科学通报 2009 年 第 54 卷 第 23 期: 3761 ~ 3770
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

北冰洋西部楚科奇海盆晚第四纪的冰筏碎屑事件

王汝建[①], 肖文申[②], 李文宝[①], 孙烨忱[①]

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;
② Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 27517, Germany
E-mail: rjwang@tongji.edu.cn

2009-02-02 收稿, 2009-05-18 接受
国家重点基础研究发展计划(编号: G2007CB815903)、国家自然科学基金(批准号: 40321603, 40676030)和国际极地年中国行动计划资助项目

摘要 通过北冰洋西部楚科奇海盆 M03 孔的沉积物颜色旋回、AMS^{14}C 测年、有孔虫丰度、冰筏碎屑(Ice-Rafted Detritus, IRD)与北风脊 NWR5 孔的对比, 建立了 M03 孔的地层框架, 其 347 cm 长的沉积物被划分为 MIS 7~MIS 1 的沉积序列. 其中, 深度 16~20 cm 之间可能存在长达 10~20 ka 的沉积间断. 晚第四纪以来, 楚科奇海盆 M03 孔可以识别出 7 个 IRD 事件, 它们分别出现在 MIS 1, MIS 3, MIS 5 以及 MIS 7. 这些 IRD 主要被大冰块或者冰山所夹带, 通过加拿大北极群岛的麦克卢尔海峡冰流输出到波弗特海, 并被波弗特环流输送至楚科奇海盆. 楚科奇海盆晚第四纪的 IRD 事件不仅指示了这些粗碎屑沉积物的来源和冰山的输出事件, 而且还反映了波弗特环流和北美冰盖的演变历史.

关键词
IRD 事件
波弗特环流
北美冰盖
晚第四纪
楚科奇海盆

北冰洋沉积记录中的冰筏碎屑(Ice-Rafted Detritus, IRD)事件反映了冰期与间冰期旋回中北冰洋周围冰盖的不稳定性和崩塌. 在海盆中追踪这些事件, 提供了北极冰盖和环流有价值的信息[1]. 北冰洋沉积物中 IRD 的起源研究显示, 北冰洋东部的冰山大部分来源于欧亚冰盖[2], 而北冰洋西部的 IRD 沉积指示了一个更复杂起源, 主要来自于北美冰盖的贡献, 包括冰消期的几次 IRD 事件[3,4]. 加拿大北极大量冰山崩裂进入北冰洋西部, 通过法拉姆(Fram)海峡漂移出北冰洋, 这些冰山舰队在时间上紧密地对应或者超前于劳伦(Laurentide)冰盖东部崩塌通过哈德逊(Hudson)海峡进入北大西洋的 Heinrich 事件[1]. 本文的目的是试图通过中国第二次北极考察在北冰洋西部楚科奇海盆所钻取的 M03 孔粗颗粒的 IRD 研究, 重建北冰洋西部晚第四纪波弗特环流与加拿大北极冰盖的变化历史.

1 材料与方法

1.1 材料

本文研究的材料来源于中国第二次北极考察所钻取的重力柱状样 M03 孔[5], 它位于北冰洋西部楚科奇海盆, 171°55′52″W, 76°32′13″N, 水深 2300 m(图 1). M03 孔长 347 cm, 按 2 cm 间隔被分成 174 个样品. 该孔沉积物为褐色-黄色粉砂质黏土和灰色黏土, 含少量砂. 深度 0~28, 110~180 和 310~347 cm 为褐色-黄色粉砂质黏土, 含少量砂. 而深度 28~110 和 180~310 cm 为灰色黏土, 粉砂质黏土(图 2).

1.2 方法

楚科奇海盆 M03 孔的沉积物样品被进行了有孔虫丰度的统计, 并分析了粒径大于 154 和 250 μm 的 IRD 和铁氧化物颗粒(Fe Oxide Grains, FeOG)含量[10], 以及沉积物颗粒大小的含量. 有孔虫和 IRD 的分析

引用格式: 王汝建, 肖文申, 李文宝, 等. 北冰洋西部楚科奇海盆晚第四纪的冰筏碎屑事件. 科学通报, 2009, 54: 3761~3770
Wang R J, Xiao W S, Li W B, et al. Late Quaternary ice-rafted detritus events in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0177-4

