

Explore the Planet Earth

地球科学前沿报道

2021 · 第4辑



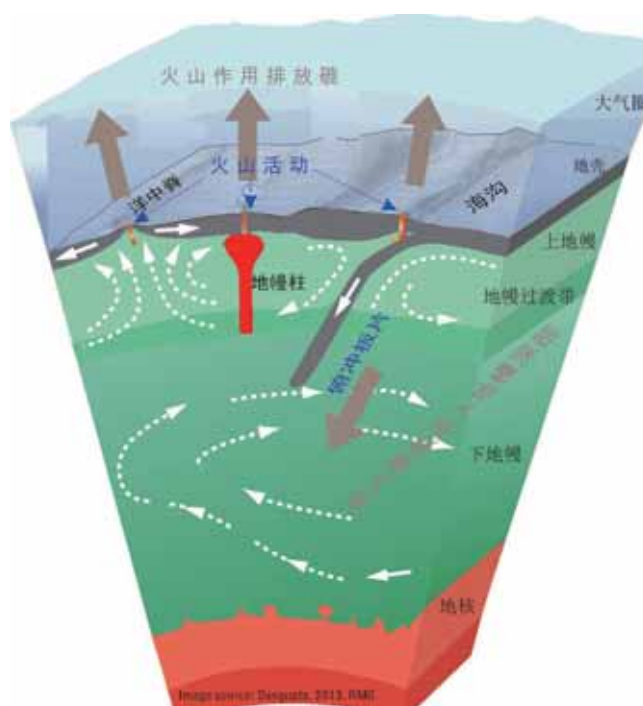
中国科学院地质与地球物理研究所
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, CHINESE ACADEMY OF SCIENCES



中国科学院前沿科学与教育局
Bureau of Frontier Sciences and Education Chinese Academy of Sciences

地球科学前沿报道

2021 · 第 4 辑



中国科学院地质与地球物理研究所

目录



1. 地震寻踪	1
Science: 海底光纤地球物理学研究.....	2
NC: 基于分布式光纤声波传感器的冰川微地震监测和地震波传播研究.....	8
PNAS: 利用密集地震阵列观测冰下水文系统及其动力学.....	12
Science: 基于区域地震台网进行灾难性洪流事件识别与早期预警.....	16
NC: 通过深度学习实时确定地震震源机制.....	20
NG: 地震各向异约束下的内核生长模式.....	23
NG: 地震各向异性观测揭示冰岛大洋地壳流.....	28
NG: 印 - 非地幔柱树形结构的地震层析成像研究.....	33
Nature: 中大西洋中脊下方减薄的地幔过渡带.....	39
NG: 混合不充分的地幔过渡带及其热状态——来自地震波的约束.....	43
2. 岩石圈演化	47
PNAS: 南非冥古宙碎屑锆石可能形成于洋岛环境.....	48
PNAS: W 同位素制约地球早期地幔对流模式.....	51
PNAS: 地球最早的大陆何时开始高出海平面.....	54
NC: 太古宙早期洋壳俯冲的钙同位素证据.....	58
PNAS: 金伯利岩揭示早期地球分异的残留地幔储存在核幔边界的 LLSVPs.....	61



SA: 37 亿年以来长英质大陆的模式生长.....	65
NG: 石英包裹体揭示下地壳与高压熔体有关的地震活动.....	69
Nature: 大洋转换断层处的拉张构造与两阶段地壳增生.....	73
SA: 浅部岩浆储库流纹质熔体快速抽离与花岗岩体的形成.....	77
CEE: 超大陆从何处裂解?	82
NG: 地幔柱诱发板块旋转可能是触发俯冲起始和启动板块构造的根本原因?	87
Nature: 海沟外侧隆起的脆韧性破坏导致板片分段.....	91
NC: 红海演化新模型——13 Ma 海底扩张贯穿红海.....	95
Nature: 海底电磁探测揭示富水海山俯冲与弧前慢地震之间的关联.....	98
NG: 解读现代超高温 (UHT) 变质作用的形成机制.....	102
NC: 地幔温度和板块厚度对板内火山活动的全球影响.....	108
NC: 深源气体释放视角下的青藏高原东南部生长动力学过程.....	112
3. 环境演变.....	118
Science: 过去气候预示着我们的未来.....	119
NG: 地球富氧大气的未来寿命.....	123
NG: 地球自转速率与大氧化事件的潜在联系.....	128
Nature: 重新厘定“大氧化事件”	133
PNAS: 沉积物中的岩相碳限定元古宙大气氧含量.....	136
PNAS: 高分辨率古生代气候记录.....	141
PNAS: 晚三叠世科罗拉多高原古气候重建——基于赤铁矿含量变化.....	146
Science: 白垩纪末植物灭绝事件和现代雨林的起源.....	150
PNAS: 古新世 - 始新世极热事件沉积物中巨型针状化石磁小体的磁学识别.....	154
Nature: 上新世温暖期西风带减弱并向极地移动.....	157
Science: 太阳辐射在间冰期末期激发的气候突变.....	161
Science: 四万两千年前的全球环境危机.....	164
Nature: 地下水记录的末次冰盛期大陆降温幅度 (6 °C)	169
Nature: 末次冰盛期以来的全球地表气温全时空重建.....	172

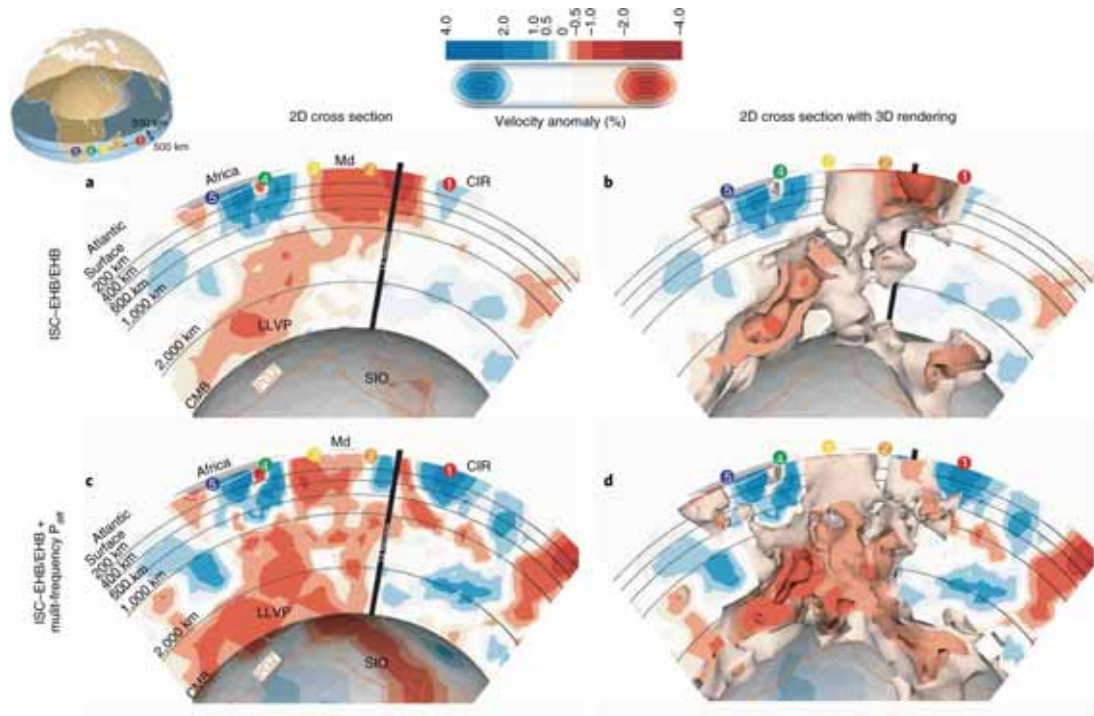


Nature: 指标季节性的分离揭示全球变暖已持续上万年	175
Science: 气候系统的多年代际振荡可能是由火山活动引起的	179
Science+PNAS: 人类活动对全球植被生态系统产生深刻影响	183
NG: 欧洲过去 20 年的极端干旱为两千多年来最严重	187
SA: 孟加拉湾深海沉积物预测未来南亚季风区降雨增加	190
4. 碳循环	194
Science: 1.5°C 温控场景下的中国路线图	195
NC: 直接空气捕获技术 (DAC) 发展政策路线图	202
NG: 上地幔的碳含量与熔融深度正相关	206
NG: 水库在全球碳循环中为碳源而非碳汇	210
NG: 沉积岩风化的二氧化碳释放对大气升温的正反馈	214
NG: 侵蚀作用控制下硅酸盐、碳酸盐和硫化物风化对二氧化碳释放的影响	218
Nature: 从锂同位素来看地球历史上碳和硅循环演化	222
PNAS: 早期地球 CO ₂ 温室效应可解释“黯淡太阳悖论”和低海水 ¹⁸ O/ ¹⁶ O 比值	229
NG: 大陆弧主导的中古生代以来的全球化学风化	236
PNAS: 德干 LIPs 早期岩浆脱气与晚白垩世全球气候变化	242
SA: 协调新生代大气 CO ₂ 浓度、风化和碳酸盐补偿深度	247
NC: 火山活动触发古新世 / 始新世碳释放的正反馈	252
Science: 温度对海洋弱光带碳循环和生物演化的控制	256
NC: 现代层化湖泊含铁沉积物中有机质的矿化作用	261
5. 行星科学	265
Nature: 中国发现世界级天文和行星光学台址——冷湖	266
NP: 太阳耀斑辐射扰动磁层空间	270
PNAS: 金星的“板块构造”——全球尺度分块运动的岩石圈	274
NG: FeO 的超高压相变及其对系外行星内部的启示	278
NC: 深度学习窥视月球永久阴影区	282
NREE: 从早期地球和火星沉积岩中寻找生命	286

