数.

综上所述, 岩芯 B5-4 的磁性矿物含量变化在 5 倍之内, 主要的载磁矿物是磁铁矿, 而且其粒度大多在  $0.1\sim 1\ \mu\text{m}$  的稳定单畴范围, 少部分为小于  $0.1\ \mu\text{m}$  的细小单畴. 同时磁化率各向异性指示的磁性矿物颗粒排列方式基本为正常的水体沉积组构, 即长中轴接近水平, 短轴接近垂直. 虽然在岩芯的 3.5~4.5 m 范围内 S 比值和 MDF 存在一定程度

的变化, 反映沉积物性质相应的细微变化, 但岩芯总体上为未受到扰动的原始沉积, 磁性比较均一, 且沉积物剩磁记录了与当地的偶极子模型一致的剩磁方向. 所有上述资料都表明 B5-4 岩芯的沉积物可以记录可靠的地磁场强度和方向. 下面我们采用两种方法——常规归一和假-Thellier 方法来构建地磁场强度, 方向分析采用 Kirschvink 主向量方法<sup>[15]</sup>.

### 3.4 “地磁场相对强度”指标以及岩芯年龄模型建立

常规归一地磁场相对强度是用三个磁性矿物含量参数对特征剩磁进行归一, 以消除不同磁性矿物含量、粒度以及细微磁组份变化的影响 (图 6d—f), 而假-Thellier 地磁场强度则参照 Tauxe (1995)<sup>[16]</sup> 的方法, 计算了 NRM 和 ARM 相同矫顽力段内具有线性退磁关系的剩磁斜率 (图 6c). 常规归一地磁场强度和假-Thellier 方法的结果呈现基本一致的变化, 从下至上是一个逐渐增加的总趋势 (图 6c—f).

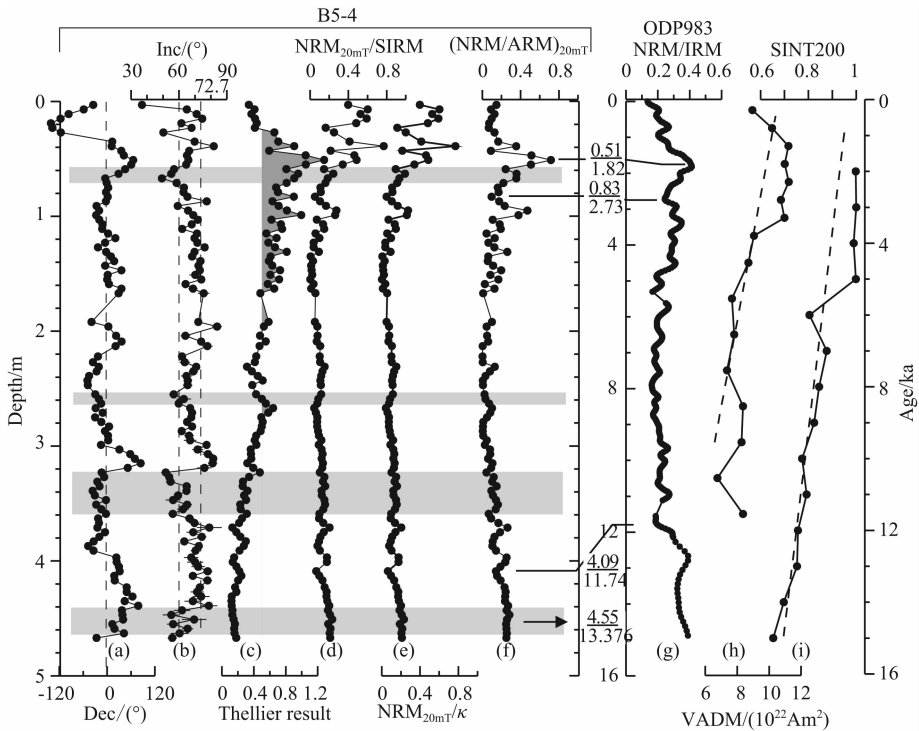


图 6 白令海 B5-4 岩芯的古地磁结果和其它地区记录的相对强度和绝对强度记录的对比

(a) 相对磁偏角; (b) 磁倾角和倾角误差. 以上两个参数为主向量分析结果; (c) 假-Thellier 方法计算的地磁场相对强度; (d)  $NRM_{20\text{ mT}}/SIRM$ ; (e)  $NRM_{20\text{ mT}}/\kappa$ ; (f)  $(NRM/ARM)_{20\text{ mT}}$ ; (g) 大西洋钻孔 ODP983 的地磁场相对强度  $NRM/SIRM$ <sup>[17]</sup>; (f, g) 之间连线为强度对比点, 上部是深度中值 (m), 下部是日历年龄 (ka). 箭头指示 AMS<sup>14</sup>C 测年结果. (h) 全新世以来的地磁场绝对强度<sup>[18]</sup>; (i) 地磁场相对强度综合曲线 SINT 200<sup>[19]</sup>.

Fig. 6 Paleomagnetic results of core B5-4 in Bering Sea and comparison with other records

(a) Relative paleointensity by pseudo-Thellier method; (d)  $NRM_{20\text{ mT}}/SIRM$ ; (e)  $NRM_{20\text{ mT}}/\kappa$ ; (f)  $(NRM/ARM)_{20\text{ mT}}$ ; (g) Relative paleointensity  $NRM/SIRM$  of core ODP983<sup>[17]</sup>, the link line between (f) and (g) is tie points, the upper number is depth in m, lower is age in ka. Arrow is AMS<sup>14</sup>C dating; (H) Absolute paleointensity of Holocene<sup>[18]</sup>; (i) RPI global stack SINT 200<sup>[19]</sup>.

