中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 9 期： 3606–3623
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

南黄海冰期陆架风化的沉积记录

张晋[1]，万世明[1,2*]，杨逸飞[1]，杨守业[3]，Peter D. CLIFT[4]，郭玉龙[3]，赵德博[1]，唐艺[1]，于兆杰[1]，宋泽华[1]，程仲景[1]，杨再宝[1]，冯旭光[5]，黄杰[1]，卢健[1]，李安春[1]

1. 中国科学院海洋研究所，海洋地质与环境重点实验室，海洋动力环境观测与预报重点实验室，青岛 266071
2. 青岛海洋科技中心，海洋地质过程与环境功能实验室，青岛 266237
3. 同济大学海洋地质全国重点实验室，上海 200092
4. Department of Earth Sciences, University College London, London WC1E 6BS, UK
5. 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，青岛 266061
* 通讯作者，E-mail：wanshiming@ms.qdio.ac.cn

2025-12-28收稿，2026-05-14修回，2026-06-11接受，2026-08-06网络版发表
国家重点研发计划项目(2022YFF0800503)、国家自然科学基金项目(42125602、42106084、42306060)、中国科学院海洋地质与环境重点实验室开放基金项目(MGE2020KG09)、中国科学院崂山实验室基金项目(LSKJ202204205)、中国科学院战略性先导科技专项项目(XDB40010100)、山东省自然科学基金项目(ZR2025MS602)和中国博士后科学基金项目(2020M672150)资助

摘要 陆架作为连接大陆和海洋的过渡带，是地球系统中物质和能量交换最活跃的区域，在调节全球气候和碳循环中起着重要作用。然而，在冰期-间冰期时间尺度上，陆架区的硅酸盐风化如何响应古气候变化以及对全球碳循环的影响仍然不清楚，尤其缺少对温度和海平面变化敏感的中纬度陆架区的长时间尺度的地质记录。本文对南黄海陆架CSDP-1站位岩芯开展了高分辨率的黏土矿物分析，探讨了中更新世以来物源和风化演化历史及其控制因素。综合分析表明，过去60万年以来研究区细粒级沉积物主要来自黄河。黏土矿物和常量元素比值等风化指标显示，更强的化学风化主要发生在冰期，可能由于冰期低海平面时期陆架松散沉积物的暴露和再次风化所致。本研究估算显示，冰期出露的黄东海陆架沉积物增强的硅酸盐风化，其碳消耗约占冰期大气CO_2总移除量的0.3%。结合低纬度陆架区的已有研究，第四纪冰期海平面降低驱动的陆架暴露导致的硅酸盐风化碳消耗，作为一种正反馈机制加剧了冰期CO_2浓度和气候变化幅度。

关键词 黏土矿物，硅酸盐风化，冰期-间冰期，黄河流域，南黄海，大陆架钻探

1 引言

研究地球气候如何在地质时间尺度上维持相对稳定，对于理解地球气候环境演变规律及其行星宜居性至关重要(Fang等，2019；Frings，2019；Arnscheidt和Rothman，2022)。硅酸盐风化作用消耗大气CO_2是地质时间尺度上重要的碳汇过程，是调节全球碳循环和气候变化的关键机制(Walker等，1981；Raymo和Ruddiman，1992；Berner和Caldeira，1997；Song等，2023)。查明硅酸盐风化与气候变化之间的关系，对于理解全球变暖背景下地球系统未来的演化具有重要的参考作用(Maher和Chamberlain，2014；Penman等，2020；Brantley等，2023)。硅酸盐矿物的风化产物蕴含了复杂的物源、风化、搬运和分选等信息(Dinis等，2020；Guo等，2021；Fu等，2023)。有效剥离其他因素，尽可能获取沉积物中受气候控制的风化信号，是重建源区风化和古气候演变的前提条件(Yang等，2004；Wei等，2006；Clift等，2024)。构造时间尺度上，来自青藏高原北部的陆相盆地的沉积记录(Fang等，2019；Ren等，2020)和东亚边缘海的海相沉积记录(Wan等，2012；Jin等，2023；Li F L等，2024；

中文引用格式：张晋, 万世明, 杨逸飞, 杨守业, Clift P D, 郭玉龙, 赵德博, 唐艺, 于兆杰, 宋泽华, 程仲景, 杨再宝, 冯旭光, 黄杰, 卢健, 李安春. 2026. 南黄海冰期陆架风化的沉积记录. 中国科学: 地球科学, 56(9): 3606–3623, doi: 10.1360/SSTe-2025-0463
英文引用格式：Zhang J, Wan S, Yang Y, Yang S, Clift P D, Guo Y, Zhao D, Tang Y, Yu Z, Song Z, Cheng Z, Yang Z, Feng X, Huang J, Lu J, Li A. 2026. Sedimentary records of silicate weathering on the continental shelf of the South Yellow Sea during glacial periods. Science China Earth Sciences, 69(9): 3548–3565, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1997-0

© 2026《中国科学》杂志社

Zhang等，2025)均表明，气候因子(温度和降水)和侵蚀通量分别是控制硅酸盐风化程度和碳消耗通量的主要因素。侵蚀通量的一级影响因素是构造和地形(West等，2005；Maher和Chamberlain，2014)。全球尺度上的统计分析也显示，地表温度是控制现代河流细粒级沉积物风化程度的一级因素(Deng等，2022)。在此基础上，前人很多研究基于沉积物风化程度等指标来重建源区的古气候演变历史(例如，Colin等，1999；Wei等，2006；Zhao等，2025)。然而，冰期-间冰期时间尺度上，关于陆架边缘海的风化沉积物能否指示同时期的古气候信息(如温度和降水的变化)，亦或者说晚第四纪以来，特别是冰期，硅酸盐风化是气候变化的负反馈还是正反馈，近年来成为古沉积与古气候学研究的热点(Wan等，2017；Frings，2019；Zhao等，2025)。

河流作为陆源碎屑沉积物重要的搬运介质，是联系陆地与海洋的主要纽带，在全球物质和能量循环中扮演着重要的角色。绝大多数河流沉积物主要沉积在三角洲-陆架地区，这些沉积物提供了气候和环境变化的高分辨率记录(Petley，2010；李铁刚等，2022；Li J等，2024)。然而，在冰期-间冰期时间尺度上，我们对陆架区的硅酸盐风化如何响应古气候变化及其对全球碳循环的影响的认识仍然有限(Wan等，2017；Xu等，2018；李铁刚等，2022)。主要原因集中在以下几个方面：(1) 多数研究仅限于末次冰期以来(Hu D K等，2012；Xu等，2021；Lan等，2024)，短时间尺度上是否具有代表性还有待商榷，更长时间尺度的沉积记录缺乏研究(Wan等，2017；Xu等，2018；Zhang等，2024；Cao等，2025)；(2) 大多数边缘海存在多条世界级大河或高山短源河流的汇入，其沉积物来源较为复杂(Jiwarungrueangkul等，2019；Zhang等，2024；Cao等，2025)，难以提取单一河流物源端元的风化信号，如南海北部和南部等海区；(3) 现有研究站位大多数都位于陆坡和深海盆地，缺乏直接来自陆架区的地质记录(Lan等，2024；Cao等，2025)，限制了我们对大陆架在调节全球碳循环中作用的理解；(4) 相关研究大多数集中于低纬度海区如菲律宾海西部、南海北部和南部(Wan等，2017；Xu等，2018；Zhang等，2024)，中高纬海区(如南黄海)是否存在类似的响应机制(Zhao等，2018；Lan等，2024)，还不清楚。而且，相比低纬地区，中纬度地区大陆风化对温度变化更为敏感，并且比高纬度地区的降水更丰富(Deng等，2022；Li等，2022；Zhao等，2025)，因此在全球尺度冰期-间冰期旋回中其风化反馈作用可能极其重要，这是以前研究所忽略的。

中国东部陆架海地区具有较高的沉积速率和相对稳定的物源供应，因此成为研究气候、风化和剥蚀之间相互作用的天然实验室(Shi等，2016；Zhang等，2025)。黄河以其极高的输沙通量(>10亿吨每年)而闻名于世，其输沙量受人类活动和气候变化的影响曾发生巨大的变化(Saito等，2001；Wang等，2016；Best，2019；Wu等，2020)，对中国东部陆架海的沉积和环境都产生了显著的影响(Qiao等，2017；Liu等，2018；Zhao等，2018)。黄河作为南黄海沉积物压倒性的物质供应端元之一，自早更新世晚期以来，主导着黄、渤海的沉积和环境演化(Yao等，2017；Zhang等，2019；Li F L等，2024；Tian等，2025)。基于南黄海西部大陆架科学钻探岩芯沉积物高分辨率黏土矿物记录，并结合相关常微量、孢粉和海相有孔虫丰度等指标(Liu等，2018；Li J等，2024；Zhang等，2025)，本研究重建了过去60万年的陆架沉积物连续风化记录。通过与黄河流域中游的黄土高原降水记录(Beck等，2018；Gao等，2024)和温度记录(Gao等，2024)以及全球海平面变化(Spratt和Lisiecki，2016)、大气CO_2浓度(Bereiter等，2015)和深海氧同位素(Lisiecki和Raymo，2005)等记录对比，以揭示冰期-间冰期时间尺度上南黄海陆架风化如何响应气候变化及其对全球碳循环的影响。

2 地质背景

南黄海是中国东部陆架海的重要组成部分，位于中国大陆和朝鲜半岛之间，具有宽广平坦和构造相对稳定的海底，大部分水深不足100 m，平均水深约46 m(秦蕴珊等，1989；张训华等，2013；Wang等，2021)。海底地形自西、北、东三面向中央和东南方向倾斜，在中央偏东位置有一道狭长的“黄海海槽”，大致沿80米等深线呈西北至东南走向延伸，并由北向南逐渐变深(秦蕴珊等，1989；张训华等，2013；Liu等，2018)(图1)。南黄海盆地是一个大型叠复盆地，其下部为古生代-中生代海相沉积盆地，其上部为中生代-新生代的陆相沉积盆地，由于闽浙隆起带的下沉，直至早更新世晚期才广泛发育海相沉积地层(Zhang等，2019；刘健等，2021；Tian等，2025)。在构造上，南黄海盆地自晚中生代以来先后经历了裂谷-挤压-区域沉降等过程，构造沉降开始于晚中新世并持续至今(Ren等，2002；Yang等，2003；Liu等，2014；Li J等，2024)。尽管现今黄河并不直接在南黄海入海，但在地质历史时期黄河对南黄海的沉积和古环境演化具有深刻影响(Zhang等，2019；Li F L等，2024；Li J等，2024；Tian等，2025)。因此，南黄海长时间尺度的沉积记录，除了受构造沉降和全球海平面影响外，还记录了黄河流域古气候和古环境演化等多方面的信息(Liu等，2018；Li F L等，2024；Li J等，2024)。

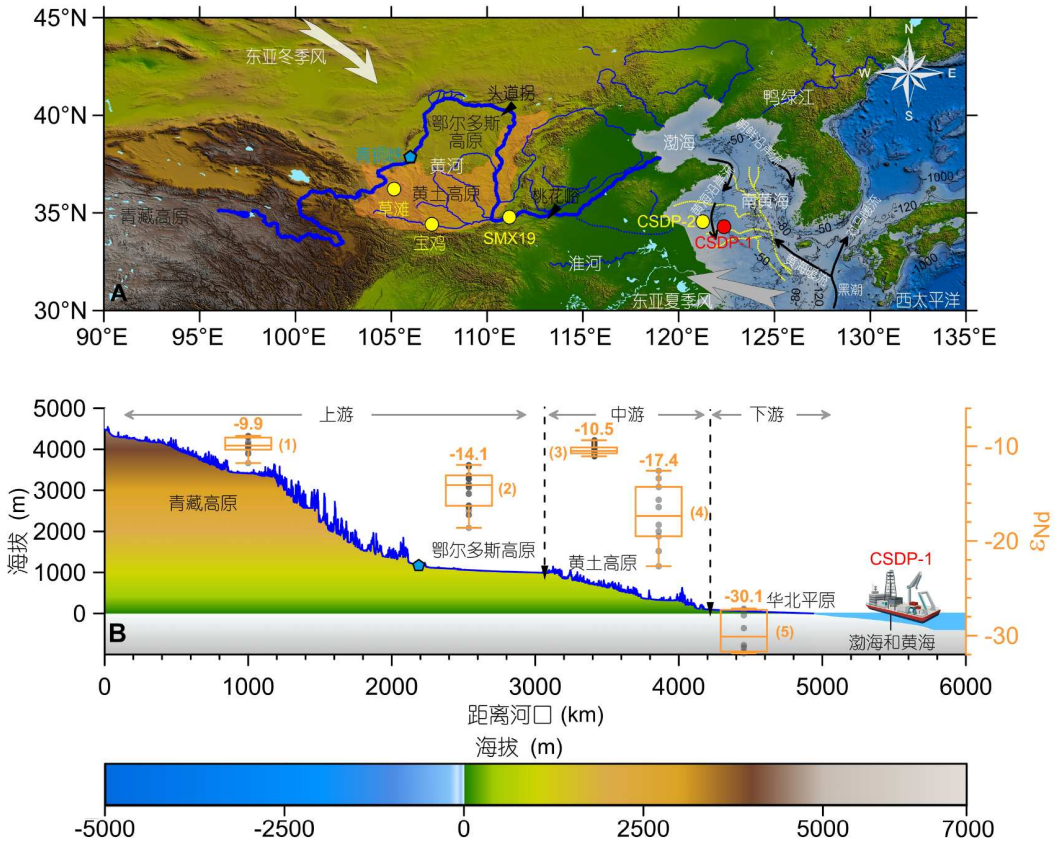


图 1　南黄海CSDP-1站位图及其邻近地区概况。(A) 研究站位及黄河流域位置；(B) 黄河干流沿线的海拔变化及流域主要源岩的Nd同位素组成(ε_{Nd}值)箱线图。红色圆圈表示本研究站位的位置，而本研究中所参考的相关站位则用黄色圆圈表示。蓝色线条代表主河道及其支流。低海平面时期，黄海陆架上古黄河河道用黄色虚线表示改绘自Zhao等(2018)。−50米、−80米、−120米和−1000米等深线用黑色实线表示。−120米等深线大致代表了冰期低海平面时期的海岸线位置。东亚夏季风和东亚冬季风分别用灰色和白色箭头表示。黄河流域主要源岩的ε_{Nd}值来自Li F L等(2024)，箱线图上的数值为每个地块的ε_{Nd}值中位数，其中箱线图括号中的数字表示源岩地块：(1) 青藏高原东北部(n=13)，(2) 鄂尔多斯地块(n=28)，(3) 黄土高原(n=185)，(4) 秦岭造山带(n=10)，(5) 华北克拉通东部(n=8)。高程数据来自https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/