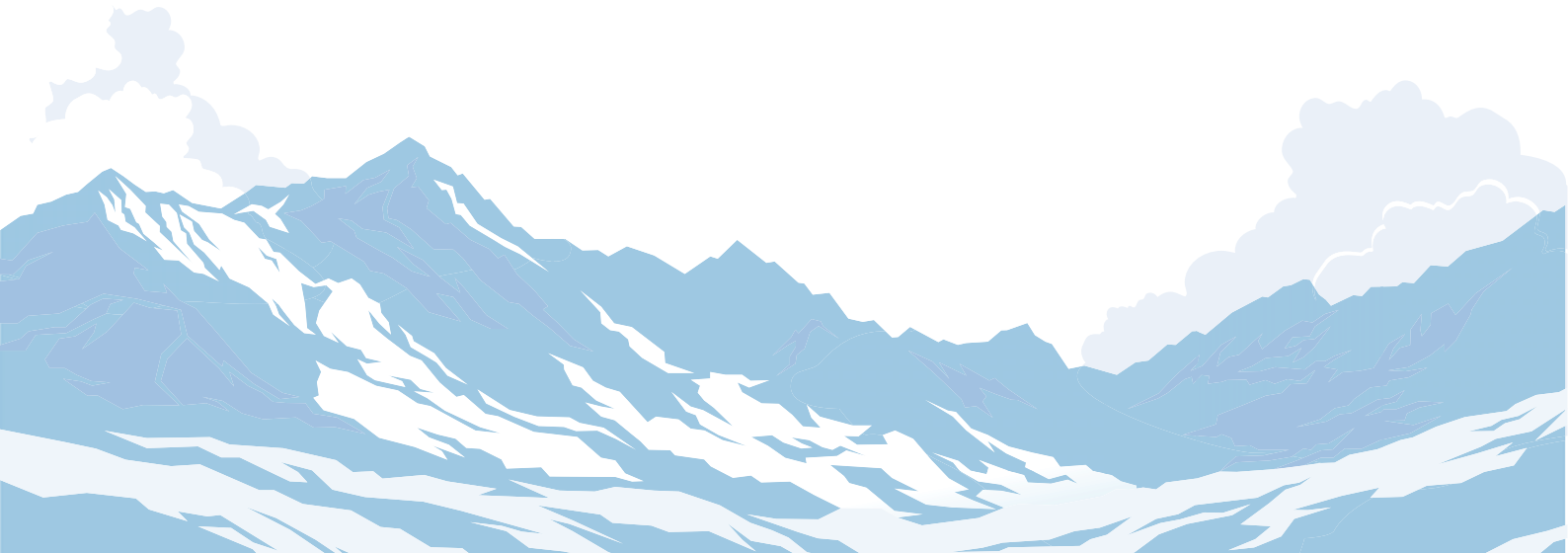


NG: 早期火星的多期变暖、氧化和地球化学转变的耦合模式.....	290
Science: 卤水破坏了火星盖尔陨石坑沉积岩中的粘土矿物.....	296
Science: 火星上的水去了哪里?	298
Science: 火星核的地震学探测.....	300
Science: 火星地幔的探测.....	304
Science: 火星壳的厚度和结构.....	307
Nature: 热木星大气首次同时探测到六种分子.....	311
6. 前沿——永无止境.....	315
PNAS: 地磁场古强度结果揭示中生代弱偶极磁场期.....	316
PNAS: 一种对矿物进行分类的新方法.....	320
NREE: 通过集成方法实现技术材料的可持续提取.....	322
NC: 晶粥模型及围岩批式混染在 Bushveld 层状岩体中的应用.....	326
NC: 微量元素催化矿物交代反应并促进超大型矿床的形成.....	331
NC: 钾钠长石连续的钠 - 钾蚀变——受控于自我驱动的动力学过程.....	336
PNAS: 金以胶体形式运移和絮凝形成超常富集金矿脉.....	340
PNAS: 德克萨斯州 Delaware 盆地广泛的深部地震活动主要由浅层污水注入驱动.....	344
NG: 地形应力对岩体滑坡规模的控制.....	349
NC: 厄尔尼诺现象和降雨型滑坡灾害影响的全球关联.....	356
NG: 树轮放射性碳揭示过去千年太阳活动存在 11 年周期.....	360
NC: 地下水排泄影响海洋 Li、Mg、Ca、Sr 和 Ba 同位素的均衡.....	364
NG: 汇聚板块边缘的地球构造活动对生物圈 - 地圈反馈机制的影响.....	368
PNAS: 在生命起源前地球协同形成多孔二氧化硅和多肽.....	374

1. 地震寻踪



(Tsekhmistrenko et al., 2021, Nature Geoscience)





Science: 海底光纤地球物理学研究

摘要：占地表面积 70% 的海洋是地球内部结构和震源研究的空区。美国加州理工学院詹中文等利用现有海底通信光缆，在不添加新设备、不影响正常光纤通讯的情况下，发展了探测地震和海浪运动的新方法。该方法的提出有望填补海洋地球物理观测的空缺，推动建立更经济、更广泛的全球海底地球物理监测网，助力地球物理学和海洋学学科发展。

占地表面积 70% 的海洋是地球物理观测的难点和空白区。海洋地球物理观测的缺失不仅很大程度上限制了我们对海底地震和地球内部结构的认知，也给地震和海啸预警工作带来极大困难。目前，海底地震和海啸预警主要依赖于漂浮式水听器和海底地震仪的观测记录。而漂浮式水听器和海底地震仪价格昂贵，维护困难，难以密集布设，制约了海底地震和海啸预警研究的发展。

美国加州理工学院地震实验室助理教授詹中文联合谷歌光纤通信专家在《Science》发表研究论文，创新性地提出了基于光偏振原理将跨洋通信光缆“转化”为地震仪的方法。这一方法无需增设仪器，不影响光纤正常通讯，不涉及通讯隐私，仅利用通讯公司已有的光纤偏振状态记录即可实现全天候地震、海啸监测，为海底地震研究和海啸预警提供了全新的思路，成为光纤地震学前沿研究领域的新突破。

1. 光纤地震学发展现状

光纤地震学是一门新兴的地震学分支。近年来，通过将细如发丝的光纤改造为一系列地震传感器，光纤地震学已

成功应用于海洋地球物理观测，引起了国际地学界的广泛关注。在詹中文等的新方法提出之前，光纤地震学主要依赖于两项主流技术，即分布式光纤声学传感（Distributed Acoustic Sensing, DAS; Zhan, 2019）和超稳定激光干涉（Ultrastable Laser Interferometry, ULI; Marra et al., 2018）。

分布式光纤声学传感（DAS）技术通过在通讯光缆一端增置调制解调器，输入激光信号并接收光纤内部瑕点反向散射信号，利用 Rayleigh 反向散射干涉获取沿光纤的应变或应变率，从而将通讯光纤改造为一系列地震仪（Sladen et al., 2019; Zhan, 2019）。相比于传统地震仪数公里到数十公里的空间采样率，DAS 的空间采样率可达 1-10m，并且兼具实时传输功能（Wang et al., 2020）。DAS 方法已成功应用于大陆和大洋不同构造域，实现了地震波、海洋波浪、海洋表面重力波和海洋微震动等的检测和分离，浅层结构的探测和成像，对地震学和海洋科学研究有重要意义（Williams et al., 2019; Sladen et al., 2019; Spica et al., 2020）。尽管 DAS 方法具有较高的灵敏度和分辨率，但受限于激光源，目前仅可将 <100 km 的光缆转变为地震仪。因此，无法



将其应用于洲际海底长拖通讯光缆。

超稳定激光干涉技术 (ULI) 通过干涉分析测量飞秒级 (10^{-15} s) 激光时延, 能监测数千公里光纤中微米级长度变化, 将洲际海底长拖通讯光缆转变为地震仪 (Marra et al., 2018)。尽管 ULI 技术能够提高观测覆盖性, 但该技术记录到的信号是长达数千公里光纤整体震动的积分效应, 即数千公里光纤仅相当于一台应变仪。此外, ULI 技术需要在海底通讯光缆一端增置成本较高的超稳定激光光源, 并且占用通讯带宽, 存在国家安全和通讯隐私方面的潜在隐患。

因此, 虽然 DAS 和 ULI 技术的成功开发使利用海底通讯光缆的海洋地球物理探测取得了重要进展, 但仍难以实现在探测精度、分辨率、覆盖范围、适用性等方面均有效的全方位探测。光纤地震学的发展任重道远。

2. 基于光纤偏振实现利用跨洋光缆监测地震、海啸

综合考虑光纤地震学两种主流技术的优缺点, 詹中文等开创性地提出基于光

纤偏振状态记录实现地球物理监测的新思路, 成功利用海底上万公里的通讯光缆监测海底地震和海浪运动 (图 1; Zhan et al., 2021)。光纤偏振状态可用两个相互独立的 Stocks 参数来表示, 并在 Poincaré 球上直观显示 (图 2)。当光纤没有受到扰动时, 光纤输入端和输出端光信号偏振状态稳定 (图 2A); 当光纤受外部扰动影响时 (如地震、海底生物活动等), 输出端光信号偏振状态随时间改变 (图 2C)。实际处理中, 将实测偏振状态旋转至 Poincaré 球北极 (图 2D), 以减小长期偏振状态漂移效应。

现代光纤通讯通常采用多路复用技术提高数据传输效率。外部扰动会改变光纤信号偏振状态, 进而造成多道信号互扰。因此, 通讯公司在专用集成电路中设置自适应数字均衡器以对信号偏振状态进行恢复。在大多数商业光学相干应答器中, 可以获取几十赫兹采样率的偏振状态数据。詹中文等提出的方法正是利用通讯公司的这些常规光纤偏振记录, 无需增设仪器、不影响光纤正常通讯、不涉及通讯隐私, 就可实现大尺度海洋地球物理探测。

该研究使用的是 Google 公司的居里

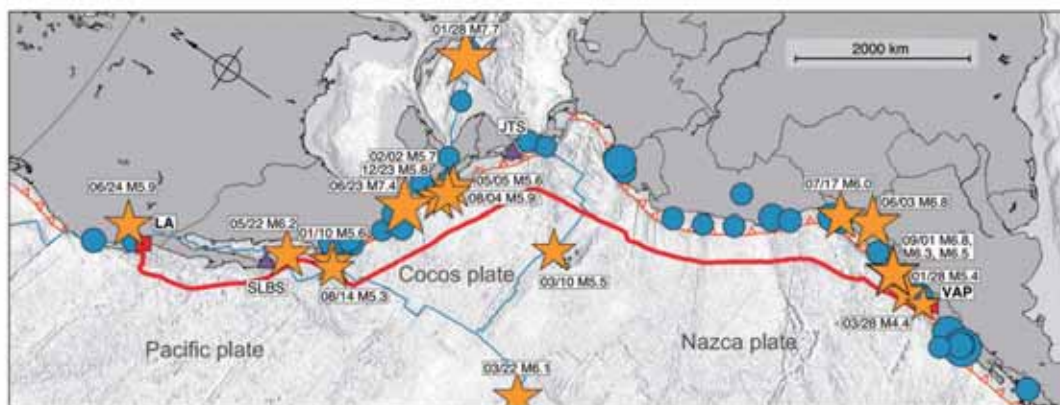


图 1 旧金山—智利居里光缆 (红线) 沿线构造背景和地震活动性 (Zhan et al., 2021)

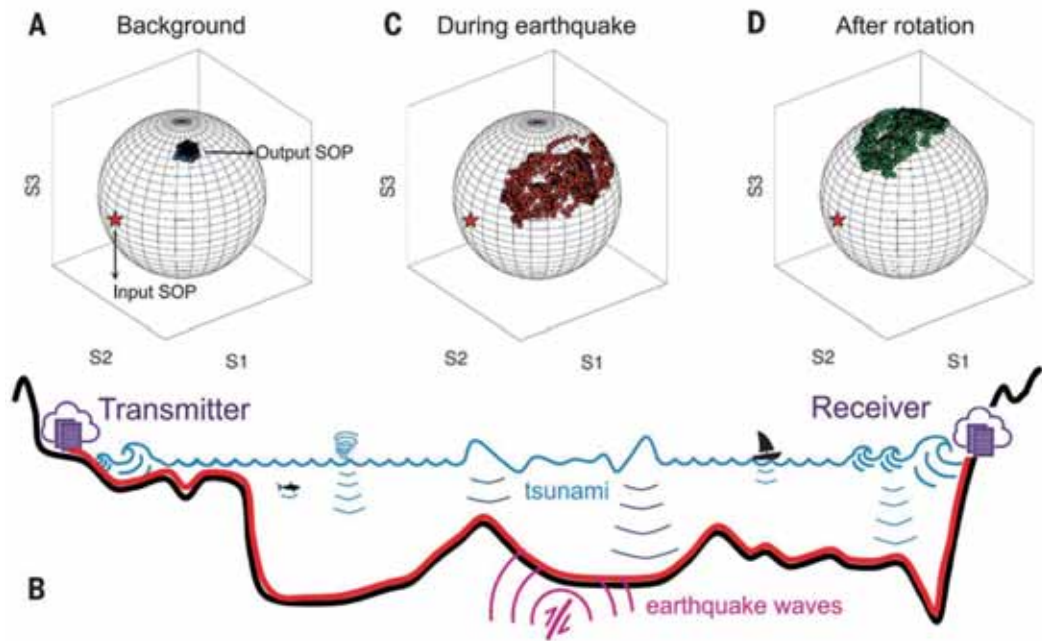


图 2 (A) 常规输出信号偏振状态 (B) 海底光缆地球物理观测示意图 (C) 震间输出信号偏振状态 (D) 旋转后的偏振状态 (Zhan et al., 2021)

