



热带西太平洋铝的行为研究: 陆源物质输入、迁移规律与水团混合示踪

杨一超¹, 任景玲^{1,2*}, 刘然¹, 张经^{3,4}

1. 中国海洋大学深海圈层与地球系统前沿科学中心, 海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100

2. 青岛海洋科学中心海洋生态环境科学功能实验室, 青岛 266071

3. 华东师范大学河口海岸全国重点实验室, 上海 200062

4. 上海交通大学海洋学院, 上海 200240

* 通讯作者, E-mail: renjingl@ouc.edu.cn

收稿日期: 2025-04-22; 收修改稿日期: 2025-08-26; 接受日期: 2025-09-16; 网络版发表日期: 2025-10-20

国家自然科学基金项目(42176042)、“科学”号高端用户项目(KEXUE2019GZ01)、中国科学院重大科技基础设施维修改造项目(DSS-WXGZ-2021-0011)、国家重点研发计划项目(2023YFF0805001)和山东省泰山学者计划共同资助

摘要 铝(Al)是海洋水团运动及陆源输入的有效示踪元素. 本研究测定了热带西太平洋(3°S~21°N, 135°E~163°E) 2021、2022年春季两个航次获得的海水样品中溶解态Al(dAl)与总溶解态Al(tdAl)浓度, 以及雨水样品中的dAl含量. 结果显示, 表层水体dAl浓度呈现北高南低的空间分布格局, 在新几内亚岛近岸海域出现显著高值. 计算结果表明, 大气干湿沉降对表层dAl的贡献有限. dAl与盐度的相关性揭示水团混合是控制表层dAl分布的主要因素. 新几内亚岛陆架沉积物输入的Al通量较大气输入高数个数量级. 受其影响, 赤道附近次表层水体呈现dAl与tdAl同步升高的特征, 该信号受赤道潜流(EUC)的驱动向东太平洋输运. dAl与tdAl在EUC中的逗留时间分别为67~160天(d)和71~164d, 与EUC流经研究区域的时间(56~140d)相一致, 体现出强烈的纬向输运效应. 热带西太平洋中层Al分布主要受北太平洋中层水与携带了所罗门海及新几内亚岛释放的高dAl浓度的改性南极中层水混合控制. 深层水体中dAl与tdAl浓度也存在高值, 可能与沉积物再悬浮引起的孔隙水释放和/或黏土矿物解吸有关.

关键词 铝, 热带西太平洋, 陆源, GEOTRACES, X-Vane, MOTES采水器

1 前言

铝(Al)是上地壳中丰度最高的金属元素(Wedepohl, 1995), 在海水中的浓度却仅为痕量水平. 海洋上层通过大气沙尘沉降(Buck等, 2006; Benaltabet等, 2022; Singh和Singh, 2022)和河流输入(Singh等, 2020;

Yang等, 2023)获得Al输入, 加之其强烈的颗粒清除作用(Orians和Bruland, 1986; Menzel Barraqueta等, 2018; Chan等, 2024), 溶解态Al(dAl)在多数海域表现为清除型垂直分布特征(Orians和Bruland, 1985; Bruland和Lo-han, 2003). 但沉积物再悬浮(Middag等, 2015; Michael等, 2023)和热液释放(Measures等, 2015; Resing等,

中文引用格式: 杨一超, 任景玲, 刘然, 张经. 2025. 热带西太平洋铝的行为研究: 陆源物质输入、迁移规律与水团混合示踪. 中国科学: 地球科学, 55(11): 3876–3895, doi: [10.1360/N072025-0155](https://doi.org/10.1360/N072025-0155)

英文引用格式: Yang Y, Ren J, Liu R, Zhang J. 2025. Geochemical behavior of aluminum in the tropical western Pacific Ocean: Tracing terrestrial input, transport and water mass mixing. Science China Earth Sciences, 68(11): 3735–3754, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1703-4>

2015; Ho等, 2019)也是中层和深层水体中dAl的重要来源. 大气干湿沉降是开阔大洋上层水体Al的主要来源(Measures和Vink, 2000; Measures等, 2005; Baker等, 2013). 不同海域干湿沉降贡献比例不同: 北大西洋(>40°N)湿沉降贡献约50%的Al输入(Shelley等, 2017), 而在降水更加充沛的中太平洋热带辐合带(ITCZ)该比例可达77%(Marsay等, 2022). 全球尺度上, 约90%的气溶胶(<2.5 μm)都通过湿沉降去除(Zender等, 2003). 一些区域性过程可导致次表层dAl浓度升高, 如陆架沉积物再悬浮和/或富Al孔隙水扩散(如北太平洋, Zheng等, 2019; 孟加拉湾, Singh等, 2020; 阿拉斯加湾, Michael等, 2023)、海流与海山/海脊的相互作用(如阿拉伯海, Singh和Singh, 2022), 以及将陆缘、陆架和陆坡的高dAl信号输送至远海的边界流(如阿拉斯加湾, Brown等, 2010; Chan等, 2024; 东赤道太平洋, Kaupp等, 2011; 副热带大西洋, Artigue等, 2021; 所罗门海, Michael等, 2021). 在此过程中, 不同形态Al(dAl与颗粒活性Al(lpAl))可能呈现非同步变化: lpAl单独升高可能指示河流悬浮物输入(如俾斯麦海, Slemons等, 2010; 阿拉斯加湾, Brown等, 2010; 所罗门海, Michael等, 2021)和/或陆架-陆坡扰动导致的Al释放(如伊比利亚与格陵兰陆架, Menzel Barraqueta等, 2018; 阿拉斯加湾, Chan等, 2024); 而dAl单独富集则可能反映孔隙水扩散或黏土矿物风化释放(如南太平洋底层, Zheng等, 2022).

全球海洋Al观测数据集于近几年发布(Menzel Barraqueta等, 2020). 国际GEOTRACES计划已在太平洋开展了多个航次(GP02北太平洋, Chan等, 2024; GPc06北太平洋, Zheng等, 2019; GP12所罗门海, Michael等, 2021; GP19南太平洋, Zheng等, 2022; GP15中北太平洋, Hatta和Measures, 2022a, 2022b; GP16东南太平洋, Resing等, 2015; Ho等, 2019), 积累了丰富的Al地球化学数据. 热带西太平洋(TWPO)虽具有显著的强岛屿边界效应、活跃的纬向流系(如赤道潜流(EUC))及半封闭深水盆地(菲律宾海盆与西马里亚纳海盆)特征, 却少有Al的相关报道. 现有研究多关注开阔大洋的大气Al输入, 而TWPO西部边界岛屿(如新几内亚岛)的贡献强度尚未量化. 尽管Slemons等(2010, 2012)证实EUC可将太平洋西边界岛屿的颗粒/溶解态Al向东输送, 但Al在此长距离传输中的稳定性仍未充分评估; Michael等(2021)量化了所罗门海向EUC的Al输出通

量, 却未涉及EUC中Al的逗留时间. 此外, Zheng等(2019, 2022)报道的太平洋深层dAl南高北低趋势是否适用于TWPO封闭海盆仍有待验证. 针对上述空白, 本研究基于2021和2022年春季两个航次, 分别使用“X-Vane”采水器与移动式痕量元素洁净采样系统(MOTES), 首次获取了TWPO全水深dAl与总溶解态铝(tdAl)的剖面数据. 本研究的具体目标包括: (1) 从Al的角度, 验证新采样系统的洁净采样能力; (2) 阐明控制TWPO Al分布的关键过程; (3) 通过通量与逗留时间计算, 定量评估边界岛屿作为潜在Al源的作用; (4) 对比现有GEOTRACES航次成果, 揭示太平洋海域Al行为的共性与特性.

2 材料与方法

2.1 研究区域

TWPO是全球最大的暖池(胡石建等, 2021), 也是高营养盐低叶绿素的东太平洋重要的物质来源(Slemons等, 2010, 2012). EUC是连接西、东太平洋的主要通道(Lukas和Firing, 1984; Labatut等, 2014; Capotondi等, 2023). 该海域同时是低纬度西边界流与岛屿相互作用的枢纽区(图1; Tsuchiya等, 1989; Slemons等, 2010), 具有复杂的流系结构与水体垂向分层特征. 具体而言, 影响范围为8°N~18°N的北赤道流(NEC)(Huang等, 2022; Liu等, 2024)在菲律宾群岛以东分支为北向的黑潮与南向的棉兰老流(MC)(Fine等, 1994; Grenier等, 2011). 北太平洋副热带(北回归线附近)与南太平洋副热带(南回归线附近)的强烈蒸发作用导致高盐水体潜沉, 分别形成北太平洋热带水(NPTW)和南太平洋热带水(SPTW)(Qu等, 1999; Qu等, 2013). 在中层水体中(位密 σ_0 26.6~27.4 kg m^{-3}), 北太平洋中层水(NPIW)以低盐度(34.0~34.3)为特征(Qu等, 1999). 新几内亚沿岸流/潜流(NGCC/NGCUC)源自南太平洋, 经维蒂亚兹海峡沿新几内亚岛坡及外陆架流动, 将SPTW、南极中层水(AAIW)(Tsuchiya等, 1989; Fine等, 1994; Germineaud等, 2016)及新几内亚岛陆源物质输送至赤道区域, 并显著改变EUC的水体性质(Slemons等, 2010; Behrens等, 2020; Michael等, 2021; Wu等, 2022). 在苏拉威西海附近, NGCC/NGCUC与MC辐合后向东折转形成北赤道逆流(NECC)(胡石建等, 2021; Zhou等, 2022). 新几内亚岛附近的圣乔治潜流

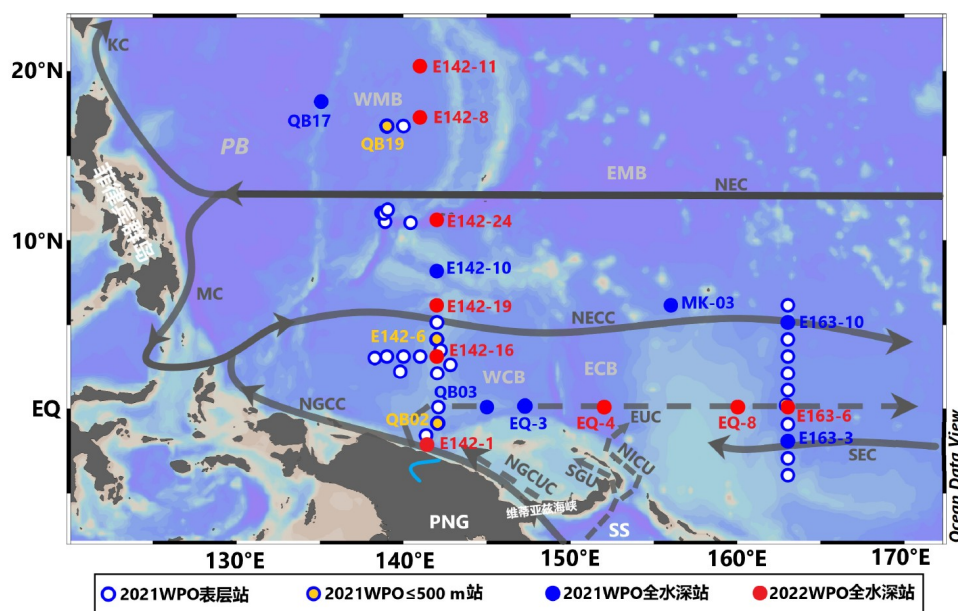


图 1 2021、2022年西太平洋航次采样站位及热带西太平洋主要环流示意图

根据Hu等(2015)绘制的表层流以灰色实线表示, 次表层流以灰色虚线表示. WPO, 西太平洋; KC, 黑潮; NEC, 北赤道流; MC, 棉兰老流; NECC, 北赤道逆流; NGCC, 新几内亚沿岸流; SEC, 南赤道流; NGCUC, 新几内亚沿岸潜流; EUC, 赤道潜流; NICU, 新爱尔兰沿岸潜流; SGU, 圣乔治潜流; PB, 菲律宾海盆; WMB, 西马利亚纳海盆; EMB, 东马利亚纳海盆; WCB, 西卡罗琳海盆; ECB, 东卡罗琳海盆; SS, 所罗门海; PNG, 巴布亚新几内亚

(SGU)与新爱尔兰沿岸潜流(NICU)与NGCUC同源(Butt和Lindstrom, 1994), 其中NICU最终汇入EUC(Germineaud等, 2016). EUC以约200m的核心深度、 $20\sim 30\text{ Sv}$ ($1\text{ Sv} \equiv 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$)的通量, 在一年内实现西太平洋至东太平洋的水体输送(Tsuchiya等, 1989). 深层环流方面, 西太平洋深层水以北太平洋深层水(NPDW)与上/下绕极深层水(UCDW/LCDW)的平流和混合为特征. UCDW沿西北路径进入卡罗琳海盆后注入菲律宾海盆, 而LCDW则受地形强迫分多支北进(Kawabe和Fujio, 2010).

2.2 样品采集

研究区域在 $3^\circ\text{S}\sim 20^\circ\text{N}$, $135^\circ\text{E}\sim 163^\circ\text{E}$, 覆盖约 $8\times 10^6\text{ km}^2$ 海域. 海水样品于搭载“科学”号考察船在2021年和2022年两个国家自然科学基金共享航次期间采集. 2021年3月15日至5月15日, 在30个表层站位(水深约10m)、5个500m站位(设7层采水层)以及6个全水深剖面站位(10~17个采水层)进行采样. 2022年2月15日至4月12日, 在9个全水深剖面站位(17~24个采水层)进行了采样(图1). 除全水深站E142-11、E142-8、QB-

17和500m站QB-19外, 大多数站位位于NEC以南. 2021年航次期间还采集了5个雨水样品.