黄河发源于青藏高原东北部的巴颜喀拉山北麓，向东流经黄土高原和鄂尔多斯高原，汇入华北平原，最后流入渤海(图1)。黄河全长5464 km，流域面积0.77×10^6 km^2，平均输沙量为1080 Mt a^{-1}(Wang等，2011)。黄河流域地处西北干旱区(大陆性气候)和东南湿润区(东亚季风气候)之间，上游较为干旱，中下游较为湿润和温和，其中华北平原和黄河三角洲地处暖温带半湿润气候带，年平均气温11–13℃，降水量400–800 mm(Yang等，2004；Wang等，2011；Hu B Q等，2012)。

黄河大部分流经华北克拉通，其上游和支流流经多种构造单元，包括松潘-甘孜地块和中央造山带(祁连山-秦岭-大别山造山带)(Xiao等，2020；Zhang等，2022；Yang等，2025)。黄河流域面积大，出露岩性多种多样，从最古老的前寒武纪变质岩到第四纪河湖相沉积物均有分布(Lin等，2001；Yang等，2004；Pang等，2018)。其上游以古生代-中生代沉积岩、变质岩和新生代碎屑岩为主，含少量的花岗岩露头；中游以黄土高原的第四纪黄土和鄂尔多斯高原的白垩-侏罗纪砂岩为主；下游以第四纪松散沉积物为主(Hu B Q等，2012；Wang Z B等，2019；Li M H等，2023)。黄河具有典型的水沙异源特征，径流约70%来自上游，而入海泥沙约90%来自黄河中游的黄土(Ren和Shi，1986；Yang等，2002；Wang等，2016)。第四纪黄土自西北向东南增厚，其厚度达100–300 m，面积约0.44×10^6 km^2(Liu，1985)，约占黄河流域面积的一半。除此之外，青藏高原东北部(松潘-甘孜地块和祁连山)、鄂尔多斯地块、秦岭-大别造山带和华北克拉通等也向华北平原和黄、渤海输送了大量碎屑物质(Nie等，2015；Guo等，2021；Lin等，2024)。

现今黄河的形成，即河流开始切穿三门峡并向下游输送沉积物的时间，约为1.0–1.3 Ma，相关证据主要来自黄河流域中下游的陆相沉积记录(Kong等，2014；Wang等，2022；Li J等，2023；Yang等，2025)。而来自渤海

和黄海的多个海相沉积记录揭示了黄河物质开始影响边缘海的时间约为0.8–1.0 Ma(Yao等，2017；Zhang等，2019；Li F L等，2024；Tian等，2025)。黄河上游在0.8 Ma以前发生了多次河流快速下蚀下切，发育了一系列的古阶地，这些阶地的形成被认为主要响应于青藏高原东北部的隆升(例如，Pan等，2009；Li等，2014；Jia等，2017)。相比较而言，0.8 Ma以来黄河上游河流的切割作用明显减弱，阶地普遍不发育，表明中更新世以来黄河上游地区沉积物来源稳定且构造活动相对稳定(Pan等，2009；Li等，2014；Huang等，2021)。南黄海的钻孔记录与浅部地震资料表明，中更新世以来该盆地沉积相对连续，构造相对稳定，反映了一段持续缓慢的构造沉降历史(Liu等，2014；Li X S等，2016；Liu等，2018)。因此，中更新世以来南黄海保存的黄河沉积记录的演化很可能主要受气候或者构造沉降和海平面变化的影响，来自构造变形的影响较小(Huang等，2021；Wang等，2021；Li J等，2024)。

3 材料和方法

3.1 沉积岩芯和年代模式

CSDP-1站位(34°18′N，122°22′E)位于南黄海大陆架西部，水深约52.5 m(图1)。本研究对岩芯上部57 m(约600 ka)共采集了737个样品，平均分辨率约为0.81 ka。整体岩性主要以深黄灰色细砂和深灰色黏土质粉砂组成，含浅海相有孔虫和介形虫(Liu等，2018；Wang等，2021)。沉积相以海相为主，夹两个薄的陆相地层(26.3–28.3和49–50.7 m)，分别对应洪泛平原和点砂坝沉积(图2A)(Liu J X等，2016；Liu等，2018；Wang等，2021)。CSDP-1岩芯的年龄框架基于高分辨率的磁性地层学、天文周期调谐和有孔虫测年(AMS ^{14}C)年代学数据(Liu J X等，2016；Liu等，2018；Wang等，2021；Chen等，2022)(图2A)。磁性地层学、旋回地层学(基于粒度和地球化学)、孢粉和微体古生物化石等多方面的研究结果表明，该钻孔的沉积地层在冰期-间冰期时间尺度上是相对连续的(Liu J X等，2016；Liu等，2018；Wang等，2021；Li J等，2024)。

岩芯线性沉积速率变化范围为7.6–31.3 cm ka^{-1}，平均为10.2 cm ka^{-1}。陆源物质堆积速率变化在11.1–51.1 g cm^{-2} ka^{-1}之间，平均值为16.3 g cm^{-2} ka^{-1}(Zhang等，2025)(图2C)。总体上，除了晚更新世以来陆源物质堆积速率剧增，其他时间段相对稳定。

为了约束冰期-间冰期时间尺度上物源或者侵蚀模式的变化可能对风化信号的影响，本研究收集了研究区多个岩芯的Nd同位素(Zhang等，2019；Wang等，2022；Li F L等，2024)和CSDP-1岩芯<2 μm硅酸盐组分的微量元素(Zhang等，2025)作为对比(图2I和图3)。

3.2 黏土矿物分析

采用X射线衍射对粒径<2 μm的黏土粒级组分进行了黏土矿物分析(Colin等，1999；Wan等，2017；Jiwarungrueangkul等，2019)，共分析了737个样品。前处理过程分别使用15% H_2O_2和15%乙酸去除样品中的有机质和碳酸盐，采用离心法提取黏土粒级组分(Zhang等，2019)，之后在中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室使用德国布鲁克公司生产的D8 Advance衍射仪上机测试。利用TOPAS软件，对经饱和乙二醇处理的黏土矿物图谱进行鉴定(Wan等，2017)，结合Biscaye(1965)的经验因子，对四种黏土矿物的反射峰面积进行半定量计算。同一样品重复分析的误差范围为±5%(例如，Wan等，2017)。

3.3 硅酸盐风化碳消耗速率定量估算

在定量评估长时间尺度沉积记录中硅酸盐风化对碳消耗通量的贡献时，目前广泛采用的是France-Lanord和Derry(1997)提出的方法，即基于造山带侵蚀的沉积物通量及其CO_2消耗效率，来计算硅酸盐风化所消耗的CO_2通量(Wan等，2017；Yang等，2023；Clift等，2024)。该方法通过比较风化沉积物与新鲜硅酸盐源岩中碱金属和碱土金属离子(Mg^{2+}、Ca^{2+}、Na^{+}和K^{+})的亏损程度，估算出每千克风化岩石当量消耗的二氧化碳量，即CO_2消耗效率(mol kg^{-1})，其计算公式为：$\Delta CO_2=\Delta Ca+\Delta Mg+0.15\Delta Na+0.10\Delta K$(France-Lanord和Derry，1997；Yang等，2021a；Jin等，2023)。由于CO_2消耗效率主要受化学风化强度影响，与硅酸盐风化代用指标(如CIA和蒙脱石/(伊利石+绿泥石)等)呈正相关(Yang等，2021b；Jin等，2023；Zhang等，2025)。因此，本研究基于已发表的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)与CO_2消耗效率关系的经验公式(Yang等，2021b，2023)来计算CSDP-1岩芯沉积物的CO_2消耗效率。长时间尺度上，边缘海盆地的陆源沉积物通量已被用于评估源区的物理侵蚀通量(Wan等，2012；Yang等，2021a；Clift等，2024)，本研究基于CSDP-1岩芯的陆源物质堆积速率来近似代表研究区沉积速率的变化。最后将CO_2消耗效率与物质堆积速率相乘，定量计算硅酸盐风化碳消耗速率。