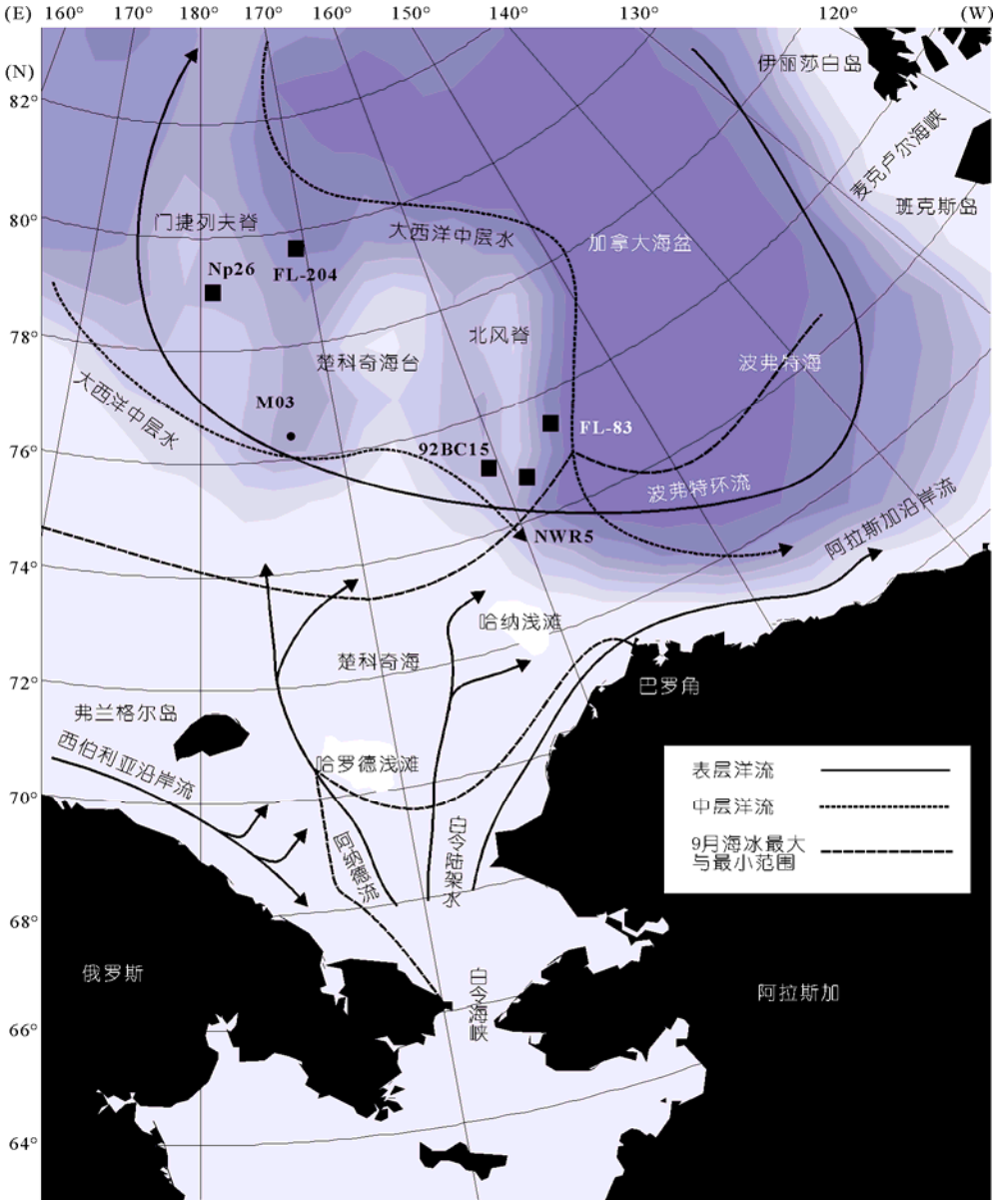

图 1 北冰洋西部 M03 孔与其他孔的位置[4,6~8]，以及洋流和海冰的范围[9]

步骤是：首先，将 10~15 g 干样经过水泡，过 63 μm 筛子，烘干，称重. 然后，将 > 63 μm 的屑样依次过 154 和 250 μm 筛子，称重，并挑出浮游和底栖有孔虫，计算其丰度. 最后，将挑出的有孔虫称重，并减去屑样重量就可计算出大于 154 和 250 μm 的 IRD 含量. FeOG 是用磁铁从颗粒大于 154 μm 的 IRD 中分离出来[10]，然后称重，计算其百分含量，并拍摄磁性颗粒的扫描电子显微镜照片和进行能谱分析. 颗粒大小的分析是称取 0.15 g 样品，用 H_2O_2 去除有机质，盐酸去除 $CaCO_3$ 和 NaOH 去除生物硅，再经处理后在 Coulter 全自动激光粒度分析仪上测试. 以上分析和测试工作均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成.

为了建立 M03 孔上部地层的年代框架，从深度 2, 4, 6 和 8 cm 处沉积物中挑出浮游有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.)壳体 1000~1200 个进行 AMS^{14}C 测年. 根据沉积物中有机碳含量的变化，挑选深度 20, 34, 50 和 70 cm 处沉积物进行有机碳的 AMS^{14}C 测年. 所有 AMS^{14}C 测年的样品在德国基尔

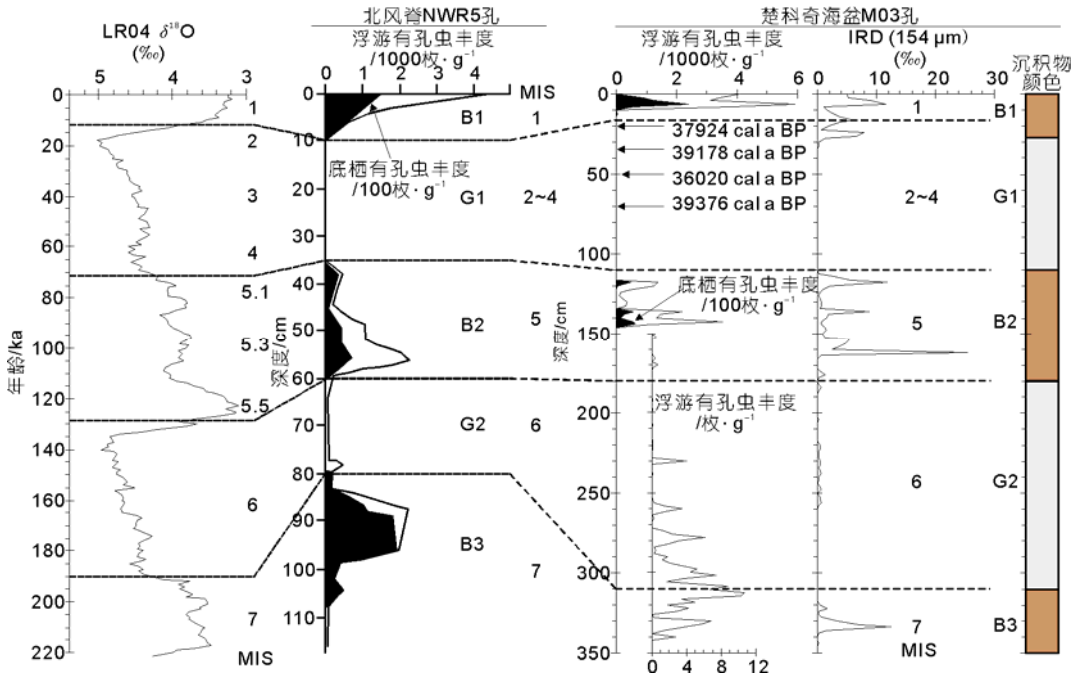

图 2

全球大洋 LR04-δ^{18}O 记录[21]和北风脊 NWR5 孔有孔虫丰度[6]与楚科奇海盆 M03 孔有孔虫丰度, IRD 含量和颜色旋回的对比

大学 Leibniz 实验室完成测试.