光缆偏振状态数据。这条海底光缆连接加州洛杉矶和智利瓦尔帕莱索，全长 10 500 km。在 2019 年 12 月至 2020 年 9 月的 9 个月时间中，成功监测到 9 个中高强度地震 ($M_w5.0+$)，以及 1 个恰好位于光纤之下的 $M_w4.4$ 地震。居里光缆的偏振状态异常记录与相近震中距陆上地震台站记录具有较好的波形一致性 (图 3G)，但光纤偏振状态异常持续时间约 20 分钟，远长于陆上地震台站 ~ 5 分钟的波形记录 (图 3A)。詹中文等推测，光纤偏振状态反映数千公里光缆整体震动积分效应，导致近震段与远震段震相记录时间域混叠 (如 P 波、S 波混叠)，因此光缆整体震动时间更长。9 个月观测时间内，居里光缆记录到的最大地震为墨西哥 Oaxaca $M_w7.4$ 地震。该地震频谱最强能量集中于 ~ 0.2 Hz (图 3B)，可能与光缆本身或水波有关，但具体物理机制尚不清楚。

秘鲁 $M_w6.8$ 中深源地震在 0.8-3 Hz 频段 P 波、S 波震相可明显分辨 (图 3D)，并在该频段观测到未知波包 (主频 ~ 0.5 Hz)，可能是海底地形起伏或海底不均匀性形成的 Scholte 波或水声波。

光纤偏振状态方法不仅可以监测地震，而且有望用于海啸预警。在上述研究时段，研究区域未发生大规模海啸，但海底光缆记录到了远海风暴涌浪的信号。如图 4 所示，在第一类地脉动 (Primary Microseism) 频带 (~0.06 Hz) 每隔几天出现涌浪能量，并且能量持续几天。在尚未发表的研究中，同样清楚地看到了南太平洋风暴引起的涌浪信号。这一特征与近岸地震台站记录到的涌浪第一类地脉动和第二类地脉动 (Secondary Microseism) 频谱特征一致 (图 4)。但海底光缆仅可观测到第一类地脉动，难以识别第二类地脉动。由此推测偏振状

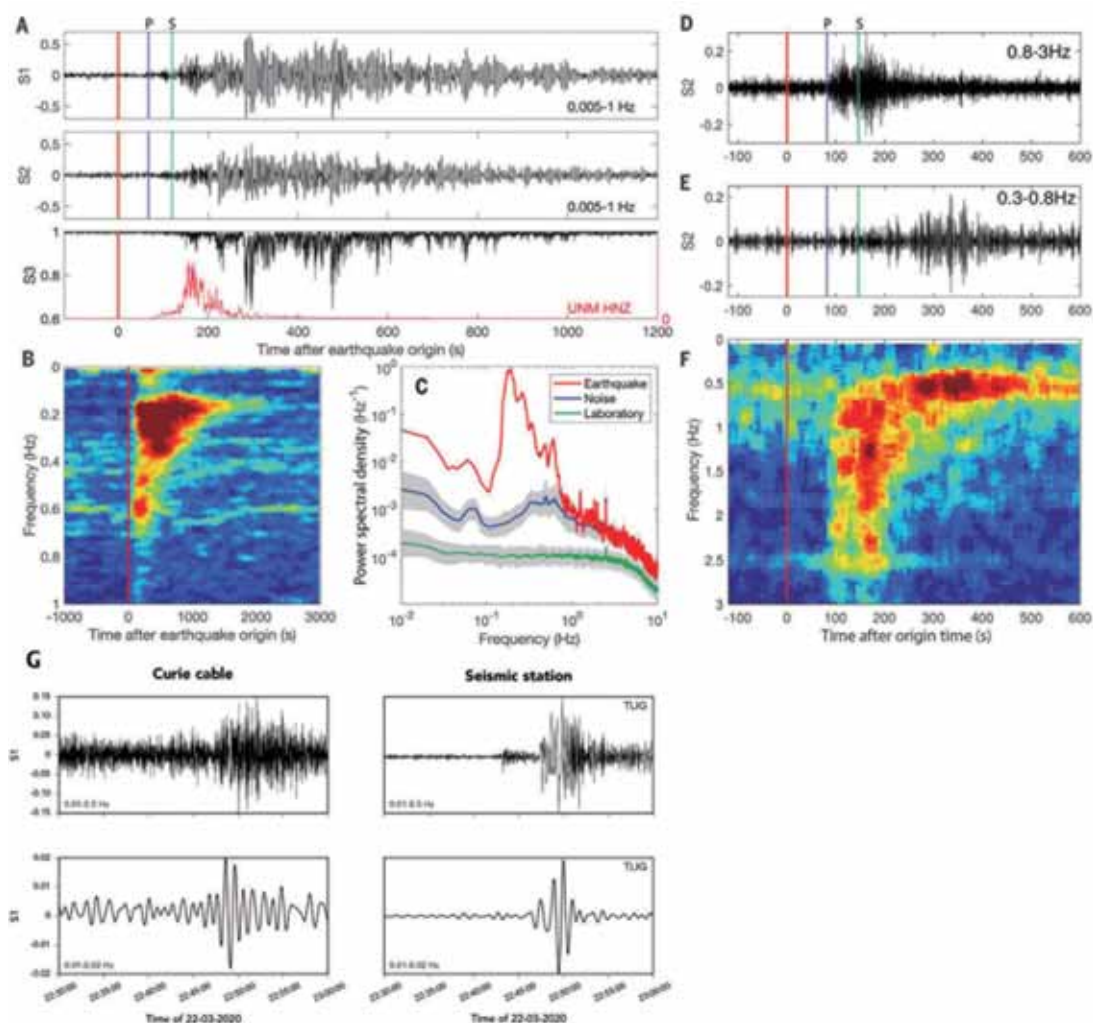


图3 墨西哥 $M_w7.4$ 地震引起的光纤偏振状态异常 (A) 及其频谱分析 (B) 和功率谱密度分析 (C); 秘鲁 $M_w6.8$ 地震引起的光纤偏振状态异常 (D-E) 及其频谱分析 (F); 墨西哥 $M_w6.1$ 地震光纤偏振状态异常记录与陆上地震记录的对比 (G); UNM 和 TLIG 为陆上地震台站名 (Zhan et al., 2021)

态弥散波包由海底压力扰动产生, 而非沿海底传播的地震波产生, 因此这一信号可用于海底压强测量。海啸和远海涌浪振幅相似, 而且海啸波长更长, 随深度衰减更小。基于这些特征, 该项技术有望用于外海海啸波动监测, 提升海啸预警能力。

偏振状态法无需增置仪器, 不占用通讯频带, 不涉及通讯隐私, 通过通讯公司日常光纤偏振状态记录即可实现地震、海啸的跨海光缆监测, 具有较高的适用性。

然而, 偏振状态法获得的是整条光缆扰动的积分记录 (如, Marra et al., 2018), 空间分辨率较低, 无法确定震源位置。通过多条光缆联测则可以估算发震位置, 在一定程度上克服上述缺陷。尽管如此, 该方法显著提高了海域地球物理观测覆盖性, 在地球学和海洋科学中具有广阔的应用前景。

3. 总结和展望

光纤地震学是地球物理学的前沿和热

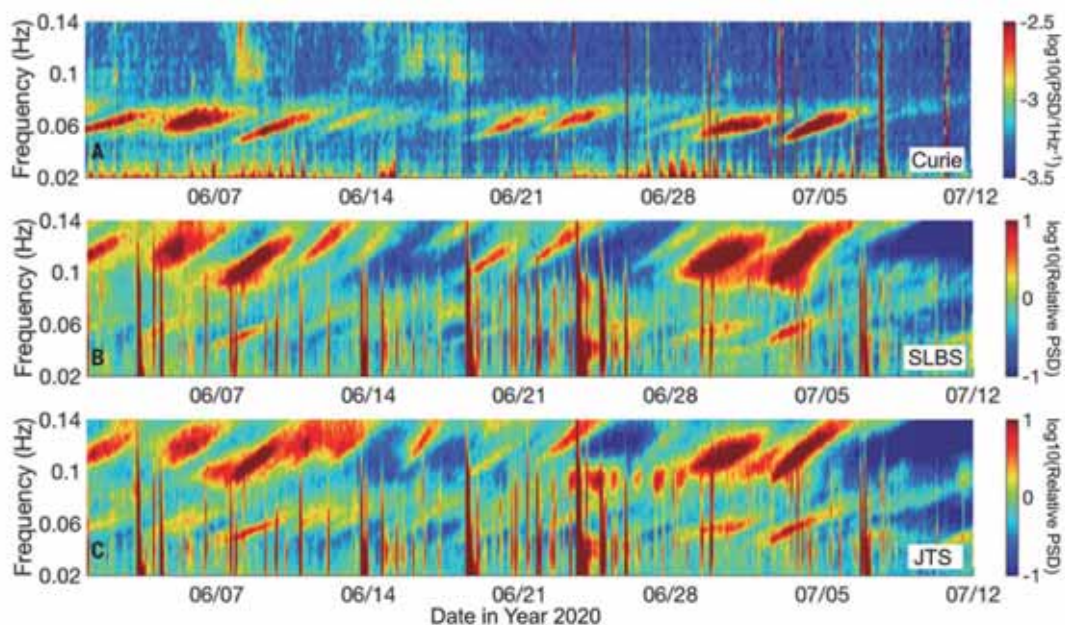


图 4 涌浪偏振状态监测 (Zhan et al., 2021)。(A) 偏振状态频谱;(B-C) 近岸台站地震记录频谱

点, 在地震和海洋科学研究领域具有较大潜力。目前几种光纤地震学技术均兼具优势与不足: 分布式声学传感技术信号敏感性和空间分辨率较高, 但有效光缆覆盖性差。超稳定激光干涉技术有效光缆覆盖性和信号敏感性较高, 但空间分辨率和适用性不足。偏振状态分析方法兼具较高的适用性和有效光缆覆盖性, 但空间分辨率不

足, 且信号敏感性较差。因此, 综合不同光纤地震学技术各自优势, 弥补各自缺陷, 联合观测, 方可解决海域地下结构、海底地震监测、海啸预警等地震学和海洋科学难题。当然, 光纤地震学新方法不断发展, 特别是加强与大型通讯公司合作, 将有助于相关分析技术的长足进步, 进一步推动海底地震和海啸预警研究。

主要参考文献

- Marra G, Clivati C, Luckett R, et al. Ultrastable laser interferometry for earthquake detection with terrestrial and submarine cables[J]. *Science*, 2018, 361(6401): 486–490.
- Sladen A, Rivet D, Ampuero J P, et al. Distributed sensing of earthquakes and ocean-solid Earth interactions on seafloor telecom cables[J]. *Nature Communications*, 2019, 10: 5777.
- Spica Z J, Nishida K, Akuhara T, et al. Marine Sediment Characterized by Ocean-Bottom Fiber-Optic Seismology[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(16): e2020GL088360.
- Wang X, Williams E F, Karrenbach M, et al. Rose parade seismology: Signatures of floats and bands on



optical fiber[J]. *Seismological Research Letters*, 2020, 91(4): 2395–2398.