地磁场相对强度年龄的构建需要一个绝对年龄控制。仅在岩芯 4.54~4.56 m 处发现足够数量(15 mg)的冷水种 *N. pachyderma*(sin) 有孔虫进行了 AMS<sup>14</sup>C 测年, 结果为 12.250 ± 0.05 ka(伍兹霍尔海洋研究所), 用 calib 601 校正后的年龄为 13.317~3.435 cal. ka(1σ), 所以取校正范围的中间值 13.376 ka 作为最后日历年龄, 白令海碳储库年龄按照 700 a 计算(ΔR=300)<sup>[11]</sup>。岩芯的 U-Th 同位素测年结果也表明沉积物中无 <sup>230</sup>Th 过剩(<sup>230</sup>Th<sub>ex</sub> = <sup>230</sup>Th<sub>(dpm/g)</sub> - <sup>234</sup>U<sub>(dpm/g)</sub>), 进一步证实岩芯属于冰消期后快速堆积(陈志华等未发表资料)。

依据 AMS<sup>14</sup>C 测年结果, 我们把本文的地磁场强度结果与北大西洋 ODP 983 孔<sup>[17]</sup>、全新世以来的综合地磁场绝对强度数据库<sup>[18]</sup>以及全球海洋沉积物记录的 200 ka<sup>[19]</sup>的综合曲线进行初步比较(图 6g-i)。本文结果与分辨率极高的 ODP983 孔的一致性最高, 后两个强度记录在 10 ka 和 16 ka 以来均呈现增加的趋势, 与本文结果一致。与 ODP 983 的对比获得了三个对比点(图 6f, g), 其它年龄依据这些对比点和测年结果线性外推和内推。整个岩芯接近线性的沉积速率说明地磁场强度曲线对比是合理的, 平均沉积速率为 35 cm/ka(图 7)。

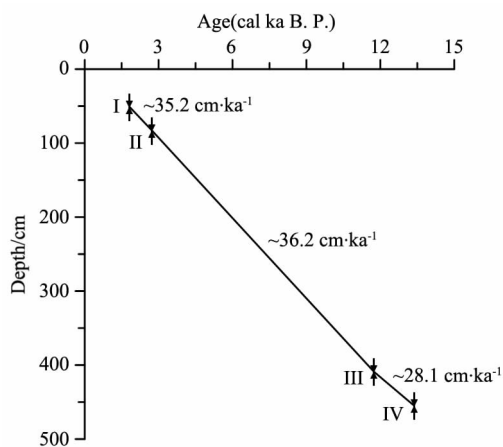


图 7 根据地磁场相对强度构建的钻孔 B5-4 的年龄模型

Fig. 7 Age model of core B5-4 from RPI

## 4 讨论

### 4.1 冰消期以来的地磁场强度变化

12 ka 以来火山岩和考古材料(砖等)全球绝对强度平均值显示, 在 1~3 ka B. P. 地磁场强度最高, 为  $(10.5 \sim 11.5) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ , 8~10 ka B. P. 为中等高值, 大于  $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ <sup>[18]</sup>(图 8g), 其分辨率为 500~

1000 a. 沉积物记录的地磁场相对强度全球叠加曲线 SINT 200 在 14 ka 以来几乎单调增加, 仅在 6 ka B. P. 显示一个局部低值(图 8g 灰色线)。地磁场绝对古强度网上数据库 GEOMAGIA50 包括了最近 50 ka 内 8000 个强度数据<sup>[20-21]</sup>(网上数据更新至

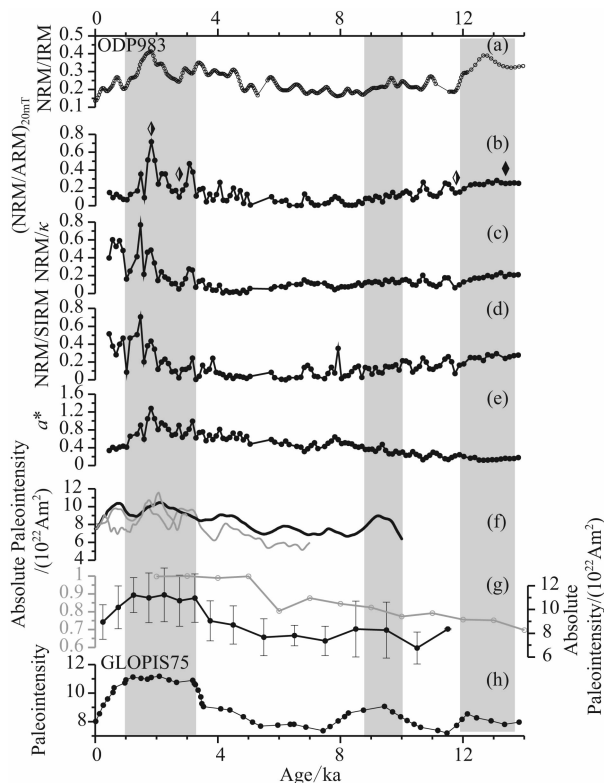


图 8 B5-4 钻孔地磁场相对强度与其他地磁场相对强度和绝对强度的综合对比

(a) ODP983 钻孔的地磁场相对强度<sup>[17]</sup>; (b) 钻孔 B5-4 的地磁场相对强度  $(\text{NRM}/\text{ARM})_{20\text{mT}}$ , 半填充菱形为强度对比点, 填充菱形为 AMS<sup>14</sup>C 测年; (c)  $\text{NRM}/\kappa$ ; (d)  $\text{NRM}/\text{SIRM}$ ; (e) 假-Thellier 方法地磁场强度:  $\text{NRM}$  和  $\text{ARM}$  退磁斜率; (f) 白令海(58.09°N, 183.48°E) 3 ka, 7 ka, 10 ka 来的球谐模型模拟的地磁场强度<sup>[20-21]</sup>, <http://geomagia.ucsd.edu/geomagia/query.php>; (g) 12 ka 以来的绝对强度<sup>[18]</sup>(黑色线和右侧坐标)和沉积物记录的全球综合曲线 SINT 200<sup>[19]</sup>(灰色线和左侧坐标); (h) 地磁场相对强度 GLOPIS75<sup>[8]</sup>。