2021年西太平洋航次海水样品采集方法参照Zhang等(2015a)和Yang等(2023). 采样系统由5L Niskin-X采水器(Sea-Bird Scientific公司, 美国)和“II型”钛合金-聚氯乙烯复合支架装置组成(X-Vane采水装置). Niskin-X采水器严格遵循GEOTRACES操作规范进行清洗: 依次使用Citranox清洗剂(Alconox公司, 美国)、Milli-Q超纯水(Millipore公司Advantage 10系统, 美国)、10%石英亚沸蒸馏纯化盐酸(国药集团, 中国)浸洗, 最后用Milli-Q超纯水冲洗, 并用双层塑料袋密封. X-Vane的设计能够确保采水器始终处于海流的上游位置, 避免钢丝绳和船体污染. 采水器回收后立即转移至便携式百级超净工作台, 使用 $0.4\mu\text{m}$ 酸洗后的聚碳酸酯膜(47mm, Whatman公司, 英国)进行过滤. 在开展全水深采样的站位, 同步采集未过滤的海水用于tdAl分析. dAl和tdAl的分样均收集于250mL Nalgene低密度聚乙烯(LDPE)瓶中, 双层封装后常温保存. 所有250mL LDPE瓶和全氟烷氧基(PFA)材质的过滤装置(Savillex公司, 美国)均参照Zhang等(2015b)方法, 即

依次使用 2mol L^{-1} 石英亚沸蒸馏后的盐酸、 1mol L^{-1} 石英亚沸蒸馏后的盐酸和Milli-Q水清洗. 同步开展Milli-Q水空白实验, 处理流程与样品完全相同. 分样在中国海洋大学洁净实验室内的百级超净工作台内用盐酸(Merck公司, 德国)酸化至 $\text{pH}=1.8$, 保存一年以上再进行分析. 温盐数据由CTD传感器(SeaBird 911 Plus, 美国)获得. 分别在3月23日、3月28日、4月1日、4月4日和4月25日采集5个雨水样品. 雨水样品采集使用截面积约 0.06m^2 聚乙烯桶, 安装在最高层甲板以减少可能的污染. 每次使用前聚乙烯桶依次用乙醇、 0.1mol L^{-1} 石英蒸馏盐酸和Milli-Q超纯水彻底清洗. 仅在降雨即将开始或正在持续, 并且处于航行期间采样, 使得采样口始终迎风以避免烟气污染. 降雨停止后立即将样品转移至1L LDPE瓶, 通过 $0.4\mu\text{m}$ 聚碳酸酯膜过滤, 雨水分样处理方法与海水相同.

2022年西太平洋航次测试了具有自主知识产权的移动式痕量元素洁净采样系统(MOTES), 用于采集洁净海水样品(Zhang等, 2024). MOTES系统由三个模块组成: 标准集装箱尺寸洁净容器内的绞车系统(配备12000m通讯电缆)、容纳CTD采水装置(含钛合金支架和SeaBird 911 Plus CTD)的洁净室及样品转移区、L型起重机吊臂. 绞车和通讯电缆分别采用尼龙和聚氨酯护套包裹. 钛合金支架配置24个Niskin-X采水器, 内圈12个12L与外圈12个10L采水器呈环形排列. 采水器在甲板保持关闭状态, 仅在水深大于10m处通过聚氯乙烯真空活塞驱动上下双盖进行开启, 减少来自海表的污染. CTD采水器到达目标深度后, 在上行过程中采集水样. 回收后, 整个采水系统直接进入千级洁净的采样室. 海水样品在99.999%高纯氮气压力($0.1\sim 0.2\text{MPa}$)下, 通过 $0.2\mu\text{m}$ 的囊式滤器(Acro PakTM 500&1000, Supor®滤膜, PALL公司, 美国)从Niskin-X采水器直接过滤. 使用前, 囊式滤器依次经室温 0.01mol L^{-1} HCl、 50°C 0.01mol L^{-1} HCl、Milli-Q水、 50°C Milli-Q水和Milli-Q水清洗. 每个水样的前2L用于润洗滤器, 随后收集于4L的Nalgene LDPE瓶中, 再分装至250mL LDPE瓶(供dAl分析)及其他规格样品瓶(供其他参数). 全部分装操作均在洁净实验室百级洁净工作台完成, 所有样品瓶均用三层洁净塑料袋独立封装. 各站位同时采集未过滤海水用于tdAl分析. 在中国海洋大学千级洁净实验室的百级洁净台中, 过滤样品与未过滤样品均用Merck盐酸酸化至 $\text{pH} 1.8$, 保存至

少2个月后再进行分析. MOTES系统的优势在于: 采水器在甲板保持密闭状态, 仅在水下开启; 过滤过程无需拆装采水器; 钛合金CTD支架上仅敷设塑料包覆通讯电缆, 既最小化对水体的扰动, 又降低了上行过程中的污染风险.

2.3 Al浓度测定

溶解态Al浓度采用改进自Brown和Bruland(2008)的在线预富集流动注射分析法测定. 该方法使用AF-Chelate 650M树脂(Toyopearl, 日本)富集样品中Al, 以 0.1mol L^{-1} HCl作为洗脱溶剂. 高浓度(约 10nmol kg^{-1})和低浓度(约 2nmol kg^{-1})Al测定的精密度分别优于2% ($n=11$)和5% ($n=11$). 空白结果由测定2021年西太平洋航次采集, 并通过Nobias Chelate PA-1树脂柱(Hitachi, 日本)纯化后的深层海水获得. 以空白浓度3倍标准偏差定义的方法检出限为 0.18nmol kg^{-1} ($n=9$). 本实验室参加了GEOTRACES和SAFe国际标准海水的互校实验, 测定结果与推荐值无显著性差异(t 检验, $p>0.05$; 表1). 方法准确性同时通过测定中国环境标准样品(GSB 07-1375-2001 205108; 表1)进行验证. 此外, 每批样品分析均同时测定两个实验室副标准海水(dAl浓度分别为 $(6.4\pm 0.3)\text{nmol kg}^{-1}$ (1SD, $n=27$)和 $(4.1\pm 0.3)\text{nmol kg}^{-1}$ (1SD, $n=52$))以保证数据质量. lpAl结果通过tdAl与dAl的差值获得.

3 结果

3.1 表层dAl的水平分布

图2给出了表层(10m)盐度与dAl的水平分布. 盐度在NECC以北区域出现极小值(34.28 ± 0.13 , $n=11$). dAl

表 1 GEOTRACES、SAFe国际标准样品及中国环境标准样品溶解态Al测定结果与推荐值的对比^{a)}

标准样品	Al(nmol kg^{-1})	
	推荐值	测定值
GEOTRACES GS	27.5 ± 0.2	27.2 ± 0.3
GEOTRACES GD	17.7 ± 0.2	18.0 ± 0.7
SAFe-S	1.67 ± 0.10	1.6 ± 0.2
中国环境标准样品	6.4 ± 0.5	6.3 ± 0.1

a) 中国环境标准样品推荐值与测定值均为原物质稀释1000倍后获得. 所有样品独立测定3次

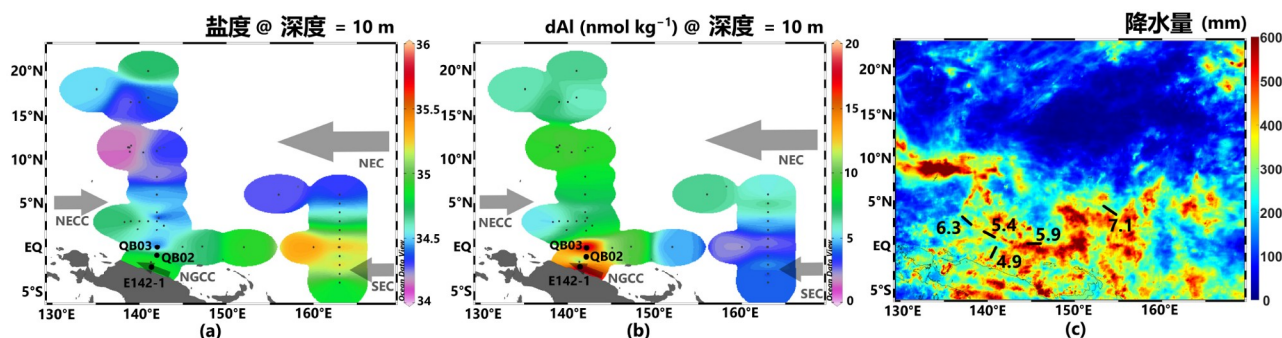


图2 表层水体(10m)的(a)盐度分布、(b)溶解态Al(dAl)空间分布和(c)2021年4月月均降水量

灰色箭头表示主要洋流。(c)数据源自IMERG, <https://gpm.nasa.gov/data/imerg>。黑色线条表示雨水样品采集时的航迹,黑色文字标示dAl浓度(nmol kg^{-1})

浓度最高值出现在新几内亚岛附近的E142-1站($21.4 \text{ nmol kg}^{-1}$)和QB03站($19.1 \text{ nmol kg}^{-1}$)。dAl分布与盐度趋势相反: NECC以北区域浓度较高($(8.1 \pm 1.5) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=11$), 而研究区域东南部浓度较低($(3.3 \pm 0.9) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=9$)。2021年航次期间记录到25次以上降雨事件,但因采集时机有限、降雨持续时间短及偶发性,仅获得5个位于 $2^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 的样品进行了dAl分析(图2c),浓度范围为 $4.8 \sim 7.0 \text{ nmol kg}^{-1}$ (图2c中黑色数字),平均值为 $(5.8 \pm 0.8) \text{ nmol kg}^{-1}$ ($n=5$)。该浓度显著低于东南大西洋($340 \sim 1860 \text{ nmol kg}^{-1}$, Chance等, 2015)以及东北大西洋(92 nmol kg^{-1} , $n=17$; Spokes等, 2001)的雨水浓度。太平洋雨水中dAl的研究相对匮乏,夏威夷群岛附近(25°N , 168°W)雨水中溶解态铁浓度为 31 nmol kg^{-1} (Buck等, 2006)。基于铝铁的同源性及其气溶胶中溶解特性的相似性(Buck等, 2006; Shelley等, 2017; Kadko等, 2019),推测夏威夷群岛附近雨水dAl浓度应为数十至数百 nmol kg^{-1} 量级,仍显著高于TWPO观测值。

3.2 Al的垂直分布

TWPO水团的水文特性和dAl浓度由图3和表2给出。E142断面(图4)和赤道附近区域(图5)的盐度、dAl和tdAl的数据显示, dAl和tdAl在E142断面和赤道区域整体上呈现清除型分布,但在QB17、E142-24、E142-1和EQ-3站的次表层和深层水体中观察到明显高值。如图4a所示,次表层盐度极大值主要出现在E142-24站以北的NPTW和SPTW主导的E142-19站以南海域。NPTW中的dAl和tdAl浓度低于SPTW(图4c和4d)。在赤

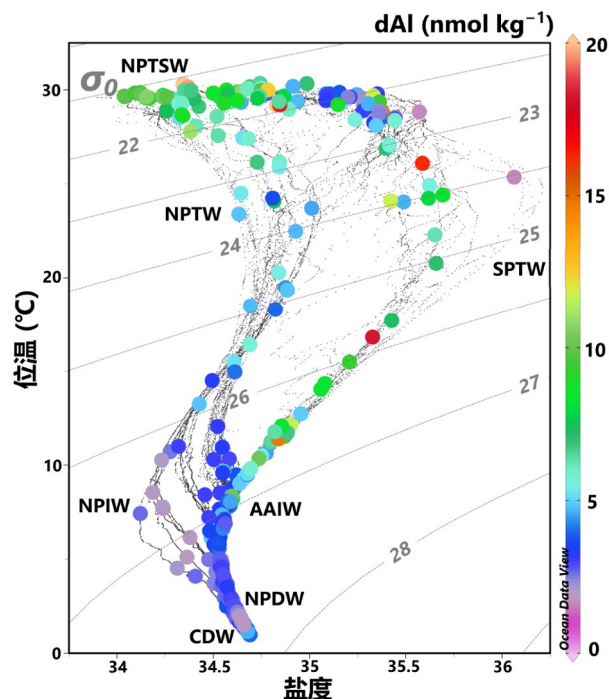


图3 热带西太平洋温盐-溶解态Al(dAl)分布

灰色实线表示等密度线,并标注相应 σ_0 值(kg m^{-3})。水团定义依据Qu等(1999, 2013)、Tomczak和Godfrey(1994)以及Behrens等(2018)。NPTW, 北太平洋热带水; SPTW, 南太平洋热带水; NPIW, 北太平洋中层水; AAIW, 南极中层水; NPDW, 北太平洋深层水; UCDW, 上绕极深层水; LCDW, 下绕极深层水

道附近约 $100 \sim 400 \text{ m}$ 深度观察到dAl和tdAl的次表层最大值,其浓度自西向东逐渐降低(图5)。在中层水体中, NPIW占据了E142-11站约 $400 \sim 800 \text{ m}$ 深度,并向南延伸时深度逐渐变浅(图4a)。AAIW主导了 5°N 以南的大