Williams E F, Fernández-Ruiz M R, Magalhaes R, et al. Distributed sensing of microseisms and teleseisms with submarine dark fibers[J]. *Nature Communications*, 2019, 10: 5778.

Zhan Z. Distributed acoustic sensing turns fiber-optic cables into sensitive seismic antennas[J]. *Seismological Research Letters*, 2019, 91(1): 1–15.

Zhan Z, Cantono M, Kamalov V, et al. Optical polarization-based seismic and water wave sensing on transoceanic cables[J]. *Science*, 2021, 371(6532): 931-936. ([原文链接](#))

(撰稿：冯铭业 / 岩石圈室，王新 / 地星室，陈凌 / 岩石圈室)



NC: 基于分布式光纤声波传感器的冰川微地震监测和地震波传播研究

在过去 10 到 20 年里，传感器和数据采集技术的进步提高了地震仪器的便携性。因此，在交通不便的阿尔卑斯山脉和极地地区进行地震监测也越来越可行。相比于地壳地幔等传统的地震学研究对象，这些观测更聚焦于近地表的动力过程。阿尔卑斯山脉开展的地震学研究催生了环境地震学、冰冻圈地震学等新的学科方向。

尽管地震仪可以提供亚秒级的地面振动监测，具有极高的时间分辨率，但只有密集传感器网络才能够精确定位物体的运动 (Dietze et al., 2017; Poli et al., 2017)，较为稀疏的固定地震台网往往难以满足地质灾害的早期预警和科学研究的需求。

分布式声波传感技术 (Distributed Acoustic Sensing, 简称 DAS) 是一种全新的地震仪，它的出现颠覆性地改变了地震监测台网的覆盖范围。DAS 技术使用光纤作为传感单元，向其中注入一系列激光脉冲，该信号在光学内部产生的后向散射信号以转化为沿光纤每隔几米采样的应变率记录。因此，DAS 可以在准静态到万赫兹间的频带内记录地震波在几十公里长的光纤上产生的动态应变信号 (Parker et al., 2014)。

瑞士苏黎世联邦理工学院的 Walter 等人利用 DAS 技术在阿尔卑斯山冰川上开展了微地震信号以及环境噪声观测研究。在 2019 年 3 月的 5 天时间里，该团队在冰川表面的布设光缆组成一个单边长 220 m 的

等边三角形台阵，用于监测冰川粘滑活动、岩崩以及冰震。他们使用了 SILIXA iDAS 分布式光纤传感系统，其时间采样率为 500 Hz，空间采样间隔为 4 m，同时在冰川中心流线附近布设了三台地震仪，形成边长为 220 m 的等边三角形 (图 1b)，并在冰川边缘几十米内的花岗岩基岩上布置了另外三台地震仪 (图 1a)。

作者通过 DAS 记录到各种各样的地震记录 (图 2 所示)，其中包括一次地表冰震、一次冰川粘滑事件、一次爆炸源以及持续 15 s 的落石信号。结合地震仪记录分析，可以看到地表冰震记录以 10-50 Hz 为主，振动轨迹为逆进椭圆的 Rayleigh 波，而冰川粘滑事件信号频率较高，且以 P 波和 S 波信号为主，缺乏显著的 Rayleigh 信号。实际上，DAS 的有效频带可以高达数千赫兹，而作者却发现，相比于地震仪记录，DAS 记录中信号在 100-200 Hz 以上逐渐变弱，作者认为这是由于地震仪与光缆之间的耦合差异：一方面地震仪布设于冰层中的钻孔，并紧紧地冻在其中，与冰层完美地耦合在一起；另一方面，光缆架设在冰川表面 2 m 多厚的松散积雪上，与冰层的耦合性差。由于松散积雪对高频信号具有较强的衰减作用，进而导致爆炸源产生的高频反射信号同样在 DAS 记录中缺失。

作者进一步分析观测期间的粘滑信号，并在 DAS 记录上识别出了粘滑事件的直达 P 波、S 波以及其他相位的波 (图 3a)。另

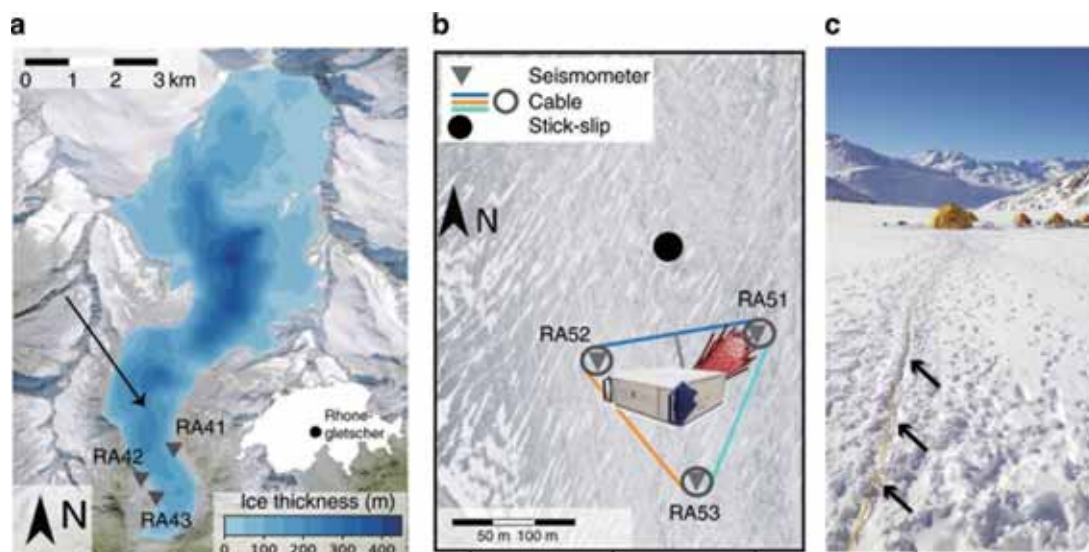


图 1 罗纳格莱切观测点示意图。(a) 冰川厚度分布，厚度数据来自探地雷达剖面（冰流由北向南），其中三角形表示基岩地震仪，黑色箭头指向图 b 的区域 (b) 地震仪和光缆的布局 (c) 雪地中的光缆照片(箭头)和野外营地 (Walter et al., 2020)

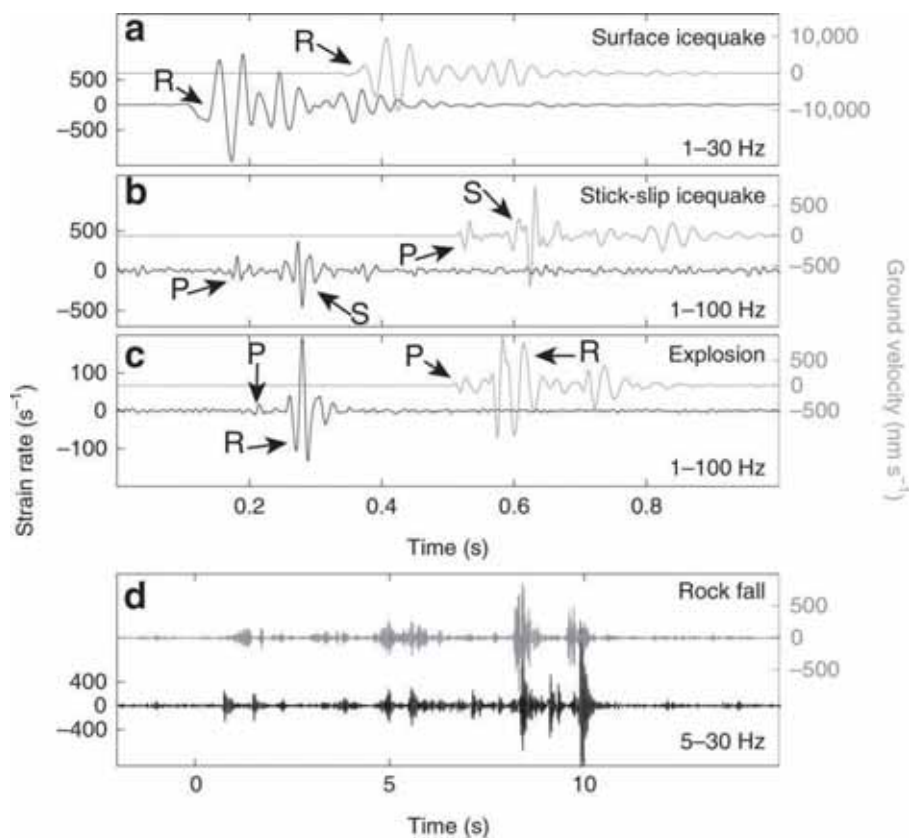


图 2 微地震事件（垂直地震仪记录为灰色，DAS 记录为黑色）。(a) 地表冰震 (b) 粘滑事件 (c) 爆炸；(d) 落石 a-c 中的波形记录点都位于在南边顶点 (RA53 和 D620), d 中的波形记录点在西边顶点 (RA52 和 D904), 为了方便显示, a-c 中 DAS 和地震仪记录的时间轴略有偏移 (Walter et al., 2020)



外他们通过二维射线方程计算理论到达时间 (Rutishauser et al., 2016), 并与实际记录剖面作对比 (图 3b), 结果表明 P 波既包含直达波, 也包含穿过底层基岩的折射波。S 波也是类似, 但在偏移距超过 270 m 时, 直达波和折射波之间的分离清晰可见。在折射 S 波之前有一个小的震相, 可以通过两次反射的 P 波来解释(图 3c)。图 3a 中 0.3 秒左右的箭头指示两次反射的 S 波。实际

上, 如果没有 DAS 提供的高密度观测, 这些震相就更难解释。作者还利用冰上地震仪与 DAS 记录对该粘滑事件进行定位。由于地震速度模型和到达时间选取的不确定性以及非线性反演问题, 只使用三个冰上地震仪记录进行定位结果散布较大 (图 3b 中的青色点云)。而对于使用数量更多、观测密度更大的 DAS 数据得到了更为准确的定位结果 (图 3b 中的黑色点云)。

