

多因素调控 3 万年以来鄂霍次克海海盆尺度环境演变

王庆超¹, 邹建军^{1,2*}, 冯旭光¹, 豆汝席¹, 董智¹, 朱爱美¹, 刘焱光^{1,2}, 石学法^{1,2*}

(1. 自然资源部第一海洋研究所 自然资源部海洋地质与成矿作用重点实验室, 山东 青岛

266061;

2. 青岛海洋科技中心 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266237)

* 通讯作者: 邹建军, E-mail: zoujianjun@fio.org.cn; 石学法, E-mail: xfshi@fio.org.cn

摘要: 鄂霍次克海位于东亚夏季风影响的北缘, 是现今北半球季节性海冰多年发育南界和北太平洋中层水的通风源, 对全球气候变化的响应和反馈十分敏感, 是研究环境变迁的天然实验室。受研究材料限制, 目前我们对鄂霍次克海海盆尺度上环境演变过程的认识还存在明显不足。在本文中, 我们收集了鄂霍次克海 30 站古环境记录, 并对这些岩心的年代标尺重新校正。在此基础上, 我们重建了鄂霍次克海 30 千年(ka)以来海表温度、海冰活动、表层生产力、中层水通风在海盆尺度上变化历史, 提出了海冰主控的“冰期型”和海冰-洋流主控的“间冰期型”环境演变概念模型。末次冰期(30~18ka), 研究区海洋环境以低海表温度、海冰扩张、弱中层水通风和低表层生产力为特征。晚全新世(<6ka)则表现为高海表温度、海冰消退、强中层水通风和高表层生产力, 其沉积物组成以生源硅组分为主。在博令-阿勒罗德(14.7~12.9ka)和前北方(11~9.7ka)暖期, 研究区的海洋环境格局总体类似于“间冰期型”, 但中层水显著缺氧。在海因里希冰阶 1(18~15ka)和新仙女木期(12.9~11.7 ka), 研究区海洋环境格局总体类似于“冰期型”, 但中层水通风增强。30ka 以来鄂霍次克海环境要素演化受外部强迫、内部反馈和高低纬气候过程共同调控。

关键词: 海表温度; 古生产力; 海冰; 中层水; 鄂霍次克海

1 引言

理解海洋环境在增暖背景下变化过程和控制机制是海洋学和气候学的一项重要研究内容(Abram 等, 2019)。自末次冰期至全新世, 地球气候系统经历了以全球表层温度和大气 CO₂ 浓度快速上升为特征的变化过程(Osman 等, 2021; Denton 等, 2010)。包括鄂霍次克海在内的北半球高纬海域, 在地球气候系统中“高纬放大效应”的影响下(Liu 等, 2022), 经历了更快的变化。另一方面, 鄂霍次克海位于东亚夏季风影响的最北缘, 其海洋环境对低纬气候过程的响应也很敏感(Song 和 Ahn, 2024)。因此鄂霍次克海是高低纬气候和能量相互作用的交汇区。相比于中低纬海域, 鄂霍次克海不仅有大河输入, 还发育季节性海冰, 使该区域沉积过程和

29 海洋环境独具特色。

30 鄂霍次克海是西太平洋面积仅次于南海的第二大半封闭的边缘海(图 1),被东西伯利亚、
31 萨哈林岛、北海道岛和勘察加半岛所环绕(图 1a),通过千岛群岛深浅不一的水道与亚北极太
32 平洋进行水文交换(Lapko 和 Radchenko, 2000),通过鞑靼海峡(水深 15m)和宗谷海峡(水深
33 55m)与日本海相连(Andreev 和 Pavlova, 2010)。鄂霍次克海现代海洋环境以巨大的季节性海
34 表温差(图 S1,见 <http://earthcn.scichina.com>)、季节性海冰活动(Nakamura 等, 2020)和作为北太
35 平洋中层水(NPIW)通风源(Shcherbina 等, 2003)为典型特征,同时接受黑龙江径流和火山喷
36 发物质的输入(Ogi 等, 2001; Ogi 和 Tachibana, 2006),其巨厚的沉积物不仅记录海洋环境和气
37 候演变信息,还记录了相邻陆地地表环境和地球深部活动过程(石学法等, 2011)。

38 鄂霍次克海南部和中部分别发育千岛海盆(水深>3000m)和杰留金海盆(水
39 深>1000m)(Andreev 和 Pavlova, 2010),二者为海洋研究所隆起和苏联科学院隆起分隔(图
40 1b),北部和西北部拥有超过 400km 宽的陆架(Wang, 1999)。鄂霍次克海独特地理位置决定
41 了其海洋环境不仅受到高低纬气候过程影响,还受毗邻陆地和西北太平洋环境调节。器测记
42 录显示,鄂霍次克海环境变化对中低纬大气过程(Kawasaki 等, 2021; Song 和 Ahn, 2021)和我
43 国环境及气候有重要影响(陆日宇和富元海, 2009; 李菁菁, 2019),更凸显了对鄂霍次克海环
44 境变迁研究的紧迫性。

45 国内外古海洋学和古气候学界鉴于鄂霍次克海的独特性和重要性,对其环境变迁开展了
46 广泛的调查研究。鄂霍次克海古海洋学研究历史可以追溯到 20 世纪 50 年代,但是由于年龄
47 模型约束较差,早期的鄂霍次克海古环境和古气候记录存在较大的不确定性。近年来在鄂霍
48 次克海实施了一系列古海洋调查航次,如国际海洋全球变迁研究(IMAGES, 2001 年)、日俄
49 联合 JAMSTEC 计划(2000/2007 年)、俄德 KOMEX 计划(1998-2004 年)、中国北极科学考察
50 (1999/2003 年)和中俄鄂霍次克海研究计划(2011/2019 年)等。2001 年实施的 IMAGES 鄂霍次
51 克海计划,极大促进了我们对该区域海洋环境变化过程的认识。目前单站或者单一代用指标
52 的调查研究不能客观代表海盆尺度上研究区环境变化过程,限制了对鄂霍次克海环境变
53 化过程和控制机理的准确认识。例如,位于季节性海冰边缘的沉积岩心记录仅能指示局地海
54 冰活动历史(Sakamoto 等, 2005; Sakamoto 等, 2006; Max 等, 2012; Lo 等, 2018),不能代表海
55 盆尺度上海冰活动的变化趋势。不同代用指标重建的海表温度(SST)指示的海表水文条件存
56 在显著的差异,甚至相互矛盾。比如长链不饱和烯酮指数(U_{37}^K)重建的末次盛冰期 SST 相对
57 较高(Seki 等, 2004b; Harada 等, 2006),而古菌生物标志物(TEX_{86}^L)表明较低的 SST(Seki 等,
58 2009; Lo 等, 2018)。不同代用指标重建的鄂霍次克海中层水(OSIW)通风也存在显著差异。氧

化还原敏感元素、底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 、底栖-浮游有孔虫 AMS ^{14}C 年龄差值和 *Cycladophora davisiana* 百分含量显示末次盛冰期 OSIW 通风增强(Gorbarenko 等, 2004; Katsuki 等, 2010; Gorbarenko 等, 2014), 同样基于 *C. davisiana* 百分含量剖面则显示, 有人认为末次盛冰期 OSIW 通风减弱(Ohkushi 等, 2003; Okazaki 等, 2006)。 *C. davisiana* 百分含量表明晚全新世 OSIW 通风减弱(Itaki 和 Ikehara, 2004; Itaki 等, 2008), 但是底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 指示晚全新世 OSIW 增强(Lembke-Jene 等, 2018)。为了解决这些争议, 这里我们收集了多站具有较好年龄模型约束的鄂霍次克海古环境记录, 并对现有 ^{14}C 年龄控制点采用年龄校正软件 Calib 8.2 和 Marine 20 曲线进行了重新校正(Heaton 等, 2020)。在此基础上, 我们重建了 30ka 以来鄂霍次克海古环境演化历史。

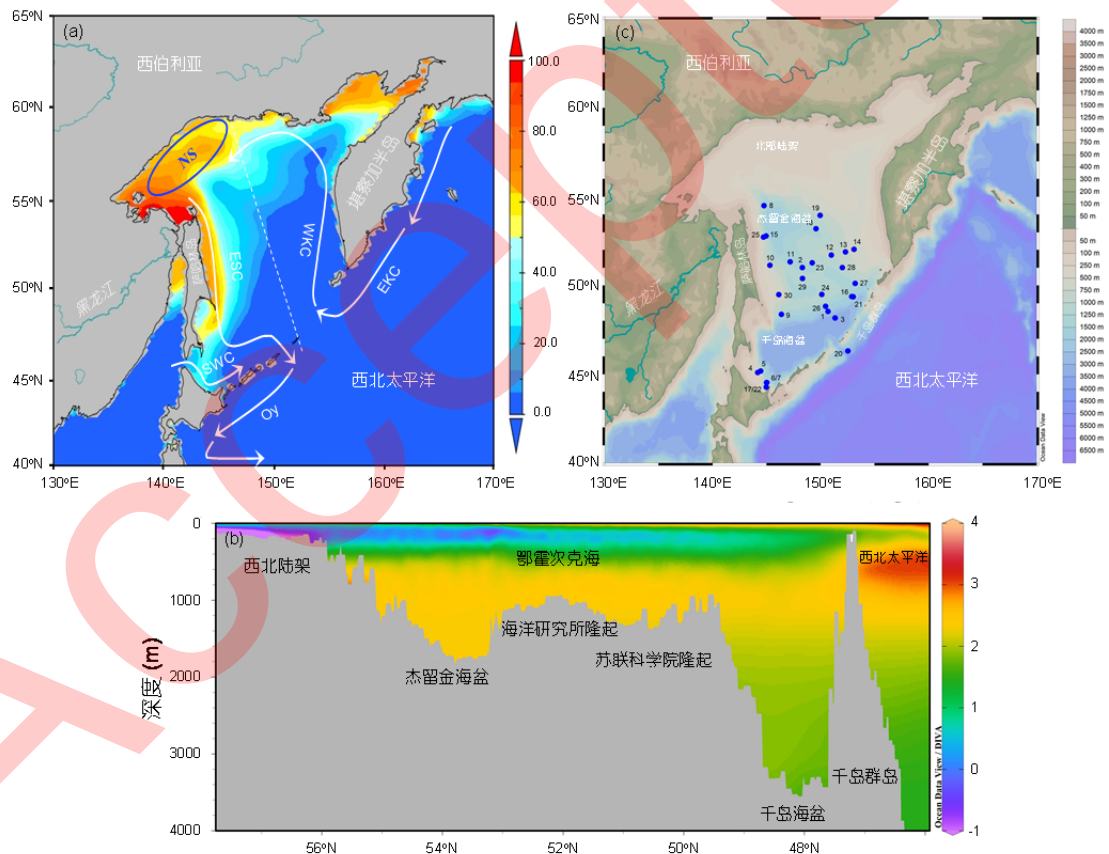


图 1(a)鄂霍次克海表层洋流分布和海冰密度。Oy-亲潮, EKC-东勘察加流, WKC-西勘察加流, ESC-东萨哈林流, SWC-宗谷暖流, NS-北部陆架水团。色标为 1979-2015 年 1 月和 2 月平均海冰密度(Laverne 等, 2019), 单位为%。图中白色细虚线为断面位置。(b)年均海温断面(Lauvset 等, 2022)。(c)鄂霍次克海站位图。

2 材料与方法

我们收集了鄂霍次克海不同区域、具有较好年龄模型约束的 30 站岩心资料, 岩心位置

75 见图 1c 和网络版附表 S1(<http://earthcn.scichina.com>), 岩心年龄控制点见图 2 和网络版附表
76 S2)。采用年龄校正软件 Calib 8.2 对浮游有孔虫 ^{14}C 定年点重新校正日历年龄(Stuvier 等,
77 2021), 重校结果见网络版附表 S2。采用 Bacon 程序构建年龄-深度模型(Blaauw 等, 2018)。
78 校正后岩心沉积速率见图 2 和图 S2。