Fig. 8 Relative paleointensity on age in core B5-4 and synthetic comparison with other RPI and absolute paleointensity of geomagnetic field

(a) RPI in ODP983<sup>[17]</sup>; (b) RPI  $(\text{NRM}/\text{ARM})_{20\text{mT}}$  in core B5-4, half filled diamond is RPI tie points, filled diamond is AMS<sup>14</sup>C dating; (c)  $\text{NRM}/\kappa$ ; (d)  $\text{NRM}/\text{SIRM}$ ; (e) RPI from pseudo-Thellier; slope of  $\text{NRM}$  and  $\text{ARM}$  demagnetization; (f) Spherical harmonic model at Bering sea(58.09°N, 183.48°E) for the last 3 ka, 7 ka, 10 ka<sup>[20-21]</sup>; (g) Absolute intensity<sup>[18]</sup>(dark line and right axis) and RPI global stack SINT200<sup>[19]</sup>(gray line and left axis); (h) RPI global stack GLOPIS75<sup>[8]</sup>。



2011 年 11 月 23 日). 这些古强度的资料来自各种考古材料如烘烤的粘土、瓦片、陶器和火山岩. 以这些古强度数据作为对比基础, 运用 Korte & Constable(2005)<sup>[22]</sup>模型我们计算了钻孔所在经纬度地磁场强度球谐模型 CALS3k, CALS7k 和 CALS10k, 其在 3 ka, 7 ka 和 10 ka 以来的强度变化与 Yang 等整理的绝对强度一样在上述两个时间段内为高值(图 8f). 模拟结果显示了比全新世绝对强度和 SINT 200 更多的次级峰谷的变化, 比如该数据库在 4~6 ka B. P. 之间显示了又一个局部高值, 与 SINT 200 上此时的高值一致(图 8g).

更长时间尺度和更高分辨率的记录来自 GLOPIS75<sup>[8]</sup>和北大西洋 ODP 983 孔<sup>[17]</sup>. 前者包含了 24 个大西洋、地中海和印度洋钻孔, 沉积速率从 7~34 cm/ka 不等, 其中也包括了 ODP 983 钻孔. GLOPIS75 的主要特征是出现 1~3 ka, 8~10 ka 和 12~14 ka 三个逐渐降低的峰值, 可以很容易发现它与 12 ka 来全球绝对强度的一致性(图 8g, h). 除了两段样品缺失外, ODP983 岩芯在 14 ka 以来的沉积速率最高, 在 12 ka 之前为 130 a, 12 ka 以来是 30~40 a. 与 GLOPIS75 相比, ODP 983 孔地磁场强度则显示了更高频率的峰谷值变化, 与本文钻孔的高频变化一致. GLOPIS75 显示的是不同海区全球综合的强度变化, 而 ODP 983 可能更多反映了北半球亚极带高纬度海区的特征. 这可以部分解释 GLOPIS75 与全新世全球综合的强度平均值(图 8g, h)具有更高的相似性, 而本文钻孔与 ODP 983 有更多相似性以及全球平均值与北半球单个钻孔之间的小幅差异.

依据测年和强度对比结果, 本文钻孔单个样品(4 cm)代表了约 120 a 的沉积, 因此与 ODP 983 的分辨率接近. 上述全新世绝对强度在 1~3 ka B. P. 之间的大峰值在本文钻孔中体现为四个(图 8b—d)和五个小峰值(图 8e), 曲线形态和峰谷值分布均与 ODP 983 记录一一对应. 3~8 ka B. P. 为地磁场强度的低值区域, 变化幅度较小且频繁(图 8b—e), 因此使得与 ODP 983 及其他记录的对比困难, 未能得到更多的对比点. 从 14 ka 到 8 ka B. P., 相对强度为下降的趋势, 峰谷的变化非常不明显. 在 12~10 ka B. P. 之间, B5-4 记录到三个比较明显的峰值, 但是由于 ODP 983 岩芯在此段的缺失, 也没能得到更多的对比点. 尽管如此, 本文钻孔与上述这些全球综合曲线、球谐模拟结果以及 ODP 983 之间在 14 ka 以来的一致性明显的. 这些建立在独立时间标尺

上、分辨率各不相同的记录之间的一致性说明本文钻孔的“地磁场强度”指标主要反映了地磁场自身的行为而非局部岩性特征, 是稳定存在的核幔边界地磁场通量圆斑(magnetic flux lobe)的表现<sup>[23]</sup>.

#### 4.2 冰消期以来的地磁场方向变化及新的年龄对比点

由于 14 ka 以来地磁场强度本身的变化幅度较小, 尤其是在 4~10 ka B. P., 所以高分辨率的强度结果对比并没有产生更多确定的年龄对比点(图 8a, b). 因此下面的讨论将着眼于地磁场方向, 以期给出更多的对比点. 高分辨率的地磁场方向记录多集中在湖泊沉积物中, 引用了与本文钻孔空间距离最近的贝加尔湖<sup>[24]</sup>、北美(包括加拿大东部和美国东部)<sup>[25-26]</sup>、北欧(芬兰和瑞典)<sup>[27-28]</sup>以及英国等地<sup>[29]</sup>的湖泊磁偏角和磁倾角记录(图 9).

