论文

白令海 IODP U1340 井位粘土矿物组合特征及其古气候意义

张强^{①②*}, 陈木宏^①, 刘建国^①, YU ZhaoJie^③, 张兰兰^①, 向荣^①^① 中国科学院南海海洋研究所中国科学院边缘海地质重点实验室, 广州 510301;^② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;^③ Marine Geochemistry and Sedimentology Laboratory of IDIES, University of Paris XI, Orsay Cedex 91405, France

* E-mail: zhangqiang210@scsio.ac.cn

收稿日期: 2014-04-10; 接受日期: 2014-12-17; 网络版发表日期: 2015-04-01

国家自然科学基金项目(批准号: 41476037, 41076026, 41276051, 91228207)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB956102)和中国综合大洋钻探计划资助

摘要 主要对白令海南部 IODP U1340 井位上新世以来(~4.3 Ma)的粘土矿物组合和结晶学特征进行了分析, 探讨了研究井位中粘土矿物的物质来源及其记录的古气候变化历史. 结果表明, U1340 井位中的粘土矿物组合以伊利石占绝对优势(平均含量为 70%), 蒙脱石和绿泥石次之(平均含量分别为 17%和 10%), 高岭石含量很低(平均含量 3%). 研究井位中粘土矿物组合及其物源区主要受气候特征的影响, 在温暖气候时期(如 9.21 ka 以来)主要来自邻近的阿留申岛弧, 蒙脱石含量较高; 而冷气候时期(如 2.74~1.07 Ma)主要源自阿拉斯加大陆, 伊利石和绿泥石含量升高. 利用蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值及伊利石和蒙脱石的结晶学特征较好地揭示了白令海南部的古气候变化历史: 白令海南部在 4.3~3.94 Ma 以暖湿气候为主, 3.94~3.6 Ma 则主要受到干冷气候的控制, 同时阿留申岛弧火山作用在这一时期加强; 此后逐渐向冷湿气候转变, 至 2.74 Ma 受北半球冰川作用的影响气候再次呈现干冷的特征; 1.95 Ma 开始逐渐向冷湿气候过渡, 经历 1.07~0.8 Ma 中更新世气候转型之后, 白令海南部主要受控于冷湿气候, 但在 ~0.42 Ma(MIS 11), ~0.33 Ma(MIS 9)及~0.12 Ma(MIS 5), 气候相对温暖, 化学风化作用加强; ~9.21 ka 全新世以来白令海南部以相对的暖湿气候为主.

关键词白令海
1340井位
粘土矿物
结晶学特征
古气候

白令海是太平洋北缘的半封闭边缘海, 面积 $2.29 \times 10^6 \text{ km}^2$, 仅次于地中海和南海, 是世界上第三大边缘海(Hood, 1983). 作为亚北极区大陆物质剥蚀的主要沉积区, 其海底的沉积物灵敏地记录了北半球地史时期的古气候及古海洋环境变化等信息(Takahashi, 1998, 1999); 同时, 由于其特殊的地理位

置、高生产力特性和有效的生物泵作用, 使得该海区在全球气候变化中起着重要的作用, 是重建亚北极区不同时间尺度气候变化的关键区域(Takahashi, 2005). 因此, 详细了解白令海区域性的古气候和古海洋环境变化特征对于更好地揭示亚北极区的古海洋演变过程及其对全球变化的影响和响应具有重要

中文引用格式: 张强, 陈木宏, 刘建国, 等. 2015. 白令海 IODP U1340 井位粘土矿物组合特征及其古气候意义. 中国科学: 地球科学, 45: 468–480

英文引用格式: Zhang Q, Chen M H, Liu J G, et al. 2015. Clay mineral assemblages at IODP Site U1340 in the Bering Sea and their paleoclimatic significance. Science China: Earth Sciences, 58: 707–717, doi: 10.1007/s11430-014-5049-3

的科学价值和意义(Takahashi等, 2011).

利用2009年IODP323航次在白令海钻探取芯所获得的样品, 相关学者已从微体古生物学、沉积物粒度及岩相学以及地球化学等方面对白令海上新世以来的古海洋环境变化进行了探索, 并初步揭示了白令海上新世以来的沉积速率与古生产力特征(Aiello和Ravelo, 2012; März等, 2013), 海冰扩张消退中的古环境演变(Teraishi等, 2013), 垂直水团结构变化(Zhang等, 2014)以及白令海与北太平洋之间表层和深层水团的交换历史及其对地史时期全球气候变化的响应(Chen等, 2014; Onodera等, 2013; März等, 2013). 但是对白令海海区及周边大陆长时间尺度的区域气候特征及其演变历史尚未展开系统的研究和报道.

粘土矿物是深海沉积物中的重要组分, 其组合特征与物源区气候演变有着密切的关系(如: Singer, 1984; Chamley, 1989; 刘志飞等, 2004, 2007; Liu等,

2012; Liu等, 2013), 在气候变化和陆源剥蚀显著的高纬度地区(北大西洋、南极等)已成为了区域古气候和古海洋环境重建的有效工具(如: Chamley和Diester-Haass, 1979; Ehrmann, 1998; Franke 和 Ehrmann, 2010). 然而, 迄今为止利用粘土矿物学手段系统地开展白令海海区长时间尺度古气候和古海洋学研究的成果依然空缺. 本文将对白令海IODP U1340井位沉积物中粘土矿物组合及含量变化进行详细分析, 揭示白令海南部上新世以来的粘土矿物特征及其所记录的古气候演变历史, 为更好地理解白令海古海洋环境演化提供粘土矿物学的依据.

1 材料与方法

本文所研究的IODP323航次U1340井位位于白令海鲍尔斯海脊南端的东侧, $53^{\circ}24.0008'N$, $179^{\circ}31.2973'W$ (图1), 水深1295 m. 该井位钻取A, B

图1 白令海 U1340 井位位置及环流图

绿色线代表末次盛冰期海平面下降 120~130 m 时的海岸线(Hopkins, 1973; Bintanja 等, 2005), 环流图依据 Stabenro 等(1994)、Coachman 等(1999)和 Takahashi(2005)

和C共3个孔, 其中A孔钻取的岩芯长度最大, 约604 m. 由于各孔的取样深度, 取芯率及取样质量之间存在差异, 因此最后的连续岩芯取样资料由各孔的岩芯通过层位对比组合而成, 以此获取的合成柱样长度为604.5 m. 该井位沉积物主要由硅藻软泥和硅藻粉砂层组成, 少数层位含火山物质及陆源硅质碎屑(Takahashi等, 2011). 本文对整个岩芯柱的粘土矿物分析, 在井深0~15 m层段以1.5 m间隔取样, 在井深15 m以下的取样间隔为6 m, 共分析粘土矿物样品120个.