79 我们对 21 站的 $U_{37}^{K'}$ 、 TEX_{86}^L 、放射虫转换函数(RMAT)重建的 SST 和 8 站的生物成因蛋
80 白石(Opal)通量、长链烯酮(C_{37})通量以及冰筏碎屑(IRD)通量和含量数据进行标准化集成。原
81 始代用指标记录的时间分辨率分别为 TEX_{86}^L -SST <1000 年、RMAT-SST <800 年、 $U_{37}^{K'}$ -SST <500
82 年、 C_{37} 通量 <700 年、Opal 通量 <400 年、IRD <500 年。通过对原始记录进行内插, 上述代
83 用指标时间分辨率分别为 1000 年、800 年、500 年、700 年、400 年和 500 年。采用 Z-Score
84 标准化方法将每个岩心的内插数据转换为均值为 0、标准差为 1 的数据, 计算公式如下:

$$85 \quad Z_0 = \frac{x - \mu_0}{\sigma} \quad (1)$$

86 式中 Z_0 为标准化后数据, x 为各组原始数据, μ_0 为单组数据平均值, σ 为单组数据标准差。
87 将标准化后无权重的数据按时间序列集成, 并通过下式将集成的无量纲数据转换为原始数据
88 单位:

$$89 \quad X = Z_1 \times \sigma_1 + \mu_1 \quad (2)$$

90 式中 Z_1 为标准化后数据, X 为原始单位数据, μ_1 为总体数据平均值, σ_1 为总体数据标准差。

91 本文采用集成后的温度、海冰和生产力时间序列代表区域总体环境演化状况。

92 各代用指标之间及与全球气候变化记录之间领先-滞后时间序列分析(the lead-lag
93 analysis)通过 R 软件中的 Applied Statistical Time Series Analysis(astsa)包完成(Stoffer 和
94 Poison, 2024)。其中全球气候记录包括 50°N 年均太阳辐射量(Berger 和 Loutre, 1991)、全球
95 深海底栖有孔虫氧同位素 LR04(Lisiecki 和 Raymo, 2005)、大气 CO_2 浓度(Bauska 等, 2021)、
96 中国石笋氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)(Cheng 等, 2016)和北半球表层大气温度(Osman 等, 2021)。

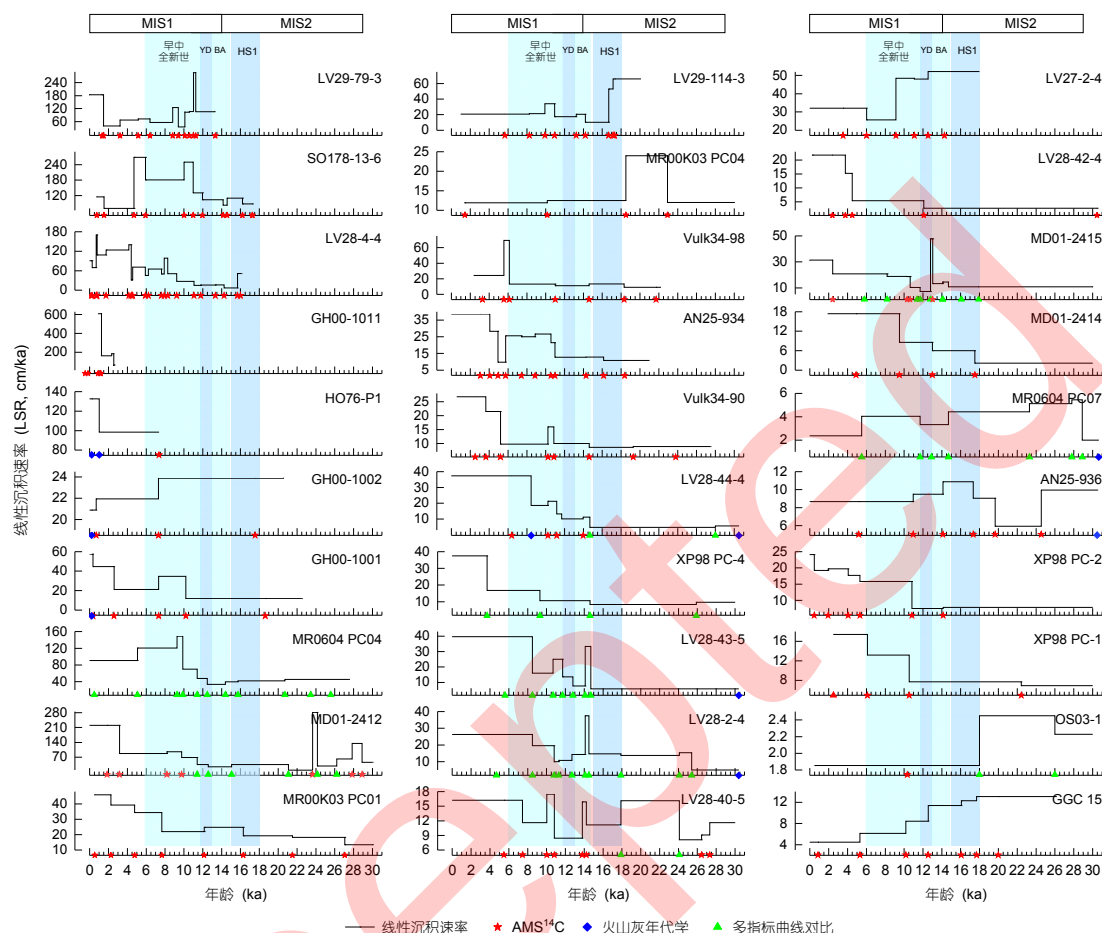


图 2 鄂霍次克海研究岩心年龄控制点和线性沉积速率。岩心数据来源见网络版附表 S1。图中颜色条带代表划分的时段，浅蓝色代表博令-阿勒罗德时期(BA，14.7~12.9ka)和早中全新世(11.7~6ka)，深蓝色代表新仙女木时期(YD，12.9~11.7ka)和海因里希冰阶 1(HS1，18~15ka)。图中符号代表岩心年龄控制点，具体如图例所示。MIS1 和 2 分别代表海洋氧同位素 1 期(0~14ka)和 2 期(14~29ka)(Lisiecki 和 Raymo, 2005)。

3 30ka 以来鄂霍次克海环境要素演变

3.1 海表温度

SST 的时空分布和变化是海洋学和气候学研究的基本内容之一。鄂霍次克海 SST 重建的代用指标包括 $U_{37}^{K'}$ 、 TEX_{86}^L 、RMT 等(图 S3 和 S4)。不同 SST 代用指标重建结果见图 3。

在末次冰期(30~18ka)，SST 不同代用指标重建结果存在差异。 TEX_{86}^L -SST 平均值为 6.4°C (图 3c)。 $U_{37}^{K'}$ -SST 异常高温，平均值 8.6°C (图 3d)。RMT-SST 最低，介于 $-0.5\sim 6.3^{\circ}\text{C}$ (平均 1.9°C)(图 3e)。末次冰消期(18~11.7ka)以来三者均显著上升(图 3c,d,e)。晚全新世(<6ka)， TEX_{86}^L -SST 平均 12.23°C (图 3c)， $U_{37}^{K'}$ -SST 平均 9.33°C (图 3d)，分别与现代夏秋季鄂霍次克

海 SST 接近(Seki 等, 2004b; Seki 等, 2007; Seki 等, 2009); RMAT-SST 平均 $\sim 5^{\circ}\text{C}$ (图 3e)。

沉积捕获器资料、表层沉积物以及岩心顶部 SST 计算表明, 鄂霍次克海沉积物 TEX_{86}^L -SST 主要反映了夏季(8~9 月)SST(0~20m)(Seki 等, 2009; Lattaud 等, 2018), 而 $U_{37}^{K'}$ -SST 主要反映了秋季(9~11 月)SST(0~30m)(Seki 等, 2004b; Lattaud 等, 2018; Max 等, 2020)。末次冰期 $U_{37}^{K'}$ -SST 显示异常高温(Seki 等, 2004b; Harada 等, 2006; Davis 等, 2020; Max 等, 2020), 其异常原因存在争议, 主要包括烯酮生产者的季节性转变、低 SST 下 $U_{37}^{K'}$ -SST 指标局限性以及冰期烯酮含量过低等。

对全球高纬海洋沉积物 $U_{37}^{K'}$ 研究表明, 过低海温(南大洋 $<6^{\circ}\text{C}$, 挪威海 $<10^{\circ}\text{C}$)导致烯酮生产者产生较多的 $\text{C}_{37:4}$ (the tetraunsaturated alkenone), 影响 $U_{37}^{K'}$ 作为温度函数的可靠性(Sikes 等, 1997; Rosell - Melé, 1998)。沉积物中 $\text{C}_{37:4}$ 含量($\text{C}_{37:4}\% = \text{C}_{37:4} / \text{总 } \text{C}_{37}$)较高时, 基于 $U_{37}^{K'}$ 重建的挪威海古温度也显示末次盛冰期异常高温(Rosell - Melé, 1998)。Rosell - Melé(1998)提出 $\text{C}_{37:4}\% > 5\%$ 时, $U_{37}^{K'}$ 不宜用于重建 SST。末次冰期和冰消期鄂霍次克海中部岩心(XP98 PC-2 和 PC-4) $\text{C}_{37:4}\% = 20\sim 34\%$, 全新世($<11.7\text{ka}$)介于 $4\sim 5\%$ (Seki 等, 2004b; Seki, 2005)。西南部岩心(MD01-2412)也显示相似的趋势, 末次冰期时 $\text{C}_{37:4}\%$ 最高超过 45% (Harada 等, 2008)。全新世以来, $\text{C}_{37:4}\%$ 降低至 5% 以下, $U_{37}^{K'}$ -SST 与 TEX_{86}^L -SST 变化趋势相似(图 3c, d 和 S3)。晚全新世, 西南部岩心重建 SST 在区域上最高(图 S3), 可能也与该时期岩心 $\text{C}_{37:4}\%$ 升高($>10\%$)有关。因此末次冰期时过低的 SST 和沉积物中过高 $\text{C}_{37:4}\%$ 可能是该时期鄂霍次克海 $U_{37}^{K'}$ -SST 异常高温的重要原因。

其次, 此前的研究指出, 由于末次冰期时鄂霍次克海海冰覆盖时间增加, 烯酮生产者的生长期由秋季转为夏季, 导致该时期鄂霍次克海 $U_{37}^{K'}$ -SST 记录夏季 SST(Seki 等, 2004b; Harada 等, 2006)。鄂霍次克海北部岩心(MD01-2414 和 MR0604 PC07)末次冰期时 $U_{37}^{K'}$ -SST 和 TEX_{86}^L -SST 记录非常相似(图 S5)。北部岩心 SST 指标比对研究也指出, 末次冰期时 $U_{37}^{K'}$ -SST 和 TEX_{86}^L -SST 均反映了夏季 SST(Lattaud 等, 2018)。基于现代鄂霍次克海夏秋季 SST 梯度(ΔT 约 4.5°C), Max 等(2020)对末次冰期鄂霍次克海西南部岩心(MD01-2412) $U_{37}^{K'}$ -SST 进行季节性校正, 并比对了校正后 $U_{37}^{K'}$ -SST 与 TEX_{86}^L -SST 冰期和全新世温度差值。我们采用相同的方法对中部和南部岩心末次冰期 $U_{37}^{K'}$ -SST 记录进行校正。结果显示, 校正后 $U_{37}^{K'}$ -SST 冰期平均温度与全新世平均 SST 差值介于 $3.6\sim 5.8^{\circ}\text{C}$ (图 S6), 总体上与 TEX_{86}^L -SST 冰期和全新世 SST 差值一致, 即秋季 SST 和夏季 SST 冰期和全新世 SST 差值相似。这表明中部和南部站位 $U_{37}^{K'}$ -SST 记录也包含 SST 季节性转变的信号。