在地磁场强度和一个 AMS<sup>14</sup>C 测年的初步年龄标尺上, B5-4 的磁偏角与贝加尔湖的相似程度最高, 其次是与加拿大东部圣劳伦斯海湾的记录相似. 六个特征对比点把磁偏角的变化划分出七个时期(自上而下为一至七段), 每一个时期的峰谷值在 B5-4 和贝加尔湖记录上几乎可以一一对应(图 9b—c). B5-4 的磁偏角在 8.8~9.3 ka B. P. 出现了一个比较大的峰值, 而在其它记录上没有相应的变化, 仅仅在芬兰的湖泊记录中有一个中等的峰值发育(图 9b, f). 很显然, 磁偏角变化的相似程度与钻孔距离远近直接相关. 白令海、贝加尔湖和加拿大东部和美国湖泊的相似程度最高(图 9b—e), 而与欧洲记录在第五段上有差异(图 9f—h). 贝加尔湖的测年结果为未校正的<sup>14</sup>C 年龄, 加拿大东部圣劳伦斯湾为经过碳储库校正的日历年龄, 所以磁偏角的特征对比点年龄以圣劳伦斯湾的日历年龄为准. 第六个对比点仅出现在 B5-4 和贝加尔湖记录中, 其在后者的年龄为 10.69 ka(未校正). 根据第五个对比点在贝加尔湖和圣劳伦斯湾年龄差值(9.53—9.457 ka), 将该对比点的年龄 10.69 ka 校正到 10.617 ka 日历年.

B5-4 的地磁场磁倾角显示了 50~80°之间高频率的波动. 与磁偏角的情形类似, 本文钻孔磁倾角与贝加尔湖磁倾角记录吻合得最好(图 9b, c). 而同样在千年尺度上, 磁倾角的特征低值可以在北美和欧洲的众多记录中一一找到(图 9b—h). 上述磁偏角对比点处的磁倾角特征也基本一致. 贝加尔湖、加拿大东部海湾和本文钻孔更细致的对比获得了四个磁倾角对比点(图 9 虚线), 可以发现这些对比点并没有破坏磁偏角的对比点(图 9 实线). 强度和方向的

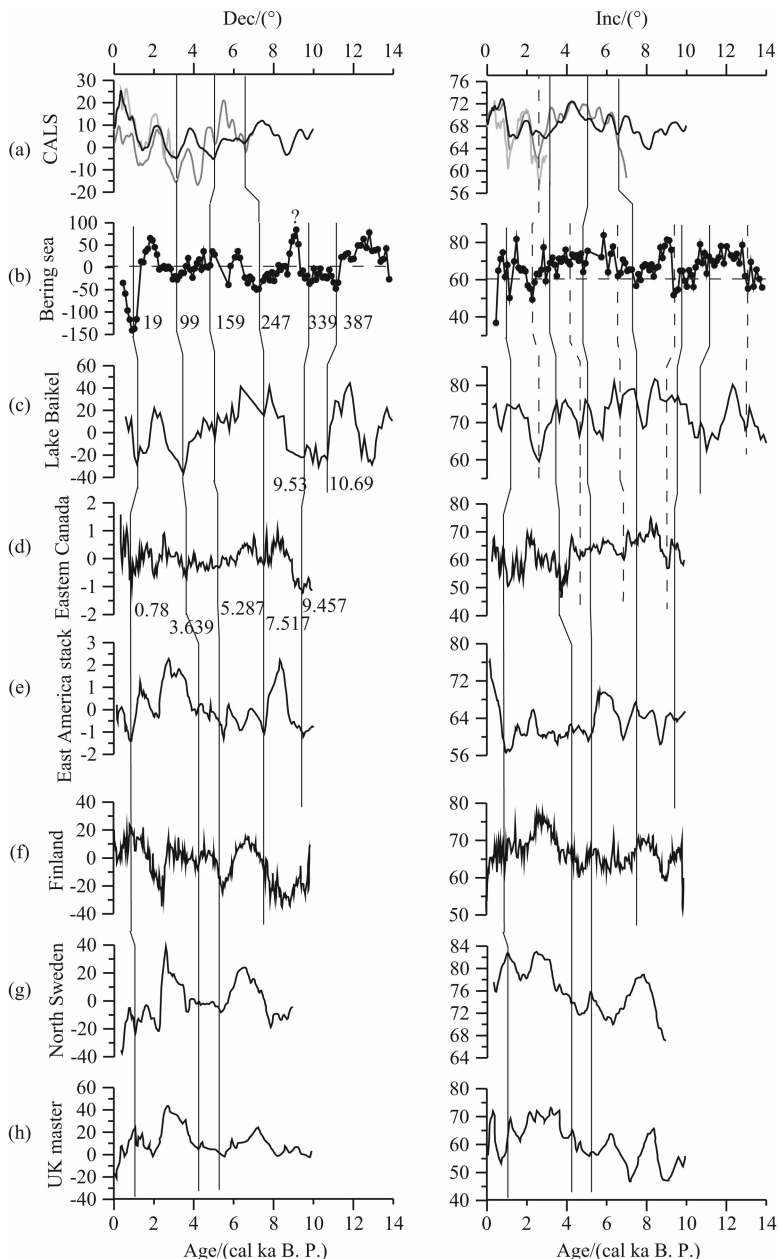


图9 B5-4 钻孔记录的地磁场相对磁偏角和磁倾角与北半球其它记录的对比

左侧/右侧为白令海 B5-4 钻孔地磁场相对磁偏角/磁倾角与球谐模型计算的北纬  $58.09^{\circ}$  东经  $183.48^{\circ}$  变化; (a) 三个模型分别为 CALS3k4 (考古和湖泊)<sup>[30]</sup>; (b) CALS7k (考古和湖泊)<sup>[22]</sup> 和 CALS10k; (c) 贝加尔湖<sup>[24]</sup>; (d) 加拿大东部圣劳伦斯湾六个钻孔<sup>[25]</sup>; (e) 美国东部湖泊<sup>[26]</sup>; (f) 芬兰 Nautajärvi 湖<sup>[27]</sup>; (g) 瑞典纹泥湖<sup>[28]</sup>; (h) 英国湖泊<sup>[29]</sup> 等的对比。

