

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021031601

# 亚北极鄂霍次克海晚第四纪冰海沉积作用与水团变化历史

叶圣彬, 王汝建, 肖文申, 孙焯忱, 武力

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

**摘要:** 亚北极鄂霍次克海是全球重要的碳汇之一,也是北太平洋中层水的主要源区,研究晚第四纪鄂霍次克海古环境变化及其影响因素对于理解亚极地海洋对气候变化的响应有重要意义。本文对鄂霍次克海南部科学院海隆 ARC2-T00 岩芯进行了粗组分、坠石、有孔虫丰度和  $\text{CaCO}_3$  含量的统计与分析、底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 氧碳同位素测试等,并基于其底栖有孔虫 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}\text{O}$  和深海氧同位素曲线 LR04- $\delta^{18}\text{O}$  与相邻站位 OS03-1 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}\text{O}$  的对比,建立了该岩芯的地层年代框架。该研究表明,在 MIS 6—MIS 2 的大部分时期,鄂霍次克海南部主要沉积动力为西风、洋流及海冰;风尘堆积速率的变化指示西风带在冰期增强,间冰期减弱;海冰沉积堆积速率的变化表明,在冰期或冰段,海冰沉积受当时季节性海冰沉积中心带所处位置的影响较大;海冰和水团指标变化显示,鄂霍次克海南部此时为季节性海冰覆盖,鄂霍次克海中层水上部生成增强,中层水下部的盐度变化可能与宗谷暖流前伸体的输入、海冰形成析出的卤水下沉和太平洋深层水的侵入有关。

**关键词:** 冰筏碎屑;鄂霍次克海中层水;MIS 6—MIS 2;鄂霍次克海

**中图分类号:** P736.2 **文献标识码:** A

## Changing histories of glaciomarine deposition and water masses in the subarctic Okhotsk Sea of Late Quaternary

YE Shengbin, WANG Rujian, XIAO Wenshen, SUN Yechen, WU Li

State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

**Abstract:** The subarctic Okhotsk Sea is one of the most important carbon sinks in the world and the main source areas of North Pacific Intermediate Water (NPIW). The study of Late Quaternary paleoenvironmental changes of the Okhotsk Sea and their effect factors are of great significance for understanding the responses of subpolar oceans to global climate change. Coarse fraction, drop stone, foraminiferal abundance,  $\text{CaCO}_3$  content, benthic foraminifera *Uvigerina* spp. oxygen and carbon isotopes in the core ARC2-T00 collected from the Academy of Sciences on Rise of Southern Okhotsk Sea are tested, counted or analyzed by the authors and then the stratigraphic chronology of the core is established based on the comparison of the benthic foraminifera *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}\text{O}$ , the global deep-sea oxygen isotope stacks LR04- $\delta^{18}\text{O}$  and the adjacent site OS03-1 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}\text{O}$ . The results indicate that, in the most intervals of MIS 6—2, the sedimentary dynamic mechanisms in the Southern Okhotsk Sea are dominated by westerlies, ocean currents and sea ice. Changes in the accumulation rate of eolian dust indicate that the westerlies strengthened and weakened during the glacials and the interglacials, respectively. The variation in the accumulation rate of sea ice sediments illustrates that during the glacials, sea ice deposition was severely influenced by the location of the seasonal sea ice depositional center at that time. Meanwhile, as indicated by proxies of sea ice and water masses, the southern Okhotsk Sea was covered by seasonal sea ice and the upper Okhotsk Sea Intermediate Water (uOSIW) production was strengthened. Salinity variation in lower Okhotsk Sea Intermediate Water (lOSIW) may be related to inflow of the Forerunner of Soya Warm Current Water (FSCW), brine rejection due to sea ice formation and intrusion of the Pacific Deep Water (PDW).

**Key words:** ice-rafted detritus (IRD); Okhotsk Sea Intermediate Water (OSIW); MIS 6—MIS 2; Okhotsk Sea

亚北极鄂霍次克海在复杂的“海-陆-气-冰”相互作用下,形成了独特的海洋环境,并以高生产力、季节性海冰覆盖以及作为北太平洋中层水(North

Pacific Intermediate Water, NPIW)的主要源区<sup>[1]</sup>、唯一的通风(ventilation)区<sup>[2-3]</sup>为特征,也是全球重要的碳汇之一<sup>[4-7]</sup>。此外,鄂霍次克海对近期气候变化

**资助项目:** 国家自然科学基金项目“重建晚第四纪冰期-间冰期西北冰洋筏冰输运和表层洋流演变历史”(41776187);国家海洋局极地考察办公室极地科学协同创新平台项目“极地海洋沉积特征及分布研究”(CXPT2020008)

**作者简介:** 叶圣彬(1993—),男,硕士研究生,海洋地质学与古环境研究, E-mail: sebastianye@tongji.edu.cn

**通讯作者:** 王汝建(1959—),男,教授,博导,从事古海洋与古气候研究, E-mail: rjwang@tongji.edu.cn

**收稿日期:** 2021-03-16; **改回日期:** 2021-03-31. 周立君编辑

的响应十分迅速<sup>[8]</sup>。因此, 研究晚第四纪鄂霍次克海古环境变化及其影响因素对于理解亚极地海洋对气候变化的响应具有重要意义。

尽管鄂霍次克海古海洋学研究具有重要意义, 但 20 世纪该海域的古海洋学研究很少, 主要原因是除前苏联外其他国家的科学家无法进入<sup>[9]</sup>。此外, 鄂霍次克海大部分海区碳酸盐溶跃面较浅, 有孔虫等钙质微体化石在沉积物中保存状况较差, 导致在当时的分析技术条件下难以建立可靠的年龄框架, 影响了该海域的古海洋学研究<sup>[10]</sup>。21 世纪以来, 对该海域的古海洋学研究成为热点, 并取得了较大进展<sup>[2-3, 11-17]</sup>。例如, 120 ka 以来鄂霍次克海西南部的海冰均为季节性海冰<sup>[12]</sup>, 100 ka 以来鄂霍次克海海冰发生了 13 次扩张事件 (Okhotsk Sea Sea-ice Expansion, OSIE)<sup>[18]</sup>, 堪察加半岛上的冰川在 MIS 6 晚期被大量排泄入鄂霍次克海东部<sup>[19]</sup>。鄂霍次克海古生产力的变化也在不同时间尺度上被研究。Nürnberg 和 Tiedemann<sup>[20]</sup> 基于鄂霍次克海中部的沉积记录重建了 1.1 Ma 以来陆源物质通量、海洋生产力和海冰覆盖率的变化, 这些变化与冰期/间冰期的变化密切耦合; 沉积记录与中国黄土粒度记录 (CHILOPARTS) 的对应关系表明, 鄂霍次克海和东南亚的环境变化都与西伯利亚高压密切相关, 在冰期时, 西伯利亚高压强烈, 海冰覆盖范围扩大; 在间冰期时, 类似于现在的夏季, 东南季风盛行, 蒙古热低压明显, 夏威夷高压较强。Iwasaki 等<sup>[21]</sup> 发现 500 ka 以来, 鄂霍次克海中部有机碳含量在 MIS 13、11、9、5 和 1 等间冰期较高, 而 MIS 7 和 3 则没有出现明显增加; 浮游植物群落的演变对鄂霍次克海对大气 CO<sub>2</sub> 的吸收起重要作用。Seki 等<sup>[22]</sup> 通过 TEX<sub>86</sub> 重建了鄂霍次克海中部 160 ka 以来的夏季海表温度, 显示冰消期时夏季海表温度迅速上升, 认为冰消期时黑龙江径流 (夏季时约 25 °C) 输入导致分层加剧、颗石藻生产力增加。Seki 等<sup>[10]</sup> 发现, 30 ka 以来, 不同时期海冰的进退影响了鄂霍次克海的初级生产力高低以及主要植物群落类型, 末次冰消期浮游植物群落以颗石藻为主, 晚全新世时演化为以硅藻为主。Gorbarenko 等<sup>[23]</sup> 研究了鄂霍次克海东南部沉积物岩芯中的底栖有孔虫组合的变化, 发现全球冰融水事件 1A (约 14 ka) 和 1B (约 11 ka) 时, 鄂霍次克海生产力激增, 有机质通量高; 新仙女木事件导致生产力下降, 对底栖有孔虫群落造成影响; 随后的变暖引发了硅藻的勃发、蛋白石的积累和水体溶解氧的缺乏, 导致在 5.26~4.4 ka 期间, 底栖有孔虫群落发生重大变化。Otsuki 等<sup>[7]</sup> 在鄂霍次克海西

南部进行了为期 1 年的现代海洋学观测, 证实了宗谷暖流变冷后携带着大气中的 CO<sub>2</sub> 下沉混入鄂霍次克海中层水团。然而, 关于黑龙江径流、宗谷暖流、太平洋深层水 (Pacific Deep Water, PDW) 对鄂霍次克海海洋古环境的影响研究较少。

本文研究的沉积物岩芯 ARC2-T00 是中国第二次北极考察在鄂霍次克海南部采取的, 水深为 975 m (图 1), 位于现代鄂霍次克海中层水 (Okhotsk Sea Intermediate Water, OSIW) 下部且接近现代 OSIW 与 PDW 分界面, 该界面即鄂霍次克海的碳酸盐溶跃面<sup>[20]</sup>, 对于强腐蚀性的 PDW 侵入十分敏感, 同时也处于宗谷暖流的影响区域。因此, 本文试图通过该岩芯的底栖有孔虫氧碳同位素、生源组分、陆源组分的分析, 探究 PDW 侵入历史以及宗谷暖流在鄂霍次克海晚第四纪古环境演化中的作用, 并证实地质历史时期海冰形成与鄂霍次克海中层水生成的关联性。

## 1 区域海洋环境概况

### 1.1 鄂霍次克海表层洋流

鄂霍次克海表层洋流主要为逆时针方向流动, 中部为鄂霍次克涡流 (OG)<sup>[31]</sup> (图 1a)。亲潮主要通过水深 1400~1900 m 的克鲁森斯滕海峡 (Kruzenshtern Strait) 进入鄂霍次克海, 沿岸则主要有西堪察加流 (WKC)、北鄂霍次克流 (NOC)、东萨哈林流 (ESC) 等<sup>[32]</sup>。鄂霍次克海表层洋流通过布索尔海峡 (Bussol strait) 流入北太平洋<sup>[33-34]</sup>。

黑潮在日本海的分支——对马暖流在进入日本海东北部海域后, 分为两支, 一支向东通过水深 55 m 的宗谷海峡进入西南鄂霍次克海, 冷却后下沉为中层水, 被称为宗谷暖流前伸体 (FSCW)<sup>[35]</sup>, FSCW 的盐度为 33.7~33.9 psu。另一支向北通过水深仅 15 m 的鞑靼海峡进入鄂霍次克海西北大陆架区。当海平面降低 15 m 时, 对马暖流的北支无法进入鄂霍次克海, 对于黑龙江淡水的顶托作用消失, 黑龙江江水部分注入日本海, 可能是其表层水盐度降低的因素之一<sup>[36]</sup>。过去 1.5 Ma 以来, 由于构造运动使得日本海与鄂霍次克海之间的联系减弱, 当冰期海平面低于 55 m 时, 宗谷暖流无法进入鄂霍次克海<sup>[37]</sup>。