表 2 研究区域各水团的水文特征及溶解态Al(dAl)、总溶解态Al(tdAl)平均浓度

水团名称	盐度	位密(kg m ⁻³)	参考文献	dAl(nmol kg ⁻¹)	tdAl(nmol kg ⁻¹)
北太平洋热带水(NPTW)	34.9~35.3	23.0~25.0	Qu等(1999)、 Li和Wang(2012)	5.0±1.0 n=11	5.4±1.2 n=11
南太平洋热带水(SPTW)	>35.25	23.5~25.0	Li和Wang(2012)、Qu等 (2013)	7.6±4.0 n=9	7.2±3.4 n=6
北太平洋中层水(NPIW)	34.0~34.3	26.6~27.4	Qu等(1999)、Behrens等 (2018)	2.4±0.5 n=14 (2.5±0.7, n=2) ^a	3.4±0.8 n=14
南极中层水(AAIW)	34.4~34.6	26.8~27.3	Tomczak和Godfrey(1994)	3.5±0.8 n=45 (2.1±0.5, n=8) ^b	4.6±0.8 n=38 (2.6±0.7, n=8) ^b
北太平洋深层水(NPDW)/ 上绕极深层水(UCDW)	33.4~34.7/34.6	27.6~27.8/27.6~27.7	Behrens等(2018)	2.6±0.5 n=56	4.7±3.2 n=56
下绕极深层水(LCDW)	34.6~34.7	27.7~28.2	Behrens等(2018)	3.1±0.9 n=91	5.6±3.1 n=91

(a) NPIW端元dAl浓度数据引自Measures等(2005), 站位位于24.25°N, 175.33°E; (b) AAIW端元dAl与tdAl浓度数据引自Zheng等(2022), 170°W附近, 10°S~5°S海域

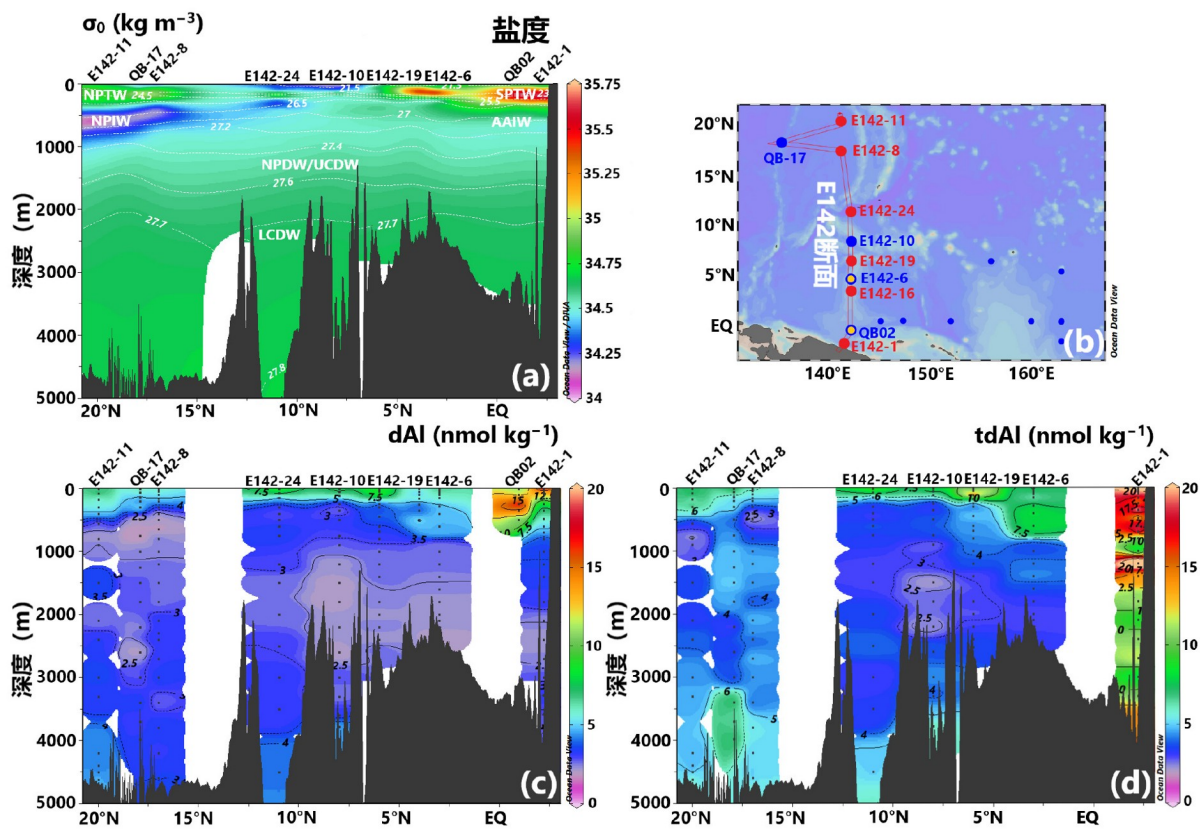


图 4 E142断面(a)盐度(白色虚线为位密 σ_0 等值线), (b)站位, (c)溶解态Al(dAl)和(d)总溶解态Al(tdAl)分布

部分中层水体. NPIW(10°N以北站点)中dAl的平均浓度为(2.4±0.5)nmol kg⁻¹(n=14), 低于AAIW

((3.5±0.8)nmol kg⁻¹, n=45)(图4c). NPIW中tdAl的平均浓度为(3.4±0.8)nmol kg⁻¹(n=14), AAIW为

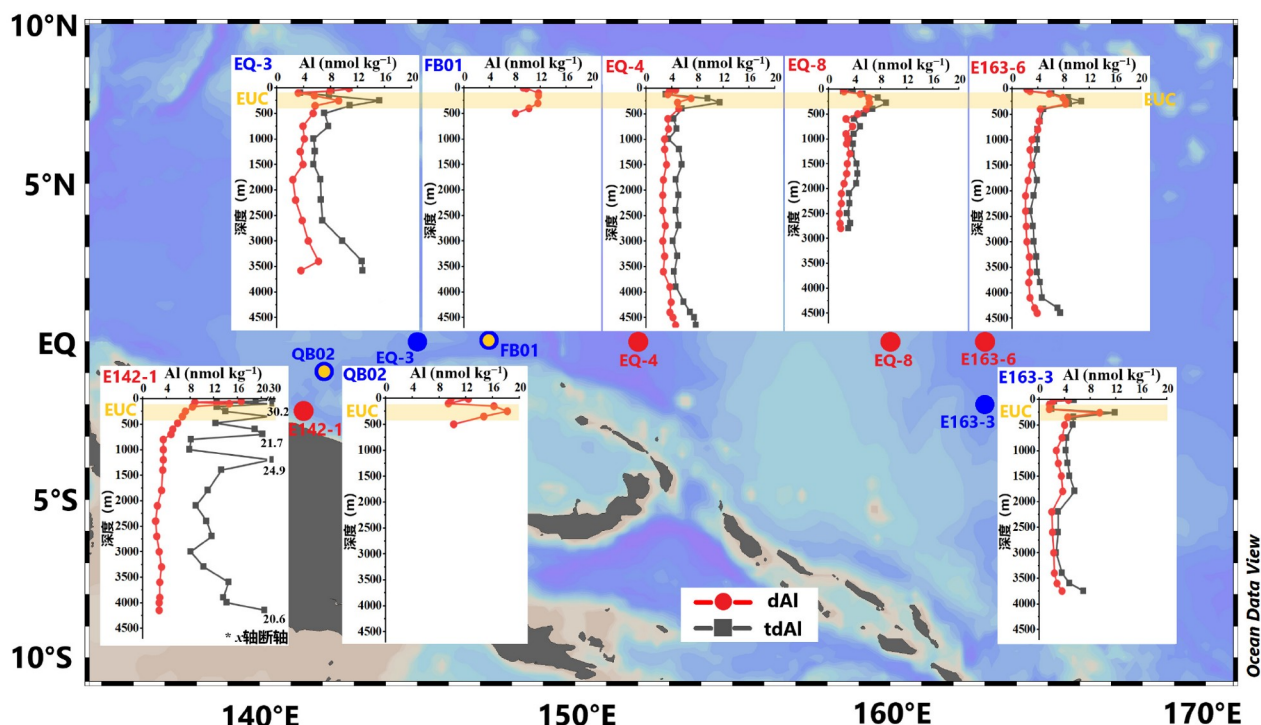


图5 赤道及邻近站位溶解态Al (dAl, 红色圆圈)与总溶解态Al (tdAl, 黑色方块)的垂直剖面分布

蓝色外圈黄色填充圆圈为500m水深站, 蓝色实心圆为2021年航次全水深站, 红色实心圆为2022年航次全水深剖面站。浅黄色条带表示赤道潜流(EUC)的典型深度范围(Michael等, 2021)

(4.6 ± 0.8) nmol kg^{-1} ($n=38$). E142-1站存在明显的陆源影响(图4d): 全水柱tdAl浓度7.9~29.4 nmol kg^{-1} , 平均值为(14.8 ± 6.0) nmol kg^{-1} ($n=24$). 该站dAl浓度在上层较高, 随着深度增加降至接近背景水平($2.2 \sim 21.4$ nmol kg^{-1} , (5.8 ± 5.0) nmol kg^{-1} , $n=24$). 在更深的水层(>1000m), 大多数站tdAl浓度在接近海底时普遍增加, 而高dAl浓度仅在某些站位观察到(图4c和d, 图5). LCDW中dAl和tdAl的平均浓度高于NPDW和UCDW(表2).

4 讨论

4.1 MOTES系统洁净采样能力验证: 基于X-Vane采样器及GEOTRACES数据库溶解态Al的互校

Zhang等(2024)以极易受采样器沾污的溶解态铁与铅为指标, 评估了MOTES在开阔大洋中痕量元素的洁净采样能力. 其与邻近区域已发表数据的互校结果表明, 该系统能够采集开阔大洋洁净的痕量元素样品. 本研究中2021年西太平洋航次使用X-Vane采样器在

E142-10站获取的dAl垂直分布, 与2022年航次使用MOTES在E142-19和E142-24站获取的数据具有一致性(图6a). 三个站位在次表层(>300m, $\sigma_\theta > 26.5 \text{ kg m}^{-3}$)和深层水体(>1000m, $\sigma_\theta > 27.6 \text{ kg m}^{-3}$)观测到的dAl变化趋势相似, 在相同深度范围内无显著差异(t 检验, $p > 0.05$). 由于两个航次在连续年份的同一季节开展, 且邻近站位的dAl浓度未见显著差异, 考虑到dAl在开阔大洋逗留时间通常超过1年(yr)(Han等, 2008; Grand等, 2015), 2021年和2022年西太平洋航次的dAl数据可以进行综合讨论.

除Slemons等(2010, 2012)针对赤道附近1000m以上的tdAl和dAl数据, 以及Michael等(2021)关于所罗门海的tdAl和dAl数据外, 尚无热带西太平洋全水深Al数据的报道. 本研究对比了Slemons等(2010)的18号站(1000m以浅, 使用10L聚四氟乙烯内衬的GO-FLO采样器)和Zheng等(2022)的GR04站(日本GEOTRACES航次, 使用配备Niskin-X采水器的Carousel采样系统)的公开数据, 评估洁净采样设备的数据一致性(图6b). 这些站位的dAl垂直分布呈现一致的特征: 上层水体浓度

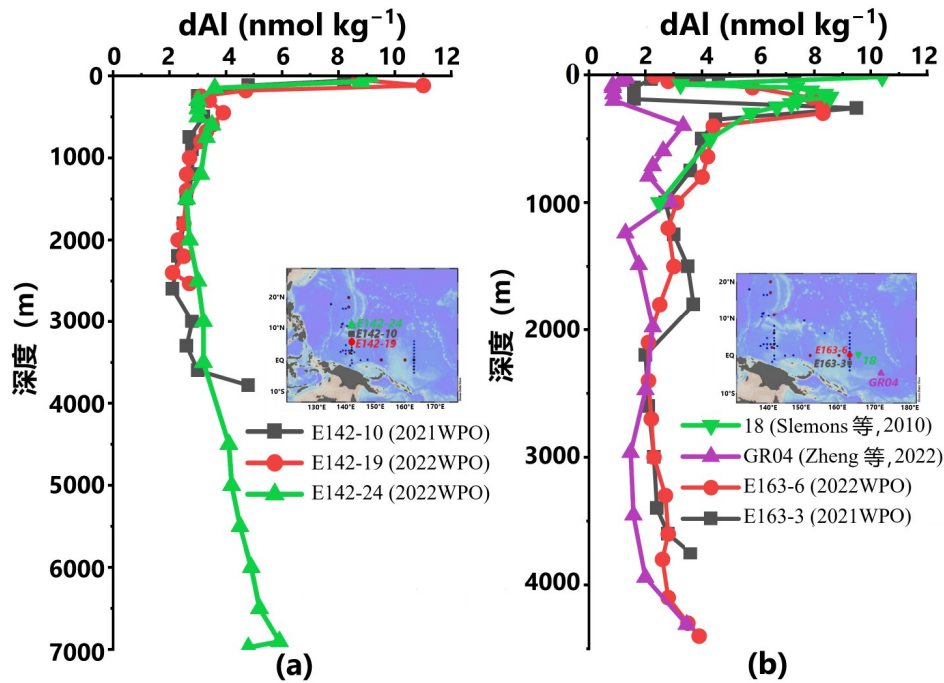


图6 溶解态Al(dAl)在(a)2021年西太平洋航次E142-10站与2022年航次邻近站位E142-19、E142-24站的对比; (b)2021年航次E163-3站、2022年航次E163-6站与邻近站位18(Slemons等, 2010)和GR04(Zheng等, 2022)的对比

较高, 深层呈现清除型分布. E163-3和E163-6站与18号站相似, 在次表层水体(150~400m)观察到由EUC携带陆源物质导致的高dAl浓度(下节讨论), 而GR04站未出现此现象可能与其受EUC影响较弱有关. 1000m以深, E163-3站(2021年航次)与E163-6站(2022年航次)的dAl浓度无显著差异(t 检验, $p>0.05$), 但 10° 以南的GR04站dAl浓度($(1.9\pm0.5)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=8$)低于E163-3站($(2.7\pm0.6)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=10$)和E163-6站($(2.6\pm0.5)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=14$). E163-3站($(1.5\pm0.8)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=10$)和E163-6站($(1.5\pm0.1)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=14$)的lpAl浓度也显著高于GR04站($(0.7\pm0.2)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=8$; $p<0.05$). 由于E163-3和E163-6站位于UCDW进入东卡洛琳海盆的转折区域, 深层流与海山的相互作用可以解释Al分布的差异(见第4.5节). 这些对比结果表明MOTES系统能够确保dAl数据准确性, 以及本研究dAl数据可与已发表数据进行综合讨论和作跨海盆比较.