Fig. 9 Relative declination, inclination of B5-4 on age and comparison with other records in Northern hemisphere Left/right panel is declination/inclination and corresponding counterpart with sphere harmonic model at  $58.09^{\circ}$ N,  $183.48^{\circ}$ E; (a) three models are CALS3k4 (archo and lake)<sup>[30]</sup>; (b) CALS7k (archo and lake)<sup>[22]</sup> and CALS10k; (c) Lake Baikal<sup>[24]</sup>; (d) St Lawrence Estuary stack of six cores<sup>[25]</sup>; (e) Lake in eastern USA<sup>[26]</sup>; (f) Lake Nautajärvi in Finland<sup>[27]</sup>; (g) Varve lake in Sweden<sup>[28]</sup>; (h) Lake in England<sup>[29]</sup>.

年龄对比点综合年龄模型显示,磁偏角和磁倾角的对比点与强度对比点线性内推的年龄差均小于约 250 a (图 10a).  $^{14}\text{C}$  测年和最后一个磁倾角对比点一致揭示在大约 12 ka 沉积速率的增加. 在该综合年龄模型上, B5-4 的地磁场相对强度与 ODP983 的强度曲线拟合度增加 (图 10b), 而与圣劳伦斯湾的磁

倾角和磁偏角基本吻合 (图 10c, d). 因此地磁场强度和方向的综合对比可以为沉积物提供更多的年龄对比点, 使得年龄模型构建更精确.

#### 4.3 哥德堡极性漂移

由于沉积速率较高和岩芯长度的限制, 现有高纬度地区的地磁场长期变化记录多限于全新

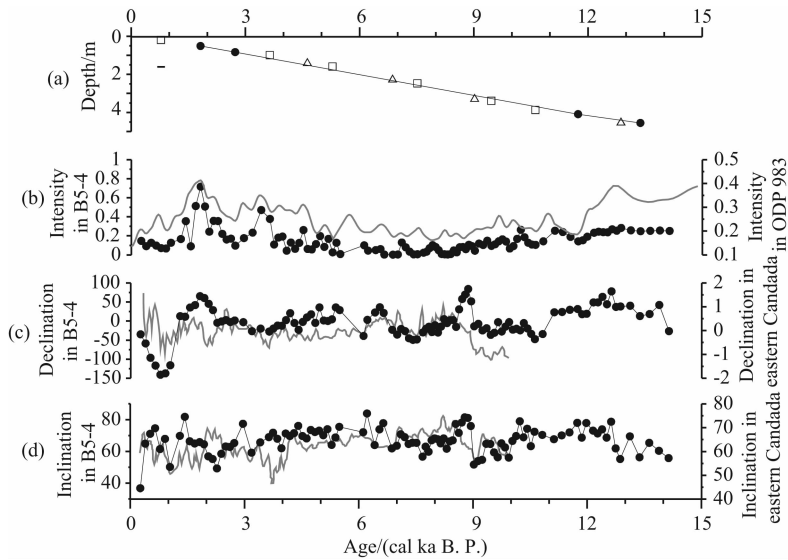


图 10 地磁场强度和方向的综合年龄模型及与其它记录的重新对比

(a) 年龄模型, 圆形、方形和三角分别为强度、磁偏角和磁倾角对比点, 图中的标尺为 250 a. 在综合年龄模型下 B5-4;  
(b) 相对强度  $(NRM/ARM)_{20mT}$ ; (c) 磁偏角; (d) 磁倾角与 ODP 983 钻孔或圣劳伦斯湾记录的拟合.

Fig. 10 Synthetic age model of core B5-4 from intensity and direction and the overlap with other results

(a) Age model of B5-4, circle, square and triangle are from intensity, declination and inclination, the scale in the plot is 250 a.  
(b) RPI  $(NRM/ARM)_{20mT}$ ; (c) declination; (d) inclination in B5-4 fitting with ODP983 and Eastern Canada records.

世<sup>[27,31-33]</sup>, 本文研究区域内更是缺乏 10 ka 以前的磁倾角记录. 贝加尔湖的记录可以达到 84 ka, 但其报道年龄是未经校正的<sup>14</sup>C 年龄, 而且湖泊沉积物测年极易受到来自陆地和本地藻类重沉积等老碳的影响<sup>[24]</sup>, 所以与本文深海沉积物的日历年龄之间存在较大的差异. 故此引用我们之前报道的黄海、东海以及日本海记录作为必要的补充, 继而讨论岩芯底部两段磁倾角的变浅(图 11). 本文钻孔有两段断续分布的倾角变浅出现在 9~14 ka (小于 60°), 分别位于 9.023~9.94 ka 和 12.87~14.14 ka (图 11b). 而该事件在中国陆架海的两个钻孔 (EY02-1, NHH01) 中以明显的磁极性反转为特征(图 11a, c), 表现为在 8.5~17 cal ka 期间磁极在正反之间的多次跳跃式变化, 被认为是哥德堡极性事件<sup>[34-35]</sup>. 上述较大的年龄差异是各钻孔中稀疏的测年及其线性外推造成的. 依据该极性事件的不稳定性和报道的时间范围, 本文岩芯中 9~14 ka 的两段变浅和中间的正常磁倾角很可能是同一个磁极性事件的表现(图 11b).