### 1.2 鄂霍次克海海冰形成与中深层洋流

鄂霍次克海与同纬度其他海域的显著区别是存在季节性海冰, 冬季西伯利亚寒流造成其北部及

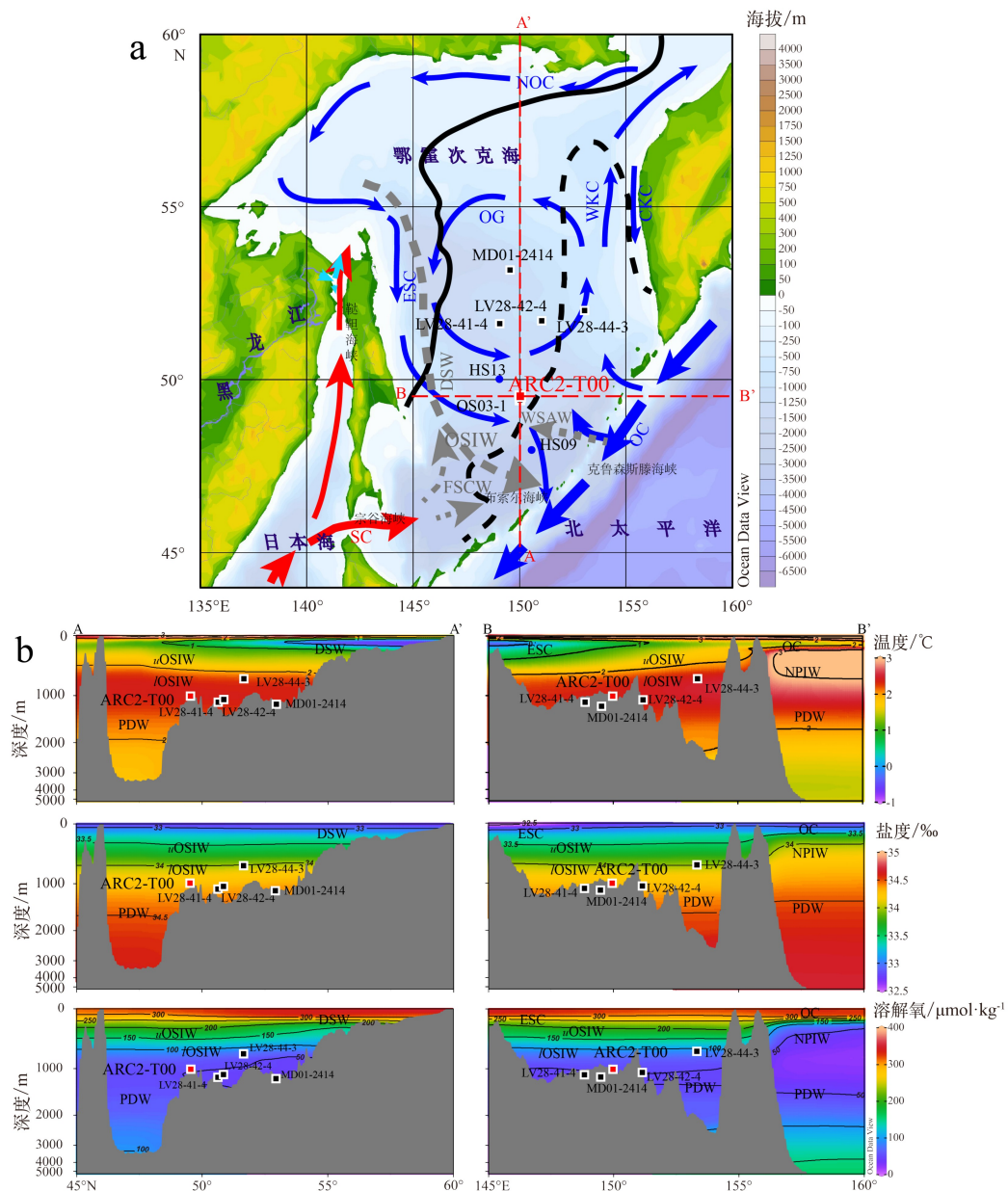


图1 鄂霍次克海 ARC2-T00<sup>[2]</sup>、OS03-1<sup>[24]</sup>、LV28-41-4、LV28-42-4 及 LV28-44-3<sup>[19]</sup>、HS09、HS13<sup>[25]</sup>、MD01-2414<sup>[26]</sup> 位置图以及鄂霍次克海洋流<sup>[16]</sup>、海冰分布范围<sup>[19]</sup> (a) 与鄂霍次克海 150°E 断面及 49.5°N 断面 1955—2010 年海水年平均温度<sup>[27]</sup>、盐度<sup>[28]</sup>、溶解氧<sup>[29]</sup> 剖面图 (b)

其中, HS09、HS13 为海水采样, 其余为沉积物岩芯取样; 黑色实线为现代 1 月份海冰界线, 黑色虚线为现代 3 月份海冰最大覆盖范围的界线; 浅蓝色为黑龙江淡水输入; 蓝色、红色路径为表层洋流, 蓝色为寒流, 红色为暖流, 灰色为中层洋流。ESC: 东萨哈林流, NOC: 北鄂霍次克流, WKC: 西堪察加流, CKC: 堪察加补偿流, SC: 宗谷暖流, FSCW: 宗谷暖流前伸体, OC: 亲潮, DSW: 高密度陆架水, WSAW: 西部亚北极水, OSIW: 鄂霍次克海中层水, OG: 鄂霍次克涡流。A—A': 150°E 断面; B—B': 49.5°N 断面。本图采用 Ocean Data View 5.3.0 版本绘制<sup>[30]</sup>。

Fig.1 Location of Core ARC2-T00<sup>[2]</sup>, OS03-1<sup>[24]</sup>, LV28-41-4, LV28-42-4 & LV28-44-3<sup>[19]</sup>, HS09 & HS13<sup>[25]</sup>, MD01-2414<sup>[26]</sup>, ocean currents<sup>[16]</sup>, sea ice coverage<sup>[19]</sup> in Okhotsk Sea (a) and annual average temperature<sup>[27]</sup>, salinity<sup>[28]</sup> and dissolved oxygen<sup>[29]</sup> of sea water of section 150°E and section 49.5°N of Okhotsk Sea (b)

HS09, HS13 are hydrocast stations, others are sediment cores. Black line shows modern sea ice boundary in January. Black dotted line shows modern sea ice boundary maximum in March. Light blue lines are fresh water input from Amur River. Red and blue lines represent surface currents. Red lines are warm currents, while blue lines are cold currents. Grey lines are intermediate currents. ESC: East Sakhalin Current, NOC: North Okhotsk Current, WKC: West Kamchatka Current, CKC: Compensation Kamchatka Current, SC: Soya Current, FSCW: the Forerunner of Soya Warm Current Water, OC: Oyashio Current, DSW: Dense shelf Water, WSAW: Western Subarctic Water, OSIW: Okhotsk Sea Intermediate Water, OG: Okhotsk Gyre. A-A': section 150°E, B-B': section 49.5°N drawn with Ocean Data View 5.3.0<sup>[30]</sup>

西北部 0~100 m 水深的陆架海水大量结冰, 并且在西北风的控制下, 已形成的海冰向东南方向移动, 新的海冰不断在陆架海域的冰间湖形成。海冰形成过程中的盐析作用导致高盐度海水(即卤水)下沉形成密度较大的陆架水(DSW)<sup>[38]</sup>。陆架水与相对温暖的西部亚北极水(Western Subarctic Water, WSAW)以及温暖(3~5 °C)、高盐(33.7~33.9 psu)的 FSCW(26.75~27.0  $\sigma_\theta$ )在等密度面上按 1:1:0.1 比例进行混合<sup>[35]</sup>, 在鄂霍次克海 200~1000 m 水深形成 OSIW, OSIW 流出布索尔海峡(Bussol strait)形成 NPIW<sup>[11]</sup>。因此, 鄂霍次克海是现代 NPIW 的重要来源之一<sup>[3, 33, 39]</sup>。OSIW 分为深度在 200~500 m 的 uOSIW(upper Okhotsk Sea Intermediate Water)和深度在 500~1000 m 的 IOSIW(lower Okhotsk Sea Intermediate Water)。uOSIW(26.8~27.0  $\sigma_\theta$ )以温度低、盐度高、溶解氧浓度高为特征, 温度为 1~1.5 °C, 盐度为 33.4~33.6 psu, 溶解氧浓度可达 5 mL/L(约 223  $\mu\text{mol/kg}$ ) (图 1b); IOSIW(27.0~27.4  $\sigma_\theta$ )温度、盐度较 uOSIW 高, 分别为 1.5~2 °C、33.6~34.3 psu, 溶解氧较 uOSIW 低(图 1b)<sup>[34, 40]</sup>。在 IOSIW 之下, 是老的、富含二氧化碳的、易溶解碳酸钙的 PDW, 主要通过克鲁森斯滕海峡(水深 1764 m)侵入鄂霍次克海<sup>[20]</sup>。

### 1.3 黑龙江河流输入

黑龙江是世界十大河流之一, 显著地影响鄂霍次克海海冰的形成与生物生产力<sup>[41]</sup>, 黑龙江输入的淡水通过表层洋流——东萨哈林流进一步向南运输, 使鄂霍次克海 0~150 m 的表层水相较于白令海更淡且更稳定, 导致鄂霍次克海海冰分布范围可以达到 85%<sup>[42]</sup>。

## 2 材料与方法

### 2.1 材料来源

本文研究的样品是来自中国第二次北极科学考察在鄂霍次克海南部科学院海隆采取的重力岩芯 ARC2-T00, 该站点的位置为 49°29.85'N、150°00.60'E, 水深 975 m(图 1, 表 1)。该岩芯长度为 4.24 m, 取样间隔 2 cm, 共采取 212 个样品。该岩芯沉积物主要为粉砂质泥, 顶部 0~2 cm 为浮泥, 沉积物无结构, 无构造, 由顶部向下逐渐变硬<sup>[43]</sup>。

### 2.2 研究方法

本文对 ARC2-T00 岩芯沉积物所做的分析包括:

表 1 本文中 ARC2-T00 岩芯和其他岩芯信息  
Table 1 Information about ARC2-T00 and other mentioned cores in Okhotsk Sea

站位	北纬	东经	水深/m	参考文献
ARC2-T00	49°29.85'	150°00.60'	975	[2]; 本文
OS03-1	49°29.85'	150°00.60'	975	[24]
HS13	49°59.40'	149°06.60'	1100	[25]
HS09	48°00.00'	150°42.00'	3370	[25]
LV28-41-4	51°40.51'	149°04.08'	1082	[19]
LV28-42-4	51°42.89'	150°59.13'	1041	[19]
LV28-44-3	52°02.51'	153°05.95'	684	[19]
ODP 882	50°21.8'	167°36.0'	3244	[44]
MD01-2414	53°11.77'	149°34.80'	1123	[26]

粗组分含量分析与堆积速率计算、坠石(>2000  $\mu\text{m}$ )统计、粒度端元模拟分析、有孔虫丰度统计、底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 稳定氧碳同位素测定与底部水团盐度计算及碳酸钙含量测定, 所有实验分析均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。基于底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 稳定氧同位素数据建立的新的年龄模式, 本文对孙焯忱等<sup>[2]</sup>的放射虫冷水种 *Cycladophora davisiana* 含量、蛋白石(Opal)含量、有机碳(TOC)含量、碳氮比(TOC/TN, 简记为 C/N)、粒度等数据进行了再分析。

(1)粗组分含量分析: 取 5~10 g 烘干样品用水浸泡, 直至松散为止, 然后倒入 250 目 0.063 mm 孔径筛子冲筛样品, 再收集和烘干冲筛后的屑样。将烘干后的屑样用画笔扫入从上至下依次为 70 目 0.25 mm 孔径筛子、100 目 0.154 mm 孔径筛子以及托盒的组合筛样器中, 分别得出 63~154、154~250 以及 >250  $\mu\text{m}$  的粗组分质量。

IRD(125~500  $\mu\text{m}$ )堆积速率( $AR_{\text{IRD}}$ )计算: 在 Nürnberg 等<sup>[19]</sup>的研究中, IRD 堆积速率用 IRD(125~500  $\mu\text{m}$ )堆积速率  $AR_{\text{IRD}}$  表示, 单位为  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 公式如下:

$$AR_{\text{IRD}} = AR_{\text{bulk}} \times \text{wt.}\%_{\text{IRD}}/100 \quad (1)$$

其中,  $AR_{\text{bulk}}$  为总堆积速率,  $\text{wt.}\%_{\text{IRD}}$  为去除生源组分后的 125~500  $\mu\text{m}$  的质量百分比。

$$AR_{\text{bulk}} = \text{LSR} \times D_{\text{bulk}} \quad (2)$$

其中, LSR 为年龄模式确定后计算得出的线性沉积速率,  $D_{\text{bulk}}$  为干样密度<sup>[45]</sup>。

本文研究中, 经筛样得到的粗组分中未除去生源组分, 且筛样粒径与 Nürnberg 等人<sup>[19]</sup>的研究中的筛样粒径不相同, 为方便与其进行对比, 以粒度分析得到的 125~500  $\mu\text{m}$  部分的体积百分比  $\text{vol.}\%_{\text{IRD}}$