粘土矿物分析方法是采取沉降法提取 $<2\ \mu\text{m}$ 的粘土颗粒(Wan等, 2006, 2007; 万世明等, 2008), 制成定向样后, 在中国科学院广州能源研究所进行X射线衍射(XRD)分析. XRD分析使用X'Pert Pro MPD多晶X射线衍射仪, $\text{CuK}\alpha$ 辐射, 管压40 kV, 管流40 mA, 分别对自然条件、乙二醇蒸气饱和及加热条件(550°C , 2 h)的样品薄片进行测试, 扫描角度 $3^\circ\sim 30^\circ 2\theta$, 步长 0.008° . 粘土矿物的鉴定和解释主要依据3种测试条件下获得的XRD叠加图谱的综合对比(Moore和Reynolds, 1997). 粘土矿物相对含量主要为(001)晶面衍射峰的面积比, 实际计算在中国科学院海洋研究所使用Topas2p软件在乙二醇曲线上进行. 其中, 蒙脱石和伊利石相对含量分别用 $17\text{\AA}$ 衍射峰面积 $\times 1$ 和 $10\text{\AA}$ 衍射峰面积 $\times 4$ 表示; 高岭石和绿泥石相对含量之和为 $7\text{\AA}$ 峰强的面积 $\times 2$, 再利用 $3.57\text{\AA}$ 和 $3.54\text{\AA}$ 峰面积的比值即可换算出样品中高岭石和绿泥石各自的相对含量(Biscaye, 1965).

粘土矿物结晶度是用来衡量粘土矿物晶格有序度及晶体颗粒大小的有效指标(Biscaye, 1965; Ehrmann, 1998). 蒙脱石和绿泥石的结晶度分别用乙二醇曲线上蒙脱石 $17\text{\AA}$ 和伊利石 $10\text{\AA}$ 的积分宽度IB(Integral Breadth)表示(Petschik等, 1996; Ehrmann, 1998), 其中积分宽度IB=目标衍射峰面积/衍射峰最大强度值. 伊利石的化学指数CI(Chemical Index)是指示伊利石风化程度的一个重要参数, 用乙二醇曲线上 $5\text{\AA}/10\text{\AA}$ 衍射峰面积的比值表示. 该比值小于0.4为富Fe-Mg伊利石(黑云母类), 表明伊利石风化程度低, 是物理风化作用的结果; 比值大于0.4为富Al伊利石(白云母类), 是强水解作用的结果(Ehrmann,

1998; Liu等, 2003; Wan等, 2006). 因此, 伊利石化学指数一定程度上可以指示物源区的风化类型及气候变化(Ehrmann, 1998; Liu等, 2003; Wan等, 2006).

2 地层年龄框架的修订

Takahashi等(2011)在白令海323航次的初步报告中给出了U1340位中的若干个微体古生物和古地磁事件的地层年龄和井深数据. 但由于航次中分析的样品分辨率较低, 各生物事件和古地磁事件的井深位置和地层年龄均存在一定的误差. 张强等(2014)对U1340井位的放射虫生物地层进行了研究, 并依据该井位详细的放射虫数据, 结合古地磁、硅藻和硅鞭藻地层事件年龄的综合分析结果初步确定了该井位的地层年龄框架(底界年龄为4.15 Ma). 在其给定年龄控制点的数据中, 自上而下的第7个数据(2.9 Ma/312.05 m)采用了放射虫*Phormostichoartus fistula*末现面($2.8\sim 4.4\text{ Ma}/314.4\text{ m}$)和*Phormostichoartus pitomorphus*首现面($2.15\sim 3.63\text{ Ma}/309.7\text{ m}$)地层年龄和井深的平均值. 然而, 由于这两个放射虫事件在亚北极区的区域性差异明显, 地层年龄变化范围较大, 在白令海区的井位中并非理想的地层年龄标志种, 所以, 在本文修订后的地层年龄框架(图2)中将舍去该年龄控制点. 同时, 由于硅鞭藻*Ebriopsis antiqua antiqua*末现面在亚北极区地层年龄值比较稳定($2.47\sim 2.48\text{ Ma}$)(Ling, 1992), 且该事件在U1340井位

图2 U1340 井位的地层年龄框架

井深305.5 m处也有发育(Takahashi等, 2011), 因此, 修订后的地层年龄框架中将利用该生物地层事件的数据作为新的年龄控制点(2.475 Ma/305.5 m).

研究井位中各井深的地层年龄均通过在新的地层年龄框架(图2)中相邻年龄控制点之间采用线性内插的方法获得, 并以此得到U1340井位的底界年龄约为4.3 Ma, 地质时代为早上新世晚期(Zanclean晚期).

3 结果

U1340井位沉积物中小于2 μm 的粘土矿物, 伊利石(平均含量70%)为优势组分, 蒙脱石(平均含量17%)和绿泥石(平均含量10%)次之, 高岭石(平均含量3%)为低含量组分(图3). 整个井位中蒙脱石和伊利石相对含量变化呈此消彼长的镜像关系, 而绿泥石和伊利石含量变化近于一致. 其中, 蒙脱石与伊利石

的相对含量分别在3.6, 2.74和1.07 Ma发生了3次相对较显著的变化, 以此可以将研究井位粘土矿物的演化过程划分为4个阶段, 其中阶段 I 和阶段III可分为两个亚阶段 I a, I b以及IIIa和IIIb, 阶段IV可分为3个亚阶段IVa, IVb和IVc(图3). 阶段 I a(4.3~3.94 Ma), 蒙脱石含量相对较高, 平均为22%, 且含量变化波动幅度较小; 阶段 I b(3.94~3.6 Ma), 蒙脱石含量呈现明显的高值(平均含量为36%), 伊利石含量显著降低. 阶段 II (3.6~2.74 Ma)蒙脱石含量降低(平均含量为9%), 且波动幅度大, 伊利石含量升高. 阶段III(2.74~1.07 Ma)整体上蒙脱石含量很低(平均含量为4%), 伊利石含量极高(平均含量为80%), 且两者含量相对稳定, 至阶段IIIb(1.95~1.07 Ma), 蒙脱石含量小幅度增加(平均含量为8%). 阶段IV(1.07 Ma以来), 蒙脱石含量逐渐增加(平均含量为24%), 伊利含量降低, 两者的含量在阶段IVa(1.07~0.8 Ma)波动幅度大; 阶段IVb,

图3 粘土矿物组合特征及其阶段变化

在~0.42, ~0.33以及~0.12 Ma蒙脱石含量曲线出现明显的峰值, 分别为49%, 41%和40%; 阶段IVc (9.21 ka 以来), 蒙脱石含量进一步升高平均含量达到48%, 伊利石平均含量降至36%, 这与阿留申岛弧近岸表层沉积物的粘土矿物组成特征(蒙脱石43%, 伊利石30%)比较接近(Naidu等, 1995).