此外, 末次冰期时沉积物烯酮含量过低(Harada 等, 2006), 可能也会影响 C_{37} 测试结果

(Max 等, 2020)。

综合上述讨论,我们认为,末次冰期和冰消期鄂霍次克海 $U_{37}^{K'}$ -SST 包含夏季 SST 信号,但低温下该指标应用的局限性,导致其不适合用来反映真实季节性 SST。全新世以来 $U_{37}^{K'}$ -SST 主要反映了鄂霍次克海秋季 SST。末次冰期以来 TEX_{86}^L -SST 反映了鄂霍次克海夏季 SST。

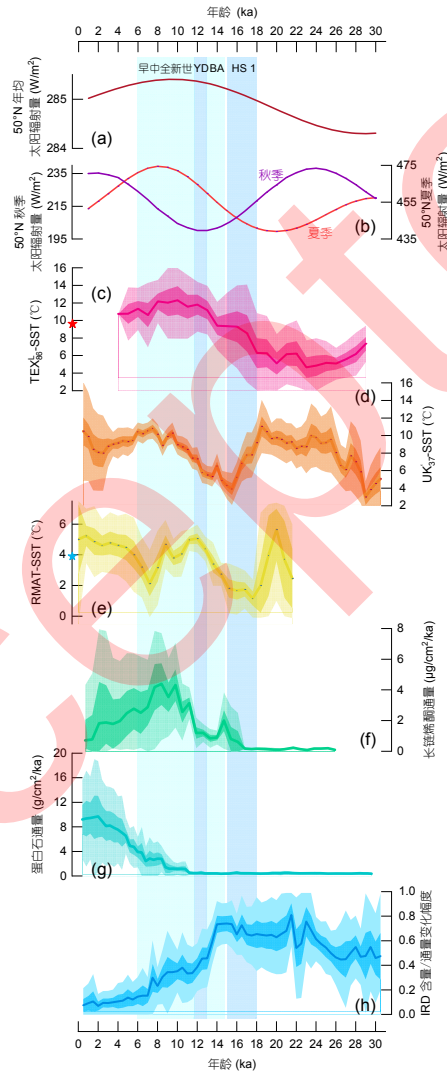


图 3 鄂霍次克海海表温度、生源组分通量和冰筏碎屑通量/含量变化幅度集成曲线。(a)50°N 年均太阳辐射量(Laskar 等, 2004), (b)50°N 夏季(6~8 月)和秋季(9~10 月)太阳辐射量(Laskar 等, 2004), (c) TEX_{86}^L -SST 集成曲线, (d) $U_{37}^{K'}$ -SST 集成曲线, (e)放射虫转换函数(RMAT)-SST 集成曲线, (f)长链烯酮(C_{37})通量集成曲线, (g)生物成因蛋白石(Opal)通量集成曲线, (h)冰筏碎屑(IRD)通量和含量集成曲线, 反映鄂霍次克海冬季海冰覆盖范围变化。图 b 中红色星号代表现代鄂霍次克海 8~9 月<10m 海表温度, 图 d 中蓝色星号代表现代鄂霍次克海<10m 的年均海表温度, 现代鄂霍次克海海水温度据图 S1。图中蓝色纵向条带指示意义与图 2 同。曲线颜色条带表示集成记录不确定性范围, 深色为 $\pm 1\sigma$ 范围, 浅色为 95%的置信区间。

末次冰期以来 RMat-SST 低值(图 3e 和 S4)可能与冰期时低放射虫含量有关。RMat-SST 主要基于现代放射虫群落(表层沉积物和岩心沉积物顶部)与海温的关系建立的转换函数(Hernández-Almeida 等, 2020)。鄂霍次克海现代富硅质沉积特征是自晚全新世以来形成(Volokhin 等, 2004)。末次冰期至早全新世(30~6ka)沉积物放射虫含量低(Yanchenko 和 Gorbarenko, 2015; Gorbarenko 等, 2020),可能限制了转换函数的应用。Hernández-Almeida 等(2020)也指出鄂霍次克海海洋表层低放射虫生产力影响了 RMat-SST(0~10m)重建结果。此外,不同时期放射虫生产力还可能受不同因素控制(比如食物来源、水文结构等)(Morley 和 Heusser, 1991; Okazaki 等, 2004; Yanchenko 和 Gorbarenko, 2015; Matul 等, 2016),以现代放射虫属种与温度的关系推测过去的情况存在不确定性。现代放射虫生态学研究结果还显示, RMat-SST 所用的放射虫属种分布范围不局限于表层 10m 内(Hays 和 Morley, 2004; Abelmann 和 Nimmergut, 2005), RMat-SST 重建结果可能包含了站位水柱深度放射虫信号。这更增加了 RMat-SST 结果的不确定性。综上所述, RMat-SST 受到沉积物放射虫含量以及水柱深度放射虫属种分布的影响,我们认为基于现代类比技术建立的放射虫转换函数不适合用来推算过去鄂霍次克海 SST 变化。

3.2 古生产力

海洋表层浮游植物在海洋生物地球化学循环和气候变化中发挥重要作用(Hain 等, 2013)。重建鄂霍次克海古生产力的代用指标包括总有机碳(TOC)、碳酸钙(CaCO_3)、Opal、 C_{37} 、藻甾醇、生源钡(Bio-Ba)通量等(图 S7)。由于该海域 TOC 和钙质指标易受陆源混合和溶解作用影响(Broerse 等, 2000; Honda 等, 2002; Seki 等, 2006),我们以生物标志物和 Opal 通量综合反映鄂霍次克海表层生产力变化模式(图 3f, g)。

末次冰期鄂霍次克海表层生产力较低,末次冰消期以来,生产力显著升高(图 3e, f),与 TEX_{86}^L -SST 变化模式相似(图 3c, f, g)。鄂霍次克海古生产力变化一个显著的特征是群落结构发生了更替。 C_{37} 通量记录显示博令-阿勒罗德时期(BA, 14.7~12.9ka)和早中全新世(11.7~6ka)钙质生产力出现峰值,晚全新世 C_{37} 通量降低(图 3f)。藻甾醇和 Opal 通量记录显示(图 3g 和 S7), 10ka 之后硅藻生产力上升,并在晚全新世达到峰值。

3.3 海冰活动

鄂霍次克海海冰活动不仅影响表层生产力,其覆盖范围的变化还影响到鄂霍次克海中层水形成速率和规模以及陆源碎屑物质的输运与沉积(石学法等, 2011; 邹建军和石学法, 2017)。鄂霍次克海海冰活动重建的代用指标包括 IRD、25 个碳原子类异戊二烯(IP_{25})和高

度支化类异戊二烯(HBIs)生物标志物以及冰藻百分含量(图 S8), 本文根据海盆尺度岩心记录构建了末次冰期以来海冰活动边界变化示意图(图 4)。

30ka 以来鄂霍次克海海冰活动变化以覆盖范围逐步消退为特征。多站岩心 IRD 通量和含量集成研究显示(图 3h), 末次冰期和海因里希冰阶 1(HS 1, 18~15ka)鄂霍次克海海冰覆盖范围扩张到千岛群岛区域(Max 等, 2012), 达到 30ka 以来最大范围(图 4a)。此时杰留金海盆北部和西北部多年海冰覆盖(Shiga 和 Koizumi, 2000; Nürnberg 和 Tiedemann, 2004; Gorbarenko 等, 2010; Lo 等, 2018), 而鄂霍次克海中部和南部为季节性海冰活动(Gorbarenko 等, 2010; Vasilenko 等, 2017), 西南部为无冰区域(Sakamoto 等, 2006)。BA 至早中全新世, 鄂霍次克海海盆尺度上转为季节性海冰活动(Shiga 和 Koizumi, 2000; Sakamoto 等, 2005; Wang 和 Wang, 2008), 海冰覆盖范围消退至千岛海盆以北(图 4b)。晚全新世(图 4c), 鄂霍次克海海冰消退至现代海冰多年发育边界(Katsuki 等, 2010; Lo 等, 2018), 西部和北部季节性海冰活动加剧(Shiga 和 Koizumi, 2000), 其他区域主要受漂流海冰影响(Nürnberg 等, 2011; Vasilenko 等, 2019)。

综上所述, 末次冰期鄂霍次克海北部为多年冰覆盖, 中部和南部为季节性海冰活动。末次冰消期以来, 海盆尺度上存在季节性海冰, 海冰覆盖大范围消退。晚全新世, 鄂霍次克海海冰覆盖范围消退至现代冬季海冰发育边界。

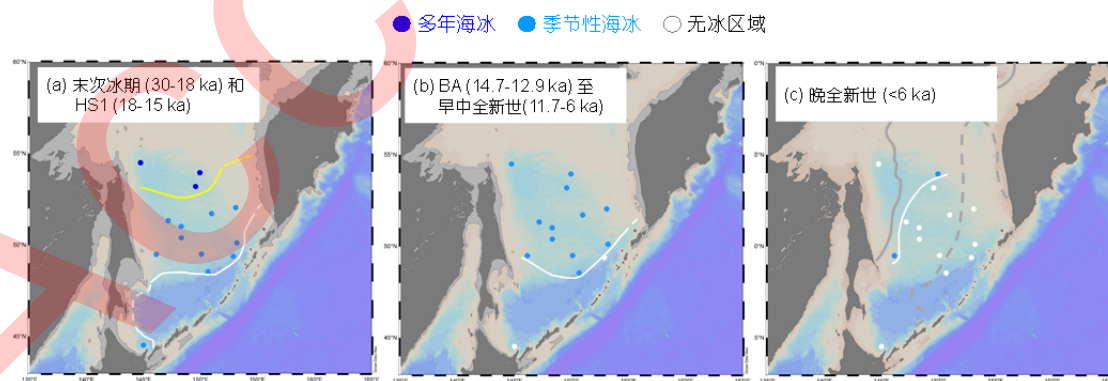


图 4 末次冰期以来鄂霍次克海夏季海冰活动边界示意图。站位信息见图 1c 和网络版附表 S1b。

白色实线代表季节性海冰活动边界, 黄色实线代表多年海冰活动边界, 虚线代表推测界线。浅灰色区域代表各时期海平面下降的位置, (a)为 $>-100\text{m}$, (b)为 -50m , (c)为现代海平面。相对海平面变化数据参考 Lambeck et al.(2014)。 (c)图中灰色实线为现代冬季(1 月)海冰界线, 灰色虚线为现代春季(3 月)海冰最大覆盖范围的界线。海冰覆盖范围界线据 Nürnberg 等(2011)。 BA 和 HS1 分别代表博令-阿勒罗德时期(BA, 14.7~12.9ka)和海因里希冰阶 1(HS1, 18~15ka)。图中说明的无冰区域是指受海冰影响相对较弱, 而非完全不受海冰影响。

208 3.4 中层水

209 现代观测显示 OSIW 是现代 NPIW 的一个重要源区(Shcherbina 等, 2003; Talley, 2013),
210 而 NPIW 不仅把北太平洋高纬丰富的营养盐带到低纬, 也是现今北太平洋中层水体通风的
211 重要驱动力(You, 2003; Sarmiento 等, 2004)。重建 OSIW 变化的代用指标包括底栖-浮游有
212 孔虫 AMS ^{14}C 年龄差值、底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 、底栖有孔虫 $\Delta^{14}\text{C}$ (反映深层海水更新速率, $\Delta^{14}\text{C}$
213 正偏指示海洋通风增强)、放射虫 *C. davisiana* 百分含量等(图 S9), 它们都显示 OSIW 通风
214 自末次冰期以来发生了显著变化(Keigwin, 1998; Keigwin, 2002; Max 等, 2014; Okazaki 等,
215 2014; Bubenshchikova 等, 2015; Cook 和 Keigwin, 2015; Lembke-Jene 等, 2017)。总体上,
216 OSIW 通风呈现冰期较弱、冰消期增强、晚全新世与现今类似的特征(图 5 和 S9)。

217 底栖-浮游有孔虫 AMS ^{14}C 年龄差值显示, 末次冰期 OSIW 通风弱, 末次冰消期以来
218 增强(图 5a)。在新仙女木时期(YD, 12.9~11.7ka)和 HS1 时段, OSIW 通风显著增强(图 5a)。
219 底栖有孔虫 $\Delta^{14}\text{C}$ 和底栖表生种有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 显示相似的变化趋势, 并显示在晚全新世形成
220 类似现代通风环境(图 5b,c)。