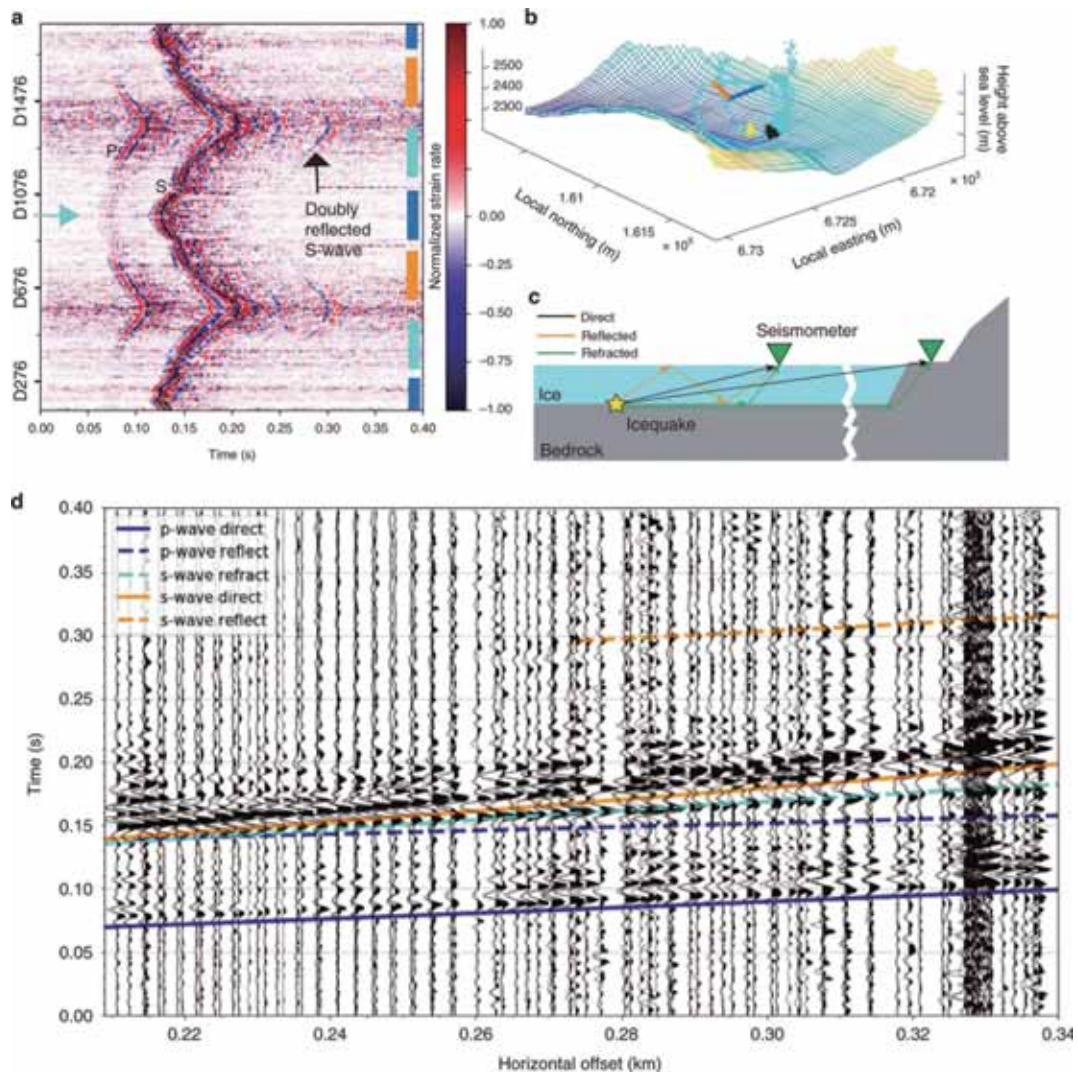


图 3 (a) 粘滑事件的完整 DAS 记录 ;(b) 基岩地形 (颜色对应海拔) 和粘滑事件的定位结果, 黑色和青色点云分别表示使用 DAS 和地震仪记录得到的定位概率密度 ;(c) 粘滑事件地震波传播的示意图 ;(d) 记录剖面 and 理论到达时间 (Walter et al., 2020)



作者通过对 DAS 观测到的数据, 进行波形对比、震相识别、以及事件定位等研究, 表明 DAS 观测技术能够记录冰川流动引发的微震事件, 甚至是落石等更小规模的物质运移事件。与布设在冰川和周边山体的地震仪相比, DAS 技术具有明显的优势, 使我们能够更好地监测冰川及其周围环境的静态和动态运动。尽管光缆覆盖的面积与 3 个冰上地震仪相同, 但记录通道的数量和密度大大改善了粘滑事件的定位精度。此外, 得益于 DAS 提供的极小空间采样间隔, 识别了多重反射和临界折射波。这些震相不能用稀疏的传统地震仪台阵来识别, 所以以前只在较厚的极地冰盖中被少量观测到。

DAS 技术在监测冰川动态和阿尔卑斯

山物质运移活动中具有巨大的潜力。通过简单的部署程序, 基本上包括铺设一条光缆, 就有数百个地震观测点, 其体力劳动相当于在冰面上安装少量地震仪, 但这些地震仪产生的关于冰川内部和附近的地震源和波传播的信息要少得多。除了本文所开展的研究, 在不远的未来, DAS 技术可以利用阿尔卑斯山脉地区大量既有的光缆进行监测, 将有效提高这一地区的地质灾害预警能力。

【致谢：感谢中国科学院精密测量科学与技术创新研究院曾祥方研究员、中国科学技术大学王宝善教授、油气室王一博研究员对本文的修改和建议。】

主要参考文献

- Dietze M, Mohadjer S, Turowski J M, et al. Seismic monitoring of small alpine rockfalls—validity, precision and limitations[J]. *Earth Surface Dynamics*, 2017, 5(4): 653-668.
- Parker T, Shatalin S, Farhadiroushan M. Distributed Acoustic Sensing—a new tool for seismic applications[J]. *First Break*, 2014, 32(2).
- Poli P. Creep and slip: Seismic precursors to the Nuugaatsiaq landslide (Greenland)[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(17): 8832-8836.
- Rutishauser A, Maurer H, Bauder A. Helicopter-borne ground-penetrating radar investigations on temperate alpine glaciers: A comparison of different systems and their abilities for bedrock mapping Helicopter GPR on temperate glaciers[J]. *Geophysics*, 2016, 81(1): WA119-WA129.
- Walter F, Gräff D, Lindner F, et al. Distributed acoustic sensing of microseismic sources and wave propagation in glaciated terrain[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-10. (原文链接)

(撰稿：姚艺 / 油气室)



PNAS: 利用密集地震阵列观测冰下水文系统及其动力学

冰川表面产生的融水大部分通过冰川裂隙和冰川竖井流向冰川底部，进而经冰下排水系统（简称“冰下水系”）流向冰川末端。在这个系统中，水压调节冰-岩界面的耦合，决定冰川的滑移速度。因此，水压对冰川和冰盖的稳定性及其对海平面上升的贡献有重大影响。冰下水压与融水在冰川下的流动路径有着复杂的关系，主要取决于水是流经冰下空洞主导（Cavity-dominated）、分散且低效的排水系统（Lliboutry et al., 1983）还是通道主导（Channel-dominated）、集中且高效的排水系统（Röthlisberger et al., 1972）。以冰下空洞为主的排水系统可能与高水压有关，通过减少

冰-岩界面的耦合，促进冰川快速滑动，而通道主导的排水系统的演化可能会伴随着相对较低的水压，这促使冰川滑动速度降低。

目前对冰下排水系统的观测通常是点尺度的（如冰川钻孔）或空间累积的（如染料示踪实验或水化学分析），它们只能提供冰下排水系统不均匀性的部分特征。为了克服稀疏观测所带来的数据不足，近期，法国国家科学研究中心的 Nanni 等人，利用密集地震阵列方法结合创新的震源定位技术，在 d'Argentièrre 冰川上开展了为期一个月的观测，用于冰川下水文学研究（如图 1）。该研究成果近期发表于 PNAS。

研究表明，米每秒数量级流速的冰下

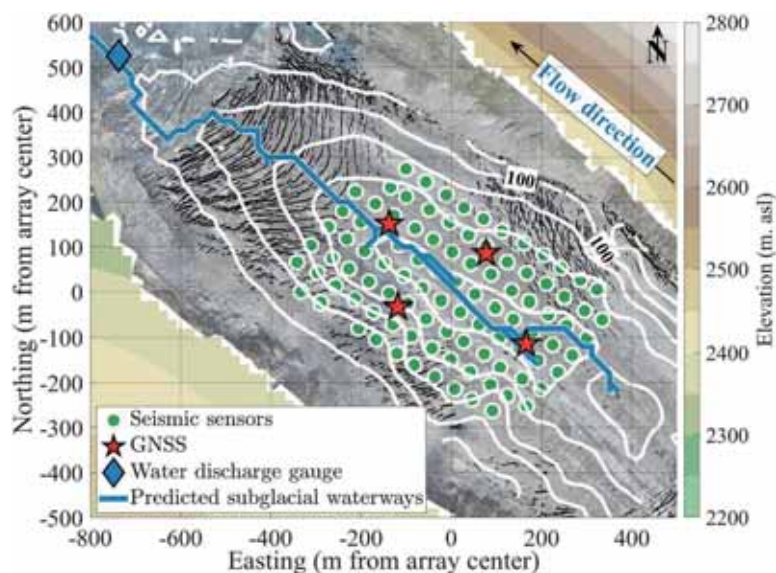


图 1 d'Argentièrre 冰川俯视图和本次研究中使用仪器的点位分布 (Nanni et al., 2021)。密集地震阵列由 98 个三分量传感器（绿点）组成，4 个全球导航卫星系统点位（红色五角星）测量了观测期间的冰川表面位移，冰川下的水流量（蓝色菱形）则是通过钻孔直接进入冰川底部测量获得。白色线显示的是 50 米间隔的冰层厚度等高线。蓝线显示了根据水力势能计算预测的冰下水流通道。冰川向西北方向流动（左上）。



湍流能够产生可检测的地震噪声，该地震噪声可以用于探测冰川下通道的物理特性（例如水压、通道的几何尺寸）及其空间位置。作者利用了水声学中的匹配场处理技术（Matched-Field Processing, MFP）。该方法中，源、介质和传感器阵列作为三个要素，已知其两者，就可以推导第三者。源在介质中辐射信号，形成一定的场分布；介质则确定了信号的传播形式；传感器阵列用于接收信号，对介质中的信号分布进行时空采样。已知传感器阵列接收信号和介质信息，待求解的是源位置信息，称为匹配场定位；已知传感器阵列接收信号和源位置信息，待求解的是介质信息，称为匹配场反演。本研究中，作者通过 29 个试验源（图 2D，粉色十字叉），利用假设均匀的冰川速度模型，合成所有传感器位置处（图 2D 绿色圆点）的地震信号作为拷贝数据（Replica Data），与该密集地震阵列上

观测到的实际地震信号（Given Data）进行匹配相关，并将相关的能量作为 MFP 输出。研究中的 MFP 输出有四个参数，分别是深度 Z 、坐标 (X, Y) 和相速度 C ，通过评估阵列上地震信号相位的相干性强弱来确定噪声源空间坐标的概率分布及相速度，进而估计相关的环境参数（水压、通道几何尺寸等）。MFP 输出按特定信号频段计算，其输出值的范围从 0 到 1。MFP 输出越接近 1，合成阶段的参数选择就能越符合观测数据所对应的真实参数。

如图 2，作者发现，高相干性（MFP >0.8 ）的事件主要位于可以观测到裂隙的冰川表面（图 2B、图 2E），并且传播速度与面波的速度（约 1580 m/s，图 2C）相符合，表明其对应于冰川裂隙引发的冰川表面震动事件。相反，低相干性（MFP $\in [0.05, 0.3]$ ）的事件主要位于冰川的冰-岩分界面深度处（图 2B），速度可高达 3600 m/s，与