3.4 硅酸盐风化碳消耗速率模拟

为了与上述估算结果对比，本研究还对研究区的硅

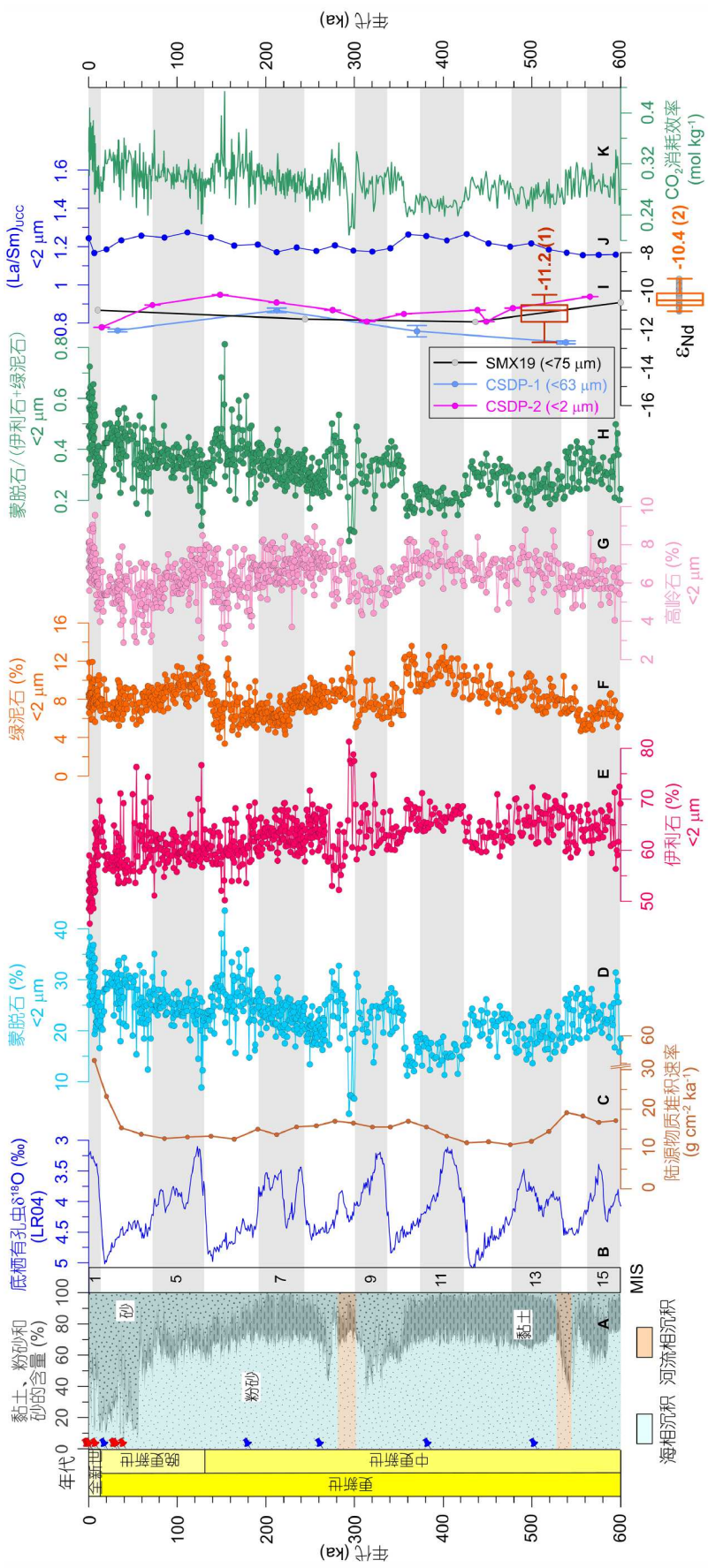


图 2　过去60万年以来CSDP-1站黏土矿物组成及物源变化。(A) CSDP-1站位岩芯的年代模型由有孔虫^{14}C测年(Liu等，2018；Chen等，2022)(红色图钉)、天文调谐年代(Wang等，2021)(蓝色图钉)和古地磁年代(Liu J X等，2016)内插获得；CSDP-1站位的黏土、粉砂和砂含量根据粒度分析结果(Zhang等，2019；Wang等，2021)，沉积相根据岩芯岩性观察和有孔虫含量，其中浅橘色层位代表河流相沉积，浅蓝色为海相沉积(Liu等，2018；Wang等，2021)；(B) 全球深海δ^{18}O记录(Lisiecki和Raymo，2005)；(C) CSDP-1站位陆源物质堆积速率(Zhang等，2025)；(D) CSDP-1站位蒙脱石含量；(E) 伊利石含量；(F) 绿泥石含量；(G) 高岭石含量；(H) 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)；(I) 研究区三个岩芯的Nd同位素组成(Zhang等，2019；Wang等，2022；Li F L等，2024)，这三个岩芯的ε_{Nd}值箱线图(1)，其均值为−11.2(n=19)，黄土高原的ε_{Nd}值箱线图(2)，其均值为−10.4(n=185)(Li F L等，2024)；(J) CSDP-1站位(La/Sm)$_{UCC}$(Zhang等，2025)；(K) CSDP-1岩芯沉积物的CO_2消耗效率。图中灰色阴影条和数字代表海洋同位素阶段，灰色阴影部分则表示间冰期

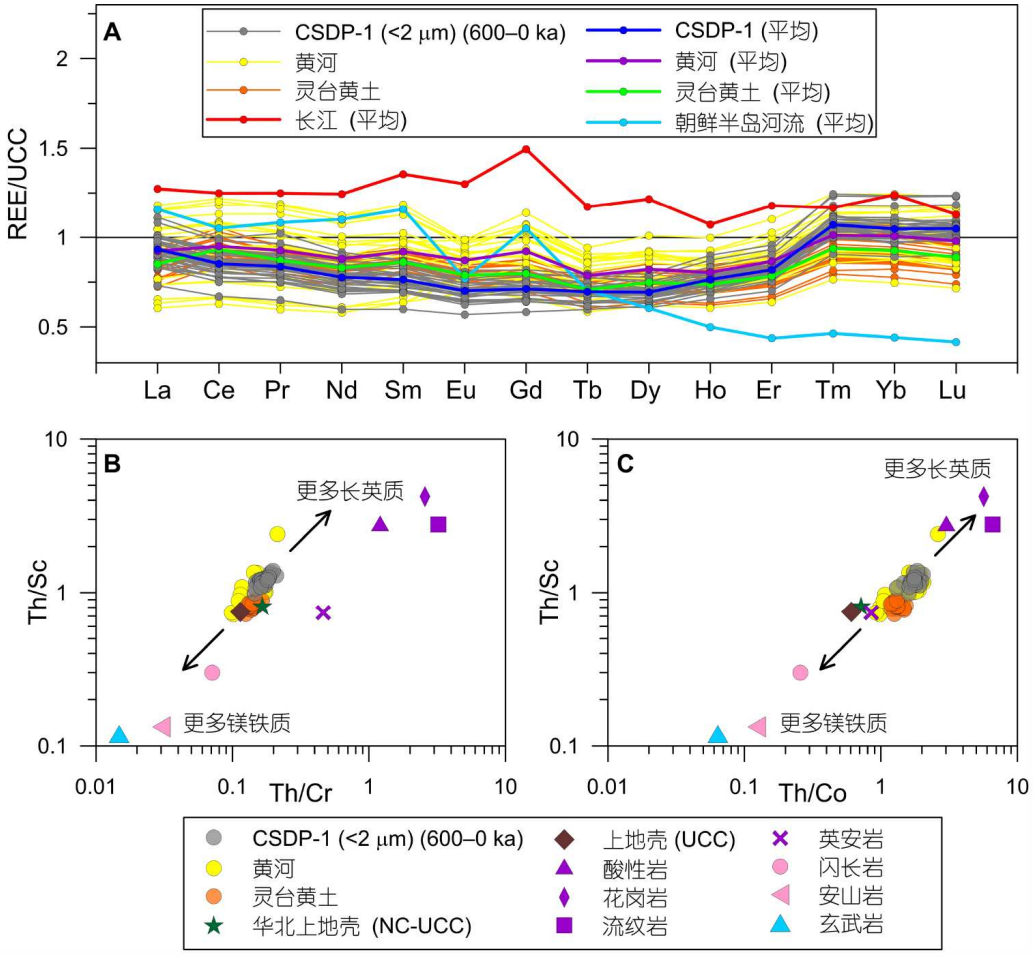


图 3 沉积物稀土元素配分模式对比和源岩类型判别图。(A) CSDP-1站位<2 μm陆源碎屑组分稀土元素含量(Zhang等，2025)归一化到各自上地壳(UCC)平均值(Rudnick和Gao，2003)；(B) Th/Sc-Th/Cr图；(C) Th/Sc-Th/Co图。长江数据来自Yang等(2002)，朝鲜半岛河流数据来自Lee等(2008)，黄河和黄土数据来自Guo等(2021)，上地壳(UCC)和华北上地壳(NC-UCC)来自Rudnick和Gao(2003)，中国东部酸性岩(花岗岩、流纹岩和英安岩)、中性岩(闪长岩和安山岩)和玄武岩数据来自Yan等(1997)

酸盐风化碳消耗速率开展了GEOCLIM(Geological Time-scales Climate)模拟。GEOCLIM模型是一个将气候模型与碳循环模型耦合的数值模型(Donnadieu等，2004；Park等，2020；黄湘通等，2025)。本研究基于Park等(2020)提出的GEOCLIM-dynsoil-steady-state-master模型来评估陆架硅酸盐风化过程。模型的关键参数设置如下：气候环境数据参考HadCM3模型数据集(Beyer等，2020)(时间分辨率为1–2 ka)，地形数据采用GEBCO全球数字高程模型(https://www.gebco.net/)以重建冰期陆架地貌，岩性组成则依据前人研究成果(Milliman和Farnsworth，2011)(三组数据的空间分辨率均为0.5°×0.5°)。模型的具体参数化方案与Yang等(2026)的研究保持一致。考虑到较长时间尺度上缺少高精度的气候模拟结果，本研究首先模拟计算出12万年以来的黄渤海陆架区Mg-Ca硅酸盐化学风化碳消耗通量。为将这一模型结果与地质记录定量关联，本研究参考了600 ka以来的全球平均气候模拟结果(平均温度、大气CO_2浓度以及海平面高度(Willeit等，2019))，基于随机森林的机器学习算法(Yang等，2026)预测了更长时间尺度上研究区硅酸盐风化碳消耗通量(训练集R=0.96，测试集R=0.72)；并根据CSDP-1站位的实测数据蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值，与同期模拟通量进行卡曼滤波的数据同化(宁亮等，2026)，建立了从沉积学指标到风化碳消耗通量的融合转换。从而完成了对更长尺度冰期-间冰期旋回中碳消耗速率变化的定量重建，由此，模拟估算了60万年以来研究区硅酸盐风化碳消耗速率。

4 结果

CSDP-1站位黏土矿物组合主要由伊利石(46%–81%，平均62%)和蒙脱石(4%–44%，平均24%)组成，少量绿

泥石(3%–14%，平均8%)和高岭石(3%–10%，平均6%)(图2D–2G)。黏土矿物数据见网络版附表S1。从长期趋势来看，600–360 ka表现为蒙脱石含量逐渐降低，伊利石和绿泥石的含量逐渐升高，360 ka至今则与此大致相反。轨道时间尺度上，CSDP-1岩芯的黏土矿物组成呈现出明显的冰期-间冰期旋回变化。总体上，蒙脱石的含量在冰期(26%–44%)相对间冰期(19%–35%)更高，且变化幅度较大；而伊利石和绿泥石含量则相反，在冰期(68%–74%)相对间冰期(69%–77%)较低(图2D–2F)。中布容之后(约360 ka)，黏土矿物(尤其是蒙脱石和伊利石含量)在冰期变化幅度明显增强，而在中布容之前，其冰期波动范围相对较小。此外，晚全新世蒙脱石含量发生了急剧增加，而伊利石含量急剧减少。CSDP-1岩芯沉积物的CO_2消耗效率与蒙脱石/(伊利石+绿泥石)变化趋势基本一致，其变化范围在0.21–0.43 mol kg^{-1}，平均为0.30 mol kg^{-1}(图2K)。

基于CSDP-1钻孔的陆源物质堆积速率和CO_2消耗效率数据，近似估算的60万年以来黄渤海硅酸盐风化碳消耗速率变化范围为0.03–0.06 mol m^{-2} a^{-1}，平均为0.04 mol m^{-2} a^{-1}，其中冰期风化速率比间冰期平均高约5.3%；基于GEOCLIM模型模拟估算的硅酸盐风化碳消耗速率变化范围为0.02–0.04 mol m^{-2} a^{-1}，平均为0.03 mol m^{-2} a^{-1}，其中冰期风化速率比间冰期平均高约5.0%；两种方法获得的硅酸盐风化碳消耗速率在变化趋势上表现出良好的一致性，均呈现出显著的冰期-间冰期旋回特征，且冰期的碳消耗速率普遍高于间冰期(图4G)。

5　讨论

5.1　沉积物物源

限定沉积物的物源是解读沉积记录中的代用指标含义并进而重建源区硅酸盐风化历史的先决条件。研究区的潜在物源主要包括黄河、长江、中国大陆和朝鲜半岛的小河流。其中，黄河是研究区的主要物源，每年平均输送约1080 Mt沉积物进入渤海(Wang等，2011)。黄河入海物质大多数沉积在现代河口三角洲附近，其中约30%–35%泥沙从渤海输送到黄海(Alexander等，1991；Yang和Liu，2007；Qiao等，2017)。渤海和黄海的悬浮物浓度和流场及风场等数据的研究表明，冬季是黄河泥沙向黄海输送的主要季节(Yang和Liu，2007；Li G X等，2016；Liu等，2020)。由于冬季渤海具有高能水动力效应，加剧了黄河细粒级物质的再悬浮，高浓度的悬浮泥沙经渤海海峡，在沿岸流的作用下源源不断地搬运至北黄海和南黄海(Yang和Liu，2007；Li G X等，2016；Liu等，2020)。黄海沉积物收支定量估算显示，其中91%的细粒沉积物来自现代黄河，这表明黄河泥沙输入对黄海现代沉积的影响是显著的(Qiao等，2017)。在冰期低海平面时期，约120米的海平面下降，导致渤海和黄海陆架出露以及海岸线前移，黄河很可能沿着宽广平坦的渤海和黄海陆架的低洼地区向海延伸，在陆架上形成了多期次的古黄河河道(Zhao等，2018；Wang L Y等，2019；Wu等，2024)(图1A)。因此，在冰期低海平面时，更有利于黄河将其碎屑沉积物直接输送到南黄海。

除了黄河外，长江泥沙输入也对南黄海沉积物有少量贡献(Qiao等，2017；Wu等，2023；Lu等，2025)。长江物质对南黄海输入主要发生于冬季，夏季已经沉积在江苏沿岸的长江细粒级物质，在冬季强潮流作用下被重新再悬浮，其中少量长江沉积物经黄海暖流被搬运到南黄海中部(Lu等，2025)。但总的来说，长江沉积物向黄海的输送非常有限，其中大多数物质在沿岸流作用下被搬运到东海(Qiao等，2017)。即使是在冰期低海平面时期，其沉积物主要通过东海陆架上发育的一系列北西-南东向的古长江河道，被输送至冲绳海槽中南部(Wellner和Bartek，2003；Li等，2019；Xu等，2022)。