U1340井位中, 伊利石结晶度指数IB($\Delta 2\theta$)相对稳定, 变化范围0.23°~0.79°, 平均为0.52°; 蒙脱石结晶度指数IB($\Delta 2\theta$)的变化范围很大, 为0.14°~3.78°, 平均为1.15°. 结晶度指数IB与矿物结晶程度成反比, IB越大, 结晶程度越差, 反之越好. 依据IB指数的大小, Ehrmann(1998)给出伊利石和蒙脱石结晶度的分类, 伊利石: 结晶程度极好(<0.4), 结晶程度好(0.4~0.6), 结晶程度中等(0.6~0.8), 结晶程度差(>0.8); 蒙

脱石: 结晶程度好(<1.5), 结晶程度中等(1.5~2.0), 结晶程度差(>2.0). 依据这一分类, U1340井位中伊利石的结晶度在2.59 Ma(阶段IIIa早期)之前整体在极好至中等之间波动变化, 此后以结晶度好的特征为主(图4). 相比之下, 伊利石的结晶度整体在2.59 Ma之后(更新世) 相对较高, 这一特征与赤道太平洋海区上新世至更新世伊利石结晶度的变化特征比较一致(Jacobs和Hays, 1972); 蒙脱石的结晶度, 在阶段IV之前以结晶度中等至结晶度差为主, 此后则以结晶度好至结晶度中等为主(图4). 伊利石的化学指数CI变化范围为0.08~1.2, 平均0.24, 表明伊利石富Fe-Mg, 主要产于物理风化作用盛行的环境, 仅在4.3~4.05 Ma(阶段I a)以及~3.14, ~2.99, ~2.77, ~0.42, ~0.33和~0.12 Ma出现相对较明显的峰值(图4),

图4 U1340 井位蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值、蒙脱石和伊利石结晶学特征变化曲线与放射虫累积速率以及全球底栖有孔虫氧同位素合成曲线 LR04 对比图

放射虫累积速率曲线据 Zhang 等(2014); 全球底栖有孔虫氧同位素合成曲线 LR04 据 Lisiecki 和 Raymo(2005)

暗示着这些时期间歇性的强烈水解作用。

4 讨论

4.1 U1340 井位粘土矿物的物源分析

了解沉积物中各粘土矿物可能的物源供给区及其搬运方式是利用它们进行古气候解释的前提基础(Diekmann等, 1996; Gingele等, 1998; Ehrmann, 1998; Liu等, 2003; 刘志飞等, 2007). 本文对U1340井位粘土矿物潜在物源区的分析主要根据其周边大陆主要河流供给的粘土矿物成分和白令海表层粘土矿物分布情况来确定。

紧邻白令海海盆区的陆块主要包括南面的阿留申岛弧, 西北面的西伯利亚以及东部阿拉斯加大陆(图1), 它们是白令海沉积物中粘土矿物的主要潜在物源区。阿留申岛弧火山活动非常发育, 其岩石组成以晚新生代的火成岩为主, 现代土壤粘土矿物组成中蒙脱石占主导, 平均含量大于63%(Ping等, 1988, Underwood和Hathon, 1989; Naidu等, 1995)。白令海海盆表层粘土矿物分布主要受到陆源供给的控制(Naidu等, 1995), 因此, 邻近阿留申岛弧的表层沉积物中, 蒙脱石含量较高, 平均含量达43%, 随距离的增大, 蒙脱石含量逐渐降低(Gardner等, 1980; Naidu等, 1995)。西伯利亚对白令海的物源贡献主要来自其东南面的科尔亚克山脉及源自西伯利亚内陆的阿纳德尔河(Anadyr River), 两者的粘土矿物组成均以伊利石和绿泥石为主, 蒙脱石含量较低。其中, 紧邻科尔亚克山脉的白令海表层粘土矿物组分中, 伊利石平均含量为48%, 绿泥石约31%, 蒙脱石为12%(Naidu等, 1995); 阿纳德尔河口沉积区伊利石平均含量约44%, 绿泥石为28%, 蒙脱石低于18%(Naidu等, 1995)。阿拉斯加大陆的粘土矿物组成与西伯利亚陆源供给区相似, 以伊利石和绿泥石为主。在其主要河流中, 育空河对白令海现代表层沉积物的贡献量最大(年均径流量约为 $1960 \times 10^8 \text{ m}^3$, 悬浮沉积物年均输送量约 $65 \times 10^6 \text{ t}$), 其次为库斯科科温河(年均径流量约为 $300 \times 10^8 \text{ m}^3$, 悬浮沉积物年均输送量约 $8 \times 10^6 \text{ t}$)(Roden, 1967; VanLaningham等, 2009)。两者的伊利石含量分别为41%和60%, 绿泥石分别为26%和35%(Naidu和Mowatt, 1983; Mowatt和Naidu, 1987)。此外, 育空河的粘土矿物组分中高岭石含量相对较高, 约

为12%, 它是白令海沉积物中高岭石的重要来源(Naidu等, 1995)。由于粘土矿物能搬运上千公里的距离, 阿拉斯加大陆向南注入阿拉斯加湾的河流所携带的粘土颗粒也可能通过阿拉斯加流影响到白令海南部沉积物中粘土矿物的组成。但是, Underwood等(1989)在研究阿留申岛弧南部粘土矿物的分布特征时发现阿拉斯加湾粘土矿物向西的输送主要依靠底层流, 且向西能影响到的最远区域为 180°W , 而该底层流主要通过最西端的勘察加海峡($\sim 56^\circ\text{N}$, 164°E)进入白令海(Coachman等, 1999), 因此, 可忽略阿拉斯加湾的粘土组分对白令海海盆区沉积物的影响。