代替 wt.%<sub>IRD</sub>, 公式如下:

$$AR_{IRD} = AR_{bulk} \times vol.\%_{IRD} / 100 \quad (3)$$

(2) 坠石统计: 将粗组分含量分析得到的 >250 μm 的屑样过 2 mm 孔径筛子后, 计算留在筛网上的冰筏碎屑(IRD)的个数。

(3) 粒度端元模拟分析(End-Member Modeling Algorithm, EMMA): 将激光粒度仪测出的粒度数据进行端元模拟分析, 按照 Weltje 等<sup>[46]</sup>的流程, 使用 Seidel 和 Hlawitschka<sup>[47]</sup>的基于 R 语言的程序, 将 ARC2-T00 的粒度数据进行端元模拟分析。端元模拟分析是一种反演算法, 旨在构建物理(线性)混合模型, 该模型将输入数据表示为数量有限的具有实际组成意义的端元的混合物<sup>[46]</sup>。事实证明, 它是分析不同搬运动力的混合沉积物的粒度分布的强大工具<sup>[48]</sup>。计算 1~5 个端元的情况, 根据决定系数  $r^2$  平均值选出合适的端元数目。不同端元可能代表不同沉积物搬运机制以及这些不同机制所影响的沉积物粒度特征<sup>[49-51]</sup>。将得到的端元体积百分比 vol.%<sub>Emi</sub> (i 为 1, 2...各端元) 带入公式(4), 计算得出各端元的堆积速率  $AR_{Emi}$ , 公式如下<sup>[19]</sup>:

$$AR_{Emi} = AR_{bulk} \times vol.\%_{Emi} / 100 \quad (4)$$

(4) 有孔虫丰度统计: 在光学显微镜下分别对 >250 μm 以及 154~250 μm 的样品中的底栖有孔虫和浮游有孔虫进行计数, 之后分别将底栖有孔虫和浮游有孔虫个数相加后除以该样品总重量, 得出该样品的底栖有孔虫和浮游有孔虫丰度, 单位为枚/g。

(5) 底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 稳定氧碳同位素测定: 从大于 250 μm 的样品中挑出 *Uvigerina* spp. 壳体 5~10 枚(由于 *Uvigerina* spp. 个体较大, 部分层位 *Uvigerina* spp. 数量不足 5 个亦可满足测试量要求), 将处理好的 *Uvigerina* spp. 壳体用 Finnigan MAT 252 型稳定同位素质谱仪测定氧碳同位素的比值, 与国际 Pee Dee Belemnite (PDB) 标准的比较是通过国际标样 NBS19 实现的,  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  的测试误差分别是  $\pm 0.07\%$  和  $\pm 0.04\%$ <sup>[52]</sup>。

(6) 底部水团盐度计算: 根据公式(5)~(7) 计算得到底部水团的盐度:

$$T = 16.9 - 4.0(\delta^{18}O_C - \delta^{18}O_W) \quad (5)$$

其中,  $T$  为底部水团温度,  $\delta^{18}O_C$  为钙质壳体底栖有孔虫氧同位素值,  $\delta^{18}O_W$  为水体氧同位素值, 均为 VPDB, 计算得出  $\delta^{18}O_W$  (VPDB)<sup>[53]</sup>; 再根据鄂霍次克海南部全水柱水样 P01W-13、HS13、P01W-9 和 HS09 建立的适用于该区域的回归方程<sup>[25]</sup>, 即可得出底层海水盐度  $S$ :

$$\delta^{18}O_W(vsmow) = -12.6 + 0.364S \quad (6)$$

其中,  $\delta^{18}O_W$  (VPDB) 与  $\delta^{18}O_W$  (vsmow) 的换算公式<sup>[54]</sup> 为:

$$\delta^{18}O_W(vpdb) = \delta^{18}O_W(vsmow) - 0.27 \quad (7)$$

(7) 碳酸钙 ( $CaCO_3$ ) 含量测定: 先用天平称取 0.3 g 左右样品, 用研钵充分研磨后装入样品袋中。实验时称取 0.1 g 左右样品, 将其与稀盐酸反应, 样品中的  $CaCO_3$  和稀盐酸反应释放出二氧化碳。温度一定的情况下, 如果在体积一定的密闭容器中, 气压将和生成的气体数量成正比, 通过测量气压可以换算样品中  $CaCO_3$  的含量, 除以样品总量即可获得  $CaCO_3$  百分含量。

(8) 粒度分选系数  $\sigma_1$  计算: 粒度分布的分选系数  $\sigma_1$  计算公式根据 Folk 和 Ward<sup>[55]</sup>:

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad (8)$$

其中,  $\phi_{84}$ 、 $\phi_{16}$ 、 $\phi_{95}$  和  $\phi_5$  分别代表在粒度筛上累积曲线上, 颗粒含量为 84%、16%、95% 和 5% 处所对应的  $\phi$  值粒径。

## 3 结果

### 3.1 地层年代框架

通过 ARC2-T00 岩芯的 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}O$  与邻近站位 OS03-1 岩芯的 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}O$ <sup>[24]</sup> 及标准深海氧同位素曲线 LR04- $\delta^{18}O$ <sup>[56]</sup> 的对比, 确定其年龄控制点, 进而建立其年龄模式。左侧坐标轴为 LR04- $\delta^{18}O$  标准年龄以及 OS03-1 岩芯的年龄, 右侧坐标轴为 ARC2-T00 岩芯深度(图 2a), 其中的深海氧同位素亚阶划分是根据 Railsback 等<sup>[57]</sup> 的方案。本文中 ARC2-T00 岩芯所有的数据经过三点平滑处理。

根据图 2a 中 ARC2-T00 与 OS03-1 岩芯和 LR04 氧同位素记录的对比, 确定了 ARC2-T00 岩芯 11 个年龄控制点, 如表 2 所示。MIS 2 重值时、MIS 2/3 界线、MIS 3/4 界线、MIS 4/5 界线、MIS 5a/5b 界线、MIS 5b/5c 界线、MIS 5c/5d 界线、MIS 5d/5e 界线、MIS 5/6 界线、MIS 6b/6e 界线、MIS 6e 重值时分别位于该岩芯深度 7、41、151、171、195、207、229、287、309、373 和 421 cm 处, 对应的年龄见表 2。再通过线性内插法将该岩芯深度转换成年龄, 得到该岩芯的地层年代框架。其中, 岩芯顶部年龄为 16.1 ka, 为 MIS 2 晚期, MIS 1 缺失, 底部年龄可达 187.4 ka, 为 MIS 6 早期, 岩芯深度-年龄模式和沉积速率如图 2b 所示。本文的地层年代框架建立在与 OS03-1 岩芯和 LR04 氧同位素记录的对比之上, 较孙焯忱等<sup>[2]</sup> 的年龄模式更为可靠。

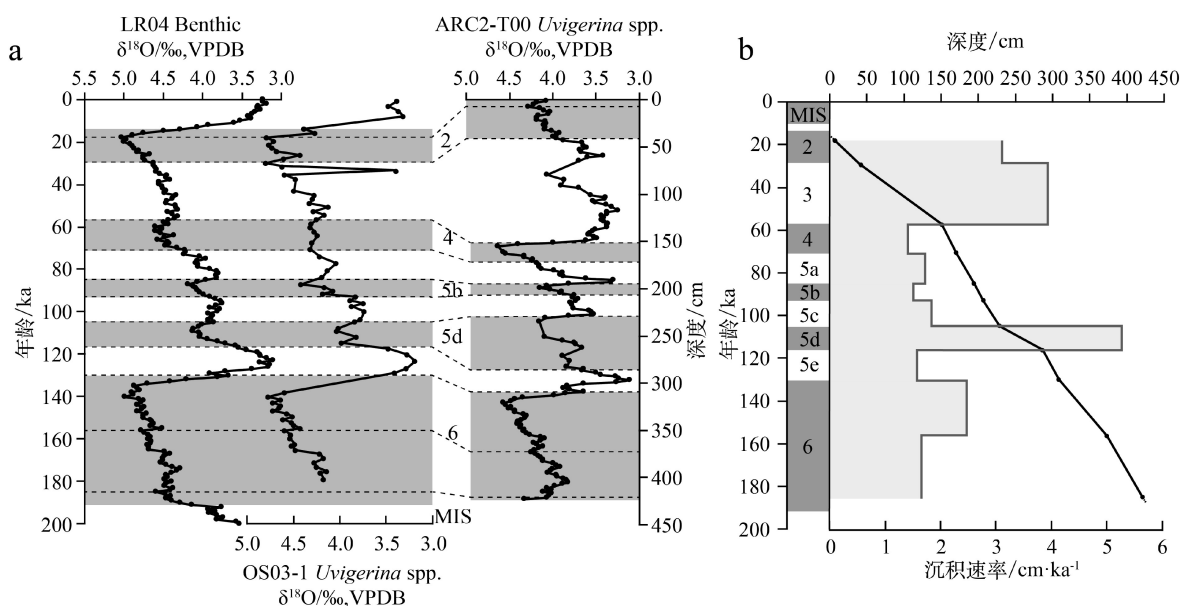


图 2 鄂霍次克海 ARC2-T00 岩芯底栖有孔虫  $\delta^{18}O$  与 LR04- $\delta^{18}O$  标准曲线<sup>[56]</sup> 和 OS03-1 岩芯底栖有孔虫  $\delta^{18}O$  曲线<sup>[24]</sup> 的对比 (a), 根据底栖有孔虫  $\delta^{18}O$  对比选取的 11 个年龄控制点建立 ARC2-T00 岩芯的深度-年龄模式及该岩芯的沉积速率 (b) 沉积速率以浅灰色阴影表示, 虚线代表按照沉积速率线性外推的年龄。

Fig.2 Stratigraphic assignments of core ARC2-T00 in Okhotsk Sea, correlated with global benthic LR04- $\delta^{18}O$  stacks<sup>[56]</sup> and core OS03-1  $\delta^{18}O$  records<sup>[24]</sup>(a), the depth-age model of ARC2-T00, based on 11 age control-points by correlation, and the sedimentation rate(b) Sedimentation rates are represented by the shaded area. Dash black line extrapolated with the last two age control-points.

表 2 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 岩芯年龄控制点  
Table 2 Age control points of core ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

深度/cm	7	41	151	171	195	207	229	287	309	373	421
MIS	2重值时	2/3	3/4	4/5	5a/5b	5b/5c	5c/5d	5d/5e	5/6	6b/6c	6e重值时
年龄/ka	18	29	57	71	85	93	105	116	130	156	185

### 3.2 底栖有孔虫氧碳同位素变化特征

该岩芯中 *Uvigerina* spp.-  $\delta^{18}O$  的变化范围为 3.27‰~4.79‰, 平均值为 4.08‰, 最重值出现在 MIS 4 的 61.5 ka, 最轻值出现在 MIS 5e 的 123.4 ka。MIS 6, *Uvigerina* spp.-  $\delta^{18}O$  逐渐变重, MIS 6 末期—MIS 5e 快速变轻至最轻值。MIS 5e—MIS 4 中期, *Uvigerina* spp.-  $\delta^{18}O$  波动变轻至极重值。MIS 4 末期—MIS 3 早期, *Uvigerina* spp.-  $\delta^{18}O$  呈变轻趋势, MIS 3 中期变重, MIS 3 末期—MIS 2 偏轻后逐渐偏重(图 3)。

*Uvigerina* spp.-  $\delta^{13}C$  的变化范围为 -1.40‰~-0.39‰, 平均值为 0.76‰, 最重值出现在 MIS 4 的 61.5 ka, 最轻值出现在 MIS 5a 的 84.0 ka, 除 MIS 3 中后期与 MIS 5d 外, 整体变化趋势与 *Uvigerina* spp.-  $\delta^{18}O$  相同(图 3)。

### 3.3 生源组分变化特征

浮游及底栖有孔虫数量均很少(图 3)。其中,

浮游有孔虫丰度在 MIS 6 期丰度较低, 均在 30 枚/g 以下, 在 MIS 5e 达到最大值 3 789 枚/g, MIS 4 末期和 MIS 2 末期有明显增加, 在其余时段均为零或几乎为零; 通过对 MIS 5e、MIS 4 末期样品镜下观察发现, 浮游有孔虫破碎壳多。底栖有孔虫丰度在 MIS 6 期有 3 个增加的时期, 早期达到最高值为 70 枚/g, 中期在 35 枚/g 以下, 晚期在 40 枚/g 左右; 在 MIS 5/6 减少至几乎为零, 在 MIS 5e 逐渐增加后减少; 在 MIS 5d/5e 减少至零后, MIS 5d 均为零; 在 MIS 5c 逐渐增加, 至 MIS 5b/5c 达 19 枚/g; MIS 5b 逐渐减少, MIS 5a—MIS 4 早期先增加后逐渐减少, MIS 4 晚期增加; MIS 3 几乎为零, MIS 2 晚期稍有增加。

$\text{CaCO}_3$  含量变化范围为 0~22.6%, 平均值为 0.65%(图 3)。MIS 6 处于较低水平,  $\text{CaCO}_3$  含量均在 2.5% 以下; MIS 5e,  $\text{CaCO}_3$  含量达到最高值 22.6%; 除了 MIS 4/3,  $\text{CaCO}_3$  略增加至 2.1%, 其他时间段  $\text{CaCO}_3$  含量均为零。