2 地层划分和对比

北冰洋深海沉积物的地层划分和测年与其他海区相比显得困难得多. 一方面是由于北冰洋的冰海环境使碳酸盐补偿深度较浅, 深海沉积物中能够用来测年的钙质生源壳体相对匮乏. 另一方面是在北冰洋海冰的覆盖下生物生产力低下, 沉积速率也相当低, 给有孔虫氧碳同位素地层学和生物地层学的应用带来一定的困难[11]. 因此, 在北冰洋深海沉积物的地层学研究中, 大多采用多种地层学与测年相结合的方法, 例如, AMS^{14}C 测年[12], 沉积物颜色旋回(褐色-黄色和灰色分别代表间冰期和冰期)[13,14], 有孔虫丰度和 IRD[4,6~8,15], 磁化率和颜色反射率[16]. 超过^{14}C 测年范围的沉积记录, 也有使用磁性地层学[17], ^{10}Be[2]或释光测年(OSL)[18], 来建立地层框架. 对于 M03 孔的沉积物, 综合应用 AMS^{14}C 测年, 沉积物颜色旋回, 有孔虫丰度和 IRD 含量来建立地层框架.

2.1 AMS ^{14}C 测年

楚科奇海盆 M03 孔上部地层的 AMS^{14}C 测年结果的计算使用的是 440 年的碳储库年龄[19]和 Fairbanks0107 方法[20](表 1). 计算结果显示, 深度 2~8 cm 的地层年龄值有几十至几百年的差异, 可能是生物扰动造成的, 但均属全新世范围. 同样地, 深度 20~70 cm 的地层年龄值也存在几百年至几千年的差异, 可能存在扰动现象, 但依然可以确认为属于深海同位素(Marine Isotope Stage, MIS)3 期的范围(图 2).

表 1 楚科奇海盆 M03 孔 AMS^{14}C 测年数据的校正

样品编号	深度/cm	测试材料	AMS^{14}C 年龄/a BP	碳储库校正年龄/a BP[19]	校正年龄/cal a BP[20]
KIA 29230	2	有孔虫	7380 ± 50	6940 ± 50	7762 ± 59
KIA 29231	4	有孔虫	7145 ± 45	6705± 45	7572 ± 32
KIA 29232	6	有孔虫	7555 ± 45	7115± 45	7944 ± 35
KIA 29233	8	有孔虫	7480 ± 40	7040 ± 40	7878 ± 46
KIA 29234	20	有机碳	32980 + 1120/–980	32540+ 1120/–980	37924 ± 1129
KIA 29235	34	有机碳	34240 + 440 /–420	33800+ 440 /–420	39178 ± 457
KIA 29236	50	有机碳	31090 + 320 /–310	30650+ 320 /–310	36020 ± 331
KIA 29237	70	有机碳	34460 + 1340/–1150	34020+ 1340/–1150	39376 ± 1307

2.2 有孔虫丰度、IRD 和颜色旋回地层学

有孔虫丰度和 IRD 作为划分和对比地层工具已经在北冰洋的地层学研究中得到广泛的应用[6,8]. M03 孔的地层框架主要是通过全球大洋 LR04-δ^{18}O 记录[21]和北风脊 NWR5 孔有孔虫丰度[6]与 M03 孔有孔虫丰度、IRD 和颜色旋回的对比来建立的(图 2). M03 孔与 NWR5 孔的沉积速率存在较大差异, M03 孔反映出更高的沉积速率, 并且总体上 M03 孔的有孔虫丰度要高于后者. 尽管 M03 孔位于更深的水深, 不利于碳酸钙的保存, 但可能是由于 M03 的位置处于更加开放的水体环境, 更少的海冰和更高的生产力. M03 孔有孔虫丰度变化显示, 深度 0~10 和 110~150 cm 出现较高的有孔虫丰度, 而深度 10~110 cm 有孔虫几乎缺失. 深度 150~347 cm 又出现少量的有孔虫. M03 孔有孔虫丰度的变化与 NWR5 孔可以很好地比较[6]. M03 孔的 IRD(>154 μm)含量也呈现类似的周期性变化, 深度 0~30 和 110~170 cm 分别出现 3 个 IRD 的峰值, 而深度 30~110 cm 的 IRD 几乎缺失. 深度 170~320 cm 的 IRD 含量很低. 而深度 320~347 cm 又出现一个 IRD 的高峰.

2.3 地层框架

有孔虫氧同位素记录在古海洋学研究中常常被用来作为地层划分和对比的基础[21]. 然而, 在北冰洋的沉积物中有孔虫常常出现不连续的状况. 冰期由于海冰的覆盖, 表层生产力降低, 导致有孔虫含量减少, 甚至几乎缺失. 而间冰期更多的开放的水环境和相对较高的表层生产力使得有孔虫含量增多. 另外, 海冰和冰山融化, 以及河流淡水注入造成表层水盐度的降低, 影响有孔虫壳体的氧碳同位素分馏. 基于以上两个原因, 有孔虫氧同位素记录作为地层划分和对比的基础在北冰洋受到了很大的限制[11]. M03 孔的有孔虫氧同位素地层学的研究中也遇到了上述同样的问题. 因此, 无法利用 M03 孔中 *N. pachyderma* (sin.)氧和碳同位素记录来划分和对比地层. M03 孔的地层框架只能采用多种地层学的方法来建立(图 3).