221 鄂霍次克海放射虫 *C. davisiana* 百分含量末次冰期较低, 最高值出现在早中全新世,
222 晚全新世显著降低(图 5d 和 S10)。*C. davisiana* 百分含量变化不仅依赖于所栖息的水团通风
223 条件, 还与季节性海冰覆盖(Okazaki 等, 2006; 叶圣彬等, 2021)、次表层温度(Morley 和
224 Heusser, 1991)、中层有机碎屑和细菌生物量以及沉积物保存条件有关。各时期不同区域 *C.*
225 *davisiana* 百分含量变化可能受控于不同因素。比如, 末次盛冰期勘察加半岛西部陆坡岩心
226 *C. davisiana* 百分含量高值与 NPIW 扩张有关(Matul 等, 2015); 鄂霍次克海南部岩心 *C.*
227 *davisiana* 百分含量降低可能受海冰覆盖时间增长的影响(叶圣彬等, 2021); 西南部岩心低值
228 则被认为是表层和次表层水体物理条件变化的结果(Morley 和 Heusser, 1991)。早中全新世
229 鄂霍次克海海盆尺度上 *C. davisiana* 百分含量均出现高值, 这可能受海洋环境改善、有机
230 碎屑供应增加和中层水通风增强共同影响(Okazaki 等, 2003; Okazaki 等, 2005; Okazaki 等,
231 2006; Itaki 等, 2008; Gorbarenko 等, 2020)。4ka 以来海盆尺度上 *C. davisiana* 百分含量显著
232 降低则被认为与食物供应减少和局部水团通风减弱有关(Itaki 和 Ikehara, 2004; Okazaki 等,
233 2006; Itaki 等, 2008)。

234 总的来看, 末次冰期以来鄂霍次克海 *C. davisiana* 百分含量变化反映了所栖息的海洋
235 环境和水体结构, 也反映了食物供给, 不适合单独用来指示 OSIW 通风变化。

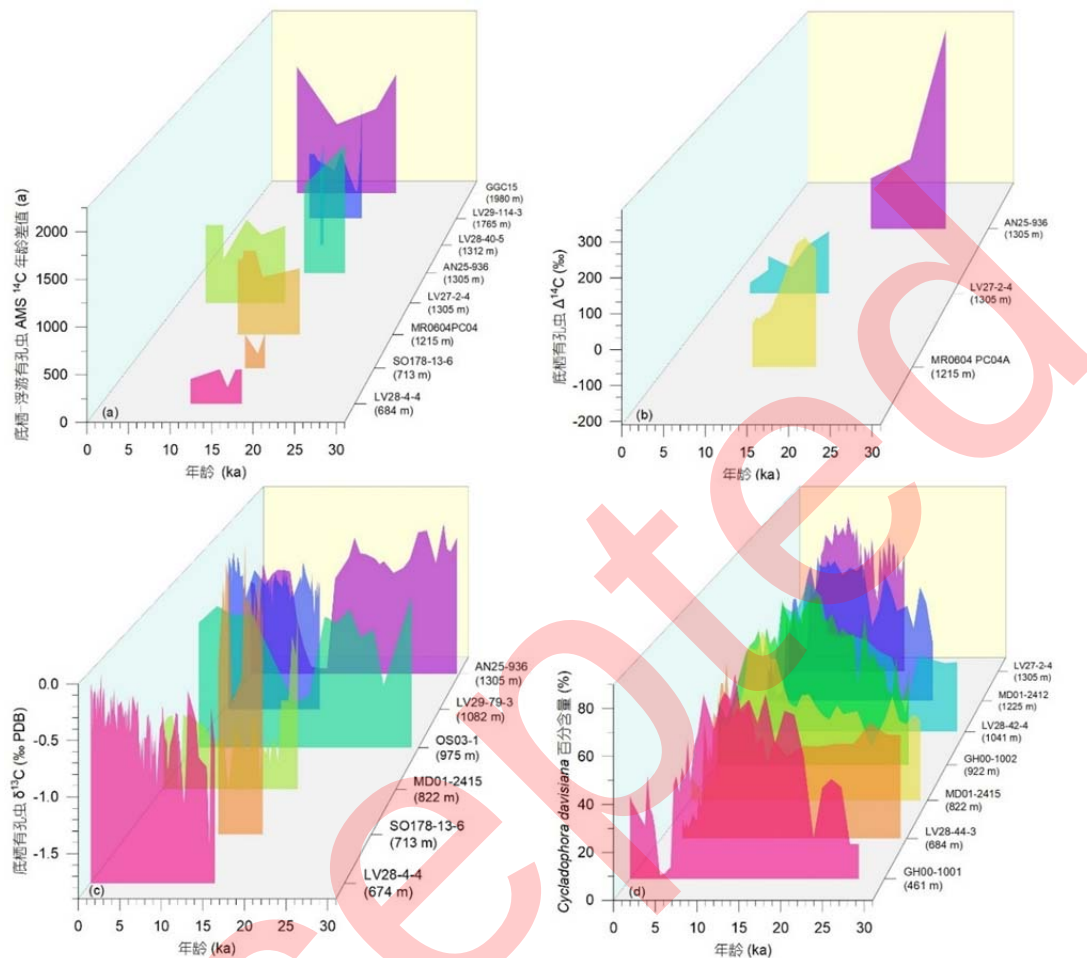


图5 末次冰期以来鄂霍次克海中层水(OSIW)通风代用指标变化剖面。(a)底栖-浮游有孔虫 AMS ^{14}C 年龄差值。(b)底栖有孔虫 $\Delta^{14}\text{C}$ 组成。(c)底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素组成。(d)放射虫 *Cycladophora davisiana* 百分含量。图中 z 轴均是按水深排列的站位。图 b 中鄂霍次克海底栖有孔虫 $\Delta^{14}\text{C} = \left[\left(\frac{e^{-14\text{C age of benthic}/8033}}{e^{-\text{cal age}/8266}} \right) - 1 \right] \times 1000$ (Okazaki 等, 2014)。图 c 中, MD01-2415、OS03-1 和 AN25-936 岩心为底栖内生种有孔虫, LV28-4-4、SO178-13-6 和 LV29-79-3 为底栖表生种有孔虫。岩心数据来源见网络版附表 S1d。

底层水-沉积物氧含量是氧供给和消耗综合作用的结果。我们编撰的数据显示 OSIW 通风活动与底部氧含量变化趋势并不一致(图 5 和 S11)。鄂霍次克海沉积物厌氧有孔虫丰度表明, 末次冰期时中层水富氧, BA 和前北方(Preboreal, 11~9.7ka)暖期, 中层水显著缺氧 (Bubenshchikova 等, 2010; Matul 等, 2016; Gorbarenko 等, 2020), 这与沉积物氧化还原敏感元素和自生矿物研究结果相似(Derkachev 等, 2007; Gorbarenko 等, 2014)。此时期水体缺氧可能与表层生产力显著升高, 随后输出有机质降解消耗水柱中氧含量有关(Itaki 等, 2008; Bubenshchikova 等, 2010; Gorbarenko 等, 2014)。晚全新世鄂霍次克海中层水氧含量显著升高(Bubenshchikova 等, 2010; Matul 等, 2016; Gorbarenko 等, 2020)。尽管此时表层生产力仍

较高，但通风增强，水体氧含量更新速率加快。

3.5 环境要素相互作用

鄂霍次克海对全球及区域气候和环境变化响应非常敏感，但对环境要素之间的内在联系及其与全球气候的互馈机制研究还明显不足。我们采用互相关方法分析了鄂霍次克海环境要素之间及其与区域和全球气候气候之间的时间关系(图 6)，并结合显著性和相关性曲线判别标准检验初始结果(判别标准详见补充材料 8.1 节)。对于通过检验的结果，初步探讨了它们之间的潜在联系。

分析结果显示，鄂霍次克海 TEX_{86}^L -SST 与 50°N 年均太阳辐射量呈正相关，与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 呈负相关(图 6a)。二者均领先 TEX_{86}^L -SST 信号 500~2500 年(图 6a)。末次冰消期以来 TEX_{86}^L -SST 上升(图 3c)，对应于 50°N 年均太阳辐射量(图 3a)和区域降雨量增加(Mingram 等, 2018)。器测资料显示，每年降雨峰值期，大量温暖的黑龙江水进入鄂霍次克海，对应此时高 SST(Kaiser, 2001; Ogi 等, 2001)。东亚夏季风活动影响黑龙江流域降雨量及其入海径流量，进而调控鄂霍次克海 SST(Tachibana 等, 2008)。

鄂霍次克海海冰覆盖范围与全球冰量呈正相关(随全球冰量增加海冰覆盖范围增加)，与北半球大气温度呈负相关(随北半球温度增加海冰覆盖范围消退)(图 6b)。全球冰量变化领先于鄂霍次克海海冰 0~1500 年，北半球温度领先于鄂霍次克海海冰(0~1000 年)(图 6b)。古气候数据同化研究发现末次盛冰期以来北半球温度变化受冰盖和温室气体辐射强迫的综合影响(Osman 等, 2021)。鄂霍次克海中部 IRD 协方差分析指出， 65°N 年均太阳辐射量通过调控北半球冰盖体积和规模，进而影响鄂霍次克海海冰活动(Gorbarenko 等, 2012)。这暗示鄂霍次克海冰覆盖范围受冰盖强迫，但二者之间存在滞后效应。

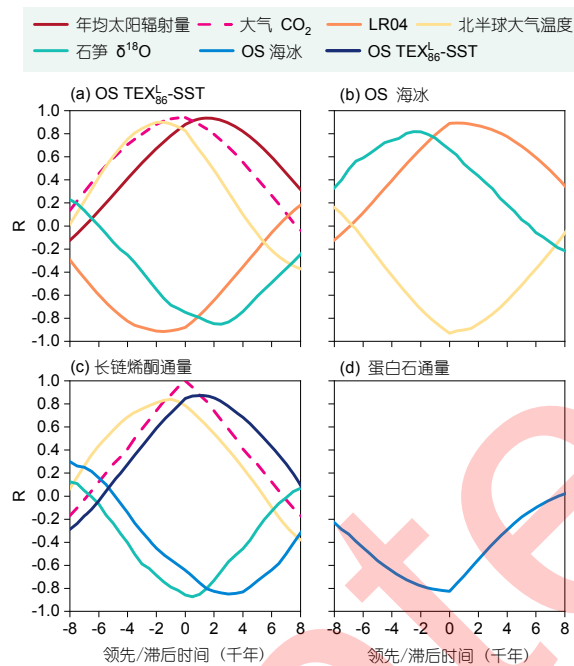


图 6 鄂霍次克海集成指标与全球及区域环境要素领先/滞后关系。图 a、b、c、d 分别表示鄂霍次克海 TEX_{86}^L -SST、海冰覆盖范围、长链烯酮(C_{37})通量和蛋白石(Opal)通量对环境要素相关性分析。OS 代表鄂霍次克海(the Okhotsk Sea)。图中横坐标正值表示全球及区域变量领先于鄂霍次克海环境要素, 负值则表示变量滞后于环境要素。纵坐标为相关系数 R 值。相关图解释详见补充材料 8.1 节。石笋 $\delta^{18}O$ 越负反映东亚夏季风活动增强, 图 a, b, c 中环境要素与石笋 $\delta^{18}O$ 的负相关实际上代表环境因子与东亚夏季降水的正相关关系, 详见正文论述。

鄂霍次克海表层生产力敏感地响应区域变化(周边陆地和海表环境), 其钙质和硅质生产力变化响应于不同气候要素(Seki 等, 2004a; Gorbarenko 等, 2012)。我们以烯酮通量指示钙质生产力, 以蛋白石通量指示硅质生产力。