蛋白石(Opal)含量变化范围为 1.6%~5.1%, 平

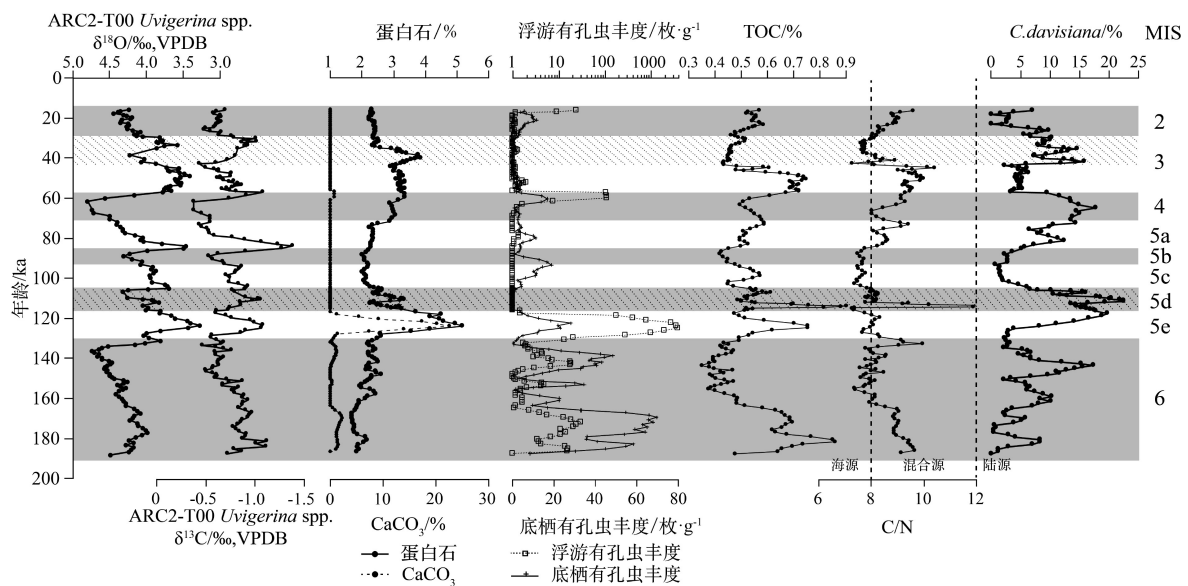


图3 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 岩芯底栖有孔虫 *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  及生源组分含量变化

其中的蛋白石百分含量、碳酸钙百分含量、总有机碳百分含量、C/N 值、放射虫冷水种 *Cycladophora davisiana* 百分含量引自参考文献 [2]; 一般认为 C/N 在 8~12 为混合源<sup>[58]</sup>; 为满足对数函数对于底数值非零的要求, 作图时浮游有孔虫丰度+1; 图中斜虚线代表 MIS 3 中后期与 MIS 5d, 为浮游、底栖有孔虫丰度均为零或几乎为零的时期。

Fig.3 Benthic foraminifera *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  &  $\delta^{13}\text{C}$  curves and variations of biogenic fraction contents of Core ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

Opal content, carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) content, total organic carbon (TOC) content, C/N, content of *Cycladophora davisiana*, the cold water radiolarian data from ref. [2]; C/N values between 8 and 12 considered as mix-derived<sup>[58]</sup>; For ensuring base numbers of logarithm function are not 0, pelagic and benthic foraminifera abundance +1; oblique dashed lines represent mid-late MIS 3 and MIS 5d, when the abundances of planktonic and benthic foraminifera were 0 or nearly 0.

均值为 2.5%<sup>[2]</sup>(图 3)。MIS 6, Opal 含量在 2.0% 左右波动; MIS 5e 达到最高值 5.1%, 之后 Opal 含量波动下降至 MIS 5c; MIS 5c—MIS 5a, Opal 含量在 2.1% 上下波动; MIS 4—MIS 3 中期 Opal 含量呈阶梯状上升, 在 3% 以上, MIS 3 晚期含量逐渐下降; MIS 2, Opal 含量在 2.3% 上下波动。

TOC 含量变化范围为 0.3%~0.9%, 平均值为 0.5%<sup>[2]</sup>, 最高值出现在 MIS 5d 早期(图 3)。MIS 6 早期, TOC 含量迅速上升后逐渐下降, MIS 6 晚期在 0.4% 上下波动; MIS 5e 显著增加, 之后迅速下降, MIS 5d 早期迅速上升至最高值 0.9%; MIS 5c—MIS 4, TOC 含量在 0.5% 上下波动; MIS 3 早期, TOC 含量迅速上升, MIS 3 晚期—MIS 2, TOC 含量迅速下降后缓慢上升。

C/N 值变化范围为 7.3~12.9, 平均值为 8.5<sup>[2]</sup>, 最高值出现在 MIS 5d 早期(图 3)。MIS 6 早期 C/N 值逐渐下降, 晚期在 8 上下波动; MIS 6/5 出现高值 9.2 后迅速下降至 8 上下波动, MIS 5d 早期迅速上升至最高值 12.9 后下降; MIS 5a—MIS 3 早期 C/N 值波动上升; MIS 3 晚期 C/N 值在 8 上下波动; MIS 2 C/N 值逐渐上升。

放射虫 *C. davisiana* 丰度变化范围为 0~22.4%,

平均值为 8.0%<sup>[2]</sup>(图 3)。MIS 6 早—中期该种丰度呈波动上升趋势, MIS 6 晚期迅速下降; MIS 5e 该种丰度迅速上升, 在 MIS 5d 达到高值后快速下降至 MIS 5b, 从 MIS 5a—MIS 4, 该种丰度呈上升趋势; MIS 3 早期该种丰度较低, MIS 3 中期—MIS 2, 其丰度迅速上升后逐渐下降。

### 3.4 陆源组分变化特征

#### 3.4.1 粒度组成的变化特征

该岩芯粒度组成中 3 种不同粒级的颗粒, 黏土 (0~4  $\mu\text{m}$ )、粉砂 (4~63  $\mu\text{m}$ ) 以及砂 (>63  $\mu\text{m}$ ) 含量变化范围分别为 4.5%~34.5%、43.2%~73.8%、6.7%~39.2%, 其平均值分别为 24.2%、60.7%、15.1%, 沉积物主要由黏土质粉砂组成<sup>[2]</sup>(图 4)。MIS 6 早期, 砂含量在 15.0% 上下波动, MIS 6 晚期砂含量有 2 个增加的时期, MIS 5e—MIS 3 早期砂含量在 12.5% 上下波动; MIS 3 中期砂含量达到最高值 39.1%, MIS 3 后期—MIS 2 砂含量逐渐下降。MIS 6—MIS 5b/c 粉砂的百分含量波动上升至 73.8%, MIS 5b/c—MIS 5a 粉砂含量逐渐下降, MIS 4—MIS 2 粉砂含量在 61.8% 上下波动。MIS 6—MIS 5d/e 黏土的百分含量逐渐下降至 17.9%; MIS 5d 黏土含量逐渐增

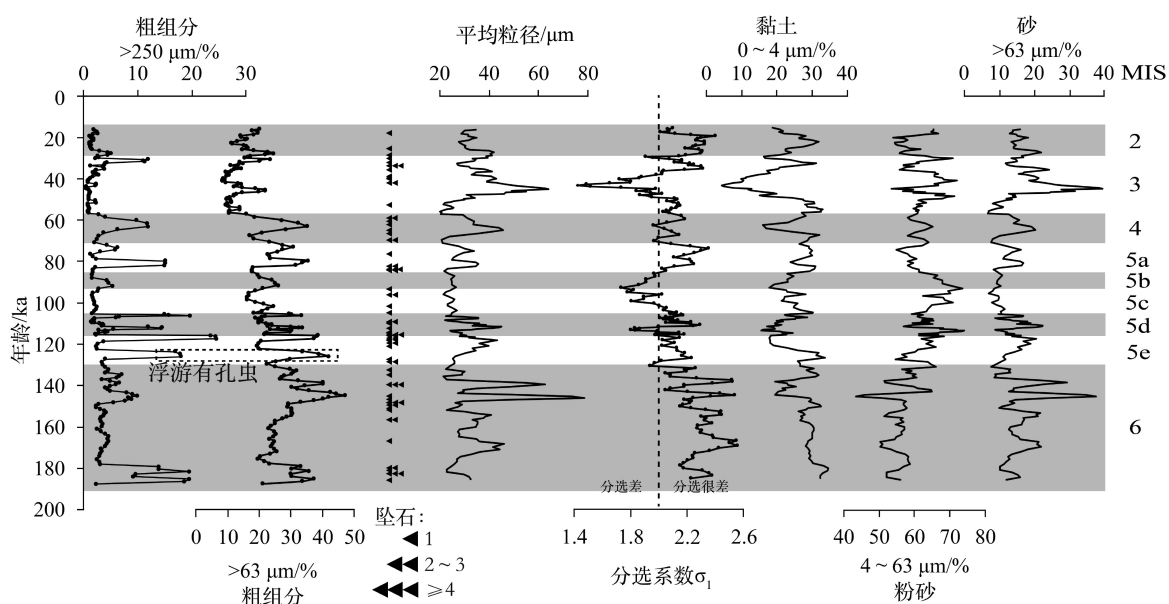


图4 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 粗组分含量、坠石个数和粒度组分含量变化

根据粒度分析结果得出的平均粒径及黏土(0~4 μm)、粉砂(4~63 μm)、砂(>63 μm)的百分含量引自参考文献[2]。

Fig.4 Coarse fraction contents, drop stone counts and grain size variations of Core ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

Mean grain size, clay(0~4 μm) content, silt(4~63 μm) content, sand(>63 μm) content, according to grain size analysis from reference [2].

加, MIS 5c 黏土含量逐渐下降, MIS 5b 黏土含量逐渐增加, MIS 5a 黏土含量在 28.7% 上下波动; MIS 4 黏土含量下降至 16.0% 后逐渐增加, MIS 3/4 达到 32.9%; MIS 3 黏土含量下降至 4.5% 后逐渐增加; MIS 2 黏土含量先增加后下降。该岩芯平均粒径的变化范围为 19.9~78.6 μm, 平均值为 32.6 μm, 在 MIS 6 晚期出现最高值 78.6 μm。根据 Folk 和 Ward<sup>[55]</sup> 对沉积物分选程度的划分标准, ARC2-T00 岩芯沉积物分选系数  $\sigma_1$  变化范围为 1.4~2.6, 大多数层位的分选系数 > 2, 分选很差, 只在 MIS 6/5、MIS 5d、MIS 5c—MIS 5b、MIS 3 中期、MIS 3/2 等时期 < 2, 分选差(图 4)。

### 3.4.2 粗组分和坠石的变化特征

ARC2-T00 岩芯粗组分(>250 μm)变化范围为 0.4%~24.5%, 平均值为 4.6%(图 4)。MIS 6 早期粗组分(>250 μm)百分含量较高, 达到 19.5% 后下降, 中期逐渐上升至高值 10.0%, 晚期波动下降; MIS 5c 迅速增加后下降, MIS 5d/e 迅速增加至最高值 24.5%, MIS 5d—MIS 5c 粗组分(>250 μm)含量波动下降, MIS 5b/c 略有增加, MIS 5b 逐渐下降; MIS 5a 迅速上升后波动下降; MIS 4 早期粗组分(>250 μm)含量继续下降后迅速上升, MIS 4 晚期下降; MIS 3—MIS 2 粗组分含量(>250 μm)在 2.2% 上下波动。ARC2-T00 岩芯粗组分(>63 μm)变化范围为 9.0%~47.6%, 平均值为 23.0%(图 4), 与粗组分(>250 μm)同步变化, 高值出现的时间一致, 但高值的变化幅

度及最高值出现的时间存在差异。由于该岩芯 CaCO<sub>3</sub> 含量、有孔虫丰度等钙质生产力指标显示除 MIS 5e 以及 MIS 6 早期外, 其余时间钙质生产力可以忽略不计, 而蛋白石含量最高为 5.1%, 因此, 生源组分所占比例较小。总体而言, 结合粒度分析的结果, 除 MIS 5e 具有较高的 CaCO<sub>3</sub> 含量与较多有孔虫壳体之外, 其余时段的粗组分(>250 μm)与粗组分(>63 μm)含量可以认为是 IRD。