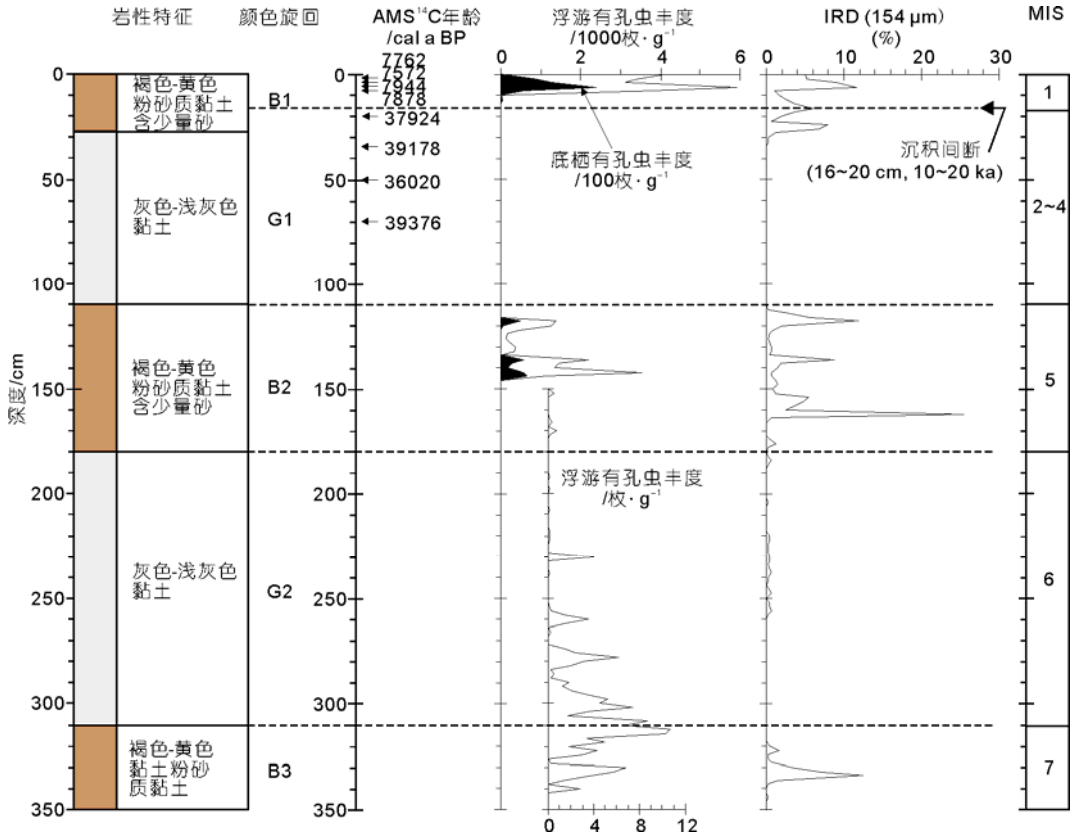

图 3 北冰洋西部楚科奇海盆 M03 孔晚第四纪的综合地层剖面

M03 孔上部 2, 4, 6 和 8 cm 的 AMS^{14}C 测年数据显示，其年龄大约为 7.6~8 ka，存在明显的生物扰动现象，但都属于 MIS 1 早期. 这与北风脊 NWR5 孔深度 0~2 和 4.6~5.6 cm 的年龄值 5.2 和 7.8 ka 较为接近[22]. 深度 20, 34, 50 和 70 cm 的测年结果显示，其年龄大约为 36~39.4 ka，属于 MIS 3 晚期. 深度 8~20 cm 之间的年龄跨度超过 30 ka，暗示 8~20 cm 之间可能存在沉积间断. 门捷列夫脊地区从 13~19 ka 存在一个长达 6 ka 的沉积间断，并认为美亚海盆末次盛冰期沉积速率急剧下降，甚至形成沉积间断. 冰架覆盖在这个区域，压制了生产力和岩屑沉积[8,19]. IRD 事件往往发生在气候从冷转暖的阶段，大量的冰块从冰架上崩塌输送到开放大洋，在融化的过程中将携带的 IRD 释放到海洋中. 在 M03 孔的 IRD 记录中，第 1 个 IRD 含量的峰值在全新世. 出现在 16 cm 左右的第 2 个 IRD 含量的峰值，推断发生在冰消期末期(~12 ka)，当时大量的冰块被输送到北冰洋，这与北大西洋记录的 Heinrich 事件 0 的时间相对应[23]. 此段沉积物的褐色-黄色也表明是处在一个相对暖期. 而第 3 个 IRD 含量峰值(~24 cm)的时间显然要老于 30 ka. 在深度 16~20 cm 之间 4 cm 沉积物年龄跨度达到了 10~20 ka，我们推测一个大的沉积间断可能发生在末次冰盛期. 这个沉积间断比门捷列夫脊地区的长，是因为 M03 孔更加靠近陆架，更长时间的被延伸的冰架所覆盖.

北冰洋沉积物中褐色-黄色和灰色的旋回被认为代表间冰期/间冰段和冰期的旋回[13,14]，褐色-黄色的沉积物反映生物含量丰富，指示生产力相对较高的间冰期环境，显示大西洋水及强氧化的底层水的显著影响. 而灰色的沉积物反映生物含量减少，指示海冰覆盖，生产力相对低的冰期环境，显示大西洋水和底层水的减弱[8,11]. M03 孔沉积物颜色随深度变化明显，褐色-黄色层位恰好对应于有孔虫丰度和 IRD 含量都较高的层位，两者相位差显示了冰消期后生物生产力的增强. 而灰色层位也正好对应于有孔虫丰度和 IRD 含量都较低的层位，代表了海冰覆盖环境下较低的生物生产力. 北冰洋的 IRD 是沉积物中常见的组分，其含量高低通常用来指示陆源冰筏的多少，对应于气候的冷和暖变化. 大量的 IRD 通常出现在冰消期，并常常作为北冰洋地层划分和对比的依据[4,7,15]. M03 孔的 IRD 含量记录显示 3 个层位的高值。第 1 个层位在 MIS 1~3，而第 2 个层位在 MIS 5. 位于深度 310 cm 以下的第 3 个层位可以认为是在 MIS 7，即使该层位的有孔虫丰度非常低，和 NWR 5 的记录也有很大的差异，但从沉积物颜色来看依然可以判断为一个暖期. 该层位低有孔虫丰度的原因尚需进一步研究.

因此，综合 M03 孔沉积物岩性和颜色旋回，AMS^{14}C 测年数据，以及有孔虫丰度和 IRD 含量，可以建立起 M03 孔的综合地层剖面和框架(图 3). 深度 0~16 cm 的沉积物为 MIS 1 的沉积. 深度 16~110 cm 的沉积物为 MIS 2~4 的沉积，并推测深度 16~20 cm 之间可能存在沉积间断. 深度 110~180 cm 的沉积物为 MIS 5 的沉积. 深度 180~310 cm 的沉积物为 MIS 6 的沉积. 深度 310~347 cm 的沉积物为 MIS 7 的沉积.