白令海U1340井位粘土矿物组合与上述3个主要潜在物源区及近岸表层样品的对比, 显示出该井位粘土矿物的多物源供给和呈现阶段性变化的特征(图5)。研究井位的样品整体上处于伊利石、绿泥石(阿拉斯加大陆及西伯利亚)和蒙脱石之间(阿留申岛弧)。其中, 阶段I的样品在以伊利石、绿泥石为主的西伯利亚和以蒙脱石为主的阿留申岛弧之间呈线性排列, 至阶段Ib样品更接近蒙脱石源区; 阶段II的样品位于以伊利石和绿泥石为主的库斯科科温河(阿拉斯加大陆)和科尔亚克山脉(西伯利亚大陆)物源区之间, 向蒙脱石源区的阿留申岛弧略偏; 阶段IIIa的样品更集中于伊利石和绿泥石为主的库斯科科温河物源区, 有少数样品位于高岭石相对丰富的育空河物源区, 阶段IIIb的样品分布整体上与阶段II一致, 但也有少数样品位于育空河物源区; 阶段IVa的样品主要分布于富伊利石和绿泥石的阿尔亚克山脉和阿纳德尔河物源区之间; 阶段IVb部分样偏向于育空河, 但整体在阿纳德尔河和阿留申岛弧之间呈现线性排列, 并逐渐偏向蒙脱石富集的阿留申岛弧物源区; 阶段IVc的样品较明显地偏向于蒙脱石为主的阿留申岛弧。

一般而言, 构造活动与气候变化均能造成粘土矿物物源供给区及组合特征的变化(Ehrmann, 1998; Liu等, 2003; Wan等, 2010)。尽管自新生代早期南部库拉板块(Kula Plate)向白令海洋壳斜向俯冲终止以来, 受地壳均衡调整的影响, 白令海及周边陆缘经历了断层活动、火山作用和大型海底峡谷形成等强烈的构造活动(Scholl等, 1968, 1975), 但整体上其构造演化过程在中新世晚期已基本趋于稳定(Chekhovich等, 1999), 而上新世至第四纪的白令海及周边大陆尚未报道明显的构造活动记录。因此, 本文认为, U1340

图5 U1340 井位的粘土矿物组合与邻近潜在源区(阿留申岛弧、阿拉斯加和西伯利亚大陆)河流样品及近岸表层沉积物中粘土矿物含量对比的三角端元图

不同颜色的阴影代表各物源供给区粘土矿物组合的变化范围. 阿留申岛弧近岸的粘土矿物资料依据 Ping 等(1988)、Underwood 和 Hathon (1989)和 Naidu 等(1995), 科尔亚克山脉近岸及阿纳德尔河河口的资料依据 Naidu 等(1995), 育空河及库斯科科温河的资料依据 Naidu 和 Mowatt(1983)以及 Mowatt 和 Naidu(1987)

井位粘土矿物组合的来源及阶段性变化可能主要与该海区的气候变化有关. 由于蒙脱石主要是中、基性火山物质化学风化作用的产物(Chamley, 1989; Ehrmann 等, 2005), 在全新世气候温暖时期(阶段 IVc), 较强的化学风化作用有利于阿留申岛弧蒙脱石的形成, 可以为研究井位提供丰富的蒙脱石组分. 同时, 这一时期较高的海平面(Hopkins, 1973; Bintanja 等, 2005)使得东部阿拉斯加大陆的陆源物质一方面受到宽广(640 km)而平缓($<0.25^\circ$)的陆架区的阻隔, 另一方面受到发育于陆架区的北向沿岸流的影响, 难以搬运到外陆架或是更远的海盆区(Gardner 等, 1980). 这一时期阿拉斯加大陆的物质主要沉积于白令海内陆架(Naidu 等, 1983), 同时也有部分河流(如育空河)物质随沿岸流向北搬运到白令海峡以北的楚克奇海(McManus 等, 1974; Mowatt 和 Naidu, 1987). 由于阿留申岛弧以北发育流速较大的北向潮流($1.5\sim4\text{ m s}^{-1}$)(Pearson 等, 1981), 该时期 U1340 井位的陆源粘土组分可能主要来自南部潮流作用下的阿留申岛弧(蒙脱石平均含量大于 60%)和海盆区逆时针表层环流作用下的西伯利亚大陆(伊利石+绿泥石平均含量约 72%). 尽管研究井位中全新世以来(阶段 IVc)的样品结果显示粘土矿物组分中蒙脱石(平均含量为 48%)与伊利石+绿泥石(平均含量为 46%)含量均较高, 但蒙

脱石含量略占主导, 这表明该时期阿留申岛弧对 U1340 井位所在海区沉积物的贡献比例大于西伯利亚大陆. 这可能与西伯利亚阿纳德尔河以及科尔亚克山脉的陆源物质向南的搬运距离较远, 同时又受到逆向(东北向)深层流(Coachman 等, 1999)(图1)的影响有关. 在气候寒冷的末次盛冰期(阶段 IVb 末期), 寒冷气候条件下阿留申岛弧源区化学风化作用减弱, 蒙脱石含量降低, 这将导致研究井位中蒙脱石含量一定程度地减少. 此外, 这一时期表层水体循环与现代表层水体循环模式相似(Kent 等, 1971; Sancetta 和 Robinson, 1983). 尽管这一时期海平面下降约 120~130 m(Hopkins, 1973; Bintanja 等, 2005), 使得白令海北部的阿纳德尔河对白令海海盆区沉积物的贡献比例增大, 但由于这些物质向南的搬运距离相比于全新世高海平面时期并无明显缩减, 该时期西伯利亚的大陆物质对 U1340 井位沉积物的贡献量无显著变化. 而白令海东部陆架区由于海平面的下降大面积出露(图1), 育空河和库斯科科温河的河道下切越过普利比洛夫岛(Pribilof Island), 河口向西南方向迁移近 500 km 至外陆架边缘(Scholl 等, 1970; Knebel 和 Creager, 1973), 大大缩减了阿拉斯加大陆物质向海盆区的搬运距离, 从而有利于以伊利石为主的阿拉斯加大陆粘土物质越过宽广的陆架直接向白令海

海盆区输送,极大地增加了阿拉斯加陆源物质对研究井位所在区沉积物的贡献比例,致使这一时期(阶段IVb末期)白令海南部粘土矿物组合中蒙脱石含量因受到伊利石和绿泥石的稀释而进一步降低(平均28%),伊利石和绿泥石含量相对升高(平均66%). Sancetta等(1985)对白令海东南海盆区短柱样粘土组分的分析结果也显示,全新世暖期沉积物中粘土矿物组合以蒙脱石为主(平均为52%),伊利石含量较低(平均含量约20%),而末次盛冰期伊利石占主导(平均约45%),蒙脱石含量降低(平均含量约22%).