C_{37} 通量与 TEX_{86}^L -SST 和大气 CO_2 浓度呈正相关, 与石笋 $\delta^{18}O$ 和鄂霍次克海海冰覆盖范围呈负相关(图 6c)。鄂霍次克海海冰覆盖范围消退领先 C_{37} 通量上升 2000~3000 年(图 6c)。尽管有研究指出, 末次冰期时海冰扩张抑制鄂霍次克海生产力发展, 冰消期以来, 海冰覆盖范围消退促进生产力上升(Seki 等, 2004a; Bosin 等, 2015)。现代鄂霍次克海钙质生产力的主要生长期在夏秋季(图 S1)。重建鄂霍次克海海冰活动时空变化显示, 末次冰期以来, 鄂霍次克海一直存在季节性海冰活动(图 4)。即使在末次冰期, 中部和南部仍未被多年冰覆盖(图 4c)。这表明, 鄂霍次克海海冰覆盖范围的变化不是影响鄂霍次克海钙质生产力的敏感要素。

石笋 $\delta^{18}O$ 变化领先 0~1000 年(图 6c), 表明鄂霍次克海钙质生产力敏感地响应东亚夏季季风活动变化。现代河口和沿岸区观测资料显示, 每年黑龙江径流高值时期(6~8 月)对应河口、萨哈林岛北部和东北部初级生产力高值(Yoshimura 等, 2010; Isada 等, 2013; Shulkin 等,

2014)。黑龙江径流为海洋表层输入大量生物可用营养盐, 促进生产力上升(Yoshimura 等, 2010; Shulkin 等, 2014)。萨哈林岛东部沿岸区沉积捕获器资料显示, 径流高值时期生产者种群以钙质藻类为主(Nakatsuka 等, 2004; Seki 等, 2007; Nakamura 等, 2020)。这主要是由于黑龙江输入的硅酸盐浓度较低, 限制了硅藻生长(Andreev 和 Pavlova, 2010; Semkin 等, 2021)。

鄂霍次克海中部岩心生源组分协方差和频谱分析结果显示, 东亚夏季风活动与生产力之间存在密切联系(Gorbarenko 等, 2012)。暖期时增强的东亚夏季风降雨, 通过增加黑龙江径流, 为鄂霍次克海表层生产力输入大量营养盐; 冷期时季风降雨减少了河流径流和陆源营养盐供给, 抑制生产力发展(Gorbarenko 等, 2012)。基于多站生源指标记录, Gorbarenko 等(2014)指出末次冰期时, 鄂霍次克海表层营养盐供给受限抑制生产力发展。BA 和早中新世, 陆源营养盐供应增加是鄂霍次克海钙质生产力上升的重要因素(Gorbarenko 等, 2014)。东西伯利亚湖泊和鄂霍次克海沉积物孢粉记录也显示, 末次冰消期和早中新世鄂霍次克海表层钙质生产力的增强与周边陆地降雨量增加同时发展(Morley 和 Heusser, 1991; Anderson 等, 2002; Gorbarenko 等, 2004; Gorbarenko 等, 2014)。

也有研究主张, BA 和早中新世东亚夏季风降水与黑龙江径流增加促进鄂霍次克海表层化, 有利于钙质生产力升高(Seki 等, 2004a; Gorbarenko 等, 2010; Khim 等, 2012; Gorbarenko 等, 2014)。沉积物氮同位素也显示, 该时期鄂霍次克海表层层化增强(Khim 等, 2012; Okazaki 等, 2014)。TEX₈₆^L-SST 升高与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在相同时间范围内领先于 C₃₇ 通量上升(图 6c)可能也反映了表层水变暖和表层层化加强的特征。

大气 CO₂ 浓度上升与鄂霍次克海钙质生产力同步变化(图 6c)可能与末次冰期以来亚北极太平洋生产力上升的总体趋势有关(Gorbarenko 和 Goldberg, 2005; Brunelle 等, 2010)。但生产力与大气 CO₂ 浓度之间的关系非常复杂(Hain 等, 2013), 需要更深入的研究。

因此, 我们认为, 鄂霍次克海钙质生产力的变化敏感地响应于东亚夏季风降雨变化。东亚夏季风降雨量通过影响黑龙江入海径流量和淡水输入, 调控鄂霍次克海陆源营养盐输入和表层层化, 进而影响鄂霍次克海表层钙质生产力。

Opal 通量与鄂霍次克海海冰呈负相关, 且无显著的领先/滞后时间(图 6d)。晚全新世以来, 随着鄂霍次克海海冰覆盖范围消退硅质生产力上升(图 3g,h)。基于多站岩心 Opal 与海冰记录对比及相关性研究指出, 大范围海冰融水表层水体混合, 抑制鄂霍次克海硅质生产力发展(Gorbarenko 等, 2014)。晚全新世海鄂霍次克海海冰大量消退为硅质生产力上升创造了条件(Gorbarenko 等, 2014)。但这与现代观测资料不符。现代鄂霍次克海硅藻生产力主要集中于春季和早夏(图 S1)。该季节鄂霍次克海海冰大量融化(Nihashi 等, 2011)。7~10 月

为鄂霍次克海无冰季节(Cavalieri 和 Parkinson, 1987; Honda 等, 2024), 但对应硅藻生产力下降(图 S1)。因此, 我们认为海冰不是鄂霍次克海硅质生产力变化的主要因素。晚全新世以来二者的对应关系可能表明(图 6d), 鄂霍次克海海冰消退与硅藻生产力上升响应同一机制。硅藻生产力还与水体硅酸盐浓度密切相关(Jones, 2025)。现代水文观测与计算结果显示, 北太平洋水入侵和深部水体上涌是鄂霍次克海表层硅酸盐的重要来源(Andreev 和 Pavlova, 2010)。现代观测表明, 随着季节性北太平洋水入侵, 硅藻生产力上升(Ohshima 等, 2010; Nakamura 等, 2020)。基于叶绿素通量的古生产力研究也指出, 富营养盐北太平洋水入侵是促进暖期鄂霍次克海表层生产力上升的重要因素(Bosin 等, 2015; Bosin 和 Gorbarenko, 2016)。我们以鄂霍次克海中部岩心(MR0604 PC07R)亚北极太平洋指示种放射虫属种组合丰度数据指示北太平洋水入侵强度(Gorbarenko 等, 2020), 并显示全新世以来北太平洋入侵增加。另一方面, 晚全新世以来重建的 OSIW 通风显示该时期中层水形成速率增加(图 5), 这将抑制深部营养盐涌升。因此, 我们认为全新世以来硅质生产力的上升与增强的北太平洋水入侵相关。多站岩心硅藻记录和黏土组分地球化学资料均显示, 早全新世以来北太平洋水入侵增加(Artemova 等, 2017; Artemova 等, 2019; Feng 等, 2024), 支持我们的推测。此外, 现代观测与数值模拟以及沉积物冰藻和 IRD 记录均表明, 北太平洋水入侵也是影响现代和过去鄂霍次克海海冰覆盖范围的重要因素(Nakanowatari 等, 2010; Artemova 等, 2019; Vasilenko 等, 2019)。因此, 我们认为鄂霍次克海硅藻生产力变化主要响应于北太平洋水入侵。晚全新世以来, 鄂霍次克海硅藻生产力上升和海冰覆盖范围消退同步变化反映了北太平洋水入侵增强。

4 鄂霍次克海环境演变模式

综合鄂霍次克海环境记录, 并与区域以及全球气候记录进行比对, 我们建立了鄂霍次克海“冰期型”和“间冰期型”两种环境格局演化的概念模型(图 7)。

“冰期型”环境格局。末次冰期(30~18ka), 鄂霍次克海表层生产力较低, 沉积物生源组分少(图 7k)。该时期大气 CO₂ 浓度(<190ppmv)和 50°N 年均太阳辐射量低(图 7a,b), 西伯利亚高压增强和阿留申低压东移有利于鄂霍次克海海冰覆盖范围扩张。在该时段鄂霍次克海北部为多年性海冰覆盖(图 4a), 抑制稠密陆架水团下沉, 鄂霍次克海中层水(OSIW)形成减少和通风减弱(图 7i)。海冰是该时段控制研究区海洋环境的主要因素。

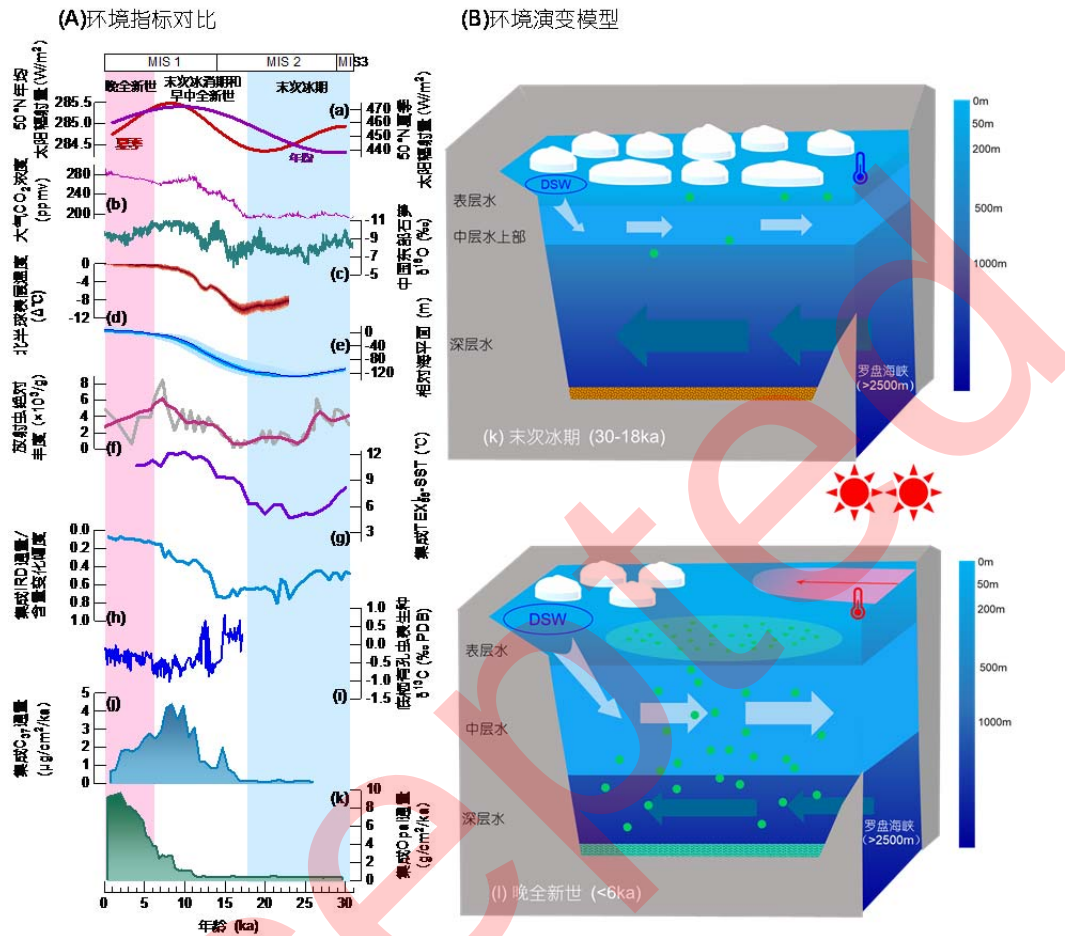


图 7 末次冰期以来鄂霍次克海环境演变模式。(A)鄂霍次克海环境指标对比: (a)北半球高纬(50°N)太阳辐射量(Laskar 等, 2004)。 (b)大气 CO₂ 浓度(Bauska 等, 2021)。 (c)集成中国东部石笋记录(Cheng 等, 2016)。 (d)北半球表层大气温度(Osman 等, 2021)。 (e)相对海平面变化(Lambeck 等, 2014)。 (f)鄂霍次克海 MR0604 PC07 岩心亚北极太平洋指示种放射虫绝对丰度(Gorbarenko 等, 2020)。 (g)鄂霍次克海集成TEX₈₆^l-SST, 参考文献见网络版附表 S1。 (h)鄂霍次克海集成冰筏屑通量/含量变化, 参考文献见网络版附表 S1。 (i)鄂霍次克海集成岩心底栖有孔虫表生种 δ¹³C 值, 参考文献见网络版附表 S1。 (j)鄂霍次克海集成长链烯酮(C₃₇)通量, 参考文献见网络版附表 S1。 (k)鄂霍次克海集成 Opal 通量, 参考文献见网络版附表 S1。 图中颜色条带意义如图上文字所示, 粉色条带代表晚全新世时期(<6ka), 白色条带代表末次冰消期(18~11.7ka)和早中全新世(11.7~6ka), 浅蓝色条带代表末次冰期时期(30~18ka)。(B)“冰期型”(k)与“间冰期型”(l)鄂霍次克海沉积环境模式图。DSW 代表稠密陆架水(dense shelf water)。MIS1、2、3 分别代表海洋氧同位素 1 期(0~14ka)、2 期(14~29ka)和 3 期(>29ka)(Lisiecki 和 Raymo, 2005)。