3 结果

3.1 IRD 与 FeOG

M03 孔 IRD (>154 μm) 的含量变化范围是 0~25%，平均值 1% (图 4). 深度 6 cm, IRD 含量达到约 12%. 另两个峰值出现在深度 16 和 24 cm, IRD 含量分别达到 6%和 8%. 在深度 118, 136 和 162 cm, IRD 分别达到 12%, 9%和 25%. 在深度 334 cm, IRD 含量达到约 13%. 其他深度的 IRD 含量都低于 2%. M03 孔 IRD (>250 μm)的含量变化范围是 0~11%. 平均值 0.7%. 其变化形式几乎与>154 μm 的组分完全一致.

M03 孔 FeOG 含量的变化范围是 0~1.1% (图 4). FeOG 含量的变化对应于 IRD 含量的变化，几个峰值都出现在 IRD 含量的高峰期. 深度 16 cm, FeOG 含量达到 0.3%. 在深度 118 和 136 cm, FeOG 含量的两个峰都约为 0.2%. 在深度 336 cm, FeOG 含量达到峰值约 1.1%. 其他深度的 FeOG 含量都低于 0.1%.

3.2 颗粒大小

楚科奇海盆 M03 孔粒度组分的变化可以用来指示陆源物质输入量的变化，其中较粗的成分能反映输入北冰洋的冰筏和气候的变化，因而在北冰洋的古海洋学研究中被广泛的应用[4,7,8,15]. M03 孔的平均粒径范围为 1.8~7.9 μm，平均值 4.6 μm，而粒度中值范围为 1.8~5.6 μm，平均值 3.4 μm(图 5). 粉沙级(63~10 μm)组分的含量范围为 0~29.4%，平均值 9.8%. 亚黏土(10~2 μm)与黏土级(<2 μm)组分的含量范围分别为 42.8%~67.9%和 19.4%~57.2%，平均值分别为 58.3%和 32%. M03 孔粒度各组分含量在 MIS1~7 中的