除了黄河和长江以外，黄海周围若干小河流可能会对沉积物源产生影响，这些来自中国大陆的小河流(如淮河)和朝鲜半岛的小河流(如鸭绿江)输送的沉积物在沿岸流的作用下可能被搬运至研究区。但是，这些较小河流，如来自中国大陆和朝鲜半岛的小河流的总输沙通量分别约4.71和8.27 Mt a^{-1}，比黄河(1080 Mt a^{-1})低二至三个数量级，对南黄海的贡献很小(Yang S Y等，2003；Qiao等，2017；Lu等，2025)。先前的研究表明，这些小河流的物质几乎不会影响到黄海中部地区(Yang S Y等，2003；Li X S等，2016；Huang等，2021)。因此，可以基本排除周边小河流对研究区物质来源的潜在影响(Ren和Shi，1986；Yang S Y等，2003；Zhang等，2019)。另外，每年输送到西北太平洋的粉尘估计达到七千万吨(Shao等，2011)，但是对于中国东部边缘海来说，由于周围河流的巨大输沙量，使得风尘物质对南黄海的影响可以忽略不计(Qiao等，2017)。

实际上，CSDP-1站位在物源分析方面已经开展了大量研究，比如碎屑锆石U-Pb测年(何梦颖等，2019)、黏土矿物和Sr-Nd同位素(Zhang等，2019)、轻重矿物(Wang K S等，2019)、黑碳(陈州美子等，2021)和孢粉(Li J等，2024)等指标均表明，CSDP-1站位0.82 Ma以来的沉积物主要来自黄河。

稀土元素已被广泛用作东亚边缘海的物源示踪剂，这是由于不同类型岩石的稀土元素组成存在显著差异，

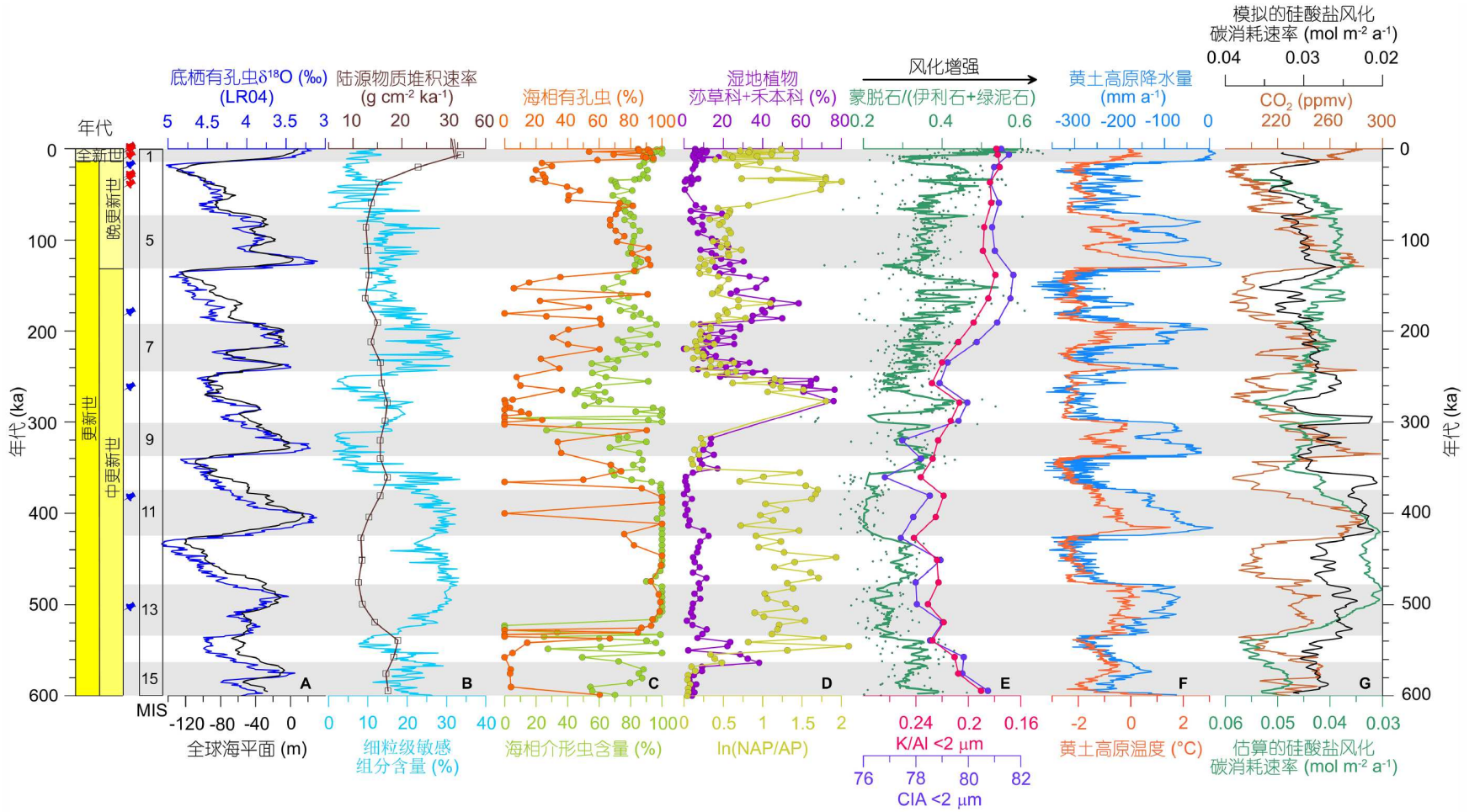


图 4 南黄海大陆架硅酸盐风化记录与全球及黄土高原古气候记录对比。(A) 深海氧同位素曲线(Lisiecki和Raymo，2005)(蓝线)和海平面变化曲线(Spratt和Lisiecki，2016)(黑线)；(B) CSDP-1站位陆源物质堆积速率(Zhang等，2025)(深棕线)和对气候变化敏感的细粒级组分(<17 μm)含量(Wang等，2021)(天蓝线)；(C) 海相有孔虫(橘线)和海相介形虫含量(草绿线)(Liu等，2018)；(D) 湿地草本(莎草和禾本科)含量(紫线)和非乔木花粉(Non-Arboreal Pollen，NAP)与乔木花粉(Arboreal Pollen，AP)比值的自然对数(香蕉黄线)(Li J等，2024)；(E) 蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值(绿线)采用五点平均值进行平滑处理、CIA(深蓝色)和K/Al(霓虹线)(Zhang等，2025)；(F) 黄土高原草滩剖面基于频率磁化率(χ_{fd})重建的降水记录(浅蓝线)和基于赤铁矿重建的温度记录(橙线)(Gao等，2024)；(G) CO_2浓度记录(Bereiter等，2015)(红棕线)、模型模拟黄河流域-陆架硅酸盐风化碳消耗速率(黑线)和定量估算黄河流域-陆架硅酸盐风化碳消耗速率(绿线)。阴影条和数字表示海洋同位素阶段，灰色阴影表示间冰期

而沉积物中稀土元素配分模式会很大程度继承其源岩的特征，因此不同源区的沉积物稀土元素配分模式往往具有明显差异(Yang等，2002；Zhao等，2018；Guo等，2021)。本文将CSDP-1站位<2 μm陆源碎屑组分的稀土元素(REE)(Zhang等，2025)经上地壳(UCC)(Rudnick和Gao，2003)标准化后的模式，与潜在物源端元包括：黄土和黄河沉积物(Guo等，2021)、长江下游沉积物(Yang等，2002)和朝鲜半岛河流沉积物(Lee等，2008)进行对比(图3A)。结果表明，过去60万年以来CSDP-1站位沉积物与长江和朝鲜半岛小河流的稀土元素分布模式明显不同。CSDP-1站位样品都落在黄河沉积物端元(Guo等，2021)，均呈现出扁平模式即REE分馏不明显的特征，这与前人工作基本一致(Yang等，2002；Pang等，2018；Wu等，2023)。此外，不活泼微量元素比值是判断沉积物源岩类型的有效指标(Yang S Y等，2003；Guo等，2021)。Th主要富集于长英质岩石中，而Sc、Cr和Co主要富集于基性岩中，作为不活泼元素，它们在化学风化过程中都趋于相对富集于沉积物，因此，Th/Sc、Th/Cr和Th/Co比值是区分长英质来源与铁镁质来源的有效指标(McLennan等，1993；Guo等，2021)。如Th/Sc-Th/Cr图和Th/Sc-Th/Co图(图3B和3C)，CSDP-1站位陆源碎屑组分样品与黄河沉积物端元重叠，接近华北上地壳和上地壳平均值，这和黄河流域岩性多样性和非均质性特征非常一致。综上所述，过去60万年以来CSDP-1站位沉积物主要来自黄河。

除此之外，对于黄河这种流域面积广阔的大河而言，由于不同流域的泥沙输入量的相对变化可能会显著改变入海泥沙的组成，从而影响到沉积区的物质组成(Hu B Q等，2012；Zhao等，2018；Guo等，2021)。陆源碎屑沉积物的Nd同位素($^{143}Nd/^{144}Nd$)在很大程度上受源岩的岩性和岩石年龄控制，受风化和沉积物输运过程的影响很小(例如，Colin等，1999；Guo等，2021；高小宝等，2025)。现代黄河沉积物中Nd同位素具有明显的空间变异性，其上游、中游和下游的源岩的ε_{Nd}值具有显著差异性(上游偏正，中游偏负，下游更负)(图1B)(Guo等，2021；Li F L等，2024；高小宝等，2025)，因此可以通过冰期-间冰期时间尺度上黄河河口沉积物Nd同位素的变化特征，推断黄河不同流域的相对侵蚀通量是否发生了改变。总的来说，来自陆上三门峡SMX19岩芯(Wang等，2022)、南黄海CSDP-1(Zhang等，2019)和CSDP-2(Li F L等，2024)岩芯的陆源碎屑Nd同位素结果显示，在过去60万年里均没有显示出显著变化，总体稳定在−12.7–−10.2(图1A和2I)，这说明在这段时间内黄河流域内部和南黄海研究区的物源都没有发生重大变化。三个岩芯ε_{Nd}值的分布范围和均值(−11.2)与黄土高原沉积物ε_{Nd}值的分布范围和均值(−10.4)非常接近，进一步说明黄河泥沙主要来自黄河中游的黄土高原(图2I)。此外，$(La/Sm)_{UCC}$值也是限制沉积物来源的良好指标(Yao等，2017；Zhao等，2018)，与Nd同位素的结果一样，CSDP-1站位细粒级沉积物的$(La/Sm)_{UCC}$值在冰期-间冰期时间尺度上也非常稳定(范围1.16–1.27)(图2J)，指示物源的相对稳定。

综上，本研究认为，CSDP-1站位的细粒级沉积物在过去60万年以来稳定地来自黄河输入，并且在冰期-间冰期时间尺度上物源没有发生明显变化，因此其黏土矿物组合的周期性变化不是物源变化所致，很可能反映了风化状态的变化(图2)。

5.2　化学风化指标含义

边缘海沉积物中黏土矿物主要来源于陆地硅酸盐矿物的风化作用，是源区母岩、构造和气候等多因素共同影响下的风化产物(Chamley，1989)，其黏土矿物组合是恢复源区古气候和古环境的良好指标(例如，Colin等，1999；Yang等，2021b；Lyu和Lu，2024)。伊利石和绿泥石主要是物理风化主导条件下的风化产物，通过长石云母类矿物弱水解或变质岩物理侵蚀形成的黏土矿物(Chamley，1989；Colin等，1999；Jiwarungrueangkul等，2019)。相比之下，蒙脱石通常形成于温带湿润和温暖半干旱的气候条件下，或者在排水不良的地形环境中，是铁镁铝硅酸盐经化学风化后形成的次生黏土矿物(Chamley，1989；Lyu和Lu，2024)。而高岭石是在温暖湿润的热带或亚热带气候下，富含铝硅酸盐的岩石经强烈的化学风化过程，钾、钠、钙等阳离子被淋滤而形成的，代表了强烈的化学风化和水解作用(Chamley，1989；Lyu和Lu，2024)。因此，在母岩类似的情形下，其风化产物中黏土矿物组合的不同可以指示其风化程度的差异(Chamley，1989)。

鉴于CSDP-1站位岩芯中蒙脱石、伊利石和绿泥石含量总和达94%，而高岭石含量很低(平均6%)，本研究采用蒙脱石/(伊利石+绿泥石)的比值作为化学风化程度指标，其比值越高代表更高的化学风化程度(Colin等，1999；Yang等，2021b；Yu等，2024)。黄河流域现代河流沉积物的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值也表现出，温度和降水是控制其比值变化的一级因素，该比值随温度和降水的升高而增大(Zhao等，2018；Yang等，2021b)。因此，在物源稳定的情况下，蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值是追踪长时间尺度上黄河流域风化历史的良好指标。

除了风化过程，沉积物埋藏后经历的成岩作用可引

发矿物转化，如陆源碎屑高岭石和蒙脱石被自生伊利石所取代，表现为随着埋藏深度的增加，伊利石含量显著增加(Chamley，1989；Dinis等，2020；Fu等，2023)。然而，这种黏土矿物的成岩转化需要特定的温度和压力条件(埋深大于3000 m，温度高于100 ℃)才能发生(Chamley，1989；Fu等，2023)。研究站位岩芯位于陆架地区，沉积速率快且埋深浅(<60 m)；伊利石的含量随着埋深的增加未发生显著增加(图2E)；黏土粒级组分的扫描电镜微观形态显示出典型的陆源碎屑形貌特征(Zhang等，2019)，这些证据均表明本研究站位黏土矿物组成受成岩作用的影响很小。