10 ka 左右的地磁极性漂移一般被认为是哥德堡事件, 在北京剖面<sup>[36-37]</sup>、冲绳海槽等钻孔<sup>[38]</sup>、中国东部陆架海<sup>[34-35]</sup>中均见报道; 该事件在上述报道中的年龄分别为 14.230~13.690 ka B. P. (传统放射碳年龄)<sup>[36-37]</sup>, 12.911~11.953 ka B. P. (日历年龄)<sup>[38]</sup>, 17.047~10.686 ka B. P. (日历校正年

龄)<sup>[34]</sup>和 9.444~7.978 ka (日历年龄)<sup>[35]</sup>不等. 后两者的年龄范围是通过 AMS<sup>14</sup>C 测年结果的下推和上推得到的(图 11a, c), 所以并不精确. 另外不同海区的碳储库校正值的不确定性也是造成报道年龄不尽一致的原因. 尽管如此, 在世界各地不同沉积环境下冰消期的 10~14 ka 左右地磁极性不稳定现象不断被发现, 这说明这些记录不是局部的或者沉积假象, 应该是地磁场真实行为的表现.

B5-4 与南黄海钻孔高分辨率(约 45 a)磁倾角在哥德堡极性漂移之后具有相当一致的变化规律, 磁倾角峰值  $I_{P1-5}$  和谷值  $I_{T1-4}$  可以与 NHH01 磁倾角变化一一对应, 而且  $I_{T3}$  在黄海钻孔中表现为一个彻底的极性反转, 其年龄约为 3 ka B. P., 持续时间 100 a (图 11b, c). 而在与本文钻孔相似分辨率的日本海钻孔中磁倾角的变化相当小, 既不明显变浅更没有发生反转(图 11d). 本文钻孔磁倾角没有真正反转可能与早期成岩作用有关, 比如本文钻孔顶部磁性矿物粒度以及与之相应的 S 比值变化可能反映了一定程度的成岩作用(图 3—4). 而日本海钻孔缺乏相应变化的原因与程度不同的早期成岩作用有关<sup>[39]</sup>. 另外沉积物的 smoothing 效应<sup>[40]</sup>也是影响磁极性事件记录的重要原因. 我们还注意到, 虽然在本文和日本海钻孔中都有成岩作用的影响, 而且使得沉积物仅仅记录了变浅的磁倾角或者磁倾角的变化完全被抹杀, 但是其强度曲线依然保留有可资对比

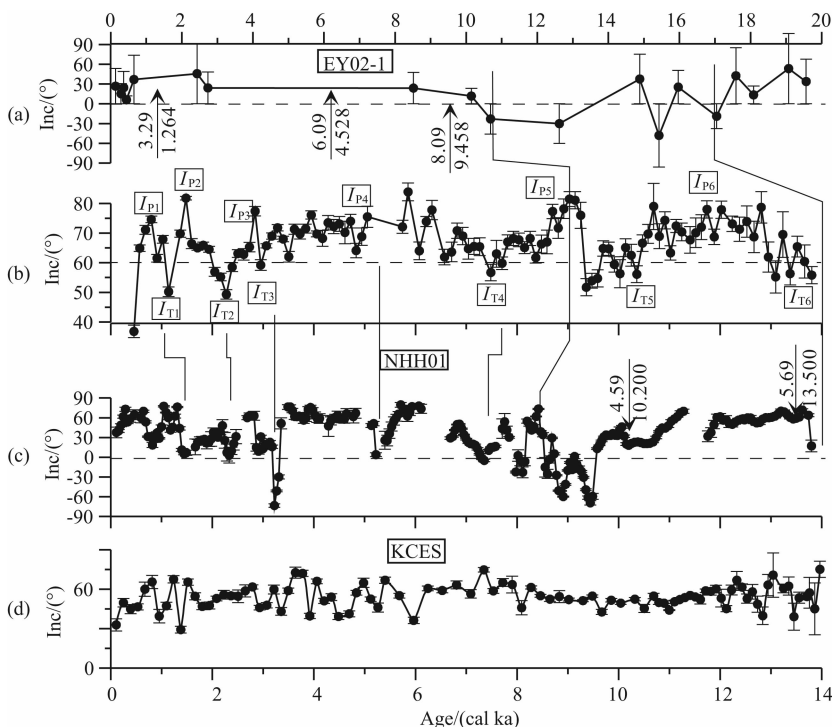


图 11 全新世初期的磁极性漂移记录对比

(a) 东海钻孔 EY02-1 的磁倾角<sup>[34]</sup>; (b) 白令海陆坡 B5-4 的磁倾角及其误差(强度+方向年龄); (c) 南黄海泥质区 NHH01 钻孔的磁倾角及其误差<sup>[35]</sup>; (d) 日本海南部陆坡 KCES 磁倾角<sup>[41]</sup>. 为了方便对比, (a) 和 (c) 钻孔的碳储库校正值统一为  $\Delta R = -139 \pm 59$  a, 箭头表示 AMS<sup>14</sup>C 测年的位置, 数字上部为取样深度(m)下部为校正后的日历年龄(ka)

Fig. 11 Magnetic excursions at the early Holocene from several locations

Inclination and error of (a) EY02-1 in East China Sea<sup>[34]</sup>; (b) B5-4 (combined age of intensity and direction), (c) NHH01 in Yellow Sea<sup>[35]</sup>; (d) KCES in Japan Sea<sup>[41]</sup>. To facilitate the comparison, records in (a) and (c) are readjusted to have a common carbon reservoir  $\Delta R = -139 \pm 59$  a, arrows indicate locations from AMS<sup>14</sup>C dating, upper numbers are depth in meter and lower are calendar age in ka.