### 3.4.3 粒度的端元模拟分析结果

该岩芯的沉积物粒度总体频率分布如图 5a 所示, 最大值分布曲线上在 14.3、43.7 和 92.1 μm 处有 3 个高值, 其两侧有两个不明显的转折; 平均值分布曲线上仅在 14.3 μm 处存在 1 个高值; 最小值分布曲线上, 15.7~27.4 μm 为较高的区间。

为确定沉积物粒度的影响因素, 我们对粒度数据集进行了端元模拟分析。图 5b 显示了端元数为 2~5 时, 决定系数  $r^2$  随粒径的变化。图 5c 显示了对于具有 1~5 个端元沉积物粒度样本的平均决定系数  $\bar{r}^2$ 。当端元数量增加时, 各粒径的平均决定系数增加(图 5c)。单个端元模型  $\bar{r}^2=0.77$ ,  $\bar{r}^2$  过小, 且单端元模型不符合鄂霍次克海复杂的海洋环境, 两端元模型  $\bar{r}^2=0.88$ , 三端元模型  $\bar{r}^2_{\text{平均}}=0.95$ ; 四端元模型  $\bar{r}^2=0.98$ 。在取三端元时,  $\bar{r}^2$  的斜率出现明显变化。因此, 三端元模型在端元数量和对数据的解释程度之间达到了最佳折衷, 采用三端元粒径分布模型, 分别得到三个端元 EM1、EM2、EM3, 其粒径峰



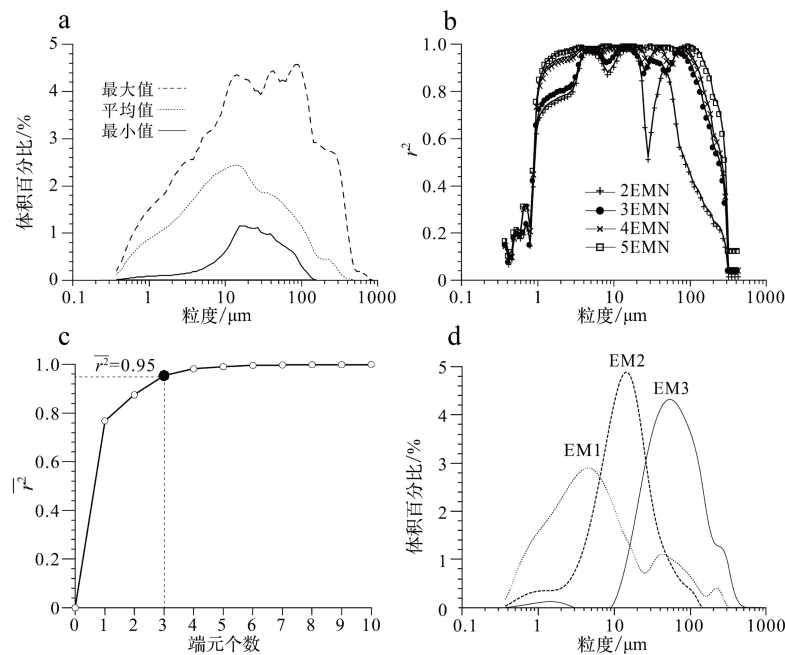


图5 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 粒度的端元分析结果

a. 总体粒度频率分布曲线, b. 不同端元数目的各粒级决定系数, c. 平均决定系数, d. 三端元粒度频率分布。

Fig.5 End member modeling analysis results of the grain size distribution from Core ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

a. Total grain size frequencies, b. Determination coefficients of grain size fractions of different end member numbers, c. Average of determination coefficients, d. Frequencies of three end-members.

态中值分别为 4、14 和 53  $\mu\text{m}$ , EM1 为黏土—细粉砂, EM2 为细粉砂—中粉砂, EM3 分布范围较广, 主要为粗粉砂—砂(图 5d、表 3)。

表 3 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 岩芯粒度端元分析的各端元主要数据

Table 3 Key statistics of the grain-size distributions of EMMA-derived end-members of ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

变量	端元1 EM1	端元2 EM2	端元3 EM3
分布范围/ $\mu\text{m}$	0.6~19	3.6~51	15~300
峰态中值/ $\mu\text{m}$	4	14	53
平均体积百分比/%	46.8	32.6	20.6

EM1 含量为 0~81.5%, 平均值为 46.8%, EM2 含量为 0~81.1%, 平均值为 32.6%, EM3 含量为 0~95.4%, 平均值为 20.6%。这 3 个端元分别与 3 种不同粒级的颗粒, 黏土(0~4  $\mu\text{m}$ )、粉砂(4~63  $\mu\text{m}$ )以及砂(>63  $\mu\text{m}$ )变化趋势一致(图 6)。

## 4 讨论

### 4.1 粒度端元分析结果的搬运机制判别

鄂霍次克海沉积物组成有黑龙江等河流输入物质、海岸基底被波浪侵蚀后经海冰搬运的物质,

以及堪察加半岛—千岛群岛—北海道岛火山弧喷发的火山沉积物<sup>[59]</sup>。此外, 虽然在亚北极北太平洋 45°N 以南、165°E 以西的海域, 由于处在西风急流的主要路径上, 风尘的沉积通量高达约 2~4  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 但在亚北极北太平洋的其他海域, 沉积通量也达到了 1~2  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ <sup>[60]</sup>, 因而风尘沉积也应是鄂霍次克海沉积物的来源之一。ARC2-T00 位于科学院海隆, 根据王昆山等<sup>[61]</sup>对于该海隆岩芯 OS03-1 的重矿物组成的研究, 通过岩心中片状矿物和黏土含量低(平均为 14%)的特点, 判断本区很少接受河流沉积, 并认为岩芯沉积物主要为冰筏碎屑沉积。

Serno 等<sup>[60]</sup>对亚北极北太平洋的表层沉积物样品进行了粒度分析, 获得了 3 个端元 SEM1、SEM2 和 SEM3(Serno 等人的端元名称前均加 S 以便于区分), 峰态中值分别为 4、20 和 45  $\mu\text{m}$ , 分别解释为风尘沉积、半深海或河流沉积、IRD 沉积。Wang 等<sup>[62]</sup>进一步将 SEM2 半深海沉积的搬运机制解释为亚北极海域的逆时针环流系统。本文中 EM1 的峰态中值为 4  $\mu\text{m}$ , 与 SEM1 完全一致(图 6、表 3)。鄂霍次克海中部与 Serno 等<sup>[60]</sup>的研究区域纬度一致, 均受西风急流北缘的影响, 且在远离塔克拉玛干、巴丹吉林、腾格里沙漠等源区的区域, 东亚风尘的粒度分布不随距离远近而变化, 呈现一致性<sup>[63]</sup>, 所以我们认为 EM1 为风尘沉积, 物质来源为亚洲中部的戈

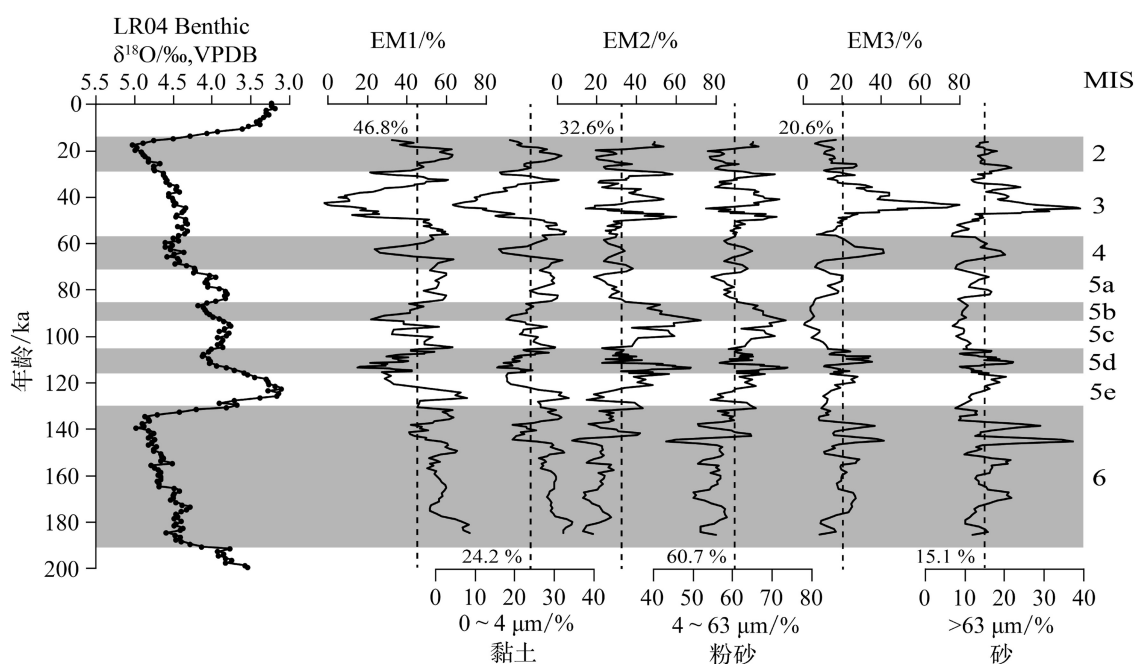


图 6 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 粒度组成及各端元组分含量变化特征

图中虚线表示各组分的平均值。

Fig.6 Relative abundances of three end-members and grain size composition of Core ARC2-T00 in southern Okhotsk Sea

Dash lines in each figure show the average values.

壁沙漠。

本文中 EM2 的峰态中值为  $14\ \mu\text{m}$  (图 6、表 3), 与 SEM2 峰态中值  $20\ \mu\text{m}$  接近, 但小于 SEM2, 可能是由于鄂霍次克海洋流, 尤其是逆时针环流的强度不及亚北极北太平洋, 运输的物质相较而言要细一些。黑龙江输入的淡水主要通过东萨哈林流向南扩散至北海道以北<sup>[64]</sup>, 其输入的碎屑物质新生代以来主要分布在河口、萨哈林岛北缘及东缘<sup>[65]</sup>, 即使在冰期也无法直接输送到本站位所在的鄂霍次克海南部区域, 但可能先沉积在西北大陆架后<sup>[66]</sup>, 通过海冰或者 DSW 输送到鄂霍次克海南部。综上, 我们认为 EM2 为以洋流为搬运动力的半深海沉积, 物质来源为洋流流经的大陆架区域的物质, 其中可能混有黑龙江河流沉积再搬运的物质, 这些物质因经历过再搬运的过程, 片状矿物含量降低<sup>[61]</sup>。

本文中 EM3 (图 6) 是端元模拟分析中最粗的端元, 峰态中值为  $53\ \mu\text{m}$  (表 3), 与 SEM3 峰态中值  $45\ \mu\text{m}$  接近。鄂霍次克海 IRD 主要由季节性海冰带来, 冰山携带的 IRD 仅出现在 MIS 6、第二冰消期 (Termination II) 以及 MIS 3 部分时段。在这些时段, 堪察加半岛上的冰川发生崩解事件, 冰川携带 IRD 进入堪察加半岛西侧近岸海域, 但对于离堪察加半岛较远的鄂霍次克海南部和西部影响很小<sup>[19]</sup>, 冰川携带的 IRD 几乎可以忽略。综上, 我们认为

EM3 为以海冰为搬运动力的冰筏碎屑沉积, 物质来源主要为西北大陆架的物质。

## 4.2 冰海沉积作用的变化历史

粒度端元分析所得到的三个端元指示了西风、洋流与海冰三种沉积动力, 图 7a 显示了 MIS 6 期以来风尘沉积、洋流沉积、海冰沉积的堆积速率的变化; 图 7b 进一步显示了 MIS 6 期以来以海冰为主要搬运动力的 IRD 的堆积速率的变化; 其中, 存在两次明显的海冰沉积中心带的转移, 转移模式如图 7c、d 所示。

MIS 6 早期, 鄂霍次克海南部风尘、洋流搬运和海冰搬运的沉积物都较少。至 MIS 6 晚期, 随着气候逐渐转冷, 风尘堆积速率明显增加, 洋流搬运逐渐增高。季节性海冰分布范围不断向东南方向拓展, 鄂霍次克海中部的 IRD 沉积中心发生了从西向东的转移, 由 MIS 6 早期位于西侧转移至 MIS 6 晚期位于东侧<sup>[19]</sup>。在东西向断面上, Nürnberg 等<sup>[19]</sup>的  $AR_{IRD}$  研究记录了季节性海冰沉积中心自西向东的转移过程, ARC2-T00 岩芯中的 IRD 堆积速率也记录了该次转移 (图 7b)。在 MIS 6 晚期的海冰沉积中心转移过程中, 沉积物以海冰沉积为主, 风尘沉积为辅。需要注意的是, 本文根据公式 (1)、(3) 计算得到 ARC2-T00 岩芯的  $AR_{IRD}$ , 并与 Nürnberg 等<sup>[19]</sup>