黏土矿物在入海搬运过程中可能存在分异作用，粒度较大的伊利石、绿泥石和高岭石优先沉降，而蒙脱石颗粒较小，更容易长距离搬运(Gibbs，1977；Liu Z F等，2016)。如果黄海和渤海的黏土矿物存在显著的沉积分异，那么CSDP-1站位在间冰期(高海平面，距离河口较远)，蒙脱石含量理应较高，而伊利石和绿泥石含量应该较低；而在冰期(低海平面，距离河口较近)，伊利石和绿泥石含量理应较高，蒙脱石含量应该较低(图1A)。而实际上，CSDP-1站位岩芯中黏土矿物组合的变化特征与此相反。由此说明，分异作用对冰期-间冰期旋回中黄海陆架黏土矿物组成的影响很小。

除了黏土矿物组合外，化学蚀变指数(Chemical Index of Alteration，CIA)和K/Al比值也常被用来重建东亚地区的化学风化和第四纪古气候变化(Yang等，2004；Wei等，2006；Clift等，2024)。一般来说，CIA值越高或K/Al值越低，即表明化学蚀变程度越高，反映了在化学风化过程中，较活泼元素K、Na、Ca等相对于稳定元素Al更容易从沉积物中被淋滤，反之亦然(Wei等，2006；Fu等，2023；Jin等，2023)。本研究中的黏土矿物比值和常量元素比值等都基于<2 μm组分，可以尽可能减小风化指标受分选作用的影响(Dinis等，2020；Fu等，2023；Jin等，2023)。由于CSDP-1站位<2 μm组分陆源碎屑的CIA和K/Al比值(Zhang等，2025)分辨率相比较蒙脱石/(伊利石+绿泥石)较低，在部分时期呈现了不同变化趋势(如氧同位素MIS 11期和5期以来)，但在大多时期仍呈现相同变化趋势(图4E)。此外，CIA和K/Al比值的长期变化趋势与蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值非常相似，这进一步说明蒙脱石/(伊利石+绿泥石)是指示硅酸盐风化强度变化的有效指标。化学蚀变指数(CIA)与帕克风化指数(Weathering Index of Parker，WIP)相关性被用于查验沉积物化学风化中的再循环效应，通常样品位于第一旋回风化产物线上，没有偏离理想风化趋势线，表明沉积旋回的影响微弱(Dinis等，2020；Fu等，2023)。CSDP-1站位60万年以来WIP-CIA图解结果显示，间冰期与冰期样品均落于第一旋回风化产物线上，二者无明显区别，表明再循环输入的影响很小(附图1)。总的来说，在排除物源、分选和成岩作用等因素对冰期-间冰期旋回的沉积物矿物学和地球化学潜在影响后，本研究认为CSDP-1站位黏土粒级组分的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)、CIA和K/Al比值等风化代用指标可以很好地反映研究区化学风化历史。

5.3 硅酸盐风化强度与气候变化解耦

硅酸盐风化受多种因素影响，如母岩岩性、气候因子(温度、降水和径流)、地形和构造(侵蚀速率和滞留时间)等(例如，Kump等，2000；West等，2005；Maher和Chamberlain，2014)。一般来说，降水的增强有利于化学风化，大多数陆相盆地与陆架不发育的边缘海区域的沉积记录均显示，化学风化强度在温暖湿润的间冰期高于寒冷干旱的冰期，表明硅酸盐风化与气候具有良好的耦合关系(例如，Colin等，1999；Pogge von Strandmann等，2017；Jin等，2020)。现代过程的研究也表明，温度和降水是控制硅酸盐风化强度的最主要因素(例如，黄湘通等，2025；Wang等，2025；Yu等，2025)。由此可以推测，CSDP-1站位记录的黄河流域的硅酸盐风化强度变化理应响应于冰期-间冰期气候旋回，对应的冰期化学风化强度应低于间冰期。然而，CSDP-1站位冰期-间冰期旋回中风化指标的变化与上述记录完全相反。如图4E，黏土矿物和常量元素比值指示更强的化学风化总体发生在冰期，而此时东亚季风降水较弱、气候较冷，这与上述经典的风化-气候反馈显然不符。

冰期-间冰期时间尺度上，地处黄河流域中游的黄土高原多个剖面重建的东亚夏季风降水(Beck等，2018；Gao等，2024)和温度(Gao等，2024)记录与大气CO_2浓度(Bereiter等，2015)、全球海平面(Spratt和Lisiecki，2016)和深海氧同位素(Lisiecki和Raymo，2005)具有良好的耦合关系，显示出间冰期温度较高、降水明显增多，而冰期温度较低，降水明显减少(图4A、4F和4G)。对应的，黄土高原的黄土化学风化程度指标(如CIA)在冰期-间冰期时间尺度上，也显示出与东亚夏季风降水记录一致的变化，即冰期风化较弱而间冰期风化强(Guo等，2000；Yang等，2006)。

显然，这无法解释为何黄河物质的沉积汇区-南黄海盆地记录到的是寒冷干旱的冰期相对温暖湿润的间冰期具有更强的化学风化。其原因是什么呢?在物源基本稳定的情况下，最可能的解释是黄河沉积物从中游向下游泛滥平原和陆架搬运和沉积过程中风化状态发生了变化，即冰期发生了再次风化而形成的叠加效应。

事实上，类似的冰期(低海平面)相对于间冰期(高海平面)更强的风化记录并非仅见于黄海盆地CSDP-1岩芯，在南海(Wan等，2017；Jiwarungrueangkul等，2019；万世明等，2020；Xu等，2021；Zhang等，2024)、西菲律宾海(Xu等，2018)和东海(Zhao等，2018；Zhao等，2023；Lan等，2024)等均有发现。对于冰期低海平面时期沉积物化学风化状态的变化，也有解释为冰期-间冰期旋回中物源的改变(Jiwarungrueangkul等，2019)。南海北部和南部盆地均有多条世界级大河或者高山短源河流的汇入，海平面的波动可能改变河流的输入模式，但需要对物源变化进行精确限定。黄河沉积物作为南黄海压倒性的物质供应端元，物源相对单一。基于多物源判别指标如碎屑锆石U-Pb测年、黏土矿物和Sr-Nd同位素、轻重矿物、黑碳、孢粉以及稀土元素，均表明黄河是南黄海盆地研究站位的主要沉积物来源(何梦颖等，2019；Wang K S等，2019；Zhang等，2019，2025；陈州美子等，2021；Li J等，2024)。结合本研究的物源分析，可以认为物源变化不是研究区沉积物冰期化学风化增强的原因。

排除了物源变化、源区风化、成岩作用和沉积分异作用等的影响，沉积物风化程度在冰期增强最可能的原因就是在冰期时黄河下游低地地区以及低海平面暴露的陆架沉积物再次风化(图5)，这些地区的沉积物主要剥蚀搬运自早先的间冰期黄河上游-中游地区。中更新世气候转型以来，全球气候变化最显著的特征即是10万年时间尺度的冰期-间冰期旋回，并伴随着全球海平面周期性升降(图4A)(Lisiecki和Raymo，2005；Spratt和Lisiecki，2016)。末次冰期，海平面下降幅度超过100多米，导致整个黄海和渤海几乎全部出露，总面积约0.48×10^6 km^2的宽广陆架出露为新的陆地(图1、图4和图5)。前人研究表明，冰期低海平面时期，黄河很可能流经渤海和黄海陆架，最终可能注入冲绳海槽北部(图1和图5A)(张训华等，2013；Zhao等，2018；Li等，2019)。通常来说，非乔木花粉(Non-Arboreal Pollen，NAP)与乔木花粉(Arboreal Pollen，AP)比值的自然对数(ln(NAP/AP))是量化研究区气候变迁(冷暖和干湿变化)历史的常用指标(White等，1997；Wu等，2004；Zhang P等，2013)。基于已发表的CSDP-1站位孢粉数据(Li J等，2024)，本研究重建了过去60万年以来南黄海地区ln(NAP/AP)比值的变化(图4D)。结果显示，ln(NAP/AP)比值对氧同位素(海平面升降)反映的冰期-间冰期环境变化有十分敏感的响应。CSDP-1站位的孢粉组合、海相有孔虫和介形虫含量记录显示，在冰期ln(NAP/AP)比值升高(草本含量上升)、有孔虫和介形虫含量显著减少，进一步表明冰期黄河流域显著变干，海平面大幅度下降，黄海陆架裸露为陆相环境(图4C，4D和5A)；而间冰期ln(NAP/AP)比值和有孔虫的变化相反，表明黄河流域气候温暖湿润、森林扩张，海平面上升，南黄海为海相环境(图4C，4D和5B)(Liu等，2018；Li J等，2024)。黄土高原重建的年均温度、降水和古植被记录显示，冰期相对间冰期温度下降约2–4 ℃，降水量降低一半(图4F)，植被从冰期的草本主导(以旱生的蒿属、菊科和藜科为主，含少量禾本科)，转变为间冰期的森林显著扩张(Wu等，2004；Beck等，2018；Gao等，2024)。一方面，冰期降水减少，河流的沉积物搬运能力减弱；另一方面，海平面下降，河流向海延伸，黄河输运路径也相应增长，这共同导致了黄河沉积物滞留时间增长，延长了化学风化(水岩反应)的持续时间。除此之外，广阔的黄、渤海陆架的出露为松散沉积物提供了充足的反应空间，增加了水岩反应的接触面积，叠加足够长的水岩反应时间(冰期持续约4–5万年)(Lisiecki和Raymo，2005)。尽管大陆风化速率在冰期干冷气候条件下相对温暖湿润的间冰期有所降低，但冰期暴露的陆架是“新陆地”，其风化是净增加的碳汇(Wan等，2017)。因此，上述因素共同导致南黄海陆架区冰期沉积物的风化强度显著高于间冰期(图4和5A)。另一方面，尽管间冰期气候温暖湿润，更利于硅酸盐风化(Kump等，2000；West等，2005)，但对应的这一时期河流径流量较大，黄河细粒级物质被快速搬运入海，滞留时间较短，减少了沉积物再风化的时间和空间，因此南黄海盆地间冰期的沉积物化学风化强度较低(图4和5B)。

此外，CSDP-1站位高分辨率的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值还可能记录了人类活动以及中布容气候事件。约3.3 ka BP以来，CSDP-1站位蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值和陆源物质堆积速率均异常增加(图4B和4E)，可能指示着人类活动增强所导致的黄河流域风化和水土流失加剧(Pei等，2026)。中布容事件之后，全球冰期-间冰期气候振幅显著增大以及间冰期呈现出更显著的变暖趋势(Lisiecki和Raymo，2005；Sun和An，2005；Ao等，2020)，CSDP-1站位高分辨率的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值重建的硅酸盐风化强度(程度)也有类似的变化特征，表明硅酸盐风化程度可以较好的响应中布容气候事件(图4E)。

5.4　冰期黄海陆架的沉积环境

认识冰期低海平面时期陆架的沉积环境对于评估其风化状态非常重要。早期有研究提出末次冰盛期中国东部陆架可能发生了沙漠化，认为中国渤海和黄海的陆架区域冰期经历了类似沙漠的环境条件，表现为风成沉积和干旱特征(赵松龄等，1996)。这些工作主要基于浅地层剖面推测，缺乏实际沉积记录。莎草科和禾本科是沿