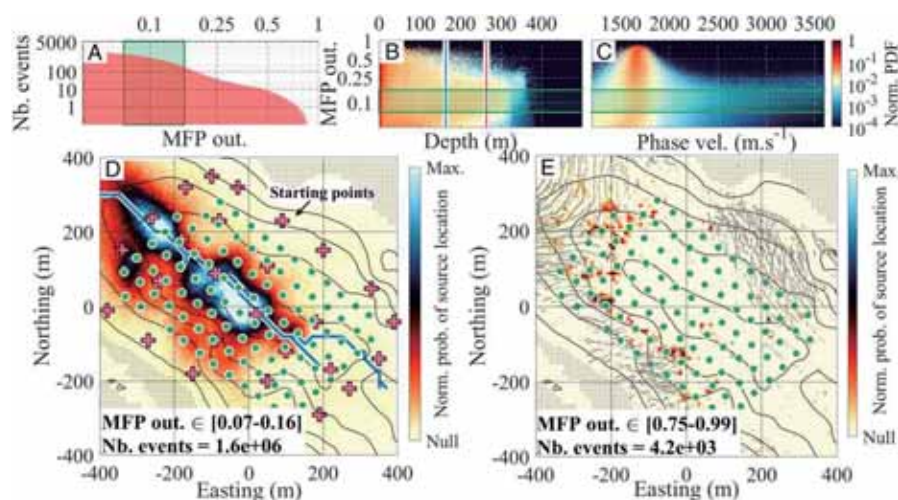


图 2 5 ± 2 Hz 频率范围对应的 MFP 输出概率统计及其和参数的关系 (Nanni et al., 2021)。(A)MFP 输出与每天定位的事件平均数量的关系。绿色阴影区域显示的 MFP 输出范围为 $[0.07-0.16]$ ，该范围用于研究噪声源的空间分布。(B)MFP 输出的归一化概率密度函数 (Probability Density Function, PDF) 与震源深度的关系。垂直红线表示最大冰层厚度，蓝线表示平均冰层厚度。(C)MFP 输出的归一化概率密度函数与相速度的关系。(D 和 E) MFP 输出范围为 $[0.07-0.16]$ 和 $[0.75-0.99]$ 的源位置归一化概率的二维平面表示。等高线为间隔 50m 的冰厚等高线，灰色阴影表示无冰区域，D 图中蓝线表示根据水力势能预测的冰下通道。黑点显示裂缝位置，粉色的十字叉表示在匹配场定位算法中使用的 29 个点位



体波一致。这些源的空间分布主要位于沿冰川中心线的两个狭长区域，根据水力势能计算的冰下水道的可能位置，可以将观测到的震源分布解释为冰下水系的几何分布。相比较于探测到湍流的排水系统（包括空洞状系统和通道状系统），冰川底部的许多地区没有震源分布概率，水力连通性较低，具有较高的储水能力。此外，与冰川底部对比，冰川的表面定位到的源相对较少，可能是由于水流少或水流不够湍急。

研究中关注的水力特性主要有两方面。其中，水力半径（Hydraulic radius）是输水断面的过流面积与和水体接触的输水通道边长（湿周）之比，其值越大，阻力越小。水力梯度（Hydraulic pressure gradient）是沿着水流方向，水压变化率和流经长度的比值，其值越大，水历经单位距离克服摩擦力所损失的机械能越大。如图 4，5 月 10 日前，水力半径小，指示了较低的排水效

率。同时，冰川表面流速明显增加（速度增加了约 50%），这是由于冰川底部的水在空洞状系统中流动，增加了底水压力，进而导致冰川底部滑动增强，这与噪声源分析的结果相吻合。5 月 10 日后，水力梯度略微减小，而水力半径增加了一倍，这表明增加的排水效率降低了底水压力，导致冰川滑移略微减速。研究表明，高效的、通道式的排水系统可以降低底水压力，进而减缓冰川滑移。密集地震阵列不仅可以确定从空洞状排水系统到通道状排水系统转变发生的时间和地点，而且可以识别空洞和通道之间具有高水力连通性的区域，进而可以获得哪些冰川的哪些区域潜在活动性高，对融水的输入速率比较敏感。

本研究中，作者利用密集地震阵列结合创新的震源定位技术提供了冰下排水系统的高分辨率观测，有效地监控了冰下水流何时、何地、以及在何种条件下促进或

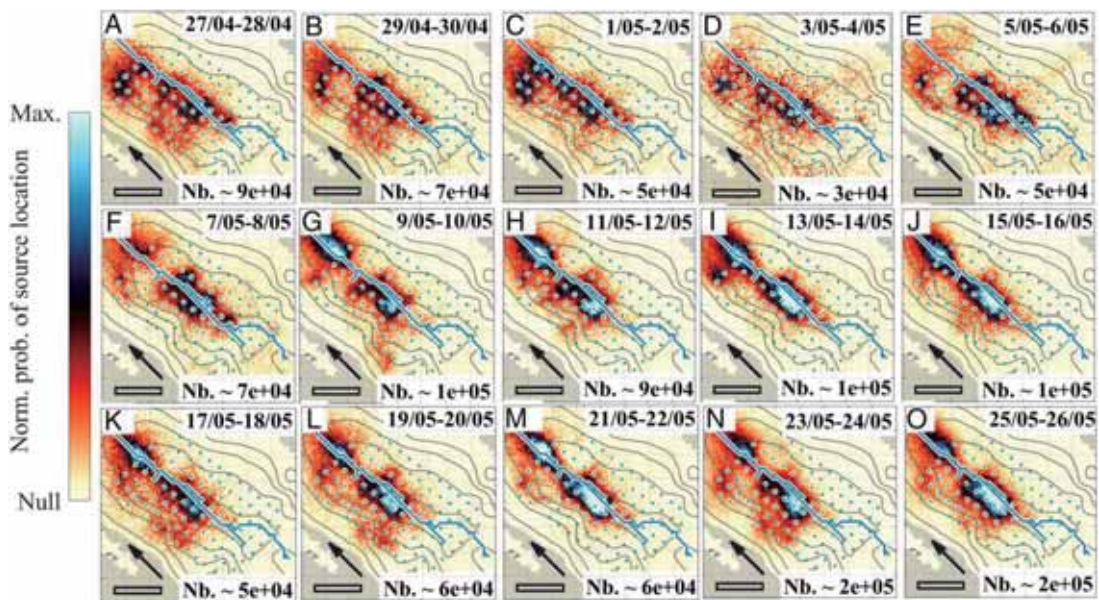


图 3 MFP 输出对应的冰川下水流噪声源位置分布 (Nanni et al., 2021)。在 5 ± 2 Hz 频率范围和 $[0.07$ 至 $0.16]$ MFP 输出范围内获得的震源位置密度的时空演化。每张图都是相邻两日的平均值，Nb. 为源的相关数量，黑色箭头表示冰川和冰下水流方向

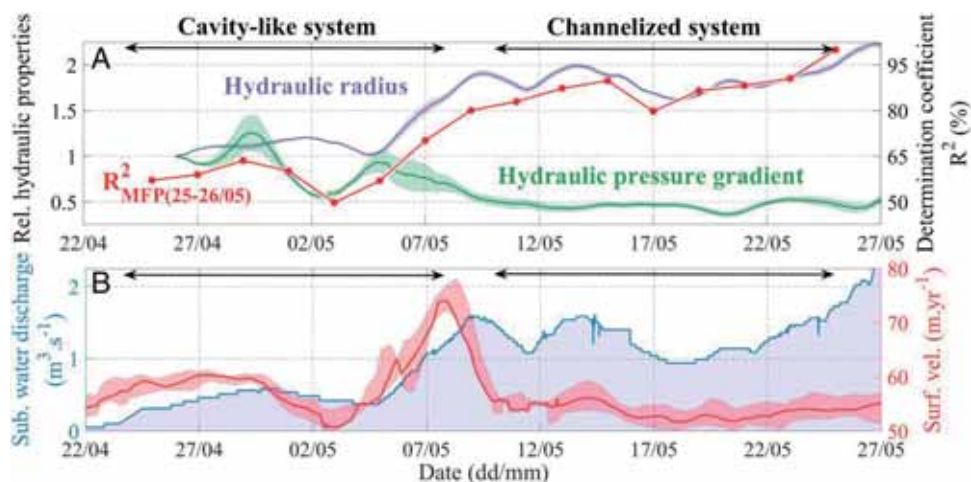


图 4 冰下水力特性、地震观测和冰川流动的时间演变 (Nanni et al., 2021)。(A) 图中显示了 98 个传感器的平均水力特性：相对于 4 月 26 日，绿色阴影包络线为水力梯度的平均绝对偏差 (MAD)，紫色阴影包络线为水力半径的平均绝对偏差 (MAD)。右轴 (对应红色线) 显示了空间化地震观测数据的时间演化，使用的是图 3O 中震源位置模板的决定系数 R^2 ，这个系数越接近 1，排水系统越趋于通道化。(B) 蓝色阴影表示冰下水量，红线表示在最小 / 最大包络线的四个冰上 GNSS 点位 (红线) 平均的冰川表面运动速度

阻碍冰川滑动，有助于冰川学界判断冰盖或高山冰川对气候变暖、极端融水、降雨事件导致的融水增加的敏感性。此外，该方法也适用于其他环境中产生类似空间传播地震噪声，例如火山上的熔岩流、断裂

带中的微震和河流中的沉积物运输等。

【致谢：感谢中国科学院西北生态环境资源研究院蒲焘副研究员提出的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Nanni U, Gimbert F, Roux P, et al. Observing the subglacial hydrology network and its dynamics with a dense seismic array[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(28): e2023757118. (原文链接)
- Lliboutry L. Modifications to the theory of intraglacial waterways for the case of subglacial ones[J]. *Journal of Glaciology*, 1983, 29(102): 216-226.
- Röthlisberger H. Water Pressure in Intra- and Subglacial Channels[J]. *Journal of Glaciology*, 1972, 11(62): 177-203.
- Gimbert F, Nanni U, Roux P, et al. The RESOLVE project: A multi-physics experiment with a temporary dense seismic array on the Argentière Glacier, French Alps[J]. *Seismological Research Letters*, 2020, 92 (2A): 1185-1201.