4.2 表层溶解态Al: 大气沉降与水团混合

雨水样品dAl平均浓度为 $(5.8\pm0.8)\text{nmol kg}^{-1}$ ($n=5$), 显著低于雨水采样海区表层海水的dAl浓度($(8.1\pm1.5)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=11$). 多个模型显示, TWPO的大

气沉降通量远低于大西洋和北太平洋(Mahowald等, 2006; Han等, 2008). Xu和Weber(2021)估算了TWPO可溶性Al沉降通量为 $0.02\sim0.1\text{mmol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$, 低于热带大西洋($>0.5\text{mmol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$)和北太平洋($0.1\sim0.5\text{mmol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$). 降雨等湿沉降事件能快速清除气溶胶(Buck等, 2006, 2010; Kadko和Prospero, 2011; Shelley等, 2017), 而TWPO作为全球降雨最充沛的海区, 2000~2019年平均年降水量超过3000mm(Huffman等, 2020). 这种低大气沉降通量与高降水强度的组合, 共同导致TWPO雨水dAl浓度低于其他海域. 基于雨水dAl浓度($(5.8\pm0.8)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=5$)和年均降水量(3000mm yr^{-1}), 估算西太平洋暖池降水输入的dAl通量为 $(17.7\pm2.4)\mu\text{mol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$. 结合中太平洋ITCZ湿沉降占比77%的数据(Marsay等, 2022), 推算出西太平洋暖池大气可溶性Al总沉降通量为 $(22.3\pm3.1)\mu\text{mol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$, 与Xu和Weber(2021)模型结果下限($0.02\sim0.1\text{mmol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$)相符. Slemons等(2012)指出, 即使采用15yr的Al逗留时间, 大气沉降仍不足以解释表层dAl最大值.

由于大气Al输入有限, 采样站位观测到的较高表层dAl浓度($(8.1\pm1.5)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=11$)应该有其他来源.

图7a显示dAl与盐度浓度分布呈现相反的趋势: 除了受新几内亚岛影响的E142-1、QB02和QB03站出现dAl异常高值(图2b, 图7)外, 从SEC向NEC方向盐度降低而dAl升高. NEC以南表层水由ITCZ低盐水和SEC运输的高盐水混合主导, dAl与盐度呈现显著负相关(图7b; Pearson检验, $p < 0.01$). 位于SEC到达新几内亚岛前的GR04站(5°S , 172.5°E ; 盐度35.575, dAl为 1.3nmol kg^{-1})和GR05站(5°S , 169°W ; 盐度35.602, dAl为 1.2nmol kg^{-1})(Zheng等, 2022)的数据与本研究的拟合线高度吻合(图7b), 验证了SEC运输的水体其作为端元的适用性. dAl-盐度拟合方程的截距达 174.1nmol kg^{-1} , 远超雨水浓度, 表明存在其他Al来源. 处于新几内亚岛狭窄陆架上的塞皮克河(Sepik River)河口将大量沉积物直接输入所罗门海(Milliman等, 1999; Kineke等, 2000), 导致痕量元素浓度升高(Sholkovitz等, 1999). NGCC将该富Al水体向西北输送, 而MC沿菲律宾海岸流动, 两者在棉兰老涡和哈马黑拉涡共同作用下转向东形成NECC(Hu等, 2015). 此外, MC也可能将沿岸/边缘海高dAl水体输送至NECC(Jiang等, 2021; Wang等, 2021). 因此, 尽管二端元混合可解释盐度与dAl的整体关系, 但拟合方程截距以及近岸站位的异常高值表明, 沿岸输入是作为第三端元的高值来源. 水团环流是控制表层dAl分布的首要因素, 而沿岸输入是主要来源, 大气沉降的贡献相对较低.

4.3 次表层水体

4.3.1 赤道潜流的输运

赤道附近观测到dAl与tdAl的次表层出现极大值(图5), 如上一节所述, 大气沉降难以解释极大值的出现. EUC不仅输送西太平洋暖池水体, 还将包括常/痕量营养盐在内的陆源物质向东太平洋输运, 进而影响生物地球化学过程(Barber等, 1996). EUC中dAl与tdAl浓度存在显著的纬向梯度——西侧出现最大值并向东递减(图5), 反映出新几内亚岛陆源输入逐渐稀释的特征. 在假设平流输运通量远大于垂向扩散通量的前提下, 使用特征衰减长度(scale length, d_m)评估Al的跨海盆输运及其在水体运动中的浓度下降速率(图8). 该参数源自dAl、tdAl和lpAl浓度的自然对数与距离的函数关系, 表示浓度下降至初始值 e^{-1} (e 为自然对数底数)所经过的距离(Johnson等, 1997; Jensen等, 2020; Wong等, 2022). 以最靠近新几内亚岛的E142-1站为起点, $\ln$

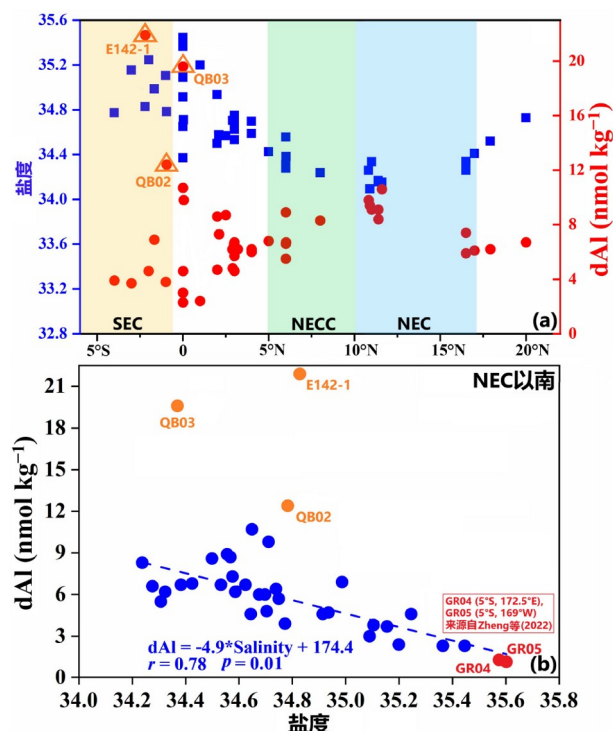


图7 (a)表层盐度与dAl随纬度变化和(b)NEC以南表层dAl与盐度关系

彩色背景表示不同流影响范围, dAl异常高值的E142-1、QB02和QB03站用橙色三角标注. 蓝色虚线显示除受新几内亚岛额外输入的E142-1、QB02和QB03站(橙点)外所有站位(蓝点)强线性相关; 红点标注了Zheng等(2022) GR04和GR05站数据

(tdAl)、 $\ln(\text{dAl})$ 和 $\ln(\text{lpAl})$ 均与距离呈现强线性相关. 根据拟合斜率计算, tdAl、dAl和lpAl的 d_m 值分别为3345、12195和1284km, 意味着其浓度分别在 171.5°E 、 110°W 和 152.9°E 衰减至初始值E142-1站的 e^{-1} (对应浓度: 5.5、2.5和 2.9nmol kg^{-1}). 结合EUC在 145°E ~ 170°E 的平均流速($20\sim 50\text{cm s}^{-1}$, Slemons等, 2010), 水团从E142-1站输运至E163-6站需56~140d(忽略再循环). 由此计算得出研究区域内dAl、tdAl和lpAl的浓度下降速率分别为: dAl: $0.011\sim 0.027\text{nmol kg}^{-1}\text{d}^{-1}$, tdAl: $0.048\sim 0.120\text{nmol kg}^{-1}\text{d}^{-1}$, lpAl: $0.050\sim 0.125\text{nmol kg}^{-1}\text{d}^{-1}$.

dAl、tdAl和lpAl的 d_m 值与在相同经度范围采用相同方法计算的Slemons等(2012)(样品采集于2006年8~9月)值相比, 存在微小差异, 但无统计学显著性(t 检验, $p > 0.05$; 表3). 考虑到两次采样间隔15yr, 以及EUC在不同ENSO阶段的强度及其与岛屿边缘相互作用存

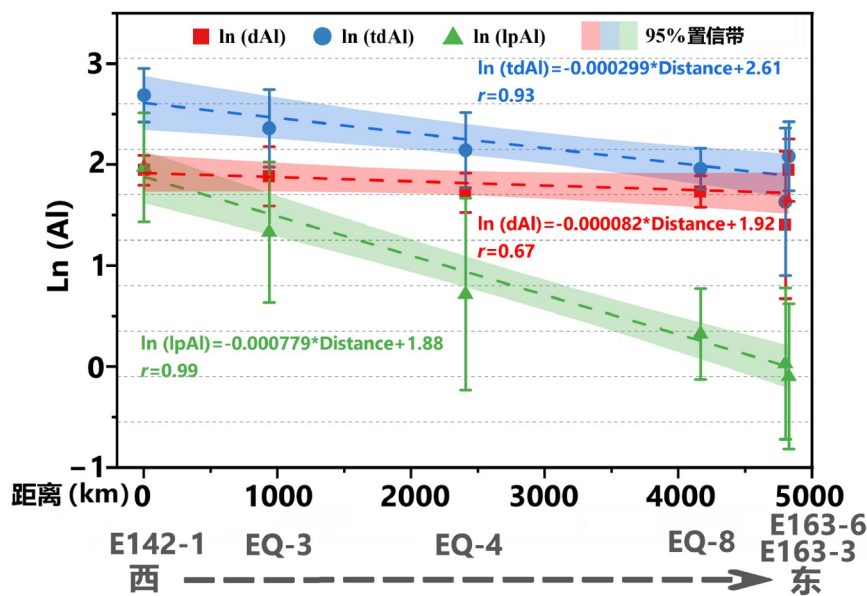


图 8 沿赤道向东的EUC影响范围($\sigma_0=24.0\sim26.9\text{ kg m}^{-3}$)内, 溶解态Al(dAl)、总溶解态Al(tdAl)和颗粒活性Al(lpAl)浓度的自然对数与运输距离的关系
其中E142-1站为起点. 误差棒表示EUC层Al浓度的标准偏差

表 3 本研究与文献报道的赤道潜流内Al随传输距离变化拟合结果^{a)}

数据来源	经度范围	浓度自然对数与传输距离的回归函数		
		dAl	tdAl	lpAl
本研究	141.4°E~163°E	$y=-0.000082x+1.92$ $r=0.67, d_{in}=12195\text{km}$	$y=-0.000299x+2.61$ $r=0.93, d_{in}=3345\text{km}$	$y=-0.000779x+1.88$ $r=0.99, d_{in}=1284\text{km}$
Slemons等, 2012	144°E~165°E	$y=-0.000105x+2.18$ $r=0.66, d_{in}=9524\text{km}$	$y=-0.000202x+2.43$ $r=0.81, d_{in}=4950\text{km}$	$y=-0.00063x+1.00$ $r=0.83, d_{in}=1587\text{km}$

a) 回归函数中的x表示传输距离(单位: km), y表示各参数(dAl、tdAl和lpAl)浓度的自然对数

在差异(ENSO指数: 2006年为-1.8, 2021年为0.4, 2022年为1.8; Murray等, 1994; Ryan等, 2006; Melet等, 2013), dAl、tdAl和lpAl的 d_{in} 值出现的微小差异是可以理解的. dAl和lpAl显著不同的 d_{in} 突出了EUC中不同Al形态的传输效率差异, 次表层dAl的高值信号可被输送至东太平洋. 这一模式符合开阔大洋dAl的主导传输作用以及沿流动路径lpAl逐渐被清除的特征, 与其他研究结果一致(Slemons等, 2012; Zheng等, 2019; Michael等, 2021; Zheng等, 2022). 为量化维持这一传输模式的源, 接下来将评估沉积物释放Al通量及其EUC中Al的逗留时间.