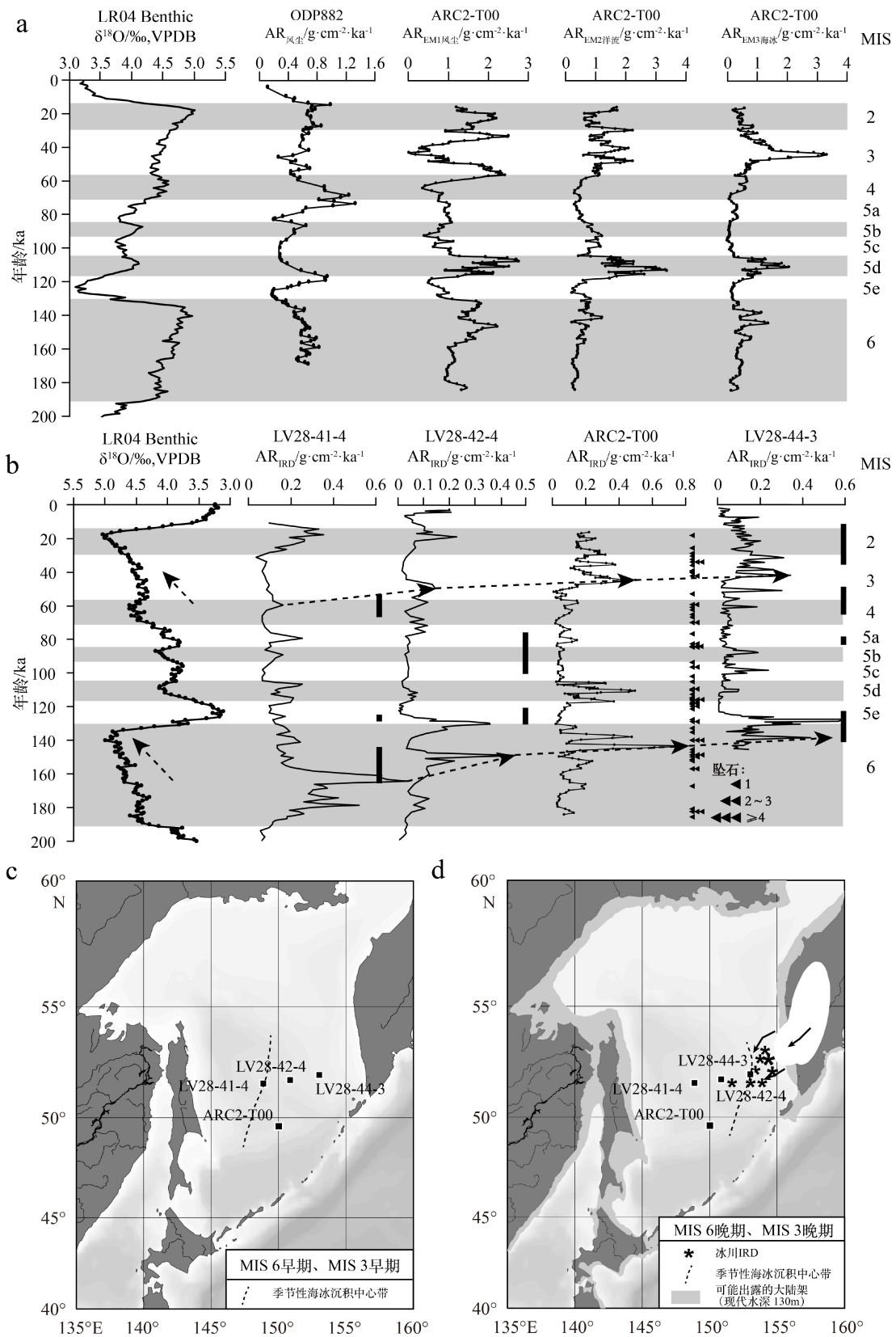


图7 鄂霍次克海南部 ARC2-T00 岩芯 3 个沉积物粒度端元堆积速率的变化与 ODP882 风尘堆积速率<sup>[44]</sup>、LR04- $\delta^{18}\text{O}$  标准曲线<sup>[56]</sup> 的对比 (a)、冰筏碎屑堆积速率变化与 LV28-41-4、LV28-42-4、LV28-44-3<sup>[19]</sup> 的对比 (b)、季节性海冰沉积中心带的西北—东南向转移 (c、d)

Fig.7 Comparison of  $\text{AR}_{\text{EMi}}$  of ARC2-T00,  $\text{AR}_{\text{dust}}$  of ODP882<sup>[44]</sup> & global benthic LR04- $\delta^{18}\text{O}$  stacks<sup>[56]</sup> (a), Comparison of  $\text{AR}_{\text{IRD}}$  of ARC2-T00, LV28-41-4, LV28-42-4 & LV28-44-3<sup>[19]</sup> (b), shift of seasonal sea ice deposition belt (c、d)

在东西向断面上 3 个岩芯的  $AR_{IRD}$  对比后, 认为沉积中心在空间上应呈现带状分布, 因而从 MIS 6 早期至 MIS 6 晚期, 季节性海冰沉积中心带出现了由西北至东南方向的转移(图 7c、d)。

在 MIS 5e, 风尘、洋流、海冰等陆源沉积的堆积速率均较低(图 7a), 沉积物以生源组分为主(图 3), 推测季节性海冰覆盖范围向西北方向快速退缩, 因而在沉积记录中没有记录季节性海冰沉积中心带由东南至西北方向的退缩过程。随着温暖的 MIS 5e 的结束, 进入变冷的 MIS 5d, 风尘、洋流、海冰的堆积速率迅速增加, 并且 ARC2-T00 岩芯的  $AR_{IRD}$  远高于东西向断面上 3 个岩芯的  $AR_{IRD}$ , 具体原因有待研究。从 MIS 5c 至 MIS 5a, 风尘、洋流、海冰等陆源沉积的堆积速率均较低, 与 Nürnberg 等<sup>[19]</sup> 的 3 个岩芯的  $AR_{IRD}$  研究结果一致。与北太平洋 ODP882 站位风尘沉积不同的是, ARC2-T00 岩芯的风尘堆积速率在 MIS 5d 和 MIS 4/3 增加, 而前者在 MIS 5e/MIS 5d 和 MIS 5a/MIS 4 增加<sup>[60]</sup>, 可能是由于两者的年龄模式差异造成的, 有待进一步查明。

MIS 4 晚期—MIS 3 晚期, ARC2-T00 岩芯的  $AR_{IRD}$  与 Nürnberg 等<sup>[19]</sup> 的 3 个岩芯的  $AR_{IRD}$  对比显示, 季节性海冰沉积中心带再次出现了一次由西北至东南方向的转移(图 7c、d)。ARC2-T00 岩芯的风尘沉积在 MIS 3 早期和晚期增加, 海冰及洋流沉积在 MIS 3 中期和晚期增加。值得注意的是, 在 MIS 6 晚期及 MIS 3 中期, 即季节性海冰沉积中心带转移过程中, 经过 ARC2-T00 位置时, ARC2-T00 岩芯风尘堆积速率出现低值, 与全球氧同位素曲线 LR04 的变化不再同步。在这两个时期  $AR_{EM1}$  风尘较低, 而  $AR_{EM3}$  海冰较高, 指示季节性海冰沉积中心带对风尘堆积的压制, 导致该现象的机制需要进一步的研究。进入 MIS 2, ARC2-T00 岩芯的风尘沉积与亚北极北太平洋 ODP882 站位的风尘沉积<sup>[60]</sup> 同时增加, 反映均受西风急流北缘的影响, 风尘物质来源于亚洲中部的塔里木盆地与黄土高原<sup>[63]</sup>。两站位纬度几乎相同(均为 50°N 附近), 沉积速率处于同一数量级, ARC2-T00 站位沉积速率较高可能与距离风尘来源较近, 接受西风沉积较多有关。

总体而言, MIS 6 以来, ARC2-T00 岩芯风尘堆积速率  $AR_{EM1}$  风尘在 MIS 6、MIS 5d、MIS 3 早期、MIS 3 晚期及 MIS 2 等冰期较高, 在 MIS 5e、5c 及 5a 等间冰期或间冰段较低, 分别指示西风带在冰期增强, 间冰期减弱。ARC2-T00 岩芯海冰沉积堆积速率  $AR_{EM3}$  海冰及冰筏碎屑堆积速率  $AR_{IRD}$  在 MIS 5e、5c 及 5a 等间冰期或间冰段较低, 表明在间冰期海

冰对鄂霍次克海南部的影响小; 在 MIS 6 晚期、MIS 5d、MIS 3 中期等冰期或冰段较高, 而在 MIS 6 早期、MIS 5b、MIS 3 早期、MIS 3 晚期—MIS 2 等冰期或冰段较低, 表明了冰期或冰段, 海冰沉积受当时季节性海冰沉积中心带所处的位置的影响。ARC2-T00 岩芯洋流沉积堆积速率  $AR_{EM2}$  洋流在冰期—间冰期尺度上未见明显的规律, 可能与鄂霍次克海洋流系统的复杂性有关。

### 4.3 水团的变化历史

内生底栖有孔虫葡萄虫属 *Uvigerina* 的各个种主要生活在泥质沉积物的浅表层中<sup>[67]</sup>, 受底部水团影响较大, 由于 ARC2-T00 岩芯水深为 975 m, 本站位的 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}O$  指示的底部水团即 IOSIW 的变化。相比浮游有孔虫氧同位素受表层水温盐影响而言, 该海区在此深度的水温基本稳定在 2.3 °C<sup>[25]</sup>, 即使考虑海平面升降的影响, 底栖有孔虫氧同位素受海水温度影响很小, 该岩芯底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 的  $\delta^{18}O$  更多地反映了全球冰量变化, 同时也含有底层水盐度的信息。本文利用公式(5)—(7) 计算了该岩芯的 IOSIW 的盐度变化, 变化范围为 33.2~37.0 psu(图 8)。底部水团性质的变化会影响生物碳酸盐的保存<sup>[68]</sup>, 而在鄂霍次克海, PDW 与 IOSIW 的界面(约 1000 m)被定义为鄂霍次克海的碳酸盐溶跃面<sup>[20]</sup>。在 PDW 的控制下, 钙质生物壳体容易被溶解, 难以保存在地层中。

在鄂霍次克海, *C. davisiana* 主要生活在 200~500 m 水深的 uOSIW 中<sup>[69]</sup>, 其高丰度指示季节性海冰的海洋环境, 在无海冰及常年冰覆盖的情况下其丰度均较低<sup>[70]</sup>, 因而其相对丰度的高低可以指示季节性海冰和 uOSIW 的强弱<sup>[71-72]</sup>, 而现代观测证实了鄂霍次克海海冰年生成量与 uOSIW 之间的高度正相关性<sup>[8]</sup>。MIS 6 以来的绝大部分时期, ARC2-T00 岩芯的 *C. davisiana* 相对丰度与指示海冰搬运的端元 EM3 几乎同步增加(图 8), 表明鄂霍次克海南部为季节性海冰覆盖的区域, uOSIW 增强。

MIS 6 期, 全球气候逐渐变冷, 海平面逐渐下降。在 MIS 6 早期, 宗谷海峡关闭, FSCW 消失。需要指出的是, MIS 6 期以及 MIS 3—2 期, ARC2-T00 的 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}O$  与 LR04- $\delta^{18}O$  相比, 偏轻反映了 IOSIW 盐度偏淡, 是相对于同时期全球海洋底层水平均盐度而言的, 是区域与全球比较的相对概念。MIS 6 期, 随着气候逐渐变冷, ARC2-T00 岩芯的 *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}O$  与 LR04- $\delta^{18}O$  相比, 偏轻了 0.08‰~0.53‰, 重建的 IOSIW 盐度逐渐增加, 对