不难理解,地史时期白令海不同程度的气候冷暖变化也将造成U1340井位粘土矿物来源及组合特征的相应变化.气候温暖时期,U1340井位所在的海域以来自南部阿留申岛弧的蒙脱石组分为主,阿拉斯加大陆的陆源物质由于受到陆架区的阻隔,对研究井位粘土矿物组合特征的影响甚微,因此,粘土矿物组合中蒙脱石相对含量及蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值升高;在气候寒冷时期,来自阿拉斯加大陆河流搬运的伊利石和绿泥石将显著增加,蒙脱石相对含量及蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值降低.因此,研究井位中蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值可以作为白令海及周边大陆气候变化的矿物学标志.

4.2 U1340 井位的粘土矿物组合与气候变化

为了重建白令海周边物源区的气候演变历史,本文综合利用U1340井位粘土矿物组合及结晶学特征的变化进行分析.一般来说,海洋沉积序列中的粘土矿物组合中,伊利石和绿泥石为初始矿物,主要由陆源碎屑提供,是岩石物理风化作用的典型产物.它在现代高纬度大陆土壤和海洋沉积物中大量富集,反映相对干冷的气候条件(Singer, 1984; Chamley, 1989; Ehrmann, 1998; Ehrmann等, 2005; Franke和Ehrmann, 2010).由于U1340井位中绿泥石和伊利石具有较一致的变化模式,且均指示物理风化作用较强的冷气候条件(Singer, 1984; Ehrmann等, 2005; Franke和Ehrmann, 2010),因此,本文将伊利石和绿泥石作为整体进行分析.伊利石结晶度(IB)和化学指数(CI)是气候变化的灵敏指标,可反映气候环境的短期变化:高温和大量降雨可导致伊利石的强水解,使结晶度变低,CI值升高;而在低温干燥条件下,伊利石的结晶度较高,CI值减小(Gingle, 1996).蒙脱石形

成于干湿交替、季节变化明显的气候背景,与水解作用的强度密切相关(Singer, 1984; Chamley, 1989; Ehrmann, 1998; Ehrmann等, 2005; Franke和Ehrmann, 2010),其来源主要为出露在大气中的火山物质的化学风化和海底基性火山物质的蚀变.一般而言,火山物质经陆地化学风化形成的蒙脱石结晶度较高,而经海底蚀变形成的蒙脱石结晶度较差(Ehrmann, 1998; Jeong等, 2004).高岭石是炎热气候条件的指示矿物,一般富集于热带亚热带的低纬度地区(Singer, 1984; Chamley, 1989; Ehrmann, 1998),而晚新生代高纬度海区高岭石的出现常被认为是富高岭石的古土壤或粘土层经物理风化作用后再次搬运沉积的结果,因而晚新生代高纬度海区相对高含量的高岭石沉积实际反映相对寒冷的气候条件(Naidu等, 1982; Singer, 1984; Ehrmann, 1998; Ehrmann等, 2005).白令海海盆区沉积物中的高岭石主要是来自低海平面时期的育空河(Sancetta等, 1985).总体上,U1340井位以伊利石(绿泥石)和蒙脱石矿物为主,两者的结晶学特征及蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值呈现较明显的阶段性变化(图4),其中,蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值与该井位中放射虫累积速率变化曲线(Zhang等, 2014)有着较好的对应关系,这表明两者可能共同记录了白令海上新世以来的古气候变化历史.

阶段I(4.3~3.6 Ma),这一时期蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值变化较大,且总体上呈现相对较高的值(图4).其中,阶段Ia蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值波动幅度较小,变化范围为0.2~0.39;同时,物源分析结果显示该时期研究井位粘土矿物主要来自西伯利亚大陆和阿留申岛弧,受到阿拉斯加大陆物质影响较小(图5),因此,整体反映该阶段为相对的气候温暖时期.同时,伊利石较高的化学指数(平均为0.8)与蒙脱石极好的结晶度(平均IB为0.7)(图4)表明这一时期粘土矿物源区的西伯利亚大陆和阿留申岛弧陆源物质经受了一定程度的化学风化作用,该时期白令海南部主要受相对暖湿气候的控制.此外,这一时期白令海U1340井位海冰硅藻不发育(Takahashi等, 2011)、放射虫累积速率(Zhang等, 2014)和放射虫暖水种*Spongodiscus biconcavus* Haeckel均呈现相对较高的值,这些均揭示了该时期白令海温暖的气候特征(Chen等, 2014),这与全球底栖有孔虫氧同位素合成曲线LR04(Lisiecki和Raymo, 2005)所反映的该时期

全球温暖的气候背景较一致. 阶段 I b(3.94~3.6 Ma), 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值显著升高, 为0.47~1.28, 表明这一时期阿留申岛弧对U1340井位的物源贡献比例增大. 但由于该时期伊利石化学指数降低(平均为0.32), 结晶度升高(IB平均为0.34)(图4), 因此该时期白令海周边大陆为可能为以物理风化作用占主导的干冷气候为主. 与此同时, U1340井位中放射虫累积速率减少, 放射虫冷水种(Zhang等, 2014)及海冰硅藻百分含量增加(Takahishi等, 2011), 这些变化也表明该时期U1340井位所在白令海南部海冰开始发育, 气候逐渐变冷. 尽管这一时期阿留申岛弧物源供给的增加为U1340井位带来了大量的蒙脱石(相对含量为31%~55%), 但这一时期的蒙脱石结晶度很低(IB平均值为2.4)(图4). 蒙脱石矿物的结晶度受其成因影响较大, 一般而言, 出露空气中的基性火山物质经化学风化作用形成的蒙脱石结晶度高, 而经海底风化或蚀变而成的蒙脱石结晶度较差(Ehrmann, 1998; Jeong等, 2004). 因此, 该时期蒙脱石的结晶学特征可能暗示着阿留申岛弧火山作用强烈, 大量的火山物质被搬运到白令海南部, 而后蚀变生成大量结晶度较差的蒙脱石. 此外, 该井位同时期的沉积物火山玻璃增加, 磁化率升高(Takahashi等, 2011), 这些特征可能均表明该时期阿留申岛弧火山作用加强.