4.3.2 沉积物通量及Al的逗留时间

E142-1站(2.2°S, 141.4°E)的tdAl浓度最高, 次表层

可达 25.0 nmol kg^{-1} . 与之形成对比的是, 该站dAl在表层以下未出现浓度峰值. 这一特征与Slemons等(2012)在邻近海域28、29号站以及Michael等(2021) 77号站的观测结果一致. 类似现象在阿拉斯加湾内-中陆架区(Brown等, 2010, 2012; Chan等, 2024)和阿留申海沟陆坡外缘80km处(Zheng等, 2019)也有报道, 表明高Al信号主要源自陆架-陆坡沉积物输入. 塞皮克河将大量淡水 and 沉积物直接输入海洋(Kineke等, 2000), 这些再悬浮沉积物可沿等密度面向中层水体扩散(Kineke等, 2000; Slemons等, 2012; Michael等, 2021). 此外, 新几内亚岛陆坡作为TWPO重要的Al输入源, 会通过NGCUC输送沉积物信号. NGCUC在120~320m水深范围内流经维蒂亚兹海峡(图9), 基于E142-1站tdAl浓度($(15.7\pm3.9)\text{ nmol kg}^{-1}$, $n=3$)与输入端元的差值, 可计算

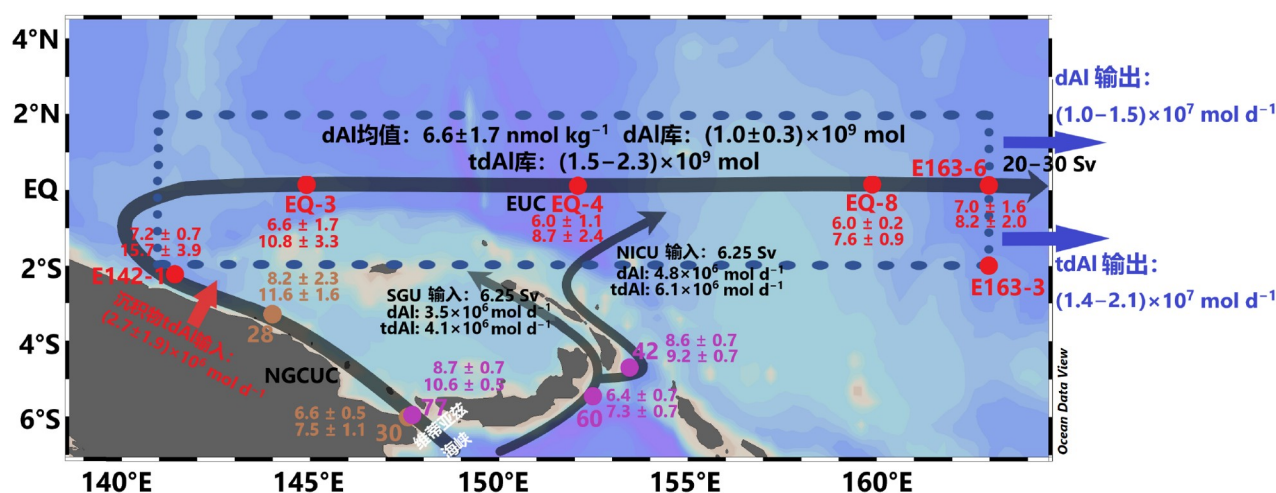


图9 各站点dAl与tdAl浓度及输入-输出通量的示意

浓度数据为各站点EUC密度层内的平均值, 上、下数值分布表示dAl和tdAl浓度(nmol kg^{-1})。虚线框标注EUC的水平范围, 黑色箭头表示潜流路径并标注水通量值(黑色文字)。站点28和30引自Slemons等(2012), 站点42、60和77引自Michael等(2021)。NICU与SGU的输入通量数据源自Michael等(2021)

陆坡沉积物tdAl的释放通量。以Michael等(2021) 77号站($(10.6 \pm 0.5) \text{ nmol kg}^{-1}$)和Slemons等(2010) 30号站($(7.5 \pm 1.1) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=6$)的平均浓度($(9.5 \pm 2.7) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=10$)作为NGCUC进入维蒂亚兹海峡前的端元值(图9), 结合NGCUC水通量(4.8 Sv)、陆坡宽度($120 \sim 320 \text{ m}$ 等深线间约 5 km)及传输距离(约 800 km), 计算得到沉积物tdAl通量为 $(660 \pm 460) \mu\text{mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 整个陆坡区域的总通量达 $(2.7 \pm 1.9) \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$ 。该通量较TWPO大气可溶性Al通量(约 $22 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)高近两个数量级, 超过北太平洋中部大气总Al通量($3.7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; Uematsu等, 1985), 与全球热液dAl通量($(0.3 \sim 1.6) \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$, Elderfield和Schultz, 1996; $(19.7 \pm 5.5) \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$, Ho等, 2019)相当。尽管大气沉降是开阔大洋Al的重要外源, 但在边界流强盛的海域, 陆架/陆坡沉积物输入主导了次表层Al的分布。新几内亚岛陆坡通过NGCUC和EUC输送大量tdAl, 而长距离迁移主要以dAl形式实现。

通过计算 $141^\circ\text{E} \sim 163^\circ\text{E}$ 内dAl的库存量与 163°E 处输出通量的比值, 可以获得dAl在EUC中的逗留时间(图9)。由于dAl浓度下降速率较慢, 故未考虑颗粒吸附、沉降和垂直扩散等其他输出过程。基于EUC水体积(经度 $141^\circ\text{E} \sim 163^\circ\text{E}$, 纬度 $2^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$, 深度 $175 \sim 320 \text{ m}$)与平均dAl浓度($(6.5 \pm 1.7) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=19$), 计算得到

dAl库存量为 $(1.3 \pm 0.3) \times 10^9 \text{ mol}$ 。根据EUC水通量($20 \sim 30 \text{ Sv}$; Tsuchiya等, 1989)及E163-3和E163-6站的平均浓度($(5.7 \pm 1.9) \text{ nmol kg}^{-1}$, $n=6$), 估算dAl输出通量为 $(1.0 \sim 1.5) \times 10^7 \text{ mol d}^{-1}$, 从而得到dAl逗留时间为 $67 \sim 160 \text{ d}$, 与EUC水体从 141°E 输运至 163°E 所需时间($59 \sim 147 \text{ d}$)相当。由于tdAl浓度空间变异较大($4.8 \sim 21.2 \text{ nmol kg}^{-1}$), 故采用离散数值积分法计算其库存量: 对相邻站位间的每个空间单元, 取tdAl浓度平均值乘以对应水体积, 再累加得到全海盆尺度存量($(1.5 \sim 2.3) \times 10^9 \text{ mol}$)。基于 163°E 处tdAl输出通量($(1.4 \sim 2.1) \times 10^7 \text{ mol d}^{-1}$, 计算方法同dAl), 得到tdAl逗留时间为 $71 \sim 164 \text{ d}$, 与dAl相当。Al的逗留时间与EUC水体传输时间($56 \sim 140 \text{ d}$)高度接近, 且与其他海区存在显著差异: 赤道印度洋表层dAl逗留时间 $1 \sim 2 \text{ yr}$ (Grand等, 2015), 北太平洋环流中心表层 $3 \sim 4 \text{ yr}$ (Orlans和Bruland, 1986), 深层颗粒Al $8 \sim 10 \text{ yr}$ (Orlans和Bruland, 1986), 深层dAl可达 $100 \sim 200 \text{ yr}$ (Orlans和Bruland, 1985; Singh等, 2020)。新几内亚岛陆坡、SGU和NICU的总tdAl输入通量约 $1.4 \times 10^7 \text{ mol d}^{-1}$, 与 163°E 处输出通量($(1.4 \sim 2.1) \times 10^7 \text{ mol d}^{-1}$; 图9)平衡。Slemons等(2012)发现, EUC中的颗粒物以陆源物质为主, 颗粒态铁与颗粒态Al具有强相关性($r^2=0.86$)。因此, 本研究采用其报道的 $1 \mu\text{m}$ 颗粒沉降速率(0.086 m d^{-1})来评估垂向过程

对于Al水平运输的影响. 以此计算, 陆源颗粒沉降100m需约3yr, 而EUC水平平流时间尺度仅为56~140d, 两者时间差异显著, 因而垂直沉降对Al水平水运干扰可以忽略. 即便采用小型生物颗粒的更快沉降速率(如 $<51\mu\text{m}$ 的颗粒有机碳沉降速率为 0.63m d^{-1} ; Amaral等, 2024), 其垂直沉降时间(沉降100m约需260d)也显著长于水平运输. 故相对于赤道潜流的水平运输作用, 垂向过程对Al分布的影响可忽略不计. 上述观测结果解释了为何dAl和tdAl的逗留时间与赤道潜流水体的逗留时间相近. 此外, 赤道潜流中lpAl和dAl均与表观耗氧量(AOU)无相关性(图未显示, $r<0.1$), 表明再矿化作用对Al分布的贡献不显著.

4.4 中层水体

T-S图显示, TWPO中层水体($\sigma_0=26.6\sim27.4\text{kg m}^{-3}$, 图3)主要由NPIW和AAIW组成. 中层水中, 盐度与dAl($r=0.60$)及tdAl($r=0.48$)呈现显著相关性(Pearson检验, $p<0.05$), 而lpAl与盐度的相关性不显著. 虽然dAl与盐度存在显著正相关, 但其随盐度的变化特征表明中层dAl分布并非仅受NPIW和AAIW混合的控制(图10). NPIW形成于鄂霍次克海和日本海水体的混合, 其dAl

浓度通常低于 3nmol kg^{-1} (Nakaguchi等, 2022). 沿 160°W 断面的观测显示, 北太平洋NPIW中dAl、tdAl和lpAl浓度范围分别为 $0.2\sim1.1$ 、 $1.0\sim6.8$ 和 $0.6\sim6.1\text{nmol kg}^{-1}$ (Zheng等, 2019). 本研究中, 7号站($(2.5\pm0.7)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=2$; Measures等, 2005)以及E142-11、QB17和E142-8站($(2.2\pm0.3)\text{nmol kg}^{-1}$, $n=10$)在NPIW中观测到相对较高的dAl值(图4d; 图10), 表明NPIW在向西输运过程中可能存在外部输入. 亚北极太平洋边缘海向NPIW输送稀土元素的机制(Cao等, 2023), 可能同样适用于解释Al浓度的升高.

AAIW在运移至所罗门群岛和新几内亚岛前, Al浓度相对较低: tdAl为 $0.5\sim4.5\text{nmol kg}^{-1}$, dAl为 $0.2\sim2.8\text{nmol kg}^{-1}$, lpAl从低于检测限至 1.8nmol kg^{-1} (Zheng等, 2022). 然而, Kineke等(2000)指出, 新几内亚岛附近海域的中层浑浊层是赤道太平洋的物质来源. 在新几内亚岛近岸站位(图10中39、71和77号站; Slemons等, 2012; Michael等, 2021; 图11a和11b)观察到边界强流和河流输入导致沉积物再悬浮造成Al富集现象. AAIW流经此处时, 会携带高dAl和tdAl信号形成“改性AAIW”(mod. AAIW), 或称赤道太平洋中层水(EqPIW, Bostock等, 2010), 最终进入南、北赤道中层

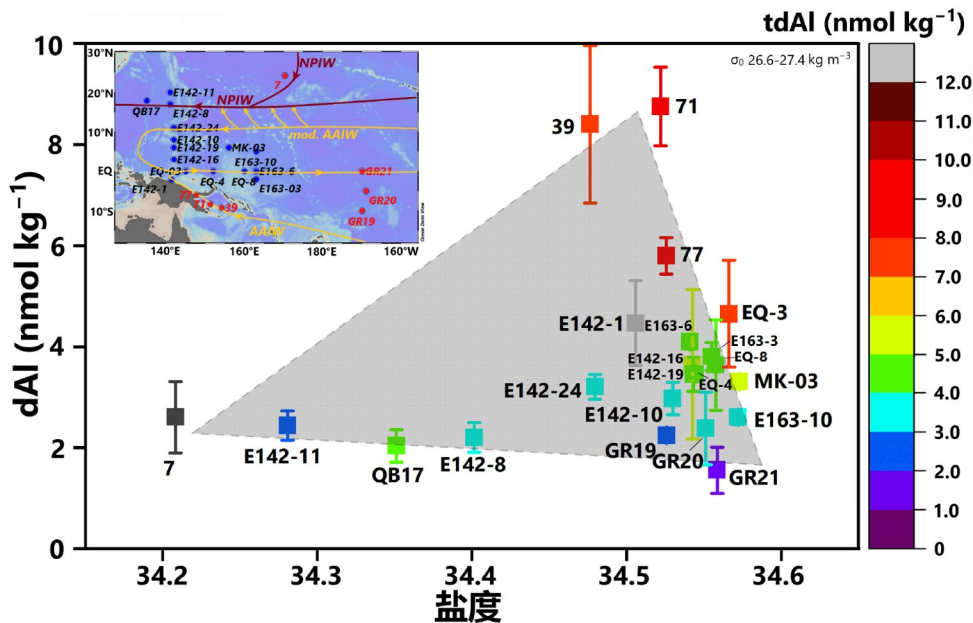


图10 中层水体($\sigma_0=26.6\sim27.4\text{kg m}^{-3}$)中溶解态Al(dAl)与盐度的变化关系

误差棒表示dAl浓度范围, 颜色反映各站位的总溶解态Al(tdAl)平均浓度. 插图展示了相关站位的地理分布(文献中的站位用红色标注), 彩色线条表示西北太平洋可能的中层水环流模式(Tomczak和Godfrey, 1994; You, 2003; Behrens等, 2018). 7号站源自Measures等(2005); 39、71和77号站源自Michael等(2021); GR19、GR20和GR21站源自Zheng等(2022)

逆流中(Zenk等, 2005), 将陆源物质向东太平洋输送。mod. AAIW在11°N以南的中层水体中占比可达近100%, 在20°N附近约占50%(Cao等, 2024)。热带西太平洋盐度与dAl浓度的关系(图10)显示, 所有数据点均落在由NPIW端元(7号站; Measures等, 2005)、AAIW端元(GR19、GR20和GR21站; Zheng等, 2022)和沿岸水体端元(39、71和77站; Michael等, 2021)定义的灰色三角区内。