海湿地最常见的代表性植物，相比较木本植物而言，草本植物的孢粉很难被长距离运输，这些湿地草本植物的含量变化可以很好地指示沿海及陆架区的植被变迁(Kawahata和Ohshima，2004；郑卓等，2013；Cheng等，2021；Li J等，2024)。来自东海大陆架和冲绳海槽北部的孢粉记录表明，间冰期以木本植物为主，而冰期草本植物(主要为蒿属)和湿生草本植物(主要为莎草科，含少量禾本科)的含量显著增加，指示了冰期低海平面时期，黄海和东海大陆架上存在大面积草地和湿地沼泽或湖泊(Kawahata和Ohshima，2004；Xu等，2013；郑卓等，2013；Li等，2026)。南黄海CSDP-1站位孢粉记录显示，喜湿且耐中度盐碱的禾本科与莎草科植物在冰期时出现明显增长(如氧同位素MIS14、MIS12、MIS10、MIS8、MIS6)(Li J等，2024)，这表明冰期随着海平面的下降，裸露的渤海和黄海陆架上形成了大面积的平原草地和沼泽湿地或湖泊(图4D和5A)。相比之下，代表荒漠条件的典型花粉如麻黄属和柽柳属等在岩芯中极为少见，其冰期植被主要为草本植物(主要为蒿属和少量藜科)和沼泽湿地植物(主要为莎草科和少量禾本科)，尽管不同冰期它们的含量具有较大差异(Li J等，2024)。模拟工作也表明，末次冰盛期南黄海陆架的年降水量和年均温度分别为450–800 mm和8–13 ℃，这与目前黄河流域下游地区，如华北平原和黄河三角洲相似(年降水量400–800 mm、年均温度11–13 ℃)(Ju等，2007；郑卓等，2013)。近年来，埋藏古河道研究表明，渤海和黄海陆架上存在着多期次、网状古黄河河道系统(Liu等，2010；Li X S等，2016；Yang等，2018；Wang L Y等，2019；Wu等，2024)(图1A)，尽管冰期黄河径流显著减少，但仍为陆架平原带来了淡水径流，也有利于草地-湿地植被的发育。综上所述，本研究认为，冰期南黄海陆架未发生显著的沙漠化，裸露的陆架上广泛分布着网状河道、湖泊和沼泽湿地，存在着较大规模的海岸平原湿地生态系统。因此，在低海平面时期暴露的中纬度黄海陆架上的黄河沉积物，在适宜的温度和降水条件下，经历了额外的淋滤和风化，由此导致黄海陆架沉积物硅酸盐风化强度与气候变化解耦。前人基于CSDP-1站位陆源碎屑物质的粒度分析提取了对气候变化敏感的细粒级组分(<17 μm)，其旋回地层学分析揭示了显著的偏心率与斜率周期，表明该站位在轨道时间尺度上保持了相对连续的沉积(Wang等，2021)。细粒级敏感组分含量变化与氧同位素曲线具有很好的一致性，表明了CSDP-1站位的沉积地层在冰期-间冰期时间尺度上是相对连续的(Wang等，2021)(图4A和4B)。一方面，研究站位位于南黄海陆架低洼区，有利于沉积地层的保存。另一方面，南黄海整体上处于构造沉降，有利于冰期沉积物的保存，即使在冰期低海平面时期(Liu等，2014；Liu等，2018；Li J等，2024)。尽管低海平面时期(水深<53 m)，研究站位出露，其冰期沉积地层很可能存在部分缺失，但上述细粒级敏感组分含量、海相有孔虫和介形虫含量、植被变迁以及硅酸盐风化强度等指标，均表明全球海平面变化是控制南黄海陆架古沉积和古环境的一级因素，它们在轨道时间尺度上能够较好地反映冰期-间冰期旋回(Liu等，2018；Wang等，2021；Li J等，2024；本研究)。这种轨道时间尺度上地层的相对连续性，为我们探讨冰期陆架风化增强提供了强有力的支撑。此外，考虑到研究区位于冬季风下风向，冰期增强的冬季风(Sun和An，2005；唐艺等，2023)很可能为暴露的南黄海陆架提供了少量风尘物质，这种风尘物质在出露陆架的再风化可能也是潜在的碳汇过程(Yang等，2021a，2023)(图5A)。

5.5 冰期陆架硅酸盐风化增强的碳汇效应

冰期低海平面时期陆架风化增强很可能是一种普遍现象，尤其是发育宽广而平坦的大陆架地区。如来自低纬地区的南海北部和南部(Hu D K等，2012；Wan等，2017；Xu等，2021；Zhang等，2024；Cao等，2025)、菲律宾海(Xu等，2018)，中纬度的东海(Zhao等，2018，2023；Lan等，2024)、黄海陆架(本研究)和北大西洋(Gutjahr等，2014)以及高纬度的东北亚(如鄂霍次克海、白令海、楚科奇海和东西伯利亚海)(Jiang等，2024；Chen等，2025；Jang等，2026)的岩芯记录，均显示了冰期显著增强的化学风化作用。但是，也有一些岩芯站位因为冰期-间冰期尺度上物源改变或者分选变化导致了风化指标更为复杂的变化(Zhao等，2018；Jiang等，2024；Cao等，2025)，可能部分掩盖了冰期风化增强的特征。

本研究模型模拟和定量估算结果表明，冰期和间冰期的硅酸盐风化碳消耗速率平均值分别为0.036和0.034 mol m^{-2} a^{-1}，冰期比间冰期平均高5.2%。基于南海南部ODP1143站位已发表的数据(Wan等，2017)，本研究定量估算了其冰期和间冰期硅酸盐风化碳消耗速率的平均值，分别为0.026和0.024 mol m^{-2} a^{-1}，冰期速率较间冰期平均高8.9%。最近，印太交汇区陆架风化在冰期-间冰期旋回中的碳汇效应的模拟工作，显示冰期风化碳消耗通量整体高于间冰期，平均增幅约为6%(Yang等，2026)。上述结果表明，中纬度温带陆架与低纬度热带陆架在冰期低海平面时期具有类似的碳汇效应。进一步估算其碳消耗通量结果显示，冰期黄渤海陆架区的碳消耗平均为0.017 Tmol a^{-1}(1 Tmol=10^{12} mol)，约占现代大陆硅酸盐风化碳消耗通量的0.2%(Gaillardet等，1999)。如

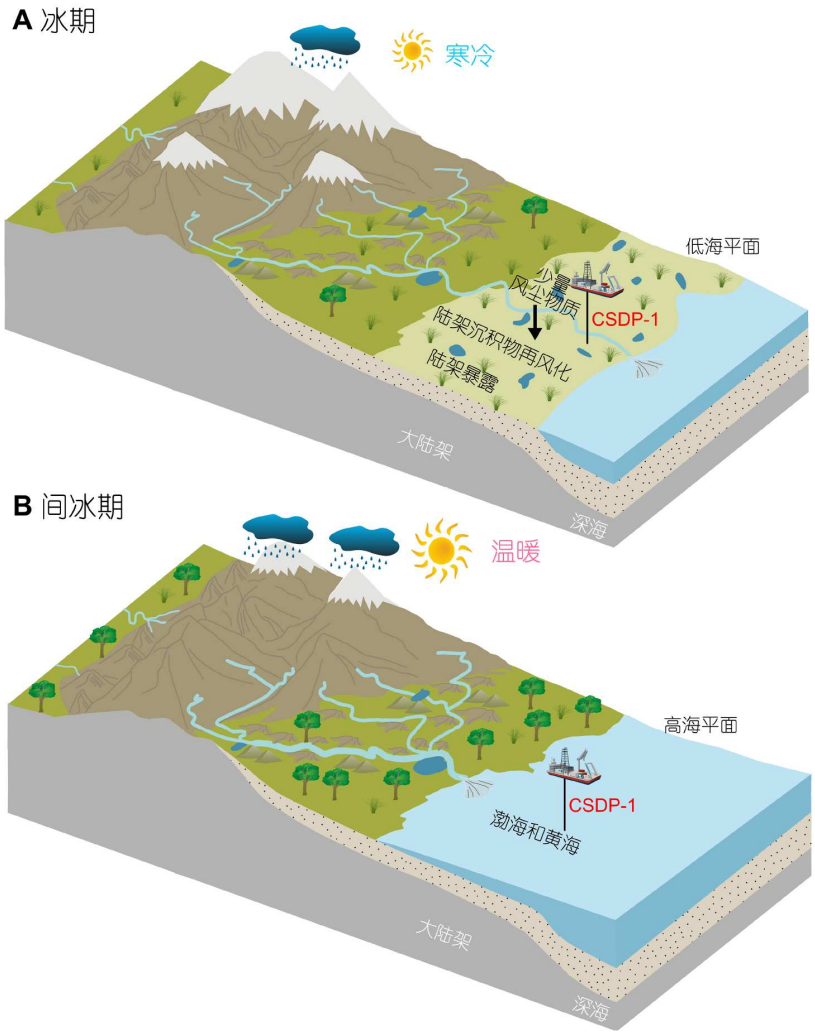


图 5　南黄海冰期陆架硅酸盐风化示意图。(A) 冰期，降水减少，河流的沉积物搬运能力减弱，海平面降低，渤海和黄海陆架几乎全部裸露，海岸线向海移动，黄河沿渤海和黄海陆架低洼地区向海延伸。黄河输运路径也相应增长，这共同导致了黄河沉积物滞留时间增长，延长了化学风化持续时间。冰期冬季风的增强，裸露的黄海陆架上可能还接受了少量风尘物质沉积。陆架上这些裸露、松散的沉积物具有较大水岩反应的接触面积和空间，叠加足够长的水岩反应时间(冰期持续约4–5万年)，尽管冰期气候变冷，降水减少，这种再次风化效应使陆架沉积物发生显著的硅酸盐风化增强现象。陆架植被以草本植物和沼泽湿地植物为主，黄海陆架上湖泊或沼泽遍布。(B) 间冰期，海平面升高，黄河河口后退，气候温暖、降水增加，此时河流径流量较大，来自黄河流域的细粒级物质被快速搬运入海，滞留时间较短，减少了沉积物再风化的时间和空间，因此南黄海盆地间冰期的沉积物化学风化强度相对较低

果东海陆架在冰期同样表现出5.2%的CO_2消耗增长(与黄渤海陆架情形一致)，那么冰期时因东海陆架暴露而增强的沉积物风化将消耗0.028 Tmol a^{-1}的大气CO_2。据此，可以估算冰期暴露的黄渤海和东海陆架的硅酸盐风化碳消耗通量约0.045 Tmol a^{-1}，约占现代大陆硅酸盐风化碳消耗通量的0.52%。进一步估算表明，冰期黄渤东海陆架的硅酸盐风化可贡献约0.3%(0.3 ppmv)的冰期pCO_2的降低(Bereiter等，2015)。由于目前缺乏对其他中纬度陆架冰期硅酸盐风化碳消耗通量的估算，本研究将低纬度陆架在冰期的风化碳消耗通量估算值(1.40 Tmol a^{-1})(Wan等，2017)与中纬度黄海和东海陆架的结果进行整合，以综合评估冰期陆架硅酸盐风化对大气CO_2变化的影响。结果显示，上述区域在冰期海平面下降期间暴露的陆架沉积物所增强的硅酸盐风化作用，可解释约9.3%的冰期大气CO_2移除量(相当于7.3 ppmv)。因此，该过程在观测到的冰期-间冰期CO_2变化幅度(90–80 ppmv)中构成了一个不可忽略的部分。

本研究揭示了冰期低海平面期间大陆架沉积物的硅酸盐风化增强这一现象，不仅存在于热带南中国海大陆架(Wan等，2017；Xu等，2018；Cao等，2025)，也存在于温带东海陆架(Lan等，2024)和黄海陆架，而且中纬度地区大陆风化对温度变化有高敏感性(Deng等，2022；Li

等，2022；Zhao等，2025），因此对于冰期-间冰期全球碳循环和气候变化可能有重要影响。这种海平面降低驱动的陆架暴露所导致的硅酸盐风化碳消耗增强，很可能通过正反馈，进一步加剧了冰期CO_2浓度和气候变化幅度（Wan等，2017；Xu等，2018）。在这种情况下，硅酸盐风化不仅会影响百万年时间尺度上的气候，而且还可能通过在冰期-间冰期时间尺度上增加大气二氧化碳的消耗而加剧冰期变化幅度（Wan等，2017；Xu等，2018），这对理解冰期-间冰期气候循环和全球碳循环具有重要意义。

6 结论

多物源指标综合分析表明，60万年以来南黄海CSDP-1站位细粒级沉积物主要来自黄河输入，其物源在冰期-间冰期时间尺度上基本稳定。综合元素地球化学和黏土矿物结果，探讨了冰期低海平面时期暴露的温带陆架沉积物的硅酸盐风化作用。化学蚀变指数（CIA）、K/Al和蒙脱石/（伊利石+绿泥石）指标的变化表明，冰期陆架沉积物风化程度比间冰期的更高。这种风化程度与气候解耦，是由于冰期低海平面时期松散陆架沉积物的暴露和长期滞留导致的硅酸盐风化增强所致。结合低纬度海区已有工作，本研究认为冰期低海平面时期中-低纬度宽广陆架沉积物的硅酸盐风化增强很可能是一种普遍现象。定量估算表明，冰期出露的陆架沉积物（包括黄海、东海及低纬度海区）增强的硅酸盐风化，其消耗的CO_2可占冰期大气CO_2总降低量的约9.3%，是影响冰期-间冰期碳循环和全球气候变化不可忽略的重要机制。

致谢 感谢中国大陆架钻探计划全体科学团队和技术人员在CSDP-1样品采集及分析中做出的辛苦工作，感谢审稿专家提出的宝贵修改建议。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版（http://earthcn.scichina.com）