的特征(本文及文献[41]), 可以为年龄模型提供进一步对比点. 显然成岩作用对地磁场方向的影响效应要大于对强度的影响. 没有成岩作用和磁信号平滑效应的高沉积速率沉积物是揭示千年甚至百年地磁场磁偏角和磁倾角变化特征的重要载体, 因此在这些沉积物研究中, 可以利用地磁场强度和方向的综合信息获取年龄模型.

## 5 结论

(1) 白令海北部陆坡 B5-4 孔沉积物磁化率各向异性长轴和中轴接近水平面, 短轴接近垂直面分布, 表示沉积物未受到自然或者人为的扰动, 属于正常水环境原始沉积组构.

(2) B5-4 孔 S 比值、剩磁的中值退磁场表明沉积物的主要载磁矿物为低矫顽力的磁铁矿, 除了表层 0~0.44 m 的磁性矿物粒度较细外, 其它的磁性矿物颗粒均在 0.1~1  $\mu\text{m}$  的稳定单畴范围内, 且磁性矿物含量在全岩芯中的变化不足 5 倍, 具备磁性

矿物均匀的条件, 可以记录地磁场相对强度变化.

(3) B5-4 孔常规归一地磁场相对强度和 NRM 与 ARM 退磁斜率计算的地磁场相对强度记录了自 14 ka B. P. 以来持续稳定增加的总趋势以及 1~3 ka, 8~10 ka 和 12~14 ka 之间的相对高值. 本文的记录与全新世绝对强度记录、北美和欧洲记录、ODP 983 沉积物以及全球叠加地磁场强度曲线 GLOPIS 75 和 SINT200 记录之间具有千年尺度上的一致变化规律, 特别是与分辨率 30~130 a 的 ODP 983 之间还可能具有百年尺度上的可对比性.

(4) 白令海与西伯利亚贝加尔湖和北美的地磁场磁偏角和磁倾角记录在 14 ka 以来的记录极为吻合, 可以提供除了强度对比点外的方向对比点. 强度和方向的对比点进一步细化了年龄模型, 可以作为沉积物定年的新依据.

(5) B5-4 孔特征剩磁的磁倾角记录了 14 ka 以来的六个峰谷变化, 9~14 ka B. P. 之间的浅化磁倾角可能是哥德堡极性事件的反映. 而 10 ka 以来磁倾角与黄海钻孔的磁倾角变浅甚至反转可以一一

对应。

**致谢** 本文钻孔取自国家财政部资助、国家海洋局极地办公室组织的中国首次北极科学考察航次,感谢雪龙船和地质组全体工作人员的艰辛劳动。感谢 J E T Channell 教授提供 ODP 983 孔地磁场强度数据,中山大学杨小强教授提供地磁场方向相关资料。韩贻兵、路遥、王昆山、吴永华等参加了室内分样工作,特此致谢。感谢审稿人对稿件的批注和关于强度和方向综合讨论的建议。

## 参考文献(References)

- [1] Le Mouél J L. Outer-core geostrophic flow and secular variation of Earth's geomagnetic field. *Nature*, 1984, 311 (5988): 734-735.
- [2] Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea. *Deep-Sea Research*, 1983, 30(8): 851-869.
- [3] Sancetta C, Heusser L, Labeyrie L, et al. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea; evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals. *Marine Geology*, 1985, 62: 55-68.
- [4] 王汝建, 陈荣华. 白令海晚第四纪的 *Cycladophora davisiana*: 一个地层学工具和冰期亚北极太平洋中层水的替代物. *中国科学(D辑)*, 2005, 35(2): 149-157.  
Wang R J, Chen R H. *Cycladophora davisiana* radiolarian in the Bering Sea during the late Quaternary: a stratigraphic tool and proxy of the glacial subarctic pacific intermediate water. *Science in China (Series D)*, 2005, 48(10): 1698-1707.
- [5] Barletta F, St-Onge G, Channell J E T, et al. High-resolution paleomagnetic secular variation and relative paleointensity records from the western Canadian Arctic; implication for Holocene stratigraphy and geomagnetic field behaviour. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2008, 45 (11): 1265-1281.
- [6] Barletta F, St-Onge G, Channell J E T, et al. Dating of holocene western Canadian arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(17-18): 2315-2324.
- [7] Okada M, Takagi M, Narita H, et al. Chronostratigraphy of sediment cores from the Bering Sea and the subarctic Pacific based on paleomagnetic and oxygen isotopic analyses. *Deep-Sea Research II*, 2005, 52(16-18): 2092-2109.
- [8] Laj C, Kissel C, Beer J. High resolution global paleointensity stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values // Channell J E T, Kent D V, Lowrie W, et al eds. *Timescales of the Paleomagnetic Field*. Geophys. Monogr. Ser., Washington, D. C: AGU, 2004, 145: 255-265.
- [9] Guyodo Y, Valet J P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 1999, 399(6733): 249-252.
- [10] Expedition 323 Scientists, 2009. Bering Sea Paleooceanography: Pliocene-Pleistocene Paleooceanography and Climate History of the Bering Sea. Integrated Ocean Drilling Program Expedition 323 Preliminary Report, Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., doi:10.2204/iodp.pr.323.2010.
- [11] Cook M S, Keigwin L D, Sancetta C A. The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea. *Deep-Sea Research II*, 2005, 52(16-18): 2163-2173.
- [12] Copons R, Parés J M, Dinarés-Turell J, et al. Sampling induced AMS in soft sediments: A case study in Holocene glaciolacustrine rhythmites from Lake Barrancs (central Pyrenees, Spain). *Physics and Chemistry of the Earth*, 1997, 22(1-2): 137-141.
- [13] King J W, Banerjee S K, Marvin J. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies; application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal Geophysical Research*, 1983, 88 (B7): 5911-5921.
- [14] Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.
- [15] Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1980, 62(3): 699-718.
- [16] Tauxe L, Pick T, Kok Y S. Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach. *Geophysical Research Letters*, 1995, 22(21): 2885-2888.
- [17] Channell J E T, Kleiven H F. Geomagnetic palaeointensities and astrochronological ages for the Matuyama-Brunhes boundary and the boundaries of the Jaramillo Subchron; palaeomagnetic and oxygen isotope records from ODP Site 983. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2000, 358(1768): 1027-1047.
- [18] Yang S, Odah H, Shaw J. Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12 000 years. *Geophysical Journal International*, 2000, 140(1): 158-162.
- [19] Guyodo Y, Valet J P. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records; the past 200, 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 143(1-4): 23-36.
- [20] Donadini E, Korhonen K, Riisager P, et al. Database for Holocene geomagnetic intensity information. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 2006, 87(14): 137-143.
- [21] Korhonen K, Donadini F, Riisager P, et al. GEOMAGIA50: an archeointensity database with PHP and MySQL. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(4), doi: 10.1029/2007GC001.893.
- [22] Korte M, Constable C G. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia; 2. CALS7K. *Geochemistry,*

- Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(2), Q02H16, doi: 10.1029/2004GC000801.
- [23] Korte M, Holme R. On the persistence of geomagnetic flux lobes in global Holocene field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 182(3-4): 179-186.
- [24] Peck J A, King J W, Colman S M, et al. An 84-kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B5): 11365-11385.
- [25] Barletta F, St-Onge G, Stoner J S, et al. A high-resolution Holocene paleomagnetic secular variation and relative paleointensity stack from eastern Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 298(1-2): 162-174.
- [26] King J W, Peck J. Use of paleomagnetism in studies of lake sediments. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. *Developments in Paleoenvironmental Research*, 2002, 1: 371-389.
- [27] Ojala A E K, Alenius T. 10000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 219(3-4): 285-302.
- [28] Snowball I, Sandgren P. Geomagnetic field intensity changes in Sweden between 9000 and 450 cal BP: extending the record of "archaeomagnetic jerks" by means of lake sediments and the pseudo-Thellier technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 227(3-4): 361-376.
- [29] (Mrs Ingham) Turner G M, Thompson R. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1981, 65(3): 703-725.
- [30] Korte M, Donadini F, Constable C G. Geomagnetic field for 0~3 ka; 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10(6), Q06008, doi:10.1029/2008GC002297.
- [31] Løvlie R, Svendsen J I, Mangerud J. High-latitude Holocene paleosecular variation and magneto-stratigraphic correlation between two lakes on Spitsbergen (78°N). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1991, 67(3-4): 348-361.
- [32] Sagnotti L, Macri P, Lucchi R, et al. A Holocene paleosecular variation record from the northwestern Barents Sea continental margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12(11), Q11z33, doi:10.1029/2011GC003810.
- [33] Yang X Q, Liu Q S, Duan Z Q, et al. A Holocene palaeomagnetic secular variation record from Huguangyan maar Lake, southern China. *Geophysical Journal International*, 2012, 190(1): 188-200.
- [34] 葛淑兰, 石学法, 吴永华等. 东北北部外陆架 EY02-1 孔磁性地层研究. 海洋学报, 2008, 30(2): 51-61.  
Ge S L, Shi X F, Wu Y H, et al. Magnetostratigraphy of borehole EY02-1 in the northern outer continental shelf. *Acta Oceanologica Sinica* (in Chinese), 2008, 30(2): 51-61.
- [35] 刘建兴, 石学法, 葛淑兰等. 全新世初期地磁极性漂移在南黄海中部泥质区的记录. 第四纪研究, 2012, 32(4): 663-669.  
Liu J X, Shi X F, Ge S L, et al. Record of geomagnetic excursion during early Holocene in the central Southern Yellow Sea mud. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2012, 32(4): 663-669.
- [36] Zhu R X, Coe R S, Zhao X. Sedimentary record of two geomagnetic excursions within the last 15000 years in Beijing, China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, 103(B12): 30323-30333.
- [37] 朱日祥, 李春景, 吴汉宁等. 中国黄土磁学性质与古气候意义. 中国科学, 1994, 24(9): 992-997.  
Zhu R X, Li C J, Wu H N, et al. Magnetic property of Chinese loess and its paleo-climate significance. *Science in China* (in Chinese), 1994, 24(9): 992-997.
- [38] 李培英, 王永吉, 刘振夏. 冲绳海槽年代地层与沉积速率. 中国科学(D辑), 1999, 29(1): 50-55.  
Li P Y, Wang Y J, Liu Z X. Chronostratigraphy and deposition rates in the Okinawa Trough. *Science in China (Series D)*, 1999, 42(4): 408-415.
- [39] Ge S L, Shi X F, Liu Y G, et al. Turbidite and bottom-current evolution revealed by anisotropy of magnetic susceptibility of redox sediments in the Ulleung Basin, Sea of Japan. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(6): 660-672. doi: 10.1007/s11434-011-4812-5.
- [40] Roberts A P, Winklhofer M. Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 227(3-4): 345-359.
- [41] 葛淑兰, 刘建兴, 石学法等. 日本海南部 48 ka 以来的环境磁学记录及其反映的千年尺度环境变化. 第四纪研究, 2012, 32(4): 641-654.  
Ge S L, Liu J X, Shi X F, et al. Millennial environmental and post-depositional changes of the last 48 ka recorded by environmental magnetic parameters in southern Japan Sea. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2012, 32(4): 641-654.

(本文编辑 汪海英)