太平洋西部中层水体中的Al浓度显著高于其他区域(图11a和b), 其中高dAl和tdAl浓度表明NPIW和AAIW在运移过程中存在外源输入。约4.3~7.3Sv(平均5Sv)的AAIW经新几内亚岛附近海域进入所罗门海(Zenk等, 2005; Germaineaud等, 2016; Schönau等, 2022)。虽然部分mod. AAIW通过棉兰老潜流沿菲律宾群岛向北输送, 但以E163-3和E163-6站(dAl约 4.0nmol kg^{-1} ; tdAl约 4.5nmol kg^{-1})为起点计算, AAIW仍向163°E以东输送约 20mol s^{-1} 的dAl通量和 25mol s^{-1} 的tdAl通量。这一通量相当于长江向东海的dAl输入量(约 19mol s^{-1} ; 径流量0.03Sv; Zhang等, 2003; Ren等, 2006), 是密西西比河向墨西哥湾输入dAl通量(约 3.8mol s^{-1} ; 径流量0.02Sv; Reiman等, 2018)的五倍, 但远低于所罗门海溢出流向EUC输送的dAl通量(约 160mol s^{-1} ; Michael等, 2021)。AAIW以 18.6cm s^{-1} 的速度被NGCUC向北携带, 随后在赤道附近以约 8cm s^{-1} 的速度转向东流(Zenk等, 2005), 从142°E到国际日期变更线(4000km)约需537d。基于E163-6站(0°, 163°E, dAl = 3.9nmol kg^{-1})至GR21站(0°, 170°W, dAl = 1.6nmol kg^{-1} ; Zheng等, 2022)的观测数据, 计算得到dAl浓度下降速率约为 $0.0056\text{nmol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$, 接近EUC下限($0.011\sim 0.027\text{nmol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$, 见第4.3节), 表明AAIW在输运过程中对dAl的保存效率相对较高。AAIW向东输送的dAl总通量受限于较低的初始浓度和较小的水团体积; 此外, AAIW中的dAl浓度在传输至152°W时已降至背景值 1.3nmol kg^{-1} (图11a; Hatta和Measures, 2022a, 2022b)。这些因素共同导致AAIW传输陆源信号的能力弱于传输距离更远的EUC。

4.5 深层水体

Al通常被认为是为清除型元素。前人研究表明, 沉积物再悬浮和/或富Al孔隙水的释放是近底层Al浓度高值的重要来源, 这一现象在大西洋(van Hulten等,

2014; Measures等, 2015; Menzel Barraqueta等, 2018)、印度洋(Thi Dieu Vu和Sohrin, 2013; Singh等, 2020; Singh和Singh, 2022; Yang等, 2023)和太平洋(Ho等, 2019; Zheng等, 2019, 2022; Chan等, 2024)均有报道。然而, 并非所有dAl浓度升高都与lpAl峰值相对应。E142-1站中深层lpAl显著升高却未伴随dAl峰值(图4c, 图12), 表明高lpAl可能源自河流悬浮物释放(Kineke等, 2000)和/或陆架-陆坡扰动(Zheng等, 2019; Chan等, 2024)。QB17和E142-8站同样观察到lpAl升高而dAl未增加的现象(图4c, 图12)。大西洋纽芬兰陆架边缘(Menzel Barraqueta等, 2018)和太平洋海域(Zheng等, 2019, 2022)同样也有相似结果, 均源于沉积物再悬浮作用。部分站位(如E142-10、EQ-3、EQ-4和E163-6)深层水体及近底层dAl与lpAl同步升高(图4c, 图12), 表明可能存在沉积物再悬浮或其他潜在过程的影响。但由于缺乏原位后向散射数据, 需要后续研究验证。Al主要通过黏土矿物向海洋输送, 实验证实蒙脱石可释放dAl(Rozalén等, 2008)。此外, 海底风化过程中附近岛屿沉积的碎屑玄武岩低温蚀变也会释放dAl(Pichler等, 1999), 这些机制可能共同导致近底层dAl出现峰值。

NPDW具有与UCDW相似的温盐性质, 但其营养元素浓度更高(Zheng等, 2019)。NPDW形成后向南迁移, 并通过与UCDW的混合发生性质改变(Kawabe和Fujio, 2010)。在UCDW/NPDW水体中, dAl浓度在北大平洋呈现极小值, 但在南太平洋有极大值, 超过西太平洋观测值(图11c)。由于生物颗粒再矿化不是Al的主要源(Measures等, 2015; Ho等, 2019), 因此尽管UCDW从萨摩亚群岛向北传输至15°S以北的新几内亚岛过程中, 溶解氧浓度显著降低(Reid, 1997), dAl浓度仍保持稳定。萨摩亚群岛以东2000m深度观测到的高dAl与tdAl值归因于火山岛和海底高原陆源颗粒物的侧向输入(Ho等, 2019)。在西太平洋, 新几内亚和卡洛琳海盆附近的陆源输入(图5、图12; 站点E142-1、EQ-3和EQ-4处的高dAl与lpAl值)可能维持了UCDW输送至该区域时的dAl浓度。此外, 东卡洛琳海盆具有高dAl浓度的LCDW上涌也可能影响UCDW中的dAl分布。

LCDW是太平洋深层水的唯一来源, 其在向北流动过程中会因颗粒物吸附作用导致dAl浓度逐渐降低。然而观测显示, 西太平洋的dAl浓度明显高于南太平洋(图11e)。在西太平洋, LCDW在3330m以深向北流入东马里亚纳海盆, 其中0.81Sv和0.55Sv的水流分别转向

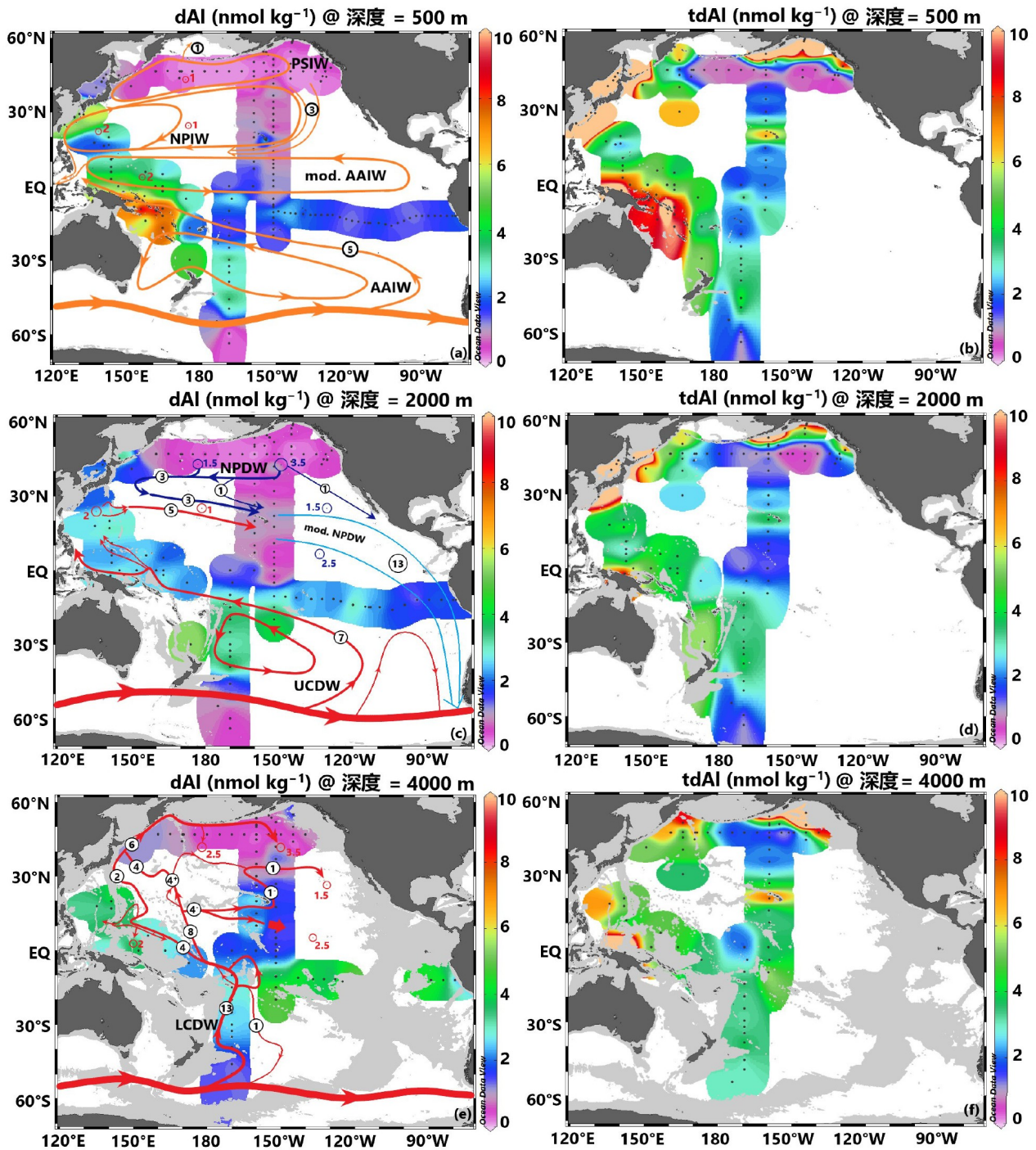


图 11 500m(a、b)、2000m(c、d)和4000m(e、f)深度溶解态Al(dAl)和总溶解态Al(tdAl)的浓度分布

数据来源包括Zheng等(2019)、Chan等(2024)、Nakaguchi等(2021)、Nakaguchi等(2022)、Zheng等(2022)、Michael等(2021)以及本研究。GP15断面(152°W经度)的dAl数据引自Hatta和Measures(2022a, 2022b)建立的数据库。流场结构参考Kawabe和Fujio(2010)及相关文献。(a)中橙色空心箭头表示形成浅层盐度极小值层的潜沉流, (c)中浅蓝色空心箭头表示输送改性北太平洋深层水(mod. NPDW)的流系。圆圈内数字表示洋流体积输送量(Sv), 标注“4+”(“4-”)表示略高于(低于)4Sv。红色(深蓝色)中心点圆圈表示从该层向上层(从下层向该层)的上升流, 相邻红色(深蓝色)数字标注其体积输送量(Sv)

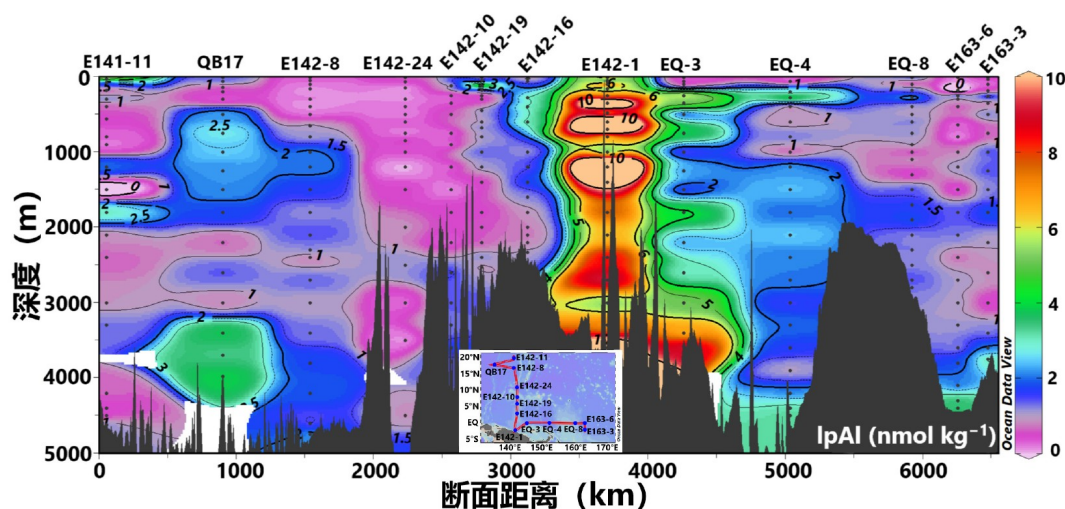


图 12 全水深站颗粒活性Al(IpAl)的垂直分布
横坐标表示从E142-11站开始的距离(km)

南、西进入两个封闭海盆——东卡洛琳海盆和菲律宾海盆(Kawabe等, 2003; Siedler等, 2004). 此过程中海流与边界相互作用导致沉积物再悬浮(Singh和Singh, 2022), 从而在隆起带和海脊附近观测到高Al值(图4c; 图12): 如雅浦-马里亚纳结合带(Yap-Mariana Junction)附近的E142-24站(dAl : $4.1\sim 5.8\text{ nmol kg}^{-1}$, $IpAl$: $1.7\sim 3.6\text{ nmol kg}^{-1}$, 深度 $>4500\text{ m}$)和东卡洛琳海盆以东的E163-3站(dAl : $2.3\sim 3.5\text{ nmol kg}^{-1}$, $IpAl$: $1.2\sim 3.3\text{ nmol kg}^{-1}$, 深度 $>3400\text{ m}$). 在菲律宾海盆近底层E142-11站也发现 dAl 浓度升高(dAl : $3.3\sim 5.5\text{ nmol kg}^{-1}$, 深度 $>3000\text{ m}$). 综上, LCDW在热带西太平洋的运移过程中并未出现预期的 dAl 衰减. 因此, 尽管Zheng等(2019)指出 dAl 是北太平洋LCDW输运路径的良好示踪剂, 但在西太平洋应用 dAl 示踪LCDW运动仍受到观测数据稀疏和外源输送干扰的挑战. 对研究区域近底层水体的高分辨率采样将有助于阐明沉积物-水界面过程对西太平洋Al行为的影响.