阶段 II(3.6~2.74 Ma), 库斯科科温河为研究井位的主要物源供给区(图5), 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值较低, 为0~0.25, 暗示着该时期气候相对较冷. 伊利石结晶度为好至中等, 化学指数值较低(图4), 这些特征也指示了气候逐渐转冷, 但蒙脱石相对较好的结晶度表明这一时期白令海南部的阿留申岛弧依然经受微弱的水解作用, 因此, 整体上这一时期的气候呈现相对寒冷湿润的特征. 现代阿留申岛弧以北的白令海及其沿海地区主要受极地海洋气候的控制, 终年降水量相对较小(平均5~10 cm a⁻¹); 而阿留申岛弧则受极地海洋气候和阿拉斯加暖流的共同影响, 相比同纬度的大陆地区, 其降水量(平均30~50 cm a⁻¹)相对比较丰富(Naidu等, 1995). 这种冷湿的气候特征可能与这一时期阿拉斯加暖流的活动(Chen等, 2014)为该区域带来了丰富的降水有关. 此外, 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值分别在~3.14, ~2.99和~2.77 Ma出现较小的峰值, 且同时期蒙脱石的结晶度相对较好(图4), 这些特征表明该阶段白令海南部可能存

在间歇性的暖湿气候.

阶段 III(2.74~1.07 Ma), 阿拉斯加大陆的育空河和库斯科科温河是研究井位的主要物源供给区, 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值很低(平均为0.04), 表明该阶段整体为气候寒冷时期. 该时期伊利石结晶度好, 化学指数低且较稳定, 蒙脱石的结晶度整体较低(图4), 这些特征反映了该时期阿拉斯加大陆和白令海南部均以物理风化作用盛行的干冷气候为主. 这与U1340井位放射虫累积速率及特征种*Spongodiscus biconcavus*丰度值的变化(Chen等, 2013)、海冰硅藻含量(Takahashi等, 2011)以及全球底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 比值(Lisiecki和Raymo, 2005)所揭示的该时期受北半球冰川作用的影响(Raymo, 1994; Maslin等, 1996)全球变冷的气候背景比较一致. 其中, 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值在阶段 IIIb(1.95~1.07 Ma)小幅度上升(平均为0.1), 且蒙脱石以中等结晶度为主, 可能表明这一时期存在较弱的化学风化作用, 白令海南部逐渐向冷湿气候转变.

阶段 IV(1.07 Ma以来), 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值总体升高, 并发生频繁的波动变化, 可能暗示着该时期白令海及周边大陆气候的转变, 这与开始于~1.2 Ma的中更新世气候转型(如: Pisias和Moore, 1981; Mudelsee和Schulz, 1997; Clark等, 2006)有着良好的对应关系. 阶段 IVa(1.07~0.8 Ma), 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值且整体呈上升的趋势, 变化范围为0.06~0.35; ~0.8 Ma之后, 该比值波动变化幅度显著增大(变化范围为0.13~1.21)(图4), 这可能表明白令海南部中更新世气候转型期至0.8 Ma结束. 阶段 IVb(0.8 Ma~9.21 ka), 尽管伊利石的结晶学特征(伊利石平均IB值和CI值为0.54和0.32)表明该时期仍以物理风化作用占主导的冷气候为主, 但间冰期相对较高的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值反映这一时期存在相对的暖湿气候. 其中, ~0.42 Ma(MIS 11), ~0.33 Ma(MIS 9)及~0.1 Ma(MIS 5), 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值出现三个较明显的峰值, 分别为1.04, 0.7和0.74; 同时, 这三个时期蒙脱石结晶度相对较好(IB值分别为1.04, 1.46和1.51), 伊利石结晶度中等(IB值分别为0.68, 0.62和0.58), 其化学指数相对较高(CI值分别为0.42, 0.31和0.29). 这表明这3个时期白令海南部及周边大陆气候相对温暖, 并伴有一定程度的化学风化作用, 这与U1340井位同时期放射虫组合变化所揭示

的气候特征(Zhang等, 2014)有较好的对应关系. 自~0.43 Ma(MIS 11)开始, 全球范围内出现了海平面上升(Rohling等, 1998), 深海碳酸岩盐溶解增多(Jansen等, 1986; Wang等, 2003)等一系列环境事件, 即所谓的中布容事件. 深海氧同素及南极冰芯记录显示(Imbrie等, 1984; EPICA community, 2004), 中布容事件发生以来, 全球气候在间冰期呈现出相对更温暖的气候特征. 而白令海U1340井位粘土矿物组合在~0.42 Ma(MIS 11), ~0.33 Ma(MIS 9)及~0.12 Ma(MIS 5)的变化可能是对中布容事件的较好响应. 此外, 该阶段蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值整体的升高, 除了与气候有直接关系, 还可能与受中更新世气候转型的影响, 南部潮流作用加强有关. 南部潮流搬运能力的加大使研究井位中源自南部阿留申岛弧的蒙脱石增多, 减弱了源自阿拉斯加和西伯利亚伊利石和绿泥石的稀释效应. 阶段IVc(9.21 ka以来): 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值较高, 平均为1.01, 指示温暖的气候条件. 这一时期蒙脱石其结晶度好(IB平均值为1.43), 伊利石结晶度中等(平均IB为0.62), 这表明该时期白令海南部气候相对较温暖, 伴随有一定强度的化学风化作用. 而伊利石供给区的西伯利亚大陆由于地处高纬度位置, 气候相对寒冷, 因此伊利石结晶度仍以中等至好为主. 总体上, 这一时期白令海南部进入一个全新的气候阶段, 这与全球底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 比值所记录的全新世以来全球温暖的气候背景

比较一致(Lisiecki和Raymo, 2005).

5 结论

(1) 对白令海U1340井位的地层年龄框架进行了修订, 该井位修订后的底界年龄为4.3 Ma, 地质时代为早上新世晚期(Zanclean晚期).