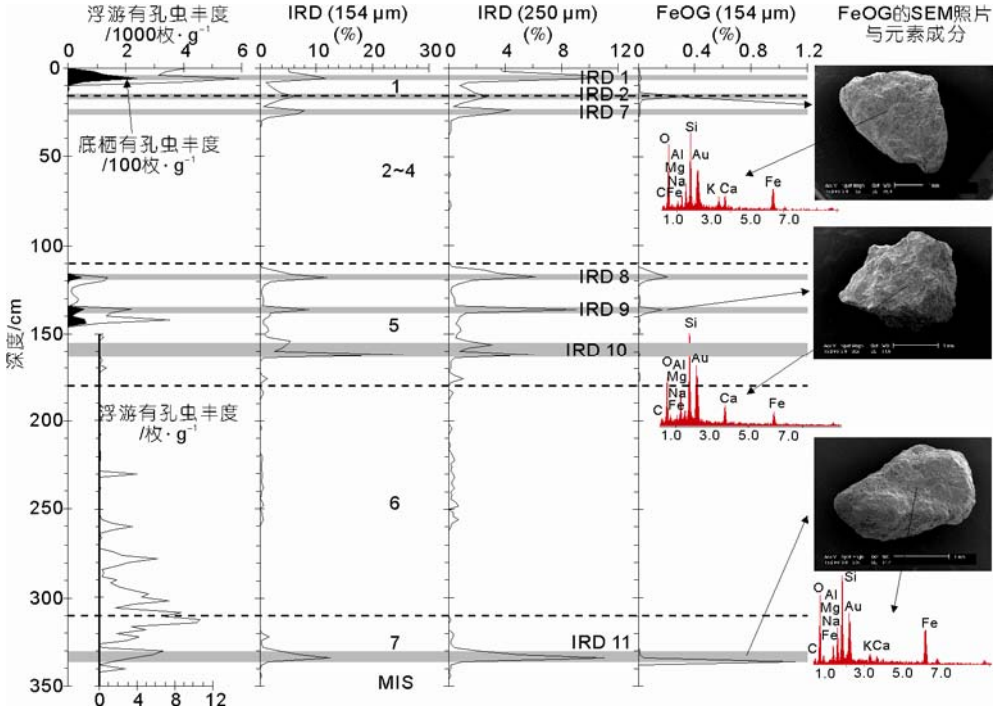

图 4　北冰洋西部楚科奇海盆 M03 孔晚第四纪的 IRD 和 FeOG 含量的变化

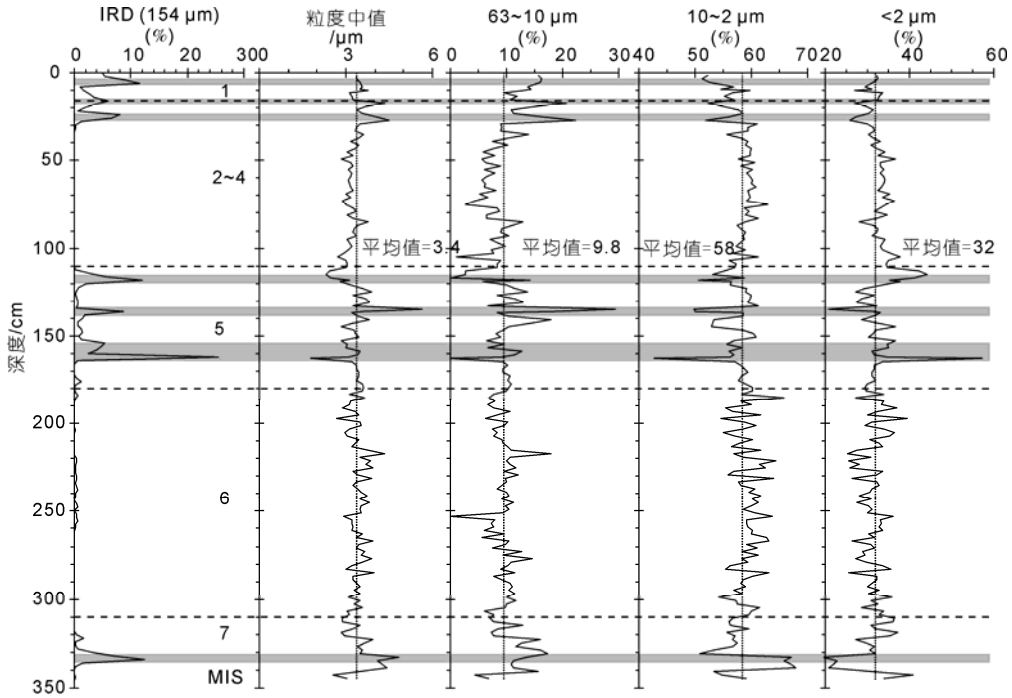

图 5　北冰洋西部楚科奇海盆 M03 孔晚第四纪的粒度中值和各粒度组分的变化

平均值见表 2. MIS 1 和 MIS 7 的平均粒径和粒度中值都略高于 MIS 2~6 的值. 间冰期(MIS 1, MIS 5 和 MIS 7)粉沙级组分的含量平均值也都略高于冰期(MIS 2~4 和 MIS 6)的平均值. 除了 MIS 7 外, 冰期(MIS 2~4 和 MIS 6)亚黏土级组分的含量平均值也都略高于间冰期(MIS 1 和 MIS 5)的平均值. 除了 MIS 5 外,

表 2 楚科奇海盆 M03 孔粒度各组分含量在 MIS1~7 中的平均值

MIS	平均粒径 /μm	粒度中值 /μm	63~10 μm (%)	10~2 μm (%)	<2 μm (%)
1	5.4	3.5	14.9	54.5	30.6
2~4	4.5	3.3	8.9	58.5	32.6
5	4.6	3.3	10.0	56.3	33.7
6	4.7	3.4	9.5	59.3	31.2
7	4.8	3.5	10.6	58.6	30.8

冰期(MIS 2~4 和 MIS 6)黏土级组分的含量平均值略高于间冰期(MIS 1 和 MIS 7)的平均值. 总体来说, 更多的粗组分出现在冰消期和间冰期, 而更多的细组分出现在冰期.

4 讨论

4.1 IRD 事件

北冰洋西部晚第四纪世冰山漂移的研究显示, 全新世沉积物中粗颗粒组分含量低, 反映北冰洋中较少的冰山, 通常更老的沉积物中 IRD 含量较高, 对应于北冰洋中大量的冰山[24]. IRD 的分布受波弗特环流控制(图 1), 大量的 IRD 来自于波弗特海沿岸[15]. 冰期的海面由厚厚的海冰和冰山所覆盖, 冰架延伸至陆架, 波弗特环流减弱, 使得海冰和冰山所夹带的陆源物质难以被波弗特环流搬运至远洋. 因此, 冰期远离波弗特海的楚科奇海盆可能 IRD 沉积较少, 因为流速的减缓, 迅速下降的海平面会减弱甚至停止冰块的融化和 IRD 的沉积. 在气候变暖的冰消期和间冰期, 海平面上升, 造成冰架断裂, 加强的洋流使得大冰块更容易就进入到北冰洋的开放区, 沉积物中才出现较高的IRD含量[2]. M03孔的IRD (>154和250 μm) 在 MIS 1 早期, MIS 3, MIS 5 以及 MIS 7 含量较高, 反映随着气候变暖大冰块被搬运至楚科奇海盆, 冰块融化和卸载 IRD 到海底(图 4). 晚更新世北冰洋西部 FL-83 和 FL-204 孔增加的 IRD(>250 μm)含量指示北冰洋西部曾经有大量的冰筏[7]. 晚更新世门捷列耶夫脊 Np26 孔冰消期和间冰期较高的 IRD(>250 μm)含量表明 IRD 主要出现在冰消期和间冰期[8]. 这些研究结果与 M03 孔的记录是一致的.

北冰洋末次冰期 IRD 事件与加拿大北极伊努伊特(Innuitian)和劳伦冰盖崩裂事件时间的研究表明, IRD 沉积不仅指示了这些碎屑沉积物的来源, 而且还反映了冰山的漂移和冰盖的历史[4]. 这两个冰盖的崩裂时间与大部分的 IRD 沉积几乎是同时的, 崩裂下来的大冰块或冰山夹带着陆源碎屑被波弗特环流输送到北冰洋的美亚海盆[25,26]. 北风盆地的 92BC15 孔(图 1)约 30 ka 以来可以识别出 6 个 IRD 事件 IRD 1~IRD 6, 其中, IRD 1~IRD 3 的年龄分别为 8~10, 13~15 和 16~17.5 ka, 而 IRD 4~IRD 6 的年龄不确定[4]. 相比之下, 楚科奇海盆 M03 孔晚更新世以来可以识别出 7 个 IRD 事件(图 4), 分别出现在 MIS 1, MIS 3, MIS 5 以及 MIS 7. 根据 AMS^{14}C 测年, 深度 6 cm 的第 1 个 IRD 高峰的年龄大约在 8 ka 左右, 可能对应于北半球 8.2 ka 冷期之后的冰筏事件[27~29]. 深度 16 cm 的第 2 个 IRD 峰值正如年代框架章节中所讨论的, 可对应于 Heinrich 事件 0, 在大约 12 ka 左右. 深度 24 cm 的第 3 个 IRD 峰值年龄在 38 ka 左右, 可对应于 Heinrich 事件 4[23]. 而 92BC15 孔所记录的 IRD 3~IRD 6 事件, 由于 M03 孔在此阶段可能存在沉积间断而没有被记录下来.

4.2 IRD 的起源

尽管北冰洋的海冰和大冰块或者冰山都能夹带和搬运一些粗的 IRD, 但是海冰的主要贡献是细砂级以下的 IRD(<250 μm), 而大冰块或者冰山的主要贡献是粗的 IRD (>250 μm)[4,15], 因此, M03 孔 IRD(>250 μm)主要是由大冰块或者冰山贡献的, 它们被加拿大北极群岛的麦克卢尔海峡冰流(M'Clure Strait Ice Stream)输送到波弗特海, 并随波弗特环流漂移至楚科奇海盆[4,15,25]. 晚更新世海面下厚达 700 余米的大冰山在楚科奇缘地的搁浅和侵蚀的证据支持了这个观点[30,31]. 在北极冰的输出事件和冰夹带沉积物的研究中, FeOG 及其地球化学指纹发挥了重要的作用, 它能够指示物源区和冰的漂移轨迹[3,32,33]. 根据北冰洋现代海冰和沉积物中 FeOG 及其地球化学指纹的研究显示, FeOG 主要来自于加拿大北极的班克斯岛和俄罗斯的拉普捷夫海[3,4,32,33]. 但是, 北冰洋西部楚科奇海和楚科奇缘地海冰中的 FeOG 主要来自于加拿大北极的班克斯岛, 它们被夹带在海冰里, 由波弗特环流输送至该地区[33]. 尽管楚科奇海盆 M03 孔的 FeOG 含量不到 1.2%, 但是其 4 个 FeOG 小峰分别对应于相应的 IRD 事件(图 4). 因此, 这 4 次 IRD 事件伴随着从加拿大北极班克斯岛的冰的输入.