参考文献

陈州美子, 万世明, 张晋, 等. 2021. 南黄海黑碳记录的中国东部晚上新世以来C3/C4植被演化. 第四纪研究, 41: 948–964
高小宝, 李超, 段知非, 等. 2025. 中国东部主要河流和边缘海碎屑沉积物Sr-Nd同位素特征及物源示踪意义. 中国科学: 地球科学, 55: 537–551
黄湘通, 崔育华, 柳宇, 等. 2025. GEOCLIM模型高分辨率模拟现代全球大陆硅酸盐风化通量: 分布特征与控制因素. 中国科学: 地球科学, 55: 2815–2828
何梦颖, 梅西, 张训华, 等. 2019. 南黄海陆架区CSDP-1孔沉积物碎屑锆石U-Pb年龄物源判别. 吉林大学学报(地球科学版), 49: 85–95
李铁刚, 秦秉斌, 万世明, 等. 2022. 晚新生代西太平洋古海洋环境演化过程与机制. 海洋科学进展, 40: 551–563
刘健, 段宗奇, 梅西, 等. 2021. 南黄海中部隆起晚新近纪—第四纪沉积序列的地层划分与沉积演化. 海洋地质与第四纪地质, 41: 25–43
宁亮, 刘健, Liu Z, 等. 2026. 古气候数据同化研究进展及展望. 中国科学: 地球科学, 56: 1642–1654
秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉. 1989. 黄海地质. 北京: 海洋出版社. 1–289
唐艺, 万世明, 赵德博, 等. 2023. 三千万年以来西太平洋黏土矿物记录的亚洲干旱及构造-气候驱动. 中国科学: 地球科学, 53: 1373–1391
万世明, 秦琳, 杨守业, 等. 2020. 南海冰期陆架风化与碳循环. 第四纪研究, 40: 1531–1549
张训华, 张志珣, 蓝先洪. 2013. 南黄海区域地质. 北京: 海洋出版社. 1–442
赵松龄, 于洪军, 刘敬圃. 1996. 晚更新世末期陆架沙漠化环境演化模式的探讨. 中国科学D辑: 地球科学, 26: 142–146
郑卓, 黄康有, 邓辊, 等. 2013. 冲绳海槽200 ka的孢粉记录及冰期-间冰期旋回古环境重建. 中国科学: 地球科学, 43: 1231–1248
Alexander C R, DeMaster D J, Nittrouer C A. 1991. Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: The Yellow Sea. Mar Geol, 98: 51–72
Ao H, Rohling E J, Stringer C, et al. 2020. Two-stage mid-Brunhes climate transition and mid-Pleistocene human diversification. Earth-Sci Rev, 210: 103354
Arnscheidt C W, Rothman D H. 2022. Presence or absence of stabilizing Earth system feedbacks on different time scales. Sci Adv, 8: eadc9241
Beck J W, Zhou W, Li C, et al. 2018. A 550,000-year record of East Asian monsoon rainfall from ^{10}Be in loess. Science, 360: 877–881
Bereiter B, Eggleston S, Schmitt J, et al. 2015. Revision of the EPICA Dome C CO_2 record from 800 to 600 kyr before present. Geophys Res Lett, 42: 542–549
Berner R A, Caldeira K. 1997. The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle. Geology, 25: 955–956
Best J. 2019. Anthropogenic stresses on the world's big rivers. Nat Geosci, 12: 7–21
Beyer R M, Krapp M, Manica A. 2020. High-resolution terrestrial climate, bioclimate and vegetation for the last 120,000 years. Sci Data, 7: 236
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
Brantley S L, Shaughnessy A, Lebedeva M I, et al. 2023. How temperature-dependent silicate weathering acts as Earth's geological thermostat. Science, 379: 382–389
Cao Y, Wang S, Jin G, et al. 2025. Enhanced silicate weathering during glacial lowstands: New evidence from shelf sediments in the northern South China Sea. Quat Sci Adv, 18: 100282
Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. Berlin: Springer Verlag. 1–623
Chen J, Li C, Xiao W, et al. 2025. Deciphering silicate weathering archives registered in the late Quaternary sediments of Asian continent marginal seas. Earth-Sci Rev, 274: 105377
Chen Z, Wan S, Zhang J, et al. 2022. Human impact overwhelms long-term climatic control on C4 vegetation in the Yellow River Basin after 3 ka BP. Geosyst Geoenviron, 1: 100021
Cheng Z, Weng C, Steinke S, et al. 2021. Marine pollen records provide perspective on coastal wetlands through Quaternary sea-level changes. Ecol Indic, 133: 108405
Clift P D, Jonell T N, Du Y, et al. 2024. The impact of Himalayan-Tibetan erosion on silicate weathering and organic carbon burial. Chem Geol, 656: 122106
Colin C, Turpin L, Bertaux J, et al. 1999. Erosional history of the Himalayan

and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. Earth Planet Sci Lett, 171: 647–660
Deng K, Yang S, Guo Y. 2022. A global temperature control of silicate weathering intensity. Nat Commun, 13: 1781
Dinis P A, Garzanti E, Hahn A, et al. 2020. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. Earth-Sci Rev, 201: 103039
Donnadieu Y, Goddéris Y, Ramstein G, et al. 2004. A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. Nature, 428: 303–306
Fang X, Galy A, Yang Y, et al. 2019. Paleogene global cooling-induced temperature feedback on chemical weathering, as recorded in the northern Tibetan Plateau. Geology, 47: 992–996
France-Lanord C, Derry L A. 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. Nature, 390: 65–67
Frings P J. 2019. Palaeoweathering: How do weathering rates vary with climate? Elements, 15: 259–265
Fu H, Jian X, Pan H. 2023. Bias in sediment chemical weathering intensity evaluation: A numerical simulation study. Earth-Sci Rev, 246: 104574
Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. 1999. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem Geol, 159: 3–30
Gao X, Hao Q, Wang L, et al. 2024. Changes in monsoon precipitation in East Asia under a 2°C interglacial warming. Sci Adv, 10: eadm7694
Gibbs R J. 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. J Sediment Res, 47: 237–243
Guo Y, Li C, Wang C, et al. 2021. Sediment routing and anthropogenic impact in the Huanghe River catchment, China: An investigation using Nd isotopes of river sediments. Water Resour Res, 57: e2020WR028444
Guo Z, Biscaye P, Wei L, et al. 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. Geophys Res Lett, 27: 1751–1754
Gutjahr M, Frank M, Lippold J, et al. 2014. Peak Last Glacial weathering intensity on the North American continent recorded by the authigenic Hf isotope composition of North Atlantic deep-sea sediments. Quat Sci Rev, 99: 97–111
Hu B Q, Li G G, Li J, et al. 2012. Provenance and climate change inferred from Sr–Nd–Pb isotopes of late Quaternary sediments in the Huanghe (Yellow River) Delta, China. Quat Res, 78: 561–571
Hu D K, Böning P, Köhler C M, et al. 2012. Deep sea records of the continental weathering and erosion response to East Asian monsoon intensification since 14ka in the South China Sea. Chem Geol, 326–327: 1–18
Huang X, Mei X, Yang S, et al. 2021. Disentangling Combined effects of sediment sorting, provenance, and chemical weathering from a pliocene-pleistocene sedimentary core (CSDP-1) in the South Yellow Sea. Geochem Geophys Geosyst, 22: e2020GC009569
Jang K, Huh Y, Han Y. 2026. Glacially enhanced incongruent weathering in the Bering Sea recorded by hafnium-neodymium isotopes. Chem Geol, 705: 123281
Jia L, Hu D, Wu H, et al. 2017. Yellow River terrace sequences of the Gonghe-Guide section in the northeastern Qinghai-Tibet: Implications for plateau uplift. Geomorphology, 295: 323–336
Jiang X, Wang K, Yao Z, et al. 2024. Climates and sea-level controls on chemical weathering in the northern shelf of the Okhotsk Sea in the past 23 ka. J Asian Earth Sci, 270: 106186
Jin H, Wan S, Liu C, et al. 2023. Evolution of silicate weathering in South China since 30 Ma: Controlling factors and global implications. Glob Planet Change, 223: 104095
Jin Z, Yu J, Zhang F, et al. 2020. Glacial-interglacial variation in catchment weathering and erosion paces the Indian summer monsoon during the Pleistocene. Quat Sci Rev, 248: 106619
Jiwarungrueangkul T, Liu Z, Zhao Y. 2019. Terrigenous sediment input responding to sea level change and East Asian monsoon evolution since the last deglaciation in the southern South China Sea. Glob Planet Change, 174: 127–137
Ju L, Wang H, Jiang D. 2007. Simulation of the Last Glacial Maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 248: 376–390
Kawahata H, Ohshima H. 2004. Vegetation and environmental record in the northern East China Sea during the late Pleistocene. Glob Planet Change, 41: 251–273
Kong P, Jia J, Zheng Y. 2014. Time constraints for the Yellow River traversing the Sanmen Gorge. Geochem Geophys Geosyst, 15: 395–407
Kump L R, Brantley S L, Arthur M A. 2000. Chemical weathering, atmospheric CO_2 , and climate. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 611–667
Lan K, Liu X, Li A, et al. 2024. Changes in chemical weathering regime of shelf sediments of the East China Sea controlled by sea-level and climatic changes since the last deglaciation. J Asian Earth Sci, 268: 106169
Lee S G, Kim J K, Yang D Y, et al. 2008. Rare earth element geochemistry and Nd isotope composition of stream sediments, south Han River drainage basin, Korea. Quat Int, 176–177: 121–134
Li F, Yang S, Breecker D O, et al. 2022. Responses of silicate weathering intensity to the Pliocene-Quaternary cooling in East and Southeast Asia. Earth Planet Sci Lett, 578: 117301
Li F L, Yang S Y, Breecker D O, et al. 2024. Large river expansion and global cooling controlled the Plio-Pleistocene weathering intensity records in East Asian margin. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 655: 112517
Li G X, Qiao L L, Dong P, et al. 2016. Hydrodynamic condition and suspended sediment diffusion in the Yellow Sea and East China Sea. J Geophys Res Oceans, 121: 6204–6222
Li J, Fang X, Song C, et al. 2014. Late Miocene-Quaternary rapid stepwise uplift of the NE Tibetan Plateau and its effects on climatic and environmental changes. Quat Res, 81: 400–423
Li J, Pang Z H, Liu Y L, et al. 2023. Changes in groundwater dynamics and geochemical evolution induced by drainage reorganization: Evidence from ^{81}Kr and ^{36}Cl dating of geothermal water in the Weihe Basin of China. Earth Planet Sci Lett, 623: 118425
Li J, Yang S X, Liu J, et al. 2024. Pollen evidence of enhanced Yellow River provenance into the South Yellow Sea after the Middle Pleistocene transition. Quat Sci Rev, 344: 108961
Li J, Lu K, Yang S, et al. 2026. Expansion of grassland/open woodland across the East China Sea shelf since MIS 4 facilitated the early human dispersal. Quat Sci Rev, 376: 109835
Li M H, Hu Z B, Wang P, et al. 2023. Provenance analysis of Yellow River terraces highlights causes of siltation and natural hazards in the North China Plain. J Geophys Res Earth Surf, 128: e2023JF007246
Li Q, Zhang Q, Li G, et al. 2019. A new perspective for the sediment provenance evolution of the middle Okinawa Trough since the last deglaciation based on integrated methods. Earth Planet Sci Lett, 528: 115839
Li X S, Zhao Y X, Feng Z B, et al. 2016. Quaternary seismic facies of the