(2) U1340井位上新世以来的粘土矿物组合中伊利石占绝对优势(平均含量70%), 蒙脱石和绿泥石次之(平均含量分别为17%和10%), 高岭石含量很低(平均含量3%). 在气候温暖时期(如9.21 ka以来), 研究井位中的粘土矿物组分主要来自阿留申岛弧, 而气候寒冷时期(如2.74~1.07 Ma)则主要源自阿拉斯加大陆.

(3) 依据研究井位中蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值及伊利石和蒙脱石的结晶学变化特征重建了白令海上新世以来的古气候变化历史: 4.3~3.94 Ma, 白令海南部及周边大陆主要受暖湿气候的控制; 3.94~3.6 Ma则以干冷气候为主, 阿留申岛弧火山作用在这一时期加强; 此后逐渐向冷湿气候转变, 至2.74 Ma受北半球冰川作用的影响气候再次呈现干冷的特征; 1.95 Ma开始逐渐向冷湿气候过渡, 经历1.07~0.8 Ma中更新世气候转型之后, 白令海南部主要受控于冷湿气候, 但在~0.42 Ma(MIS 11), ~0.33 Ma (MIS 9)及~0.12 Ma(MIS 5), 气候相对较暖, 化学风化作用加强; 9.21 ka以来白令海南部以相对的暖湿气候为主.

致谢 本文研究样品由综合大洋钻探计划(IODP)提供, 衷心感谢审稿人对本文提出的宝贵意见.

参考文献

- 刘志飞, Colin C, Trentesaux A, 等. 2004. 南海南部晚第四纪东亚季风演化的黏土矿物记录. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 272–279
- 刘志飞, 赵玉龙, 李建如, 等. 2007. 南海西部越南岸外晚第四纪粘土矿物记录: 物源分析与东亚季风演化. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1176–1184
- 万世明, 李安春, 胥可辉, 等. 2008. 南海北部中新世以来粘土矿物特征及东亚古季风记录. 地球科学——中国地质大学学报, 33: 289–300
- 张强, 陈木宏, 张兰兰, 等. 2014. 白令海南部上新世以来的放射虫生物地层. 中国科学: 地球科学, 44: 227–238
- Aiello I W, Ravelo A C. 2012. Evolution of marine sedimentation in the Bering Sea since the Pliocene. *Geosphere*, 8: 1231–1253
- Bintanja R, van de Wal R S, Oerlemans J. 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437: 125–128
- Biscaye P E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol Soc Am Bull*, 76: 803–832
- Chamley H, Diester-Haass L. 1979. Upper Miocene to Pleistocene climates in northwest Africa deduced from terrigenous components of Site 397

- sediments (DSDP Leg 47A). In: Ryan W B F, Sibuet J C, et al., eds. Init Repts DSDP. Washington D C: U.S. Government Printing Office. 641–646
- Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. New York: Springer-Verlag. 1–561
- Chekhovich V D, Kovalenko D V, Ledneva G V. 1999. Cenozoic history of the Bering Sea and its northwestern margin. *Isl Arc*, 8: 168–180
- Chen M H, Zhang Q, Zhang L L, et al. 2014. Stratigraphic distribution of the radiolaria *Spongodiscus biconcavus* Haeckel at IODP Site U1340 in the Bering Sea and its paleoceanographic significance. *Paleoworld*, 23: 90–104
- Clark P U, Archer D, Pollard D, et al. 2006. The middle Pleistocene transition: Characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric PCO_2 . *Quat Sci Rev*, 25: 3150–3184
- Coachman L K, Whitledge T E, Goering J J. 1999. Silica in Bering Sea deep and bottom water. In: Loughlin T R, Ohtani K, eds. The Physical Oceanography of the Bering Sea. Fairbanks: University of Alaska Sea Grant. 285–309
- Dickmann B, Petschick R, Gingele F X, et al. 1996. Clay mineral fluctuations in late Quaternary of the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deepwater advection. In: Wefer G, Berger W H, Siedler G, et al., eds. The South Atlantic: Present and Past Circulation. Berlin: Springer. 621–644
- Ehrmann W. 1998. Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 139: 213–231
- Ehrmann W, Setti M, Marinoni L. 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal palaeoclimatic history. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 229: 187–211
- EPCIA Community. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429: 623–628
- Franke D, Ehrmann W. 2010. Neogene clay mineral assemblages in the AND-2A drill core (McMurdo Sound, Antarctica) and their implications for environmental change. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 286: 55–65
- Gardner J V, Dean W E, Vallier T L. 1980. Sedimentology and geochemistry of surface sediments, outer continental shelf, southern Bering Sea. *Mar Geol*, 35: 299–329
- Gingele F X. 1996. Holocene climatic optimum in Southwest Africa—Evidence from the marine clay mineral record. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 122: 77–87
- Gingele F X, Müller P M, Schneider R R. 1998. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area—Clay mineral evidence from the last 200 kyr. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 138: 17–26
- Hood D W. 1983. The Bering Sea. In: Ketchum B H, ed. Estuaries and Enclosed Seas. Amsterdam: Elsevier Science Publishing. 337–373
- Hopkins D M. 1973. Sea level history in Beringia during the past 250000 years. *Quat Res*, 3: 520–540
- Imbrie J, Shackleton N J, Pisias N G, et al. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger A, ed. Milankovitch and Climate, Part 1. Dordrecht: Reidel Publishing Company. 269–305
- Jacobs M B, Hays J D. 1972. Paleo-climatic events indicated by mineralogical changes in deep-sea sediments. *J Sediment Res*, 42: 889–898
- Jansen J, Kuijpers A, Troelstra S. 1986. A mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, 232: 619–622
- Jeong G Y, Yoon H I, Lee S Y. 2004. Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetland Islands, Antarctica. *Mar Geol*, 209: 19–30
- Kent D, Opdyke N D, Ewing M. 1971. Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator. *Geo Soc Am Bull*, 82: 2741–2754
- Knebel H J, Creager J S. 1973. Yukon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression. *Science*, 179: 1230–1232
- Ling H Y. 1992. Late Neogene silicoflagellates and ebridians from Leg 128, Sea of Japan. In: Pisciotto K A, Ingle J C, Jr von Breymann M T, et al., eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 127/128. College Station: Ocean Drilling Program. 237–248
- Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071
- Liu J G, Li T G, Xiang R et al. 2013. Influence of the Kuroshio Current intrusion on Holocene environmental transformation in the South China Sea. *Holocene*, 23: 850–859
- Liu Z F, Trentesaux A, Clemens S C, et al. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Mar Geol*, 201: 133–146
- Liu Z F, Wang H, Hantoro W S. 2012. Climatic and tectonic controls on chemical weathering in tropical Southeast Asia (Malay Peninsula, Borneo, and Sumatra). *Chem Geol*, 291: 1–12
- März C, Schnetger B, Brumsack H J. 2013. Nutrient leakage from the North Pacific to the Bering Sea (IODP Site U1341) following the onset of