IRD (>154 μm)与颗粒大小的对比发现, 颗粒大小组分中未出现>63 μm 的颗粒(图 5). 相比之下, IRD 中出现了粗颗粒(>154 和 250 μm). 原因是粒度分析的

样品量是 0.15 g, 而 IRD 分析的样品是 10~15 g, 量级上的差异使得粗颗粒成分显现的概率较小. 粒度中值, 平均粒径和粉沙级颗粒整体上都显示间冰期的值略高于冰期, 而亚黏土和黏土级颗粒都显示冰期的值略高于间冰期(表 2, 图 5). 冰消期和间冰期 IRD (>154 和 250 μm)含量较高, 而冰期 IRD 含量减少(图 3 和 4). 冰期的沉积物主要是亚黏土和黏土颗粒组分, 它们在大洋中被洋流长距离的搬运[34]. 粉砂级颗粒含量间冰期增加, 显示间冰期波弗特环流和大西洋中层水的加强. 粉砂级颗粒含量冰期减少, 反映冰期波弗特环流和大西洋中层水减弱. 因此, 粉砂级颗粒可能主要来自于波弗特环流和大西洋中层水的搬运[34,35]. 在海冰形成的过程中, 陆架上冷咸的富氧水团可以夹带陆架上富黏土的悬浮体从大陆边缘下沉, 进入深海盆[34]. 楚科奇海盆亚黏土和黏土级颗粒可能来自于大陆边缘悬浮体的沉积. 冰期环北极的河流都大大萎缩, 海冰成为陆源物质搬运的重要途径[36,37]. 海冰搬运的主要是粉砂和黏土颗粒, 而冰山搬运的更多是砂和较粗的成分[35,38]. 另外, 细颗粒的沉积物也可能来自于混浊表层羽流(Turbid Surface Plume)或者雾状层[39,40]. 在极地和亚极地环境中, 冰融水与冷海水之间的密度差要比进入低纬度区较暖海水的河流淡水更加明显, 大大超过 20%. 因此, 被冰夹带的细颗粒沉积物会上浮到海面, 形成混浊表层羽流[40]. 这主要是因为当富含黏土的细颗粒沉积物与海水接触时, 它们会絮凝和形成较大的聚集体, 快速地沉降到海底[41]. 但这种沉积机制还未在该海区观测到.

5 结论

通过对北冰洋西部楚科奇海盆 M03 孔沉积物特征, AMS^{14}C 测年、有孔虫丰度、IRD 含量、FeOG 以及细颗粒组分的研究可以得出以下结论:

(1) 楚科奇海盆 M03 孔的沉积物颜色旋回、AMS^{14}C 测年数据、有孔虫丰度、IRD 与北风脊 NWR5 孔的对比, 建立了 M03 孔的地层框架, 其沉积物被划分为 MIS 7~MIS 1 的沉积序列. 其中, 深度 16~20 cm 之间可能存在长达 10~20 ka 的沉积间断, 持续时间较门捷列夫脊地区长.

(2) 晚第四纪以来 M03 孔可以识别出 7 个 IRD 事件, 它们分别出现在 MIS 1, MIS 3, MIS 5 以及 MIS 7. 它们主要被大冰块或者冰山所夹带, 通过加拿大北极群岛的麦克卢尔海峡冰流输出到波弗特海, 并被波弗特环流输送至楚科奇海盆. 由于北冰洋西部海冰和冰山的分布受波弗特环流控制, 冰期的冰封环境和减弱的波弗特环流使 IRD 含量减少, 而间冰期较为开阔的海况和加强的波弗特环流可导致其含量增加. 因此, 楚科奇海盆晚第四纪的 IRD 事件不仅指示了这些粗颗粒沉积物的来源和冰山的输出事件, 而且还反映了波弗特环流和北美冰盖的变化历史. 发生在 MIS 1, MIS 5 和 MIS 7 的 4 次 IRD 事件可追踪到加拿大北极班克斯岛冰架的垮塌事件.

(3) 楚科奇海盆 M03 孔粒度组分的变化表明, 粉砂级颗粒可能主要来自于波弗特环流和北冰洋洋中层水的搬运. 而亚黏土和黏土级颗粒可能来自于陆架边缘下沉的冷咸富氧水团所夹带的悬浮体的沉积以及海冰的搬运.

致谢 感谢两位审稿专家建设性的意见. 此项工作是由国家财政部资助, 国家海洋局极地办公室组织实施的“中国第二次北极考察项目(简称 CHINARE-2003)”的一部分, 参加此项工作的单位是中国极地研究中心, 国家海洋局第一研究所, 国家海洋局第二研究所, 国家海洋局第三研究所, 同济大学等. 同时也感谢中国第二次北极考察队的地质组成员陈建芳, 高爱国, 韩贻兵, 李秀珠为样品的采集付出的艰辛劳动.