5 结论

本研究采用新型痕量元素洁净采样系统(MOTES)在TWPO获取的Al数据, 通过与GEOTRACES数据集对比, 证实了洁净采样方法的可靠性. 研究表明, 控制TWPO区域Al分布的主要过程包括水团混合、西太平洋边界岛屿陆源物质输入以及沉积物释放. 具体而言,

大气沉降对TPWO表层 dAl 的贡献有限, 其分布格局主要由水团混合主导. 新几内亚岛陆架沉积物的Al输入通量显著高于TWPO区域的大气沉降通量. 在赤道附近的次表层存在源于新几内亚岛的 dAl 和 $tdAl$ 浓度高值, 且EUC能够将该高值信号向东输送至东太平洋. Al的远距离输送主要以 dAl 形式进行, 且 dAl 和 $tdAl$ 的逗留时间与EUC水体逗留时间高度吻合, 表明该区域水平物理输送过程占主导. 盐度与 dAl 的关系显示, TWPO中层 dAl 分布主要由NPIW、AAIW以及新几内亚岛高Al信号混合共同控制. 与太平洋其他海域相比, 西太平洋中层和深层水体表现出相对较高的 dAl 浓度. 在深层水体中, 由于海流与海底的相互作用, dAl 浓度高于南太平洋和北太平洋. 因此, 在西太平洋封闭海盆中使用Al示踪深层水运移路径功能受限.

综合而言, 本研究量化了TWPO作为陆源Al向东太平洋输送的重要来源与输运过程, 证明了西部边界岛屿是TWPO Al的主要来源, 并随EUC远距离向东太平洋输送. 从地球化学角度, Al可有效作为陆源输入信号示踪表层/中层水团混合过程, 而深层的Al富集现象则进一步凸显了封闭海盆中沉积物-水相互作用的潜在影响. 基于上述发现, 未来研究可重点探索Al与微量营养元素(如铁)的耦合关系及其在碳循环中的作用.

致谢 样品采集工作依托“科学”科考船执行的NORC2021-09和NORC2022-09开放航次完成, 该航次得到国家自然

科学基金委员会共享航次计划(项目号: 42049909)支持. 特别感谢中国科学院海洋研究所倪佐涛、刁新源、于飞、王毅、张宗斌、张少静、欧静; 青岛劳雷海洋仪器有限公司卢楠; 华东师范大学苏涵、蒋硕、刘政博、石鑫等研究人员在本工作中的辛勤付出. 衷心感谢“科学”科考船全体船员, 以及海洋研究所工程技术部吕志军、陶泽丹、丛石磊、陈阳、艾金腾等同事在采样期间提供的后勤保障, 同时感谢航次首席科学家张林林博士和胡石建博士的专业支持. 感谢德国阿尔弗雷德·魏格纳极地与海洋研究所(AWI)R. SCHLITZER及其团队提供Ocean Data View(ODV)数据处理软件的使用支持. 感谢两位审稿人及编委提出的宝贵意见和建议.

参考文献

- 胡石建, 卢锡, 李诗翰, 王凡, 官聪, 胡敦欣, 辛林超, 马杰. 2021. 历史水文观测数据反演的热带太平洋西边界流年代变化趋势. *中国科学: 地球科学*, 51: 598–609
- Amaral V J, Lam P J, Marchal O, Kenyon J A. 2024. Cycling rates of particulate organic carbon along the GEOTRACES Pacific meridional transect GP15. *Glob Biogeochem Cycle*, 38: e2023GB007940
- Artigue L, Wyatt N J, Lacan F, Mahaffey C, Lohan M C. 2021. The importance of water mass transport and dissolved-particle interactions on the aluminum cycle in the Subtropical North Atlantic. *Glob Biogeochem Cycle*, 35: e2020GB006569
- Baker A R, Adams C, Bell T G, Jickells T D, Ganzeveld L. 2013. Estimation of atmospheric nutrient inputs to the Atlantic Ocean from 50°N to 50°S based on large-scale field sampling: Iron and other dust-associated elements.. *Global Biogeochem Cycles*, 27: 755–767
- Barber R T, Sanderson M P, Lindley S T, Chai F, Newton J, Trees C C, Foley D G, Chavez F P. 1996. Primary productivity and its regulation in the Equatorial Pacific during and following the 1991–1992 El Niño. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 43: 933–969
- Behrens M K, Pahnke K, Paffrath R, Schnetger B, Brumsack H J. 2018. Rare earth element distributions in the West Pacific: Trace element sources and conservative vs. non-conservative behavior. *Earth Planet Sci Lett*, 486: 166–177
- Behrens M K, Pahnke K, Cravatte S, Marin F, Jeandel C. 2020. Rare earth element input and transport in the near-surface zonal current system of the Tropical Western Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 549: 116496
- Benaltabet T, Lapid G, Torfstein A. 2022. Dissolved aluminium dynamics in response to dust storms, wet deposition, and sediment resuspension in the Gulf of Aqaba, Northern Red Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 335: 137–154
- Bostock H C, Opdyke B N, Williams M J M. 2010. Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}\text{C}$ and other geochemical tracers. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 57: 847–859
- Brown M T, Bruland K W. 2008. An improved flow-injection analysis method for the determination of dissolved aluminum in seawater. *Limnol Ocean Method*, 6: 87–95
- Brown M T, Lippiatt S M, Bruland K W. 2010. Dissolved aluminum, particulate aluminum, and silicic acid in northern Gulf of Alaska coastal waters: Glacial/riverine inputs and extreme reactivity. *Mar Chem*, 122: 160–175
- Brown M T, Lippiatt S M, Lohan M C, Bruland K W. 2012. Trace metal distributions within a Sitka eddy in the northern Gulf of Alaska. *Limnol Oceanogr*, 57: 503–518
- Bruland K W, Lohan M C. 2003. Controls of trace metals in seawater. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Pergamon. 23–47
- Buck C S, Landing W M, Resing J A, Lebon G T. 2006. Aerosol iron and aluminum solubility in the Northwest Pacific Ocean: Results from the 2002 IOC cruise. *Geochem Geophys Geosyst*, 7: Q04M07
- Buck C S, Landing W M, Resing J A, Measures C I. 2010. The solubility and deposition of aerosol Fe and other trace elements in the North Atlantic Ocean: Observations from the A16N CLIVAR/CO2 repeat hydrography section. *Mar Chem*, 120: 57–70
- Butt J, Lindstrom E. 1994. Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the Western Equatorial Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 99: 12503–12514
- Cao A, Zhang J, Zhang H, Chen Z, Cui G, Liu Z, Li Y, Liu Q. 2023. Dissolved rare earth elements in the northwest pacific: Sources, water mass tracing, and cross-shelf fluxes. *Front Mar Sci*, 10: 1135113
- Cao A, Liu Q, Zhang J, Shiller A M, Cai Y, Zhang R, Gilbert M, Guo X, Liu Z. 2024. Dissolved rare earth elements in the North Pacific Subtropical Gyre: Lithogenic sources and water mass mixing control. *Geochim Cosmochim Acta*, 372: 42–61
- Capotondi A, McGregor S, McPhaden M J, Cravatte S, Holbrook N J, Imada Y, Sanchez S C, Sprintall J, Stuecker M F, Ummenhofer C C, Zeller M, Farneti R, Graffino G, Hu S, Karnauskas K B, Kosaka Y, Kucharski F, Mayer M, Qiu B, Santoso A, Taschetto A S, Wang F, Zhang X, Holmes R M, Luo J J, Maher N, Martinez-Villalobos C, Meehl G A, Naha R, Schneider N, Stevenson S, Sullivan A, van Rensch P, Xu T. 2023. Mechanisms of tropical Pacific decadal

- variability. *Nat Rev Earth Environ*, 4: 754–769
- Chan C Y, Zheng L, Sohrin Y. 2024. The behaviour of aluminium, manganese, iron, cobalt, and lead in the Subarctic Pacific Ocean: Boundary scavenging and temporal changes. *J Oceanogr*, 80: 99–115
- Chance R, Jickells T D, Baker A R. 2015. Atmospheric trace metal concentrations, solubility and deposition fluxes in remote marine air over the South-East Atlantic. *Mar Chem*, 177: 45–56
- Elderfield H., Schultz A.. 1996. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 24: 191–224
- Fine R A, Lukas R, Bingham F M, Warner M J, Gammon R H. 1994. The Western Equatorial Pacific: A water mass crossroads. *J Geophys Res*, 99: 25063–25080
- Germineaud C, Ganachaud A, Sprintall J, Cravatte S, Eldin G, Albery M S, Privat E. 2016. Pathways and water mass properties of the thermocline and intermediate waters in the Solomon Sea. *J Phys Oceanogr*, 46: 3031–3049
- Grand M M, Measures C I, Hatta M, Hiscock W T, Buck C S, Landing W M. 2015. Dust deposition in the eastern Indian Ocean: The ocean perspective from Antarctica to the Bay of Bengal. *Glob Biogeochem Cycle*, 29: 357–374
- Grenier M, Cravatte S, Blanke B, Menkes C, Koch-Larrouy A, Durand F, Melet A, Jeandel C. 2011. From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent: Modeled pathways and water mass evolutions. *J Geophys Res*, 116: C12044
- Han Q, Moore J K, Zender C, Measures C, Hydes D. 2008. Constraining oceanic dust deposition using surface ocean dissolved Al. *Glob Biogeochem Cycle*, 22: GB2003
- Hatta M, Measures C I. 2022a. Shipboard FIA of Dissolved Al, Fe, and Mn from Leg 1 (Seattle, WA to Hilo, HI) of the US GEOTRACES Pacific Meridional Transect (PMT) cruise (GP15, RR1814) on R/V Roger Revelle from September to October 2018. Biological and Chemical Oceanography Data Management Office (BCO-DMO). (Version 1) Version Date 2022-06-27. doi: 10.26008/1912/bco-dmo.876137.1
- Hatta M, Measures C I. 2022b. Shipboard FIA of Dissolved Al, Fe, and Mn from Leg 2 (Hilo, HI to Papeete, French Polynesia) of the US GEOTRACES Pacific Meridional Transect (PMT) cruise (GP15, RR1815) on R/V Roger Revelle from October to November 2018. Biological and Chemical Oceanography Data Management Office (BCO-DMO). (Version 1) Version Date 2022-06-27. doi: 10.26008/1912/bco-dmo.876152.1
- Ho P, Resing J A, Shiller A M. 2019. Processes controlling the distribution of dissolved Al and Ga along the U.S. GEOTRACES East Pacific zonal transect (GP16). *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 147: 128–145
- Hu D, Wu L, Cai W, Gupta A S, Ganachaud A, Qiu B, Gordon A L, Lin X, Chen Z, Hu S, Wang G, Wang Q, Sprintall J, Qu T, Kashino Y, Wang F, Kessler W S. 2015. Pacific western boundary currents and their roles in climate. *Nature*, 522: 299–308
- Huang Y, Zhang L, Wang F, Wang F, Hu D. 2022. Interannual variations of the North Equatorial Current/Undercurrent from mooring array observations. *Front Mar Sci*, 9: 979442
- Huffman G J, Bolvin D T, Braithwaite D, Hsu K, Joyce R J, Kidd C, Nelkin E J, Sorooshian S, Stocker E F, Tan J, Wolff D B, Xie P. 2020. Integrated multi-satellite retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG). In: Levizzani V, Kidd C, Kirschbaum D B, Kummerow C D, Nakamura K, Turk F J, eds. *Satellite Precipitation Measurement: Volume 1*. Cham: Springer International Publishing. 343–353
- Jensen L T, Morton P, Twining B S, Heller M I, Hatta M, Measures C I, John S, Zhang R, Pinedo-Gonzalez P, Sherrell R M, Fitzsimmons J N. 2020. A comparison of marine Fe and Mn cycling: U.S. GEOTRACES GN01 western Arctic case study. *Geochim Cosmochim Acta*, 288: 138–160
- Jiang S, Zhang J, Zhou H, Xue Y, Zheng W. 2021. Concentration of dissolved lead in the upper Northwestern Pacific Ocean. *Chem Geol*, 577: 120275
- Johnson K S, Gordon R M, Coale K H. 1997. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? *Mar Chem*, 57: 137–161
- Kadko D, Prospero J. 2011. Deposition of ⁷Be to Bermuda and the regional ocean: Environmental factors affecting estimates of atmospheric flux to the ocean. *J Geophys Res*, 116: C02013
- Kadko D, Aguilar-Islas A, Bolt C, Buck C S, Fitzsimmons J N, Jensen L T, Landing W M, Marsay C M, Rember R, Shiller A M, Whitmore L M, Anderson R F. 2019. The residence times of trace elements determined in the surface Arctic Ocean during the 2015 US Arctic GEOTRACES expedition. *Mar Chem*, 208: 56–69
- Kaupp L J, Measures C I, Selph K E, Mackenzie F T. 2011. The distribution of dissolved Fe and Al in the upper waters of the eastern equatorial Pacific. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 58: 296–310
- Kawabe M, Fujio S. 2010. Pacific Ocean circulation based on observation. *J Oceanogr*, 66: 389–403
- Kawabe M, Fujio S, Yanagimoto D. 2003. Deep-water circulation at low latitudes in the western North Pacific. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 50: 631–656
- Kineke G C, Woolfe K J, Kuehl S A, Milliman J D, Dellapenna T M, Purdon R G. 2000. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent sediment plume. *Cont Shelf Res*, 20: 2239–2266