- Northern Hemispheric Glaciation? *Paleoceanography*, 28: 68–78
- Maslin M A, Haug G H, Sarnthein M, et al. 1996. The progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation as seen from the North Pacific. *Geol Rundsch*, 85: 452–465
- McManus D A, Venkatarathnam K, Hopkins D M, et al. 1974. Yukon River sediment on the northernmost Bering Sea shelf. *J Sediment Res*, 44: 1052–1060
- Moore D M, Reynolds R C J. 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford: Oxford University Press. 332
- Mowatt T C, Naidu A S. 1987. A brief overview of the clay mineral assemblages in sediments of the major rivers of Alaska and adjacent Arctic Canada. In: Degens E T, Kempe S, Weibin G, eds. *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Pt. 4. Hamburg: Mitt Geol-Paläont Inst, University of Hamburg. 269–277
- Mudelsee M, Schulz M. 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: Onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet Sci Lett*, 151: 117–123
- Naidu A S, Creager J S, Mowatt T C. 1982. Clay mineral dispersal patterns in the North Bering and Chukchi Seas. *Mar Geol*, 47: 1–15
- Naidu A S, Mowatt T C. 1983. Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geol Soc Am Bull*, 94: 841–854
- Naidu A S, Han M W, Mowatt T C, et al. 1995. Clay minerals as indicators of sources of terrigenous sediments, their transportation and deposition: Bering Basin, Russian-Alaskan Arctic. *Mar Geol*, 127: 87–104
- Onodera J, Takahashi K, Nagatomo R. 2013. Diatoms, silicoflagellates, and ebridians at Site U1341 on the western slope of Bowers Ridge, IODP Expedition 323. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, doi: 10.1016/j.dsr2.2013.03.025
- Pearson C A, Mojfeld H O, Tripp R B. 1981. Tides of the eastern Bering Sea shelf. In: Hood D W, Calder J A, eds. *The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources*. Washington D C: U S Gov Print Off. 111–130
- Petschick R, Kuhn G, Gingele F. 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Mar Geol*, 130: 203–229
- Ping C L, Shoji S, Ito T. 1988. Properties and classification of three volcanic ash-derived pedons from Aleutian Islands and Alaska Peninsula, Alaska. *Soil Sci Soc Am J*, 52: 455–462
- Pisias N G, Moore Jr T C. 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth Planet Sci Lett*, 52: 450–458
- Raymo M E. 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 22: 353–383
- Roden G I. 1967. On river discharge into the northeastern Pacific Ocean and the Bering Sea. *J Geophys Res*, 72: 5613–5629
- Rohling E J, Fenton M, Jorissen F J, et al. 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500000 yr. *Nature*, 394: 162–165
- Sancetta C, Robinson S. 1983. Diatom evidence on Wisconsin and Holocene events in the Bering Sea. *Quat Res*, 20: 232–245
- Sancetta C L, Hausser L, Labeyrie L, et al. 1985. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: Evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay mineralogy. *Mar Geol*, 62: 55–68
- Scholl D W, Buffington E C, Hopkins D M. 1968. Geologic history of the continental margin of North America in Bering Sea. *Mar Geol*, 6: 297–330
- Scholl D W, Buffington E C, Hopkins D M, et al. 1970. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. *Mar Geol*, 8: 187–210
- Scholl D W, Buffington E C, Marlow M S. 1975. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region. In: Forbes R B, ed. *Contributions to the Geology of the Bering Sea Basin and Adjacent Regions*. *Geol Soc Am Spec Paper*, 151: 1–32
- Singer A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—A review. *Earth-Sci Rev*, 21: 251–293
- Stabeno P J, Reed R K, Overland J E. 1994. Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio. *J Oceanogr*, 50: 653–662
- Takahashi K. 1998. The Bering Sea and Okhotsk Sea: Modern and past paleoceanographic changes and gateway impact. *J Asian Earth Sci*, 16: 49–58
- Takahashi K. 1999. Paleoceanographic changes and present environment of the Bering Sea. In: Loughlin T R, Ohtani K, eds. *Dynamics of the Bering Sea*. Fairbanks: University of Alaska Sea Grant. 365–385
- Takahashi K. 2005. The Bering Sea and paleoceanography. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 52: 2080–2091
- Takahashi K, Ravelo A C, Alvarez Zarikian C A, et al. 2011. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 323. Tokyo: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. doi: 10.2204/iodp.proc.323.104.2011
- Teraishi A, Suto I, Onodera J, et al. 2013. Diatom, silicoflagellate and ebridian biostratigraphy and paleoceanography in IODP 323 Hole U1343E at the Bering slope site. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, doi: 10.1016/j.dsr2.2013.03.026

- Underwood M B, Hathon E G. 1989. Provenance and dispersal of muds south of the Aleutian arc, north Pacific Ocean. *Geo-Mar Lett*, 9: 67–75
- VanLaningham S, Pisias N G, Duncan R A, et al. 2009. Glacial-interglacial sediment transport to the Meiji Drift, northwest Pacific Ocean: Evidence for timing of Beringian outwashing. *Earth Planet Sci Lett*, 277: 64–72
- Wan S M, Li A C, Clift P D, et al. 2006. Development of the East Asian summer monsoon: Evidence from the sediment record in the South China Sea since 8.5 Ma. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 241: 139–159
- Wan S M, Li A C, Clift P D, et al. 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 254: 561–582
- Wan S M, Tian J, Steinke S, et al. 2010. Evolution and variability of the East Asian summer monsoon during the Pliocene: Evidence from clay mineral records of the South China Sea. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 293: 237–247
- Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. 2003. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. *Geology*, 31: 239–242
- Zhang Q, Chen M H, Zhang L L, et al. 2014. Variations in the radiolarian assemblages in the Bering Sea since Pliocene and their implications for paleoceanography. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 410: 337–350