South Yellow Sea shelf: Depositional processes influenced by sea-level change and tectonic controls. Geol J, 51: 77–95
Lin A, Yang Z, Sun Z, et al. 2001. How and when did the Yellow River develop its square bend? Geology, 29: 951–954
Lin X, Xu Q, Barham M, et al. 2024. Tracing the source areas of detrital zircon and K-feldspar in the Yellow River Basin. Earth-Sci Rev, 251: 104718
Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography. Paleoceanogr, 20: 1–17
Liu D. 1985. Loess and the Environment. Beijing: Science Press. 1–481
Liu J, Saito Y, Kong X, et al. 2010. Delta development and channel incision during marine isotope stages 3 and 2 in the western South Yellow Sea. Mar Geol, 278: 54–76
Liu J, Shi X, Liu Q, et al. 2014. Magnetostratigraphy of a greigite-bearing core from the South Yellow Sea: Implications for remagnetization and sedimentation. J Geophys Res Solid Earth, 119: 7425–7441
Liu J X, Liu Q S, Zhang X H, et al. 2016. Magnetostratigraphy of a long Quaternary sediment core in the South Yellow Sea. Quat Sci Rev, 144: 1–15
Liu J, Zhang X, Mei X, et al. 2018. The sedimentary succession of the last ~3.50 Myr in the western South Yellow Sea: Paleoenvironmental and tectonic implications. Mar Geol, 399: 47–65
Liu X, Qiao L, Zhong Y, et al. 2020. Pathways of suspended sediments transported from the Yellow River mouth to the Bohai Sea and Yellow Sea. Estuar Coast Shelf Sci, 236: 106639
Liu Z F, Zhao Y L, Colin C, et al. 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. Earth-Sci Rev, 153: 238–273
Lu J, Li A, Zhang J, et al. 2025. Sediment provenance shifts in the South Yellow Sea: Implications of reduced river discharges over the past 60 years. Mar Geol, 489: 107638
Lyu H, Lu H. 2024. Precipitation is the main control on the global distribution of soil clay minerals. Earth-Sci Rev, 257: 104891
Maher K, Chamberlain C P. 2014. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle. Science, 343: 1502–1504
McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, et al. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Proceedings of Controlling the Composition of Clastic Sediments. Boulder: GSA. 21–40
Milliman J D, Farnsworth K L. 2011. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge: Cambridge University Press
Nie J, Stevens T, Rittner M, et al. 2015. Loess Plateau storage of Northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment. Nat Commun, 6: 8511
Pan B, Su H, Hu Z, et al. 2009. Evaluating the role of climate and tectonics during non-steady incision of the Yellow River: Evidence from a 1.24 Ma terrace record near Lanzhou, China. Quat Sci Rev, 28: 3281–3290
Pang H, Pan B, Garzanti E, et al. 2018. Mineralogy and geochemistry of modern Yellow River sediments: Implications for weathering and provenance. Chem Geol, 488: 76–86
Park Y, Maffre P, Goddéris Y, et al. 2020. Emergence of the Southeast Asian islands as a driver for Neogene cooling. Proc Natl Acad Sci USA, 117: 25319–25326
Pei W, Wan S, Clift P D, et al. 2026. High-resolution marine records of human-nature interactions in the Yellow River Basin since 2.2 kyr ago. Glob Planet Change, 256: 105143
Penman D E, Caves Rugenstein J K, Ibarra D E, et al. 2020. Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. Earth-Sci Rev, 209: 103298
Petley D N. 2010. The Continental Shelf and Continental Slope, Sediment Cascades. Hoboken: John Wiley & Sons, Ltd. 433–448
Pogge von Strandmann P A E, Vaks A, Bar-Matthews M, et al. 2017. Lithium isotopes in speleothems: Temperature-controlled variation in silicate weathering during glacial cycles. Earth Planet Sci Lett, 469: 64–74
Qiao S, Shi X, Wang G, et al. 2017. Sediment accumulation and budget in the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. Mar Geol, 390: 270–281
Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117–122
Ren J, Tamaki K, Li S, et al. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 344: 175–205
Ren M E, Shi Y L. 1986. Sediment discharge of the Yellow River (China) and its effect on the sedimentation of the Bohai and the Yellow Sea. Cont Shelf Res, 6: 785–810
Ren X, Nie J, Saylor J E, et al. 2020. Temperature control on silicate weathering intensity and evolution of the neogene east asian summer monsoon. Geophys Res Lett, 47: e2020GL088808
Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Pergamon. 1–64
Saito Y, Yang Z, Hori K. 2001. The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: A review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. Geomorphology, 41: 219–231
Shao Y, Wyrwoll K H, Chappell A, et al. 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. Aeolian Res, 2: 181–204
Shi X, Yao Z, Liu Q, et al. 2016. Sedimentary architecture of the Bohai Sea China over the last 1 Ma and implications for sea-level changes. Earth Planet Sci Lett, 451: 10–21
Song Z, Wan S, Colin C, et al. 2023. Enhanced weathering input from South Asia to the Indian Ocean since the late Eocene. Sci Bull, 68: 305–313
Spratt R M, Lisiecki L E. 2016. A late Pleistocene sea level stack. Clim Past, 12: 1079–1092
Sun Y, An Z. 2005. Late Pliocene-Pleistocene changes in mass accumulation rates of eolian deposits on the central Chinese Loess Plateau. J Geophys Res-Atmos, 110: 1–8
Tian Z X, Zhang Y, Xiong W, et al. 2025. Environmental and provenance variations in borehole core CSH-01B from the western edge of the North Yellow Sea: Responses to tectonic movements since the late pliocene. Quat Sci Rev, 350: 109164
Walker J C G, Hays P B, Kasting J F. 1981. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. J Geophys Res, 86: 9776–9782
Wan S, Clift P D, Li A, et al. 2012. Tectonic and climatic controls on long-term silicate weathering in Asia since 5 Ma. Geophys Res Lett, 39: 1–5
Wan S, Clift P D, Zhao D, et al. 2017. Enhanced silicate weathering of tropical shelf sediments exposed during glacial lowstands: A sink for atmospheric CO_2. Geochim Cosmochim Acta, 200: 123–144
Wang H, Saito Y, Zhang Y, et al. 2011. Recent changes of sediment flux to the western Pacific Ocean from major rivers in East and Southeast Asia. Earth-Sci Rev, 108: 80–100
Wang K S, Shi X F, Yao Z Q, et al. 2019. Heavy-mineral-based provenance

and environment analysis of a Pliocene series marking a prominent transgression in the south Yellow Sea. Sediment Geol, 382: 25–35
Wang L Y, Li G X, Xu J S, et al. 2019. Strata sequence and paleochannel response to tectonic, sea-level, and Asian monsoon variability since the late Pleistocene in the South Yellow Sea. Quat Res, 92: 450–468
Wang L, Li G, Liu J, et al. 2021. Astronomical dating of Quaternary strata in the South Yellow Sea and its indication for paleoclimatic evolution. Mar Geol, 439: 106557
Wang S, Fu B, Piao S, et al. 2016. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes. Nat Geosci, 9: 38–41
Wang S, Li C, Duan Z, et al. 2025. Climate and topography controls on chemical weathering in Changjiang River Basin. Glob Planet Change, 251: 104841
Wang X, Hu G, Saito Y, et al. 2022. Did the modern yellow river form at the mid-pleistocene transition? Sci Bull, 67: 1603–1610
Wang Z B, Li R H, Yang S Y, et al. 2019. Comparison of detrital mineral compositions between stream sediments of the Yangtze River (Changjiang) and the Yellow River (Huanghe) and their provenance implication. China Geol, 2: 169–178
Wei G, Li X, Liu Y, et al. 2006. Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea. Paleoceanography, 21: 1–11
Wellner R W, Bartek L R. 2003. The effect of sea level, climate, and shelf physiography on the development of incised-valley complexes: A modern example from the East China Sea. J Sediment Res, 73: 926–940
West A J, Galy A, Bickle M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. Earth Planet Sci Lett, 235: 211–228
White J M, Ager T A, Adam D P, et al. 1997. An 18 million year record of vegetation and climate change in northwestern Canada and Alaska: Tectonic and global climatic correlates. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 130: 293–306
Willeit M, Ganopolski A, Calov R, et al. 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO_2 and regolith removal. Sci Adv, 5: eaav7337
Wu C, Wu Y, Yu X, et al. 2023. Geochemical compositions of size-fractioned sediment samples from the Yangtze and Yellow Rivers: Implications for chemical weathering, fractionation behavior of provenance tracers, and sources of radial sand ridges. Geochem Geophys Geosyst, 24: e2023GC011059
Wu F, Fang X, Ma Y, et al. 2004. A 1.5 Ma sporopollen record of paleoecologic environment evolution in the central Chinese Loess Plateau. Chin Sci Bull, 49: 295–302
Wu S, Liu J, Chu H, et al. 2024. Identification of three stages of paleochannels and main source analysis beginning in the middle Pleistocene in the western Bohai Sea in north China. Estuar Coast Shelf Sci, 296: 108601
Wu X, Wang H, Bi N, et al. 2020. Climate and human battle for dominance over the Yellow River's sediment discharge: From the Mid-Holocene to the Anthropocene. Mar Geol, 425: 106188
Xiao G, Sun Y, Yang J, et al. 2020. Early Pleistocene integration of the Yellow River I: Detrital-zircon evidence from the North China Plain. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 546: 109691
Xu C, Wang H, Mou X, et al. 2022. Sea level change determined paleochannel development on the continental shelf of the southern East China Sea since MIS 5. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 606: 111242
Xu D, Lu H, Wu N, et al. 2013. Asynchronous marine-terrestrial signals of the last deglacial warming in East Asia associated with low- and high-latitude climate changes. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 9657–9662
Xu F, Hu B, Zhao J, et al. 2021. Provenance and weathering of sediments in the deep basin of the northern South China Sea during the last 38 kyr. Mar Geol, 440: 106602
Xu Z, Li T, Clift P D, et al. 2018. Bathyal records of enhanced silicate erosion and weathering on the exposed Luzon shelf during glacial lowstands and their significance for atmospheric CO_2 sink. Chem Geol, 476: 302–315
Yan M, Chi Q, Gu T, et al. 1997. Chemical composition of upper crust in eastern China. Sci China Ser D-Earth Sci, 40: 530–539
Yang J, Li G, Liu Y, et al. 2018. Evolution of sedimentary mode since Pleistocene in the central South Yellow Sea, China, based on seismic stratigraphy analysis. Quat Int, 482: 157–170
Yang J, Zhang C, Wang J Y, et al. 2025. New insights into the timing of the Yellow River flowing into the North China Plain: Evidence from detrital zircon U-Pb geochronology and heavy mineral assemblages of sediments. Geomorphology, 471: 109570
Yang S C, Hu S B, Cai D S, et al. 2003. Geothermal field and thermotectonic evolution in Southern South Yellow Sea Basin. Chin Sci Bull, 48: 2466–2471
Yang S, Jung H S, Li C. 2004. Two unique weathering regimes in the Changjiang and Huanghe drainage basins: Geochemical evidence from river sediments. Sediment Geol, 164: 19–34
Yang S, Ding F, Ding Z. 2006. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. Geochim Cosmochim Acta, 70: 1695–1709
Yang S Y, Jung H S, Choi M S, et al. 2002. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments. Earth Planet Sci Lett, 201: 407–419
Yang S Y, Jung H S, Lim D I, et al. 2003. A review on the provenance discrimination of sediments in the Yellow Sea. Earth-Sci Rev, 63: 93–120
Yang Y, Galy A, Fang X, et al. 2021a. East Asian monsoon intensification promoted weathering of the magnesium-rich southern China upper crust and its global significance. Sci China Earth Sci, 64: 1155–1170
Yang Y, Ye C, Galy A, et al. 2021b. Monsoon-enhanced silicate weathering as a new atmospheric CO_2 consumption mechanism contributing to fast late miocene global cooling. Paleoceanog Paleoclimatol, 36: e2020PA004008
Yang Y, Galy A, Zhang J, et al. 2023. Dust transport enhanced land surface weatherability in a cooling world. Geochem Perspect Let, 26: 36–39
Yang Y, Xu Z, Zhao D, et al. 2026. Rainfall amplified sea-level control on silicate weathering in the Indo-Pacific Convergence Zone during Quaternary glacials. Commun Earth Environ, 7: 195
Yang Z S, Liu J P. 2007. A unique Yellow River-derived distal subaqueous delta in the Yellow Sea. Mar Geol, 240: 169–176
Yao Z, Shi X, Qiao S, et al. 2017. Persistent effects of the Yellow River on the Chinese marginal seas began at least ~880 ka ago. Sci Rep, 7: 2827
Yu M, Liu Z, Zhao Y, et al. 2025. Chemical weathering and its control mechanism in the Yarlung Zangbo drainage basin on the Tibetan Plateau. Glob Planet Change, 251: 104819
Yu Z, Ruan J, Song L, et al. 2024. Late Pleistocene island weathering and precipitation in the Western Pacific Warm Pool. npj Clim Atmos Sci, 7: 91
Zhang C, Huang X, Dou Y, et al. 2024. Enhanced weathering during glacial periods and its dynamic response to climate and sea-level changes

inferred from the northern South China Sea sediments. Quat Sci Adv, 13: 100159

Zhang J, Wan S, Clift P D, et al. 2019. History of Yellow River and Yangtze River delivering sediment to the Yellow Sea since 3.5 Ma: Tectonic or climate forcing? Quat Sci Rev, 216: 74–88

Zhang J, Wan S, Clift P D, et al. 2025. Evolution of silicate weathering in the Yangtze River Basin since 3.5 Ma as archived in the East China Seas: Controlling factors and global significance. Glob Planet Change, 250: 104807

Zhang P, Miao Y, Zhang Z, et al. 2013. Late Cenozoic sporopollen records in the Yangtze River Delta, East China and implications for East Asian summer monsoon evolution. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 388: 153–165

Zhang Z, Daly J S, Tian Y, et al. 2022. Sedimentary provenance perspectives on the evolution of the major rivers draining the eastern Tibetan Plateau. Earth-Sci Rev, 232: 104151

Zhao D, Wan S, Clift P D, et al. 2018. Provenance, sea-level and monsoon climate controls on silicate weathering of Yellow River sediment in the northern Okinawa Trough during late last glaciation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 490: 227–239

Zhao D, Lu Z, Wan S, et al. 2023. Quaternary rainfall variability is governed by insolation in northern China and ice-sheet forcing in the South. Commun Earth Environ, 4: 7

Zhao D, Wan S, Huang X, et al. 2025. Precessional variation of monsoon-controlled silicate weathering caused steady atmospheric carbon dioxide consumption during glacial periods. Commun Earth Environ, 6: 505

（责任编委：李三忠）