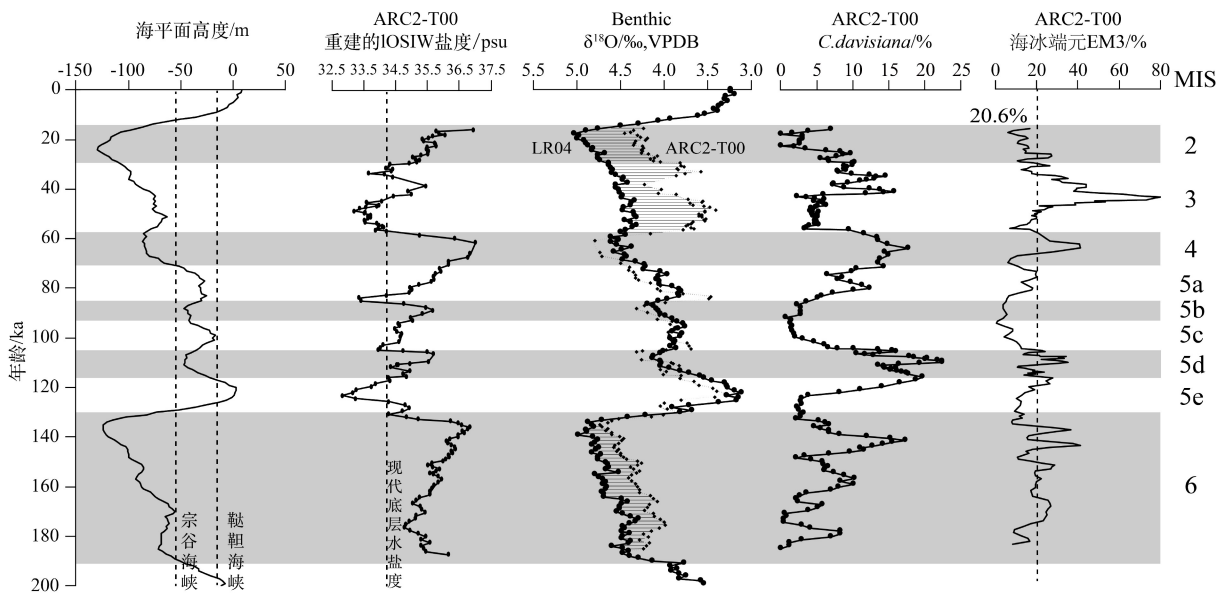


图8 海平面<sup>[76]</sup>、重建的 ARC2-T00 站位的 IOSIW 盐度、底栖有孔虫氧同位素<sup>[56]</sup>、*C.davisiana*、海冰指标 EM3 的变化

Fig.8 Changes of sea level<sup>[76]</sup>, IOSIW salinity recovered from ARC2-T00, oxygen isotope of benthic foraminifera<sup>[56]</sup>, *C.davisiana* and sea ice proxy EM3

应于海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 的逐渐增加, 表明鄂霍次克海南部受海冰影响增大, uOSIW 生成增强, 可能与海冰形成析出的卤水下沉<sup>[38, 73]</sup> 和 PDW 的输入相关(图 8)。

MIS 6/5, 随着气候迅速变暖, 海平面上升, 宗谷海峡重新开放, MIS 5 期 ARC2-T00 的 *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  整体上与 LR04- $\delta^{18}\text{O}$  相差较小(图 8)。重建的 IOSIW 盐度显示, MIS 5e、MIS 5c 早期和 MIS 5a 早期的盐度比现代 IOSIW 盐度低, 而现代 FSCW 的盐度(33.7~33.9 psu) 高于 uOSIW 盐度(33.4~33.6 psu), 位于 IOSIW 盐度(33.6~34.3 psu) 区间内, FSCW 盐度小于较深部 IOSIW 的盐度<sup>[34-35]</sup>, 且 FSCW 对于 OSIW 的盐度等性质起到了重大的影响<sup>[74]</sup>。我们推测, MIS 5e、MIS 5c 早期和 MIS 5a 早期的盐度比现代 IOSIW 盐度低可能与 FSCW 的输入有关<sup>[35]</sup>, 而 MIS 5d、MIS 5b 和 MIS 5a 晚期的盐度比现代 IOSIW 高, 可能与海冰形成析出的卤水下沉<sup>[38, 73]</sup> 和 PDW 的输入相关。MIS 5e 晚期—MIS 5d, 海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 增加, 表明海冰影响增大, uOSIW 生成增强; MIS 5d,  $\text{CaCO}_3$  含量、浮游和底栖有孔虫丰度均几乎为零(图 3), 可能指示 PDW 的大量侵入; MIS 5c—MIS 5a, 海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 由低到高, 表明海冰影响先减小后增大, uOSIW 生成先减弱后增强。

MIS 4 期, 海平面下降导致宗谷海峡再次关闭, ARC2-T00 的 *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  整体上与 LR04- $\delta^{18}\text{O}$

相差较小, 但重建的 IOSIW 盐度远高于现代 IOSIW 盐度(图 8), 同时海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 明显增加, 可能与海冰形成析出的卤水下沉增多<sup>[38, 73]</sup> 和 PDW 的输入相关, 表明海冰影响显著增大, uOSIW 生成显著增强。

MIS 3 期, 海平面进一步下降, 宗谷海峡保持关闭状态。ARC2-T00 的 *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  值与 LR04- $\delta^{18}\text{O}$  相比, 偏轻了 0.21‰~1.05‰, 重建的 IOSIW 盐度值为 33.2~35.5 psu(图 8)。MIS 3 早期, 重建的 IOSIW 的盐度比现代 IOSIW 盐度低; MIS 3 中期, 重建的 IOSIW 盐度高于现代 IOSIW 盐度, 同时海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 明显增加, 并且  $\text{CaCO}_3$  含量、浮游和底栖有孔虫丰度均几乎为零(图 3), 可能指示海冰形成析出的卤水下沉<sup>[38, 73]</sup> 和 PDW 的再次侵入, 反映海冰影响增大, uOSIW 生成增强。

MIS 3 晚期—MIS 2 期, 海平面进一步下降至约 135 m, 宗谷海峡保持关闭状态, ARC2-T00 *Uvigerina* spp.- $\delta^{18}\text{O}$  值与 LR04- $\delta^{18}\text{O}$  相比, 偏轻了 0.42‰~0.70‰, 重建的 IOSIW 盐度值为 34.1~37.0 psu(图 8), 从略低于现代到逐步高于现代 IOSIW 的盐度(图 1), 其中 MIS 3 晚期  $\text{CaCO}_3$  含量、浮游和底栖有孔虫丰度均几乎为零(图 3), 可能指示 PDW 的大量侵入。同时海冰指标 EM3(%) 和 *C. davisiana*(%) 逐渐下降到最低值, 指示鄂霍次克海南部可能为常年冰覆盖的海洋环境, uOSIW 生成的

区域向更南的海域迁移<sup>[75]</sup>。

总体而言, 在 MIS 6—MIS 2 的冰期/冰段, 如 MIS 6、MIS 5d、MIS 5b、MIS 5a、MIS 4、MIS 3 中后期至 MIS 2, IOSIW 盐度较高, 且海冰影响增大, uOSIW 生成增强, 可能与海冰形成析出的卤水下沉增多<sup>[40, 76]</sup>和 PDW 的输入相关, 在 MIS 6—MIS 2 的间冰期/间冰段, 如 MIS 5e、MIS 5c 早期和 MIS 5a 早期, IOSIW 盐度较低, 可能与 FSCW 的输入有关。在 MIS 5d 与 MIS 3 后期, CaCO<sub>3</sub> 含量、浮游和底栖有孔虫丰度均几乎为零, 可能指示 PDW 的大量侵入。

## 5 结论

本文通过鄂霍次克海南部科学院海隆 ARC2-T00 岩芯粗组分含量分析与堆积速率计算、坠石 (>2000 μm) 统计、粒度端元模拟分析、有孔虫丰度统计及碳酸钙含量测定、底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 稳定氧碳同位素测定与底部水团盐度计算, 并基于底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 稳定氧同位素数据建立的新的年龄模式, 对孙焯忱等人<sup>[2]</sup>的部分数据进行了再分析, 研究了 MIS 6—MIS 2 期的沉积作用、水团变化和有机质来源, 得出了以下结论:

(1) 通过对鄂霍次克海南部 ARC2-T00 岩芯底栖有孔虫氧同位素与深海氧同位素曲线 LR04-δ<sup>18</sup>O、相邻站位 OS03-1 *Uvigerina* spp. -δ<sup>18</sup>O 的对比, 建立了 ARC2-T00 岩芯的年代地层框架, 底部年龄为 187.4 ka, 顶部年龄为 16.1 ka, 为 MIS 6—MIS 2 的沉积记录。

(2) 在 MIS 6—MIS 2 期间, 鄂霍次克海南部主要沉积动力为西风、洋流及海冰。风尘堆积速率在冰期较高, 在间冰期或间冰段较低, 分别指示西风带在冰期增强, 间冰期减弱。在冰期或冰段, 海冰沉积受当时季节性海冰沉积中心带所处位置的影响较大。洋流沉积堆积速率在冰期与间冰期尺度上未见明显的规律, 可能与鄂霍次克海洋流系统的复杂性有关。

(3) 放射虫 *C. davisiana* 是季节性海冰和 uOSIW 的优良替代指标; 在 MIS 6—MIS 2 的绝大部分时期, 鄂霍次克海南部为季节性海冰覆盖的区域, OSIW 及 IRD 输入对该海域影响大。鄂霍次克海北部、中部可能仅在 MIS 2 为常年冰覆盖的海洋环境, OSIW 生成的区域向更南的海域迁移。

(4) MIS 6、MIS 3—2 期, 底栖有孔虫氧同位素偏轻, IOSIW 盐度较同时期全球海洋底层水平平均盐度偏低; 在 MIS 6—MIS 2 的间冰期/间冰段, IOSIW

的盐度比现代 IOSIW 盐度低可能与 FSCW 的输入有关; 在 MIS 6—MIS 2 的冰期/冰段, IOSIW 变咸可能与海冰形成时析出卤水下沉及 PDW 侵入有关, 其中 MIS 5d 与 MIS 3 后期很可能高 CO<sub>2</sub> 含量的 PDW 大量侵入鄂霍次克海南部。

**致谢:** 本论文所用样品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、自然资源部第一海洋研究所、自然资源部第二海洋研究所、同济大学等。样品的实验室分析得到了江小英老师的大力协助。

## 参考文献 (References)

- [1] Ohkushi K, Hara N, Ikehara M, et al. Intensification of North Pacific intermediate water ventilation during the Younger Dryas [J]. *Geo-Marine Letters*, 2016, 36 (5): 353-360.
- [2] 孙焯忱, 王汝建, 陈建芳, 等. 鄂霍次克海南部晚第四纪的古海洋学记录 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29 (2): 83-90. [SUN Yechen, WANG Rujian, CHEN Jianfang, et al. Late Quaternary Paleoceanographic records in the southern Okhotsk Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2009, 29 (2): 83-90.]
- [3] 石学法, 邹建军, 王昆山. 鄂霍次克海晚第四纪以来古环境演化 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2011, 31 (6): 1-12. [SHI Xuefa, ZOU Jianjun, WANG Kunshan. Paleoenvironmental changes in the Okhotsk Sea since late Pleistocene and its driving force [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2011, 31 (6): 1-12.]
- [4] Tsunogai S, Ono T, Watanabe S. Increase in total carbonate in the western North Pacific water and a hypothesis on the missing sink of anthropogenic carbon [J]. *Journal of Oceanography*, 1993, 49 (3): 305-315.
- [5] Takahashi K. The Bering and Okhotsk Seas: modern and past paleoceanographic changes and gateway impact [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1998, 16 (1): 49-58.
- [6] Takahashi Y, Matsumoto E, Watanabe Y W. The distribution of δ<sup>13</sup>C in total dissolved inorganic carbon in the central North Pacific Ocean along 175°E and implications for anthropogenic CO<sub>2</sub> penetration [J]. *Marine Chemistry*, 2000, 69 (3-4): 237-251.
- [7] Otsuki A S, Watanabe S, Tsunogai S. Absorption of atmospheric CO<sub>2</sub> and its transport to the intermediate layer in the Okhotsk sea [J]. *Journal of Oceanography*, 2003, 59 (5): 709-717.
- [8] Kashiwase H, Ohshima K I, Nihashi S. Long-term variation in sea ice production and its relation to the intermediate water in the Sea of Okhotsk [J]. *Progress in Oceanography*, 2014, 126: 21-32.
- [9] Gorbarenko S A, Chekhovskaya M P, Souhnton J R. On the paleoenvironment of the central part of the Sea of Okhotsk during the past Holocene glaciation [J]. *Oceanology*, 1998, 38: 277-280.