(撰稿：芦一帆，田小波 / 岩石圈室)



Science: 基于区域地震台网进行灾难性洪流事件识别与早期预警

大量岩体、冰川滑坡及其诱发的灾难性洪流（泥石流、洪水）等次生灾害，是山区最危险的地质灾害之一，严重威胁着人类的生命财产安全。受全球气候变化影响，此类灾害在青藏高原周边越来越呈现高发、陡发态势，包括我国在内的区域国家相应的预警与减灾需求尤其突出。然而，由于此类灾害具有速度快、规模大、隐蔽突发性强等特征，传统方法难以对其进行有效的早期预警。岩体/冰川

的拆离、冲击及泥石流、山洪的流动过程，会激发相应的地震波信号，基于密集地震台网资料分析为此类灾害预警提供了可能（Ekström and Stark, 2013; Cook et al., 2018; Maurer et al., 2020）。

2021年2月7日UTC时间4:51（印度标准时间10:21），印度北部北阿坎德邦Ronti Gad河谷上游隆蒂峰（Ronti Peak，海拔6063 m）突发大规模冰川山体滑坡（图1），体量达 $\sim 2.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ 的滑坡体冲击河谷

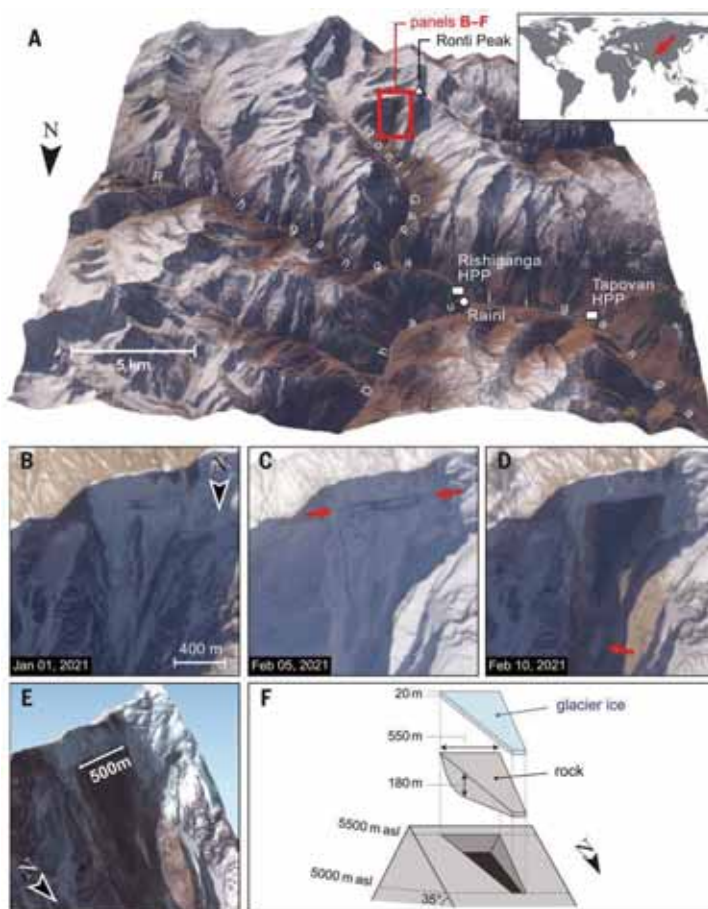


图 1 2021 年 2 月 7 日隆蒂峰滑坡概况 (Shugar et al., 2021)。(A) 三维地形图；(B-D) 隆蒂峰北坡滑前滑后卫星照片；(E) 隆蒂峰北坡滑后三维渲染图；(F) 滑坡体简图



诱发了灾难性洪流，冲毁了下游数个村庄和水电设施，造成了200多人遇难或失踪的严重后果 (Shugar et al., 2021)。基于布设于北阿坎德邦的密集宽频地震台网，德国地学研究中心与印度国家地球物理研究所的研究人员详细分析了此次灾害事件中滑坡、碎屑流、洪流等三阶段动态过程的地震信号特征 (图2)，并讨论了利用地震学方法对不同阶段滑动/流动事件识别定位、预报预警的可行性 (Cook et al., 2021)。

在初期滑坡过程中，滑坡体整体加速、减速过程产生了丰富的低频信号，即使是在上千公里外的远场地震台，依然能够识别出相关记录 (图3)。基于高信噪比低频信号 (0.08-0.15 Hz) 的单力源波形反演 (Single force inversion)，可以很好地重建滑坡体拆离、冲击过程 (图2C、图2D)。

而在后续的碎屑流、洪水流动过程中，随着大质量碎屑逐渐减少，低频信号 (<0.5 Hz) 逐渐消退，仅在百公里内的近场地震台，才能观测到以高频成分 (>1 Hz) 为主的相关信号 (图3)。虽然滑坡事件产生的低频信号为后续的山洪泥石流预警提供了可能，但是对于缺乏低频信号触发机制的灾害事件，如冰湖、堰塞湖坝体溃决引发的山洪泥石流 (Cook et al., 2018; Maurer et al., 2020)，则无法通过低频信号分析来进行有效预警。因此，如何对低信噪比高频洪流信号进行快速识别、实时定位、风险评估，是实现山洪泥石流灾害有效预警的关键所在。

该项研究利用归一化加权互相关法 (Normalized weighted cross-correlation) 与振幅-距离分析法 (Amplitude-distance

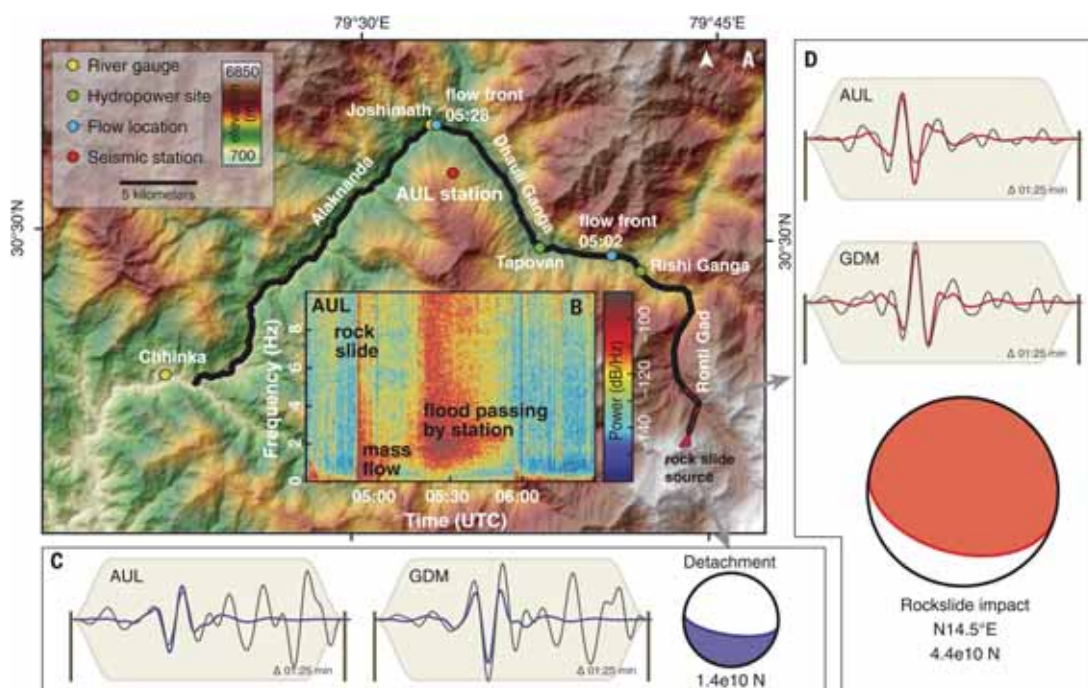


图2 研究区地形及滑坡事件波形反演结果 (Cook et al., 2021)。(A) 研究区地形;(B) 台站 AUL 记录的 2021 年 2 月 7 日印度北阿坎德邦山洪泥石流事件的频谱能量图;(C 和 D) 滑坡体拆离、冲击过程波形反演结果。震源球为单力源下半球投影，其大小与振幅大小成正比。方位角近垂直于滑坡滑移方向的台站 AUL 和 GDM 波形拟合情况

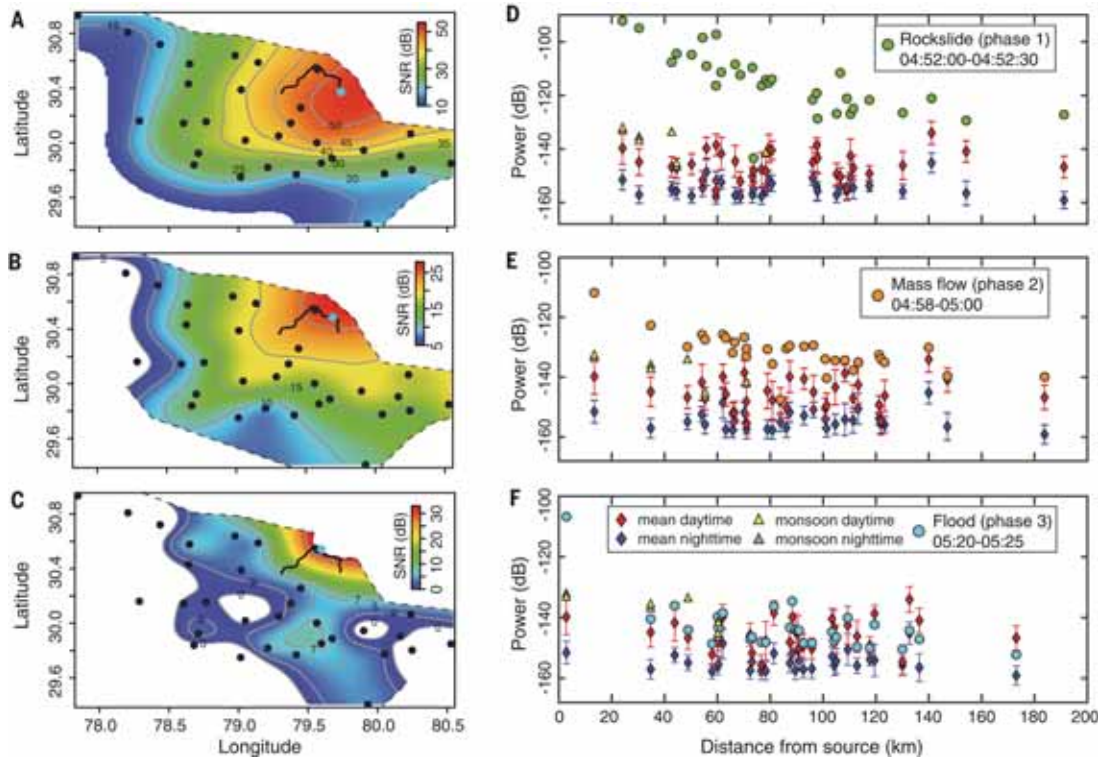


图 3 滑坡 - 碎屑流 - 洪流等不同阶段事件信号的识别性 (Cook et al., 2021)。(A-C) 三阶段地震信号信噪比分布；(D-F) 三阶段地震信号强度随距离的变化，以及与台站日、夜环境噪声水平对比

analysis), 分别对洪流运移轨迹进行追踪定位, 结果与卫星图像显示的洪流前锋位置随时间变化有很好的 consistency, 且两种方法均能很好地定位紧随滑坡之后 (几分钟内) 的洪流位置 (图 4)。这为快速确定事件性质、准确预估潜在风险, 实施有效预警提供了可能。但是, 洪流信号只在环境噪声水平较低的近场地震台才能有效识别, 且其可探测性受环境噪声水平的日夜变化、季节变化影响明显 (图 3), 如何实现有效预警, 仍然面临众多挑战。

本项研究表明, 利用地震记录能够很

好地重建此次灾害事件过程, 但是受台站分布、噪声水平的影响, 在山洪泥石流的可探测性方面仍存在不确定性。根据场地条件、潜在风险等情况, 有针对性地合理布设地震监测台网, 可构建洪流早期预警的骨干网络; 但还需进一步发展山洪泥石流事件的可靠识别、定位、评估方法 (如有效利用机器学习等人工智能技术实现自动化处理流程等, Chmiel et al., 2021), 以提高事件探测的确定性是实现成功预警的关键。