- Labatut M, Lacan F, Pradoux C, Chmeleff J, Radic A, Murray J W, Poitrasson F, Johansen A M, Thil F. 2014. Iron sources and dissolved-particulate interactions in the seawater of the Western Equatorial Pacific, iron isotope perspectives. *Glob Biogeochem Cycle*, 28: 1044–1065
- Li Y, Wang F. 2012. Spreading and salinity change of North Pacific Tropical Water in the Philippine Sea. *J Oceanogr*, 68: 439–452
- Liu X, Zhou H, Liu H. 2024. Interannual variations of the North Equatorial Current across the Pacific Ocean. *J Geophys Res-Oceans*, 129: e2023JC020174
- Lukas R, Firing E. 1984. The geostrophic balance of the Pacific Equatorial Undercurrent.. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 31: 61–66
- Mahowald N M, Muhs D R, Levis S, Rasch P J, Yoshioka M, Zender C S, Luo C. 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *J Geophys Res*, 111: 2005JD006653
- Marsay C M, Kadko D, Landing W M, Buck C S. 2022. Bulk aerosol trace element concentrations and deposition fluxes during the U.S. GEOTRACES GP15 Pacific meridional transect. *Glob Biogeochem Cycle*, 36: e2021GB007122
- Measures C I, Vink S. 2000. On the use of dissolved aluminum in surface waters to estimate dust deposition to the ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 14: 317–327
- Measures C I, Brown M T, Vink S. 2005. Dust deposition to the surface waters of the western and central North Pacific inferred from surface water dissolved aluminum concentrations. *Geochem Geophys Geosyst*, 6: Q09M03
- Measures C I, Hatta M, Fitzsimmons J N, Morton P L. 2015. Dissolved Al in the zonal N Atlantic section of the US GEOTRACES 2010/2011 cruises and the importance of hydrothermal inputs. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 116: 176–186
- Melet A, Gourdeau L, Verron J, Djath B. 2013. Solomon Sea circulation and water mass modifications: Response at ENSO timescales. *Ocean Dyn*, 63: 1–19
- Menzel Barraqueta J L, Schlosser C, Planquette H, Gourain A, Cheize M, Boutorh J, Shelley R, Contreira Pereira L, Gledhill M, Hopwood M J, Lacan F, Lherminier P, Sarthou G, Achterberg E P. 2018. Aluminium in the North Atlantic Ocean and the Labrador Sea (GEOTRACES GA01 section): Roles of continental inputs and biogenic particle removal. *Biogeosciences*, 15: 5271–5286
- Menzel Barraqueta J L, Samanta S, Achterberg E P, Bowie A R, Croot P, Cloete R, De Jongh T, Gelado-Caballero M D, Klar J K, Middag R, Loock J C, Remenyi T A, Wenzel B, Roychoudhury A N. 2020. A first global oceanic compilation of observational dissolved aluminum data with regional statistical data treatment. *Front Mar Sci*, 7: 468
- Michael S M, Crusius J, Schroth A W, Campbell R, Resing J A. 2023. Glacial meltwater and sediment resuspension can be important sources of dissolved and total dissolvable aluminum and manganese to coastal ocean surface waters. *Limnol Oceanogr*, 68: 1201–1215
- Michael S, Resing J, Lacan F, Buck N, Pradoux C, Jeandel C. 2021. Constraining the Solomon Sea as a source of Al and Mn to the Equatorial Undercurrent. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 174: 103559
- Middag R, van Hulten M M P, Van Aken H M, Rijkenberg M J A, Gerringa L J A, Laan P, de Baar H J W. 2015. Dissolved aluminium in the ocean conveyor of the West Atlantic Ocean: Effects of the biological cycle, scavenging, sediment resuspension and hydrography. *Mar Chem*, 177: 69–86
- Milliman J D, Farnsworth K L, Albertin C S. 1999. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. *J Sea Res*, 41: 97–107
- Murray J W, Barber R T, Roman M R, Bacon M P, Feely R A. 1994. Physical and biological controls on carbon cycling in the Equatorial Pacific. *Science*, 266: 58–65
- Nakaguchi Y, Ikeda Y, Sakamoto A, Zheng L, Minami T, Sohrin Y. 2021. Distribution and stoichiometry of Al, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, and Pb in the East China Sea. *J Oceanogr*, 77: 463–485
- Nakaguchi Y, Sakamoto A, Asatani T, Minami T, Shitashima K, Zheng L, Sohrin Y. 2022. Distribution and stoichiometry of Al, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, and Pb in the Seas of Japan and Okhotsk. *Mar Chem*, 241: 104108
- Orians K J, Bruland K W. 1985. Dissolved aluminium in the central north Pacific. *Nature*, 316: 427–429
- Orians K J, Bruland K W. 1986. The biogeochemistry of aluminum in the Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 78: 397–410
- Pichler T, Ridley W I, Nelson E. 1999. Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: Additional information about early stages of seafloor weathering. *Mar Geol*, 159: 155–177
- Qu T, Mitsudera H, Yamagata T. 1999. A climatology of the circulation and water mass distribution near the Philippine coast. *J Phys Oceanogr*, 29: 1488–1505
- Qu T, Gao S, Fine R A. 2013. Subduction of South Pacific Tropical Water and its equatorward pathways as shown by a simulated passive tracer. *J Phys Oceanogr*, 43: 1551–1565
- Reid J L. 1997. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog Oceanogr*, 39: 263–352
- Reiman J H, Xu Y J, He S, DelDuco E M. 2018. Metals geochemistry and mass export from the Mississippi-Atchafalaya River system to

- the northern Gulf of Mexico. *Chemosphere*, 205: 559–569
- Ren J L, Zhang J, Li J B, Yu X Y, Liu S M, Zhang E R. 2006. Dissolved aluminum in the Yellow Sea and East China Sea—Al as a tracer of Changjiang (Yangtze River) discharge and Kuroshio incursion. *Estuar Coast Shelf Sci*, 68: 165–174
- Resing J A, Sedwick P N, German C R, Jenkins W J, Moffett J W, Sohst B M, Tagliabue A. 2015. Basin-scale transport of hydrothermal dissolved metals across the South Pacific Ocean. *Nature*, 523: 200–203
- Rozalén M L, Huertas F J, Brady P V, Cama J, García-Palma S, Linares J. 2008. Experimental study of the effect of pH on the kinetics of montmorillonite dissolution at 25°C. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 4224–4253
- Ryan J P, Ueki I, Chao Y, Zhang H, Polito P S, Chavez F P. 2006. Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the Central and Eastern Equatorial Pacific. *J Geophys Res*, 111: G02013
- Schönau M C, Rudnick D L, Gopalakrishnan G, Cornuelle B D, Qiu B. 2022. Mean, annual, and interannual circulation and volume transport in the Western Tropical North Pacific from the Western Pacific Ocean state estimates (wpose). *J Geophys Res-Oceans*, 127: e2021JC018213
- Shelley R U, Roca-Martí M, Castrillejo M, Sanial V, Masqué P, Landing W M, van Beek P, Planquette H, Sarthou G. 2017. Quantification of trace element atmospheric deposition fluxes to the Atlantic Ocean (>40°N; GEOVIDE, GEOTRACES GA01) during spring 2014. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 119: 34–49
- Sholkovitz E R, Elderfield H, Szymczak R, Casey K. 1999. Island weathering: River sources of rare earth elements to the western Pacific Ocean. *Mar Chem*, 68: 39–57
- Siedler G, Holfort J, Zenk W, Müller T J, Csernok T. 2004. Deep-water flow in the Mariana and Caroline Basins. *J Phys Oceanogr*, 34: 566–581
- Singh N D, Singh S K. 2022. Distribution and cycling of dissolved aluminium in the Arabian sea and the Western Equatorial Indian Ocean. *Mar Chem*, 243: 104122
- Singh N D, Chinni V, Singh S K. 2020. Dissolved aluminium cycling in the northern, equatorial and subtropical gyre region of the Indian Ocean. *Geochim Cosmochim Acta*, 268: 160–185
- Slemons L O, Murray J W, Resing J, Paul B, Dutrieux P. 2010. Western Pacific coastal sources of iron, manganese, and aluminum to the Equatorial Undercurrent. *Glob Biogeochem Cycle*, 24: GB3024
- Slemons L, Paul B, Resing J, Murray J W. 2012. Particulate iron, aluminum, and manganese in the Pacific Equatorial Undercurrent and low latitude western boundary current sources. *Mar Chem*, 142–144: 54–67
- Spokes L, Jickells T, Jarvis K. 2001. Atmospheric inputs of trace metals to the Northeast Atlantic Ocean: The importance of southeasterly flow. *Mar Chem*, 76: 319–330
- Thi Dieu Vu H, Sohrin Y. 2013. Diverse stoichiometry of dissolved trace metals in the Indian Ocean. *Sci Rep*, 3: 1745
- Tomczak M, Godfrey J S. 1994. Hydrology of the Pacific Ocean. In: Tomczak M, Godfrey J S, eds. *Regional Oceanography*. Amsterdam: Pergamon. 149–171
- Tsuchiya M, Lukas R, Fine R A, Firing E, Lindstrom E. 1989. Source waters of the Pacific Equatorial undercurrent. *Prog Oceanogr*, 23: 101–147
- Uematsu M, Duce R A, Nakaya S, Tsunogai S. 1985. Short-term temporal variability of eolian particles in surface waters of the northwestern North Pacific. *J Geophys Res*, 90: 1167–1172
- van Hulten M M P, Sterl A, Middag R, de Baar H J W, Gehlen M, Dutay J C, Tagliabue A. 2014. On the effects of circulation, sediment resuspension and biological incorporation by diatoms in an ocean model of aluminium. *Biogeosciences*, 11: 3757–3779
- Wang C, Li Y, Li Y, Zhou H, Stubbins A, Dahlgren R A, Wang Z, Guo W. 2021. Dissolved organic matter dynamics in the epipelagic Northwest Pacific low-latitude western boundary current system: Insights from optical analyses. *J Geophys Res-Oceans*, 126: e2021JC017458
- Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 1217–1232
- Wong K H, Nishioka J, Kim T, Obata H. 2022. Long-range lateral transport of dissolved manganese and iron in the Subarctic Pacific. *J Geophys Res-Oceans*, 127: e2021JC017652
- Wu J, Zhang L, Wang F, Kaluwin C, Hu D. 2022. Currents off the Papua New Guinea coast during and after the El Niño of 2015–2016. *J Geophys Res-Oceans*, 127: e2022JC018760
- Xu H, Weber T. 2021. Ocean dust deposition rates constrained in a data-assimilation model of the marine aluminum cycle. *Glob Biogeochem Cycle*, 35: e2021GB007049
- Yang Y, Li L, Ren J, Jiang S, Zhang J. 2023. Processes controlling the distributions and cycling of dissolved aluminum and manganese in the Northeastern Indian Ocean. *Front Mar Sci*, 10: 1128657
- You Y. 2003. The pathway and circulation of North Pacific intermediate water. *Geophys Res Lett*, 30: 2003GL018561
- Zender C S, Bian H, Newman D. 2003. Mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *J Geophys Res*, 108: 2002JD002775
- Zenk W, Siedler G, Ishida A, Holfort J, Kashino Y, Kuroda Y, Miyama T, Müller T J. 2005. Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the Western Equatorial Pacific Ocean. *Prog Oceanogr*, 67: 245–281
- Zhang J, Ren J L, Liu S M, Zhang Z F, Wu Y, Xiong H, Chen H T.

2003. Dissolved aluminum and silica in the Changjiang (Yangtze River): Impact of weathering in subcontinental scale. *Glob Biogeochem Cycle*, 17: 1077
- Zhang J, Ni Z T, Ren J L, Yu F, Diao X Y, Wang Y, Zhang S J, Su H, Cong S L, Lu Z J, Jiang S, Ou J, Chen Y, Wang Q, Zhang Z B, Ai J T, Wang C B, Tao Z D. 2024. Modular Ocean Trace Elements Sampling for the international geotraces studies—Evidence from analysis of dissolved Fe and Pb. *Prog Oceanogr*, 221: 103212
- Zhang R, Zhang J, Ren J, Li J, Li F, Wang Z, Zhu X. 2015a. X-Vane: A sampling assembly combining a Niskin-X bottle and titanium frame vane for trace metal analysis of sea water. *Mar Chem*, 177: 653–661
- Zhang R, John S G, Zhang J, Ren J, Wu Y, Zhu Z, Liu S, Zhu X, Marsay C M, Wenger F. 2015b. Transport and reaction of iron and iron stable isotopes in glacial meltwaters on Svalbard near Kongsfjorden: From rivers to estuary to ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 424: 201–211
- Zheng L, Minami T, Konagaya W, Chan C Y, Tsujisaka M, Takano S, Norisuye K, Sohrin Y. 2019. Distinct basin-scale-distributions of aluminum, manganese, cobalt, and lead in the North Pacific Ocean. *Geochim Cosmochim Acta*, 254: 102–121
- Zheng L, Minami T, Takano S, Sohrin Y. 2022. Distributions of aluminum, manganese, cobalt, and lead in the Western South Pacific: Interplay between the South and North Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 338: 105–120
- Zhou H, Dewar W, Yang W, Liu H, Chen X, Li R, Liu C, Gopalakrishnan G. 2022. Observations and modeling of symmetric instability in the ocean interior in the Northwestern Equatorial Pacific. *Commun Earth Environ*, 3: 28

(责任编辑: 杨守业)