末次冰消期(18~11.7ka)和早中全新世(11.7~6ka), 鄂霍次克海海洋环境剧烈变化。主要表现为夏季 SST 升高(图 7g), 海盆尺度上转为季节性海冰活动(Shiga 和 Koizumi, 2000; Wang 和 Wang, 2008)。随着阿留申低压增强、西伯利亚高压减弱及北半球温度上升(图 7d), 海冰

覆盖范围消退(图 7h)。东亚夏季风降雨增强(图 7c), 大量陆源营养盐通过增加的径流输入鄂霍次克海, 促进钙质生产力勃发(Ternois 等, 2001; Seki 等, 2004a)。西北部活跃的季节性海冰和盐析作用有利于稠密陆架水团的产生和下沉, OSIW 通风增强(图 7i)。在中层水形成速率与表层生产力综合作用下, 底部氧含量出现千年尺度变化(图 S11)。沉积物中生源通量增加(图 7j, k), 并向“间冰期型”环境格局转换。

“间冰期型”环境格局。晚全新世(<6ka), 鄂霍次克海沉积物以生源硅质组分为主(图 7k)。对应高大气 CO₂ 浓度(>260ppmv)和高 50°N 年均太阳辐射量。北半球表层大气温度高(图 7d), 夏季 SST 高(图 7g), 季节性海冰活动增多。北太平洋水入侵增加(图 7f), 海冰覆盖范围显著消退(图 7h)。大量硅酸盐随北太平洋水进入鄂霍次克海, 促进硅藻生产力勃发。鄂霍次克海北部季节性海冰活动加剧(Nürnberg 和 Tiedemann, 2004; Gorbarenko 等, 2007; Gorbarenko 等, 2010), OSIW 形成速率增加(图 7i), 并成为 NPIW 主要通风源。该时期鄂霍次克海环境特征主要受海冰和洋流活动综合控制。

末次冰期以来大气 CO₂ 浓度和北半球表层气温上升, 鄂霍次克海沉积过程与海洋环境由海冰主控的“冰期型”格局转变为海冰和洋流控制的“间冰期型”格局。鄂霍次克海环境格局变化实际上受控于高纬(50°N)太阳辐射量、大气 CO₂ 浓度和高低纬海洋-大气环流模式。未来随着全球持续增暖, 包括鄂霍次克海在内的高纬边缘海海冰覆盖范围进一步缩小(Ohshima 等, 2014; Pishchalnik 等, 2021), 中层水形成速率和氧含量进一步降低(Nakanowatari 等, 2007), 必将对北太平洋内部通风、海洋生态系统结构和功能以及碳氮磷生源要素的生物地球化学循环产生深远影响, 值得进一步调查研究。

5 主要结论

通过对鄂霍次克海 30 站海表温度、海冰活动、表层生产力以及中层水通风等环境记录开展时间序列分析及综合比对研究, 获得如下主要认识:

(1)鄂霍次克海古温度代用指标的指示意义存在差异。TEX₈₆^h-SST 反映夏季海表温度; U₃₇^{K'}-SST 末次冰期指标应用受限, 不适合用来反映 SST, 全新世以来反映秋季海表温度; 放射虫转换函数古温度受沉积物放射虫含量和水柱深度属种组合影响, 不适合用来反映鄂霍次克海过去海表温度。

(2)30ka 以来鄂霍次克海环境在海盆尺度上发生了显著变化。冰期海洋环境以低海表温度、扩张的海冰覆盖和弱通风为特征。间冰期海洋环境以高海表温度、减少的海冰覆盖和强中层水通风为特征, 沉积物以硅质软泥为主。在冰期-间冰期过渡时期, 鄂霍次克海环境

呈现千年尺度变化特征。

(3)多因素调控 30ka 以来鄂霍次克海环境要素演变。鄂霍次克海独特的海洋环境与高纬太阳辐射量、大气 CO₂ 浓度、东亚夏季风、阿留申低压、海冰活动以及亚北极太平洋暖水入侵等因素之间复杂的相互作用和互馈机制相关,是外部强迫、内部反馈、高纬和低纬气候过程共同作用的结果。

致谢

我们衷心感谢 3 位匿名审稿人对该论文提出的宝贵意见和建议,这极大地提升了论文的研究质量。该研究得到以下基金项目的资助:国家自然科学基金项目—晚第四纪冰期旋回中亚北极太平洋深层水通风对全球气候变化的响应机制(42276079, 41876065);国家重点研发项目—第四纪典型暖期北极气候变化及其对东亚环境的影响(2023YFF0804600);“海洋十年”国际合作中心海洋科技合作项目(GHKJ2024006);崂山实验室科技创新项目—晚第四纪北太平洋中层水演化和白令海峡开合及其环境效应(LSKJ202204203-3)。

参考文献

- 李菁菁, 2019. 1~3 月鄂霍次克海海冰对我国冬春季气温的可能影响. 地球科学前沿, 9 (11): 1017-1024.
- 陆日宇,富元海, 2009. 夏季东亚和西北太平洋地区的气候变异及其机理. 地球科学进展, 24 (2): 123-131.
- 石学法, 邹建军,王昆山, 2011. 鄂霍次克海晚第四纪以来古环境演化. 海洋地质与第四纪地质, 31 (6): 1-12.
- 叶圣彬, 王汝建, 肖文申, 孙烨忱, 武力, 2021. 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. 海洋地质与第四纪地质, 41, 124-139.
- 邹建军,石学法, 2017. 末次冰期以来北太平洋中层水演化:研究进展与展望. 地学前缘, 24 (4): 141-151.
- Abelmann A, Nimmergut A. 2005. Radiolarians in the Sea of Okhotsk and their ecological implication for paleoenvironmental reconstructions. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 52: 2302-2331
- Abram N, Gattuso J-P, Prakash A, Cheng L, Chidichimo M P, Crote S, Enomoto H, Garschagen M, Gruber N, Harper S, Holland E, Kudela R M, Rice J, Steffen K, von Schuckmann K. 2019. Framing and Context of the Report, in: Pörtner H-O, Roberts D C, Masson-Delmotte

- 422 V, Zhai P, Tignor M, Poloczanska E, Mintenbeck K, Alegria A, Nicolai M, Okem A, Petzold
423 J, Rama B, Weyer N M (Eds.). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a
424 Changing Climate. Cambridge and New York: Cambridge University Press. 73-129
- 425 Anderson P M, Lozhkin A V, Brubaker L B. 2002. Implications of a 24,000-Yr Palynological
426 Record for a Younger Dryas Cooling and for Boreal Forest Development in Northeastern
427 Siberia. *Quat Res*, 57: 325-333
- 428 Andreev A, Pavlova G. 2010. Marginal Seas, in: Kon-Kee L, Larry A, Renato Q N, Liana T-M
429 (Eds.). *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, Global Change – The IGBP*
430 *Series*. Berlin: Springer. 394-406
- 431 Artemova A, Gorbarenko S, Vasilenko Y, Shi X, Liu Y, Chen M T. 2017. Palaeoceanography
432 changes in the Okhotsk Sea during Late Pleistocene and Holocene according to diatoms.
433 *Quat Int*, 459: 175-186
- 434 Artemova A V, Vasilenko Y P, Gorbarenko S A, Bosin A A, Sattarova V V. 2019. Climatic and
435 oceanological changes in the southwestern part of the Sea of Okhotsk during the last 94 kyr.
436 *Prog Oceanogr*, 179: 1-11
- 437 Bauska T K, Marcott S A, Brook E J. 2021. Abrupt changes in the global carbon cycle during the
438 last glacial period. *Nat Geosci*, 14: 91-96
- 439 Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat*
440 *Sci Rev*, 10: 297-317
- 441 Blaauw M, Christen J A, Bennett K D, Reimer P J. 2018. Double the dates and go for Bayes —
442 Impacts of model choice, dating density and quality on chronologies. *Quat Sci Rev*, 188:
443 58-66
- 444 Bosin A, Gorbarenko S, Shi X, Liu Y, Zou J. 2015. Regionalized primary paleoproduction
445 variability in the sea of Okhotsk during late Pleistocene and Holocene. *J Asian Earth Sci*,
446 114: 534-540
- 447 Bosin A A, Gorbarenko S A. 2016. Regional features of variations in paleoproductivity of the Sea
448 of Okhotsk in the Late Pleistocene and Holocene. *Okeanologiya*, 56: 259-266
- 449 Broerse A T C, Ziveri P, Honjo S. 2000. Coccolithophore ($-CaCO_3$) flux in the Sea of Okhotsk:
450 seasonality, settling and alteration processes. *Mar Micropaleontol*, 39: 179-200
- 451 Brunelle B G, Sigman D M, Jaccard S L, Keigwin L D, Plessen B, Schettler G, Cook M S, Haug

- G H. 2010. Glacial/interglacial changes in nutrient supply and stratification in the western subarctic North Pacific since the penultimate glacial maximum. *Quat Sci Rev*, 29: 2579-2590
- Bubenshchikova N, Nürnberg D, Tiedemann R, 2015. Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1. *Mar Micropaleontol*, 121: 52-69
- Bubenshchikova N V, Nürnberg D, Gorbarenko S A, Lembke-Jene L. 2010. Variations of the oxygen minimum zone of the Okhotsk Sea during the last 50 ka as indicated by benthic foraminiferal and biogeochemical data. *Oceanology*, 50: 93-106
- Cavalieri D J, Parkinson C L. 1987. On the relationship between atmospheric circulation and the fluctuations in the sea ice extents of the Bering and Okhotsk Seas. *J Geophys Res.: Oceans*, 92: 7141-7162
- Cheng H, Edwards R L, Sinha A, Spotl C, Yi L, Chen S, Kelly M, Kathayat G, Wang X, Li X, Kong X, Wang Y, Ning Y, Zhang H. 2016. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature*, 534: 640-646
- Cook M S, Keigwin L D. 2015. Radiocarbon profiles of the NW Pacific from the LGM and deglaciation: Evaluating ventilation metrics and the effect of uncertain surface reservoir ages. *Paleoceanography*, 30: 174-195
- Davis C V, Myhre S E, Deutsch C, Caissie B, Praetorius S, Borreggine M, Thunell R. 2020. Sea surface temperature across the Subarctic North Pacific and marginal seas through the past 20,000 years: A paleoceanographic synthesis. *Quat Sci Rev*, 246: 1-13
- Denton G H, Anderson R F, Toggweiler J R, Edwards R L, Schaefer J M, Putnam A E. 2010. The Last Glacial Termination. *Science*, 328: 1652-1656
- Derkachev A N, Nikolaeva N A, Mozherovsky A V, Grigor'eva T N, Ivanova E D, Pletnev S P, Barinov N N, Chubarov V M. 2007. Mineralogical and geochemical indicators of anoxic sedimentation conditions in local depressions within the Sea of Okhotsk in the late Pleistocene-Holocene. *Russ J Pac Geol*, 1: 203-229
- Feng X, Zou J, Shi X, Yao Z, Dong Z, Dong J, Wu Y, Dou R, Jin H, Zhu A, Wang X, Wang Q, Luo L, Gorbarenko S A, Vasilenko Y P, Bosin A A. 2024. Abrupt enhanced Pacific warm water intrusion into the Sea of Okhotsk since the early Holocene. *Quat Sci Rev*, 345:

482 109026

- 483 Gorbarenko S A, Artemova A V, Goldberg E L, Vasilenko Y P. 2014. The response of the
484 Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last
485 Glacial Maximum, deglaciation and Holocene. *Global Planet Change*, 116: 76-90
- 486 Gorbarenko S A, Goldberg E L. 2005. Assessment of variations of primary production in the Sea
487 of Okhotsk Bering Sea and Northwestern Pacific over the last glaciation maximum and
488 Holocene. *Dokl Earth Sci*, 405A: 1380-1383
- 489 Gorbarenko S A, Harada N, Malakhov M I, Velivetskaya T A, Vasilenko Y P, Bosin A A,
490 Derkachev A N, Goldberg E L, Ignatiev A V. 2012. Responses of the Okhotsk Sea
491 environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale
492 during the last 350kyr. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 61-64: 73-84
- 493 Gorbarenko S A, Psheneva O Y, Artemova A V, Matul A G, Tiedemann R, Nürnberg D. 2010.
494 Paleoenvironment changes in the NW Okhotsk Sea for the last 18kyr determined with
495 micropaleontological, geochemical, and lithological data. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr*
496 *Res Pap*, 57: 797-811
- 497 Gorbarenko S A, Southon J R, Keigwin L D, Cherepanova M V, Gvozdeva I G. 2004. Late
498 Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical,
499 lithological and paleontological evidence. *Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 209:
500 281-301
- 501 Gorbarenko S A, Tsoi I B, Astakhov A S, Artemova A V, Gvozdeva I G, Annin V K. 2007.
502 Paleoenvironmental changes in the northern shelf of the Sea of Okhotsk during the
503 Holocene. *Stratigr Geo Correl*, 15: 656-671
- 504 Gorbarenko S A, Yanchenko E A, Psheneva O Y, Harada N, Bosin A A, Artemova A V, Vasilenko
505 Y P. 2020. Orbital and millennial-scale environmental and hydrological changes of the
506 central Okhotsk Sea over the last 136 kyr inferred from micropaleontological (radiolarian
507 and benthic foraminifera), geochemical and lithological proxies and the mechanisms
508 responsible for them. *Quat Sci Rev*, 247: 1-21
- 509 Hain M P, Sigman D M, Haug G H. 2013. The Biological Pump in the Past, in: Holland H D,
510 Turekian K K (Eds.). *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition. Elsevier. 485-517
- 511 Harada N, Ahagon N, Sakamoto T, Uchida M, Ikehara M, Shibata Y. 2006. Rapid fluctuation of

512 alkenone temperature in the southwestern Okhotsk Sea during the past 120 ky. *Global*
 513 *Planet Change*, 53: 29-46
 514 Harada N, Sato M, Sakamoto T. 2008. Freshwater impacts recorded in tetraunsaturated
 515 alkenones and alkenone sea surface temperatures from the Okhotsk Sea across millennial -
 516 scale cycles. *Paleoceanography*, 23: PA3201
 517 Harada N, Sato M, Seki O, Timmermann A, Moossen H, Bendle J, Nakamura Y, Kimoto K,
 518 Okazaki Y, Nagashima K, Gorbarenko S A, Ijiri A, Nakatsuka T, Menviel L, Chikamoto M
 519 O, Abe-Ouchi A, Schouten S, 2012. Sea surface temperature changes in the Okhotsk Sea
 520 and adjacent North Pacific during the last glacial maximum and deglaciation. *Deep-Sea Res*
 521 *Part II-Top Stud Oceanogr*, 61-64: 93-105
 522 Hays J D, Morley J J. 2004. The Sea of Okhotsk: A Window on the Ice Age Ocean. *Deep-Sea*
 523 *Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 51: 593-618
 524 Heaton T J, Köhler P, Butzin M, Bard E, Reimer R W, Austin W E N, Bronk Ramsey C, Grootes
 525 P M, Hughen K A, Kromer B, Reimer P J, Adkins J, Burke A, Cook M S, Olsen J, Skinner L
 526 C. 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP).
 527 *Radiocarbon*, 62: 779-820
 528 Hernández-Almeida I, Boltovskoy D, Kruglikova S B, Cortese G. 2020. A new radiolarian
 529 transfer function for the Pacific Ocean and application to fossil records: Assessing potential
 530 and limitations for the last glacial-interglacial cycle. *Global Planet Change*, 190: 103186
 531 Honda M, Ohshima K I, Mensah V, Nishioka J, Sato M, Riser S C. 2024. Sea ice-melt amount
 532 estimated from spring hydrography in the Sea of Okhotsk: spatial and interannual
 533 variabilities. *J Oceanogr*, 80: 273-290
 534 Honda M C, Imai K, Nojiri Y, Hoshi F, Sugawara T, Kusakabe M. 2002. The biological pump in
 535 the northwestern North Pacific based on fluxes and major components of particulate matter
 536 obtained by sediment-trap experiments (1997–2000). *Deep-Sea Res Part II-Top Stud*
 537 *Oceanogr*, 49: 5595-5625
 538 Isada T, Iida T, Liu H, Saitoh S I, Nishioka J, Nakatsuka T, Suzuki K. 2013. Influence of Amur
 539 River discharge on phytoplankton photophysiology in the Sea of Okhotsk during late
 540 summer. *J Geophys Res: Oceans*, 118: 1995-2013
 541 Itaki T, Ikehara K. 2004. Middle to late Holocene changes of the Okhotsk Sea Intermediate

542 Water and their relation to atmospheric circulation. *Geophys Res Lett*, 31: 1-4
 543 Itaki T, Khim B-K, Ikehara K. 2008. Last glacial–Holocene water structure in the southwestern
 544 Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages. *Mar Micropaleontol*, 67: 191-215
 545 Jones V J. 2025. Diatom introduction, in: Elias S A (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science*
 546 (3rd Edition). Elsevier. 1-13
 547 Kaiser A. 2001. Ozeanographie, Produktivität und Meereisverbreitung im Ochotskischen Meer
 548 während der letzten ca.350 ka. Kiel: Christian-Albrechts Universität
 549 Katsuki K, Khim B-K, Itaki T, Okazaki Y, Ikehara K, Shin Y, Yoon H I, Kang C Y. 2010. Sea-ice
 550 distribution and atmospheric pressure patterns in southwestern Okhotsk Sea since the Last
 551 Glacial Maximum. *Global Planet Change*, 72: 99-107
 552 Kawasaki K, Tachibana Y, Nakamura T, Yamazaki K. 2021. Role of the Cold Okhotsk Sea on the
 553 Climate of the North Pacific Subtropical High and Baiu Precipitation. *J Clim*, 34: 1-38.
 554 Keigwin L D. 1998. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean.
 555 *Paleoceanography*, 13: 323-339
 556 Keigwin L D. 2002. Late Pleistocene–Holocene Paleoceanography and Ventilation of the Gulf of
 557 California. *J Oceanogr*, 58: 421-432
 558 Khim B-K, Sakamoto T, Harada N. 2012. Reconstruction of surface water conditions in the
 559 central region of the Okhotsk Sea during the last 180kyrs. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud*
 560 *Oceanogr*, 61-64: 63-72
 561 Lambeck K, Rouby H, Purcell A, Sun Y, Sambridge M. 2014. Sea level and global ice volumes
 562 from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc Natl Acad Sci U S A* , 111:
 563 15296-15303
 564 Lapko V V, Radchenko V I. 2000. Sea of Okhotsk. *Mar Pollut Bull*, 41: 179–187
 565 Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineaub M, Correia A C M, Levrard B. 2004. A long term
 566 numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 428: 261-285
 567 Lattaud J, Lo L, Huang J J, Chou Y M, Gorbarenko S A, Sinninghe Damste J S, Schouten S.
 568 2018. A Comparison of Late Quaternary Organic Proxy-Based Paleotemperature Records of
 569 the Central Sea of Okhotsk. *Paleoceanogr Paleoclimatol*, 33: 732-744
 570 Lauvset S K, Lange N, Tanhua T, Bittig H C, Olsen A, Alex Álvarez M, Azetsu-Scott K, Becker
 571 S, Brown P J, Carter B R, Cotrim da Cunha L, Feely R A, Hoppema M, Humphreys M P,

572 Ishii M, Jeansson E, Jones S D, Lo Monaco C, Murata A, Müller J D, Pérez F F, Schirnack
573 C, Steinfeldt R, Suzuki T, Tilbrook B, Ulfssbo A, Velo A, Woosley R J, Key R M. 2022.
574 Global Ocean Data Analysis Project version 2.2023 (GLODAPv2.2023) (NCEI Accession
575 0283442), in: GLODAPv2.2023 (Ed.), NOAA National Centers for Environmental
576 Information

577 Laverigne T, Sørensen A M, Kern S, Tonboe R, Notz D, Aaboe S, Bell L, Dybkjær G, Eastwood S,
578 Gabarro C, Heygster G, Killie M A, Brandt Kreiner M, Lavelle J, Saldo R, Sandven S,
579 Pedersen L T. 2019. Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI sea-ice
580 concentration climate data records. *The Cryosphere*, 13: 49-78

581 Lembke-Jene L, Tiedemann R, Nürnberg D, Gong X, Lohmann G. 2018. Rapid shift and
582 millennial-scale variations in Holocene North Pacific Intermediate Water ventilation. *Proc*
583 *Natl Acad Sci U S A*, 115: 5365-5370

584 Lembke-Jene L, Tiedemann R, Nürnberg D, Kokfelt U, Kozdon R, Max L, Röhl U, Gorbarenko
585 S A. 2017. Deglacial variability in Okhotsk Sea Intermediate Water ventilation and
586 biogeochemistry: Implications for North Pacific nutrient supply and productivity. *Quat Sci*
587 *Rev*, 160: 116-137

588 Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene - Pleistocene stack of 57 globally distributed
589 benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003

590 Liu X, Huber M, Foster G L, Dessler A, Zhang Y G. 2022. Persistent high latitude amplification
591 of the Pacific Ocean over the past 10 million years. *Nat Commun*, 13: 7310

592 Lo L, Belt S T, Lattaud J, Friedrich T, Zeeden C, Schouten S, Smik L, Timmermann A,
593 Cabedo-Sanz P, Huang J J, Zhou L, Ou T H, Chang Y P, Wang L C, Chou Y M, Shen C C.
594 Chen M T, Wei K Y, Song S R, Fang T H, Gorbarenko S A, Wang W L, Lee T Q, Elderfield
595 H, Hodell D A. 2018. Precession and atmospheric CO_2 modulated variability of sea ice in
596 the central Okhotsk Sea since 130,000 years ago. *Earth Planet Sci Lett*, 488: 36-45

597 Matul A, Abelman A, Khusid T, Chekhovskaya M, Kaiser A, Nürnberg D, Tiedemann R. 2016.
598 Late Quaternary changes of the oxygen conditions in the bottom and intermediate waters on
599 the western Kamchatka continental slope, the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res Part II-Top*
600 *Stud Oceanogr*, 125-126: 184-190