参考文献

1 Darby D A, Polyak L, Bauch H A. Past glacial and interglacial conditions in the Arctic Ocean and marginal seas——A review. Progr Oceanogr, 2006, 71: 129—144[doi]

2 Spielhagen R, Baumann K, Erlenkeuser H, et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history. Quat Sci Rev, 2004, 23: 1455—1483[doi]

3 Darby D A, Bischof J F, Spielhagen R F, et al. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. Paleoceanography, 2002, 17: 2,[doi]

4 Darby D A, Zimmerman P. Ice-rafted detritus events in the Arctic during the last glacial interval and the timing of the Innuitian and Laurentide ice sheet calving events. Polar Res, 2008, 27: 114—127[doi]
5 张占海, 主编. 中国第二次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社, 2003. 1—229
6 Ishman S E, Polyak L, Poore R Z. Expanded record of Quaternary oceanographic change: Amerasian Arctic Ocean. Geology, 1996, 24: 139—142[doi]
7 Bischof J F, Clark D L, Vincent J S. Origin of ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean. Paleoceanography, 1996, 11: 743—756[doi]
8 Polyak L, Curry W B, Darby D A, et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2004, 203: 73—93[doi]
9 Grebmeier J M, Cooper L W, Feder H M, et al. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic. Progr Oceanogr, 2006, 71: 331—361[doi]
10 Darby D A, Bischof J F. A statistical approach to source determination of lithic and Fe oxide grains: An example from the Alpha Ridge, Arctic Ocean. J Sediment Res, 1996, 66: 599—607
11 Backman J, Jakobsson M, Løvlie R, et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? Quat Sci Rev, 2004, 23: 1435—1454[doi]
12 Darby D A, Bischof J F, Jones G A. Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean. Deep-Sea Res Ⅱ, 1997, 44: 1745—1757[doi]
13 Jakobsson M, Løvlie R, Al-Hanbali H, et al. Manganese and color cycle in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology. Geology, 2000, 28: 23—26[doi]
14 Löwemark L, Jakobsson M, Mörth M, et al. Arctic Ocean manganese contents and sediment colour cycles. Polar Res, 2008, 27: 105—113[doi]
15 Phillips R L, Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: Implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic. Mar Geol, 2001, 172: 91—115[doi]
16 Darby D A, Jakobsson M, Polyak L. Icebreaker expedition collects key Arctic seafloor and ice data. EOS, 2005, 86: 549—556
17 Jakobsson M, Løvlie R, Arnold E M, et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean. Glob Planet Change, 2001, 31: 1—22[doi]
18 Jakobsson M, Backman J, Murray A, et al. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2003, 4: 1016,[doi]
19 Poore R Z, Osterman L, Curry W B, et al. Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean. Geology, 1999, 27: 759—762[doi]
20 Fairbanks R G, Mortlock RA, Chiu T, et al. Marine radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years B.P. based on paired $^{230}Th/^{234}U/^{238}U$ and ^{14}C dates on pristine corals. Quat Sci Rev, 2005, 24: 1781—1796[doi]
21 Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography, 2005, 20: PA1003,[doi]
22 Poore R Z, Phillips R L, Rieck H J. Paleoclimate record for Northwind Ridge, Western Arctic Ocean. Paleoceanography, 1993, 8: 149—159[doi]
23 Hemming S R. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Rev Geophys, 2004, 42: RG1005,[doi]
24 Bischof J F, Darby D A. Mid-to Late Pleistocene ice drift in the Western Arctic Ocean: Evidence for a different circulation in the past. Science, 1997, 277: 74—78[doi]
25 Stokes C R, Clark C D, Darby D A, et al. Late Pleistocene ice export events into the Arctic Ocean from the M'Clure Strait Ice Stream, Canadian Arctic Archipelago. Glob Planet Change, 2005, 49: 139—162[doi]
26 Sellén E, Jakobsson M, Backman J. Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian Basins: Clues to differences in sedimentation rates. Glob Planet Change, 2008, 61: 275—284[doi]
27 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 1997, 25: 483—486[doi]
28 Kurek J, Cwynar L C, Spear R W. The 8200 cal yr BP cooling event in eastern North America and the utility of midge analysis for Holocene temperature reconstructions. Quat Sci Rev, 2004, 23: 627—639[doi]
29 Rohling E J, Pälike H. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event 8200 yrs ago. Nature, 2005, 434: 975—979[doi]
30 Jakobsson M, Gardner J V, Vogt P R, et al. Multibeam bathymetric and sediment profiler evidence for ice grounding on the Chukchi

Borderland, Arctic Ocean. Quat Res, 2005, 63: 150—160[doi]
31 Polyak L, Darby D, Bischof J, et al. Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean. Quat Res, 2007, 67: 234—245[doi]
32 Bischof J F, Darby D A. Quaternary ice transport in the Canadian Arctic and extent of Late Wisconsinan Glaciation in the Queen Elizabeth Islands. Can J Earth Sci, 1999, 36: 2007—2022
33 Darby D A. Source of sediment found in sea ice from the western Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns. J Geophys Res, 2003, 108: 3257,[doi]
34 Wahsner M, Müller C, Stein R, et al. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways——A synthesis. Boreas, 1999, 28: 215—233[doi]
35 Hass H C. A method to reduce the influence of ice-rafted debris on a grain size record from Fram Strait, Arctic Ocean. Polar Res, 2002, 21: 299—306[doi]
36 Hill J C, Driscoll N W, Brigham-Grette J, et al. New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum. Quat Res, 2007, 68: 271—279[doi]
37 Reimnitz E, McCormick M, Bischof J, et al. Comparing sea-ice sediment load with Beaufort Sea shelf deposits: Is entrainment selective? J Sediment Res, 1998, 68: 777—787
38 Clark D, Hanson A. Central Arctic Ocean sediment texture: a key to ice transport mechanisms. In: Molnia B F, ed. Glacial-marine Sedimentation. New York: Plenum Press, 1983. 301—330
39 Stewart T. Glacial marine sedimentation from tidewater glaciers in the Canadian High Arctic. In: Anderson J B, Ashley G M, eds. Glacial-Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance. Geol Soc Am Spec Paper, 1991, 261: 95—105
40 Hesse R, Khodabakhsh S, Klauke I, et al. Asymmetrical turbid surface-plume deposition near ice-outlets of the Pleistocene Laurentide ice sheet in the Labrador Sea. Geo-Mar Lett, 1997, 17: 179—187[doi]
41 Nørgaard-Pedersen N, Mikkelsen N, Kristoffersen Y. Arctic Ocean record of last two glacial-interglacial cycles off North Greeland/Ellesmere Island——Implications for glacial history. Mar Geol, 2007, 244: 93—108[doi]