- [10] Seki O, Ikehara M, Kawamura K, et al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19(1): PA1016.
- [11] Seki O, Yoshikawa C, Nakatsuka T, et al. Fluxes, source and transport of organic matter in the western Sea of Okhotsk: Stable carbon isotopic ratios of n-alkanes and total organic carbon [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2006, 53(2): 253-270.
- [12] Sakamoto T, Ikehara M, Uchida M, et al. Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01-2412 [J]. *Global and Planetary Change*, 2006, 53(1-2): 58-77.
- [13] 吴永华, 石学法, 邹建军 等. 鄂霍次克海南部180 ka BP以来底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件[J]. *科学通报*, 2014, 59(24): 3066-3074. [WU Yonghua, SHI Xuefa, ZOU Jianjun, et al. Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  minimum events in the southeastern Okhotsk Sea over the last 180 ka [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(24): 3066-3074.]
- [14] Bubenshchikova N, Nürnberg D, Tiedemann R. Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12-11c and latest MIS 2-1 [J]. *Marine Micropaleontology*, 2015, 121: 52-69.
- [15] Zou J J, Shi X F, Zhu A M, et al. Evidence of sea ice-driven terrigenous detritus accumulation and deep ventilation changes in the southern Okhotsk Sea during the last 180ka [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 114: 541-548.
- [16] Jimenez-Espejo F J, García-Alix A, Harada N, et al. Changes in detrital input, ventilation and productivity in the central Okhotsk Sea during the marine isotope stage 5e, penultimate interglacial period [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, 156: 189-200.
- [17] Lo L, Belt S T, Lattaud J, et al. Precession and atmospheric  $\text{CO}_2$  modulated variability of sea ice in the central Okhotsk Sea since 130,000 years ago [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 488: 36-45.
- [18] Sakamoto T, Ikehara M, Aoki K, et al. Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100kyrs in the Okhotsk Sea [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16-18): 2275-2301.
- [19] Nürnberg D, Dethleff D, Tiedemann R, et al. Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350ka—Evidence from ice-rafted debris and planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, 310(3-4): 191-205.
- [20] Nürnberg D, Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19(4): PA4011.
- [21] Iwasaki S, Takahashi K, Maesawa T, et al. Paleoceanography of the last 500 kyrs in the central Okhotsk Sea based on geochemistry [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 61-64: 50-62.
- [22] Seki O, Sakamoto T, Sakai S, et al. Large changes in seasonal sea ice distribution and productivity in the Sea of Okhotsk during the deglaciations [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10(10): Q10007.
- [23] Gorbarenko S A, Khusid T A, Basov I A, et al. Glacial Holocene environment of the southeastern Okhotsk Sea: Evidence from geochemical and palaeontological data [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 177(3-4): 237-263.
- [24] 司贺园, 侯雪景, 丁旋, 等. 鄂霍次克海南部OS03-1岩心MIS6期以来的沉积记录及其古环境意义[J]. *现代地质*, 2011, 25(3): 482-488. [SI Heyuan, HOU Xuejing, DING Xuan, et al. Sedimentary Record in Core OS03-1 from the Southern Okhotsk Sea since the Last Interglacial and the Palaeoenvironmental Significance [J]. *Geoscience*, 2011, 25(3): 482-488.]
- [25] Cook M S, Ravelo A C, Mix A, et al. Tracing subarctic Pacific water masses with benthic foraminiferal stable isotopes during the LGM and late Pleistocene [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2016, 125-126: 84-95.
- [26] Lattaud J, Lo L, Zeeden C, et al. A multiproxy study of past environmental changes in the Sea of Okhotsk during the last 1.5 Ma [J]. *Organic Geochemistry*, 2019, 132: 50-61.
- [27] Locarnini R A, Mishonov A V, Baranova O K, et al. World ocean atlas 2018: volume 1: temperature[R]. Highway: NOAA, 2019.
- [28] Zweng M M, Reagan J R, Seidov D, et al. World ocean atlas 2018: volume 2: salinity[R]. Highway: NOAA, 2019.
- [29] Garcia H E, Weathers K W, Paver C R, et al. Dissolved oxygen, apparent oxygen utilization, and oxygen saturation[R]. Highway: NOAA, 2019.
- [30] Schlitzer R. Data analysis and visualization with ocean data view [J]. *CMOS Bulletin SCMO*, 2015, 43(1): 9-13.
- [31] Sancetta C. Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas [J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(8): 789-817.
- [32] Lapko V V, Radchenko V I. Sea of okhotsk [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2000, 41(1-6): 179-187.
- [33] Talley L D. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific [J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1991, 38 Suppl 1: S171-S190.
- [34] Wong C S, Matear R J, Freeland H J, et al. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk: 2. CFCs and the formation rate of intermediate water [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C8): 15625-15642.
- [35] Itoh M, Ohshima K I, Wakatsuchi M. Distribution and formation of okhotsk sea intermediate water: an analysis of isopycnal climatological data [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C8): 3258.
- [36] Keigwin L D, Gorbarenko S A. Sea level, surface salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas event in the northwestern Pacific Ocean [J]. *Quaternary Research*, 1992, 37(3): 346-360.
- [37] Kitamura A, Takano O, Takata H, et al. Late Pliocene–early Pleistocene paleoceanographic evolution of the Sea of Japan [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 172(1-2): 81-98.
- [38] Shcherbina A Y, Talley L D, Rudnick D L. Direct observations of north pacific ventilation: brine rejection in the Okhotsk sea [J]. *Science*, 2003, 302(5652): 1952-1955.

- [39] You Y Z, Suginoara N, Fukasawa M, et al. Roles of the Okhotsk Sea and Gulf of Alaska in forming the North Pacific Intermediate Water [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105 (C2): 3253-3280.
- [40] Matul A G. The recent and quaternary distribution of the radiolarian species *Cycladophora davisiana*: a biostratigraphic and paleoceanographic tool [J]. *Oceanology*, 2011, 51 (2): 335-346.
- [41] Nakatsuka T, Fujimune T, Yoshikawa C, et al. Biogenic and lithogenic particle fluxes in the western region of the Sea of Okhotsk: implications for lateral material transport and biological productivity [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109 (C9): C09S13.
- [42] Hays J D, Morley J J. The sea of Okhotsk: a window on the ice age ocean [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2004, 51 (4): 593-618.
- [43] 张占海. 中国第二次北极科学考察报告[M]. 北京: 海洋出版社, 2004: 127. [ZHANG Zhanhai. The Report of 2003 Chinese Arctic Research Expedition[M]. Beijing: China Ocean Press, 2004: 127.]
- [44] Serno S, Winckler G, Anderson R F, et al. Change in dust seasonality as the primary driver for orbital - scale dust storm variability in East Asia [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44 (8): 3796-3805.
- [45] VAN Andel T H, Heath G R, Moore T C Jr. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean: a regional synthesis of Deep Sea Drilling Project data[M]//Van Andel T H, Heath G R, Moore T C Jr. Cenozoic History and Paleocanography of the Central Equatorial Pacific Ocean. Tulsa, Okla: Geological Society of America, 1975, 143: 1-134.
- [46] Weltje G J. End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem [J]. *Mathematical Geology*, 1997, 29 (4): 503-549.
- [47] Seidel M, Hlawitschka M. An R-based function for modeling of end member compositions [J]. *Mathematical Geosciences*, 2015, 47 (8): 995-1007.
- [48] Wu L, Wang R J, Xiao W S, et al. Late quaternary deep stratification - climate coupling in the southern ocean: implications for changes in abyssal carbon storage [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19 (2): 379-395.
- [49] Stuu J B W, Prins M A, Schneider R R, et al. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic [J]. *Marine Geology*, 2002, 180 (1-4): 221-233.
- [50] Prins M A, Postma G, Weltje G J. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope [J]. *Marine Geology*, 2000, 169 (3-4): 351-371.
- [51] Holz C, Stuu J B W, Henrich R. Terrigenous sedimentation processes along the continental margin off NW Africa: implications from grain - size analysis of seabed sediments [J]. *Sedimentology*, 2004, 51 (5): 1145-1154.
- [52] 田军, 汪品先, 成鑫荣. 南海ODP1143站底栖有孔虫*Cibicidoides*与*Uvigerina*稳定氧碳同位素值的均衡试验[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 2004, 29 (1): 1-6. [TIAN Jun, WANG Pinxian, CHENG Xinrong. Stable isotope equilibrium test between benthic foraminifer *Cibicidoides* and *Uvigerina* at ODP site 1143, Southern South China Sea [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2004, 29 (1): 1-6.]
- [53] Shackleton N J. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial [J]. *Colloques Internationaux*, 1974, 219: 203-209.
- [54] Coplen T B. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data [J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 1988, 72 (4): 293-297.
- [55] Folk R L, Ward W C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1957, 27 (1): 3-26.
- [56] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records [J]. *Paleoceanography*, 2005, 20 (1): PA1003.
- [57] Railsback L B, Gibbard P L, Head M J, et al. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 111: 94-106.
- [58] Milliman J D, Xie Q C, Yang Z S. Transfer of particulate organic carbon and nitrogen from the Yangtze River to the ocean [J]. *American Journal of Science*, 1984, 284 (7): 824-834.
- [59] Gorbarenko S A, Southon J R, Keigwin L D, et al. Late Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 209 (1-4): 281-301.
- [60] Serno S, Winckler G, Anderson R F, et al. Eolian dust input to the Subarctic North Pacific [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 387: 252-263.
- [61] 王昆山, 石学法, 吴永华 等. 鄂霍次克海东南部OS03-1岩心重矿物分布特征及物质来源[J]. 海洋学报, 2014, 36 (5): 177-185. [WANG Kunshan, SHI Xuefa, WU Yonghua, et al. Characteristics and provenance implications of heavy mineral in core OS03-1 from the east-southern Okhotsk Sea [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 36 (5): 177-185.]
- [62] Wang R, Biskaborn B K, Ramisch A, et al. Modern modes of provenance and dispersal of terrigenous sediments in the North Pacific and Bering Sea: implications and perspectives for palaeoenvironmental reconstructions [J]. *Geo-Marine Letters*, 2016, 36 (4): 259-270.
- [63] Rea D K, Hovan S A. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific [J]. *Paleoceanography*, 1995, 10 (2): 251-258.
- [64] Uchimoto K, Mitsudera H, Ebuchi N, et al. Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM [J]. *Journal of Oceanography*, 2007, 63 (3): 379-391.
- [65] Nicholson U, Van Der Es B, Clift P D, et al. The sedimentary and tectonic evolution of the Amur River and North Sakhalin Basin: new evidence from seismic stratigraphy and Neogene-Recent sediment budgets [J]. *Basin Research*, 2016, 28 (2): 273-297.
- [66] Fujisaki A, Mitsudera H, Wang J, et al. How does the Amur river



- discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk? [J]. *Progress in Oceanography*, 2014, 126: 8-20.
- [67] Murray J W, Alve E. Benthic foraminifera as indicators of environmental change: marginal-marine, shelf and upper slope environments [M]//Haslett S K. *Quaternary Environmental Micropalaeontology*. New York: Oxford University Press, 2002: 59-90.
- [68] 黄永建, 王成善, 汪云亮. 古海洋生产力指标研究进展[J]. *地学前缘*, 2005, 12(2): 163-170. [HUANG Yongjian, WANG Chengshan, WANG Yunliang. Progress in the study of proxies of paleocean productivity [J]. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(2): 163-170.]
- [69] Abelman A, Nimmergut A. Radiolarians in the Sea of Okhotsk and their ecological implication for paleoenvironmental reconstructions [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16-18): 2302-2331.
- [70] Okazaki Y, Seki O, Nakatsuka T, et al. *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea: a key for reconstructing glacial ocean conditions [J]. *Journal of Oceanography*, 2006, 62(5): 639-648.
- [71] Itaki T, Khim B K, Ikehara K. Last glacial-Holocene water structure in the southwestern Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages [J]. *Marine Micropaleontology*, 2008, 67(3-4): 191-215.
- [72] Matul A G, Abelman A, Gersonde R, et al. Late quaternary distribution of radiolarian *Cycladophora davisiana* as indication of possible ventilation of intermediate water in the subarctic Pacific during the last glacial [J]. *Oceanology*, 2015, 55(1): 103-112.
- [73] Wang R J, Xiao W S, März C, et al. Late Quaternary paleoenvironmental changes revealed by multi-proxy records from the Chukchi Abyssal Plain, western Arctic Ocean [J]. *Global and Planetary Change*, 2013, 108: 100-118.
- [74] Bae S W, Lee K E, Park Y, et al. Sea surface temperature and salinity changes near the Soya Strait during the last 19 ka [J]. *Quaternary International*, 2014, 344: 200-210.
- [75] Tanaka S, Takahashi K. Late quaternary paleoceanographic changes in the Bering Sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblages [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16-18): 2131-2149.
- [76] Spratt R M, Lisiecki L E. A late Pleistocene sea level stack [J]. *Climate of the Past*, 2016, 12(4): 1079-1092.