601 Matul A G, Abelman A, Gersonde R, Nürnberg D, Tiedemann R, Kruglikova S B. 2015. Late

- Quaternary Distribution of the *Cycladophora davisiana* Radiolarian Species: Reflection of Possible Ventilation of the North Pacific Intermediate Water during the Last Glacial Maximum. *Okeanologiya*, 55: 103-112
- Max L, Lembke-Jene L, Riethdorf J R, Tiedemann R, Nürnberg D, Kühn H, Mackensen A. 2014. Pulses of enhanced North Pacific Intermediate Water ventilation from the Okhotsk Sea and Bering Sea during the last deglaciation. *Clim Past*, 10: 591-605
- Max L, Lembke-Jene L, Zou J, Shi X, Tiedemann R. 2020. Evaluation of reconstructed sea surface temperatures based on $U_{37}^{K'}$ from sediment surface samples of the North Pacific. *Quat Sci Rev*, 243: 106496
- Max L, Riethdorf J-R, Tiedemann R, Smirnova M, Lembke-Jene L, Fahl K, Nürnberg D, Matul A, Mollenhauer G. 2012. Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic northwest Pacific during the past 15,000 years. *Paleoceanography*, 27: 1-20
- Mingram J, Stebich M, Schettler G, Hu Y, Rioual P, Nowaczyk N, Dulski P, You H, Opitz S, Liu Q, Liu J. 2018. Millennial-scale East Asian monsoon variability of the last glacial deduced from annually laminated sediments from Lake Sihailongwan, N.E. China. *Quat Sci Rev*, 201: 57-76
- Morley J J M, Heusser L E H. 1991. Late Pleistocene Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the sea of Okhotsk. *Paleoceanography*, 6: 121-131
- Nakamura H, Okazaki Y, Konno S, Nakatsuka T. 2020. An assessment of diatom assemblages in the Sea of Okhotsk as a proxy for sea-ice cover. *J Micropalaeontology*, 39: 77-92
- Nakanowatari T, Ohshima K I, Nagai S. 2010. What determines the maximum sea ice extent in the Sea of Okhotsk? Importance of ocean thermal condition from the Pacific. *J Geophys Res: Oceans*, 115: 1-10
- Nakanowatari T, Ohshima K I, Wakatsuchi M. 2007. Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004. *Geophys Res Lett*, 34: 1-4
- Nakatsuka T, Fujimune T, Yoshikawa C, Noriki S, Kawamura K, Fukamachi Y, Mizuta G, Wakatsuchi M. 2004. Biogenic and lithogenic particle fluxes in the western region of the Sea of Okhotsk: Implications for lateral material transport and biological productivity. *J Geophys Res: Oceans*, 109: 1-15
- Nihashi S, Ohshima K I, Nakasato H. 2011. Sea-ice retreat in the Sea of Okhotsk and the ice–ocean

632 albedo feedback effect on it. *J Oceanogr*, 67: 551-562
 633 Nürnberg D, Dirk D, Tiedemann R, André K, Gorbarenko S A. 2011. Okhotsk Sea ice coverage and
 634 Kamchatka glaciation over the last 350 ka — Evidence from ice-rafted debris and planktonic
 635 $\delta^{18}\text{O}$. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 310: 191-205
 636 Nürnberg D, Tiedemann R. 2004. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1
 637 million years. *Paleoceanography*, 19: 1-23
 638 Ogi M, Tachibana Y. 2006. Influence of the annual Arctic Oscillation on the negative correlation
 639 between Okhotsk Sea ice and Amur River discharge. *Geophys Res Lett*, 33: 1-4
 640 Ogi M, Tachibana Y, Nishio F, Danchenkov M A. 2001. Does the fresh water supply from the Amur
 641 river flowing into the sea of Okhotsk affect sea ice formation. *J Meteorol Soc Jpn*, 79: 123-129
 642 Ohkushi K i, Itaki T, Nemoto N. 2003. Last Glacial–Holocene change in intermediate-water
 643 ventilation in the Northwestern Pacific. *Quat Sci Rev*, 22: 1477-1484
 644 Ohshima K I, Nakanowatari T, Riser S, Volkov Y, Wakatsuchi M. 2014. Freshening and dense shelf
 645 water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline. *Prog Oceanogr*, 126: 71-79
 646 Ohshima K I, Nakanowatari T, Riser S, Wakatsuchi M. 2010. Seasonal variation in the in- and
 647 outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 57:
 648 1247-1256
 649 Okazaki Y, Kimoto K, Asahi H, Sato M, Nakamura Y, Harada N. 2014. Glacial to deglacial
 650 ventilation and productivity changes in the southern Okhotsk Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*
 651 *Palaeoecol*, 395: 53-66
 652 Okazaki Y, Seki O, Nakatsuka T, Sakamoto T, Tsuchiko, Ikehara M, Takahashi K. 2006. *Cycladophora*
 653 *davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea: A Key for Reconstructing Glacial Ocean Conditions. *J*
 654 *Oceanogr*, 62: 639-648
 655 Okazaki Y, Takahashi K, Itaki T, Kawasaki Y. 2004. Comparison of radiolarian vertical distributions
 656 in the Okhotsk Sea near the Kuril Islands and in the northwestern North Pacific off Hokkaido
 657 Island. *Mar Micropaleontol*, 51: 257-284
 658 Okazaki Y, Takahashi K, Katsuki K, Ono A, Hori J, Sakamoto T, Uchida M, Shibata Y, Ikehara M,
 659 Aoki K. 2005. Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea:
 660 Evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud*
 661 *Oceanogr*, 52: 2332-2350

662 Okazaki Y, Takahashi K, Yoshitani H, Nakatsuka T, Ikehara M, Wakatsuchi M. 2003. Radiolarians
 663 under the seasonally sea-ice covered conditions in the Okhotsk Sea: flux and their implications
 664 for paleoceanography. *Mar Micropaleontol*, 49: 195-230
 665 Osman M B, Tierney J E, Zhu J, Tardif R, Hakim G J, King J, Poulsen C J. 2021. Globally resolved
 666 surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599: 239-244
 667 Pishchalnik V M, Truskov P A, Romanyuk V A, Minervin I G. 2021. Interannual variability of ice
 668 volume in the sea of Okhotsk during the maximum development of ice extent for 2000–2020.
 669 *Cold Reg Sci Technol*, 189: 1-11
 670 Rosell - Melé A. 1998. Interhemispheric appraisal of the value of alkenone indices as temperature
 671 and salinity proxies in high - latitude locations. *Paleoceanography*, 13: 694-703
 672 Sakamoto T, Ikehara M, Aoki K, Iijima K, Kimura N, Nakatsuka T, Wakatsuchi M. 2005. Ice-rafted
 673 debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea.
 674 *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 52: 2275-2301
 675 Sakamoto T, Ikehara M, Uchida M, Aoki K, Shibata Y, Kanamatsu T, Harada N, Iijima K, Katsuki K,
 676 Asahi H. 2006. Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the
 677 Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in IMAGES Core
 678 MD01-2412. *Global Planet Change*, 53: 58-77
 679 Sarmiento J L, Gruber N, Brzezinski M A, Dunne J P. 2004. High-latitude controls of thermocline
 680 nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, 427: 56-60
 681 Seki O. 2005. Decreased surface salinity in the Sea of Okhotsk during the last glacial period estimated
 682 from alkenones. *Geophys Res Lett*, 32: 1-4
 683 Seki O, Ikehara M, Kawamura K, Nakatsuka T, Ohnishi K, Wakatsuchi M, Narita H, Sakamoto T.
 684 2004a. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr.
 685 *Paleoceanography*, 19: 1-18
 686 Seki O, Kawamura K, Ikehara M, Nakatsuka T, Oba T. 2004b. Variation of alkenone sea surface
 687 temperature in the Sea of Okhotsk over the last 85 kyrs. *Org Geochem*, 35: 347-354
 688 Seki O, Nakatsuka T, Kawamura K, Saitoh S-I, Wakatsuchi M. 2007. Time-series sediment trap
 689 record of alkenones from the western Sea of Okhotsk. *Mar Chem*, 104: 253-265
 690 Seki O, Sakamoto T, Sakai S, Schouten S, Hopmans E C, Sinninghe Damste J S, Pancost R D. 2009.
 691 Large changes in seasonal sea ice distribution and productivity in the Sea of Okhotsk during the

deglaciations. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: 1-10

Seki O, Yoshikawa C, Nakatsuka T, Kawamura K, Wakatsuchi M. 2006. Fluxes, source and transport of organic matter in the western Sea of Okhotsk: Stable carbon isotopic ratios of n-alkanes and total organic carbon. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 53: 253-270

Semkin P Y, Tishchenko P Y, Pavlova G Y, Sagalaev S G, Tishchenko P P, Khodorenko N D, Shkimikova E M, Shvetsova M G. 2021. Effect of River Runoff on the Hydrochemical Characteristics of Water in Udskaya Bay and Nikolaya Bay (the Sea of Okhotsk) in Summer. *Oceanology*, 61: 338-350

Shcherbina A Y, Tally L D, Rudnick D L R. 2003. Direct Observations of North Pacific Ventilation: Brine Rejection in the Okhotsk Sea. *Science*, 302: 1952-1955

Shiga K, Koizumi I. 2000. Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records. *Mar Micropaleontol*, 38: 91-117

Shulkin V M, Zhabin I A, Abrosimova A A. 2014. The influence of the Amur river runoff on the biogeochemical cycle of iron in the Sea of Okhotsk. *Oceanology*, 54: 38-45

Sikes E L, Volkman J K, Robertson L G, Pichon J-J. 1997. Alkenones and alkenes in surface waters and sediments of the Southern Ocean: Implications for paleotemperature estimation in polar regions. *Geochim Cosmochim Acta*, 61: 1495–1505

Song C-Y, Ahn J-B. 2024. Characteristics of precipitation in East Asia associated with Okhotsk Sea blocking in June and July. *Int J Climatol*, 44: 1654-1675

Song C Y, Ahn J B. 2021. Influence of Okhotsk Sea blocking on summer precipitation over South Korea. *Int J Climatol*, 42: 3553-3570

Stoffer D, Poison N. 2024. Applied Statistical Time Series Analysis. Retrieved from <https://search.r-project.org/CRAN/refmans/astsa/html/astsa-package.html>

Stuvier M, Reimer P J, Reimer R W. 2021. CALIB 8.2. Retrieved from <http://calib.org>

Tachibana Y, Oshima K, Ogi M. 2008. Seasonal and interannual variations of Amur River discharge and their relationships to large - scale atmospheric patterns and moisture fluxes. *J Geophys Res: Atmos.*, 113: D16102

Talley L D. 2013. Closure of the Global Overturning Circulation Through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and Transports. *Oceanography*, 26: 80-97

Ternois Y, Kawamura K, Keigwin L, Ohkouchi N, Nakatsuka T. 2001. A biomarker approach for

722 assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of Sea of Okhotsk for the last 27,000
 723 years. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 791-802
 724 Vasilenko Y P, Gorbarenko S A, Bosin A A, Artemova A V, Yanchenko E A, Shi X F, Zou J J, Liu Y G,
 725 Toropova S I. 2019. Orbital-scale changes of sea ice conditions of Sea of Okhotsk during the last
 726 glaciation and the Holocene (MIS 4–MIS 1). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 533: 1-16
 727 Vasilenko Y P, Gorbarenko S A, Bosin A A, Shi X-f, Chen M-T, Zou J-j, Liu Y-g, Artemova A V,
 728 Yanchenko E A, Savenko M P. 2017. Millennial mode of variability of sea ice conditions in the
 729 Okhotsk Sea during the last glaciation (MIS 4–MIS 2). *Quat Int*, 459: 187-200
 730 Volokhin Y G, Astakhov A S, Vashchenkova N G. 2004. Holocene Siliceous Sediments in the Sea of
 731 Okhotsk. *Litol Miner Resour*, 39: 304-326
 732 Wang P. 1999. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and
 733 sedimentological features. *Mar Geol*, 156: 5-39
 734 Wang W L, Wang L C. 2008. Reconstruction of Oceanographic Changes Based on the Diatom
 735 Records of the Central Okhotsk Sea over the last 500000 Years. *Terr Atmos Ocean Sci*, 19:
 736 403-411
 737 Yanchenko E, Gorbarenko S. 2015. Radiolarian responses of the central Okhotsk Sea to the global
 738 orbital and millennial scale climate oscillations over last 90kyr. *J Asian Earth Sci*, 114: 601-610
 739 Yoshimura T, Nishioka J, Nakatsuka T. 2010. Iron nutritional status of the phytoplankton assemblage
 740 in the Okhotsk Sea during summer. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 57: 1454-1464
 741 You Y. 2003. The pathway and circulation of North Pacific Intermediate Water. *Geophys Res Lett*, 30:
 742 OCE10-11-14