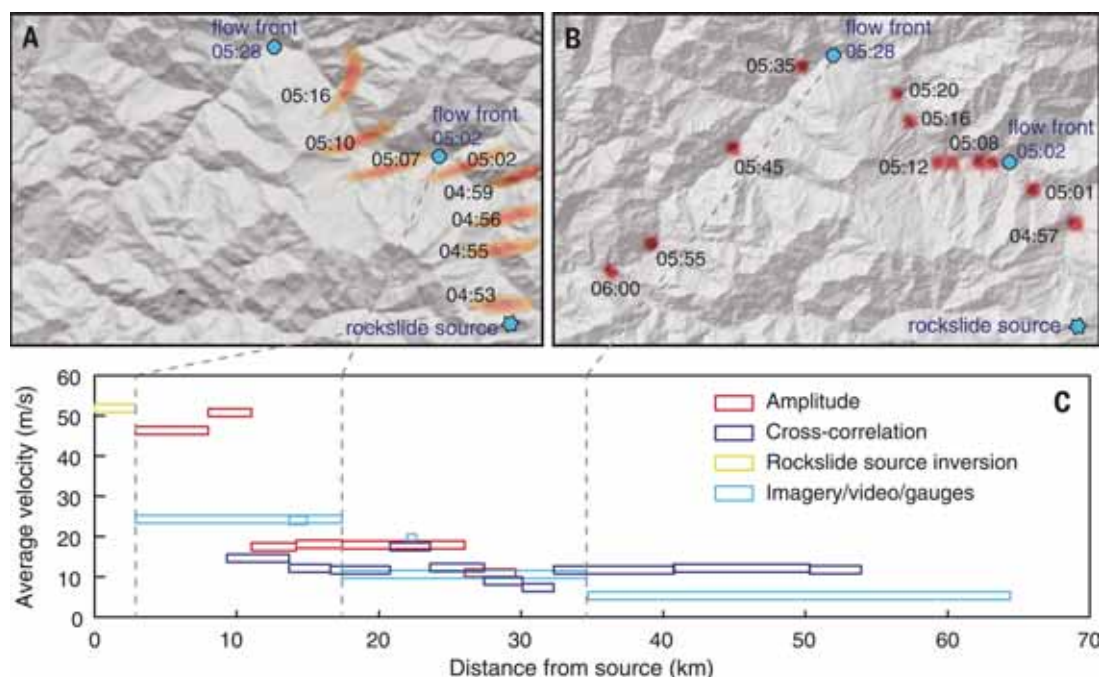


图 4 洪流定位及速度分析 (Cook et al., 2021)。(A) 基于振幅 - 距离分析法的不同时刻事件定位 ; (B) 基于归一化加权互相关法的不同时刻事件定位, 蓝色圆点为卫星图像显示的洪峰位置 ; (C) 不同方法获得的洪流速度

主要参考文献

- Chmiel M, Walter F, Wenner M, et al. Machine Learning improves debris flow warning[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(3): e2020GL090874.
- Cook K L, Andermann C, Gimbert F, et al. Glacial lake outburst floods as drivers of fluvial erosion in the Himalaya[J]. *Science*, 2018, 362(6410): 53-57.
- Cook K L, Rekapalli R, Dietze M, et al. Detection and potential early warning of catastrophic flow events with regional seismic networks[J]. *Science*, 2021, 374(6563): 87-92. ([原文链接](#))
- Ekström G, Stark C P. Simple scaling of catastrophic landslide dynamics[J]. *Science*, 2013, 339(6126): 1416-1419.
- Maurer J M, Schaefer J M, Russell J B, et al. Seismic observations, numerical modeling, and geomorphic analysis of a glacier lake outburst flood in the Himalayas[J]. *Science Advances*, 2020, 6(38): eaba3645.
- Shugar D H, Jacquemart M, Shean D, et al. A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya[J]. *Science*, 2021, 373(6552): 300-306.

(撰稿: 李玮, 陈赞 / 岩石圈室)



NC: 通过深度学习实时确定地震震源机制

地震发生以后，利用地震监测台网可以在第一时间给出发震时间、地点与震级三个要素，之后的几分钟到十几分钟可以给出震源机制解。依据震源机制解可以判断发震断层的性质，可以推断地下应力场状态，同时地面震动模拟预测模型也需要震源机制解作为必要的输入信息，这对于地震预警与灾害快速评估有着重要的意义。利用最新的深度学习技术，Kuang et al. (2021) 提出了一种新的深度卷积神经网络 (Focal Mechanism network, FMNet)，在接收到区域地震波形数据之后，可以利用单 CPU 在 200ms 内给出震源机制解，相关结果发表于 Nature Communications。

常见的得到震源机制方法包括利用 P 波初动方法，P/S 振幅比方法以及波形反演等方法。如果人工对数据挑选处理很难实时得到结果，实时获取震源机制以提升地震监测能力一直是一个重要的研究课题。近年来，深度学习等技术被广泛应用于地震监测、震相拾取以及震级估计等领域 (Perol et al., 2018; Ross et al., 2018; Zhu et al., 2018; Wang et al., 2019; Mousavi et al., 2020)，一些学者发展了利用深度学习提取初动信息以根据初动获取震源机制解的方法 (Ross et al., 2008)，但是利用 P 波初动获取震源机制解需要地震台站的方位角覆盖比较好，很多地方的台站分布并不满足这一条件，限制了 P 波初动方法的使用。

而利用波形反演确定震源机制解仅需要少量地震台的数据就可以得到较为精确的结果。

在本研究中，Kuang et al. (2021) 提出了一种新的深度卷积神经网络 (Focal Mechanism network, FMNet)，用于使用全波形快速估计震源机制。实时确定震源机制的框架如图 1 所示，分为训练和预测两个部分。不同于使用大量真实数据进行训练的神经网络模型，FMNet 使用计算的理论地震图进行训练。计算不同位置、深度以及不同震源机制的理论地震图构建训练集，FMNet 从综合训练数据中学习不同震源机制产生的波形的通用特性，用于确定震源机制解。训练完成后，在预测部分，可以根据台站三分量长周期地震波形的实际记录确定震源机制解，FMNet 在单个 CPU 上仅 196 ms 内就可以输出一个震源机制解，达到了实时确定震源机制的目的。

作者应用该方法确定 2019 年 7 月发生在南加州的 Ridgecrest 地震序列中的 4 次 5.4 级以上地震的震源机制。研究区域如图 2 所示，利用 787320 个理论地震图样本进行训练，经过 50 次迭代，FMNet 达到训练稳定状态，训练部分使用 4 个 GPU 的 Tesla V100 进行了 5 小时。然后利用 FMNet 成功地获得了这四次地震的震源机制解 (图 3 中的红色沙滩球)，与南加州地震台网 (SCSN) 矩张量解目录中的机制 (黑色沙滩球) 以及使用剪切 - 粘贴方法 (gCAP)

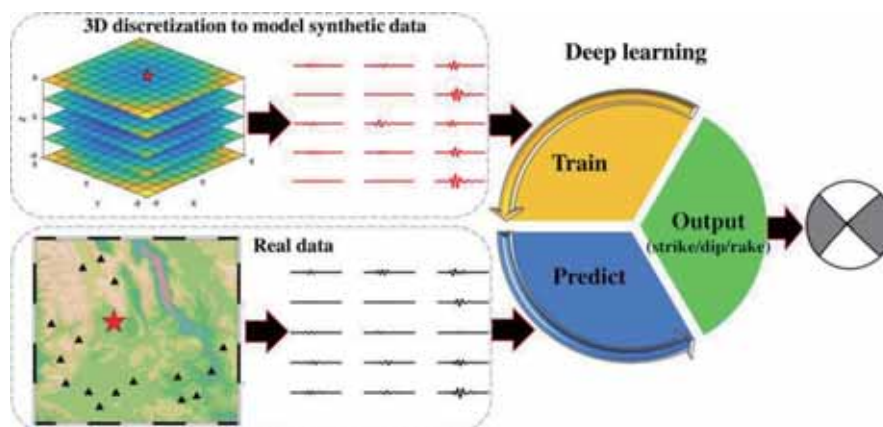


图 1 FMNet 框架

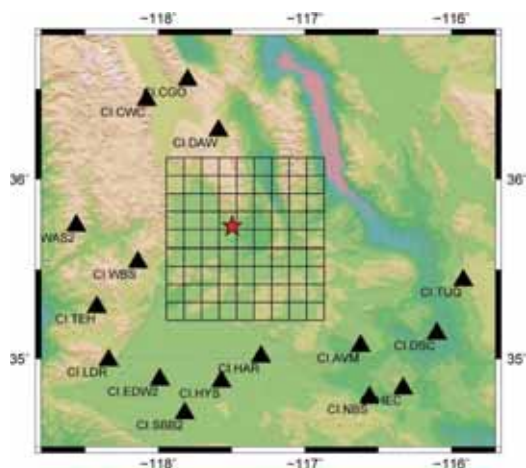


图 2 研究区位于加州南部的 Ridgecrest 地区。研究区域为 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ ，深度范围为 $2 \sim 20 \text{ km}$ 。总共使用 150 km 内的 16 个地震台站（黑色三角形）的理论地震图作为训练数据

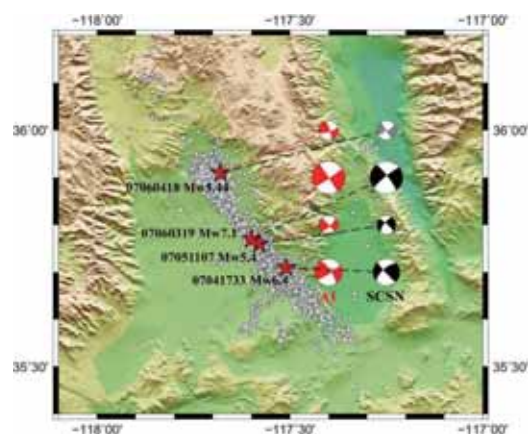


图 3 FMNet 机制解的比较。红沙滩球为 FMNet 确定的震源机制，黑沙滩球为南加州地震台网（SCSN）矩张量目录的机制解，灰沙滩球为使用 gCAP 确定的震源机制解

获取的震源机制解（灰色沙滩球）比较，FMNet 预测的震源机制与先前的结果基本一致。这表明 Kuang et al. (2021) 所提出的 FMNet 能够有效地确定震源机制。

该方法使用理论地震图作为训练数据，因此可以应用于实际地震记录不多的区域，同时由于利用了三分量全波形数据，仅需要少量台站即可给出准确的震源机制解，避免了利用初动求解时，需要台站方位角覆盖好的缺陷。不同于之前利用搜索引擎

实时确定震源机制解 (Zhang et al, 2014)，FMNet 在预测部分不需要大量的存储。由于在研究中使用一维地壳速度模型计算理论地震图进行训练，因此该方法给出的例子仍是针对中等强度以上的地震，因此需要加强精确三维地壳速度模型的研究，以提高波形的频带，用于确定小地震的震源机制解。综上，FMNet 提供了一个快速准确的震源机制解实时确定系统，能有效地提升地震自动监测水平。



主要参考文献

- Kuang W, Yuan C, Zhang J. Real-time determination of earthquake focal mechanism via deep learning[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 1432. (原文链接)
- Mousavi S M, Beroza G C. A machine learning approach for earthquake magnitude estimation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(1): e2019GL085976.
- Perol T, Gharbi M, Denolle M. Convolutional neural network for earthquake detection and location[J]. *Science Advances*, 2018, 4(2): e1700578.
- Ross Z E, Meier M A, Hauksson E. P wave arrival picking and first motion polarity determination with deep learning[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(6): 5120-5129.
- Wang J, Xiao Z, Liu C, et al. Deep learning for picking seismic arrival times[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(7): 6612-6624.
- Zhang J, Zhang H, Chen E, et al. Real-time earthquake monitoring using a search engine method[J]. *Nature Communications*, 2014, 5(1): 1-9.
- Zhu W, Beroza G C. PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method[J]. *Geophysical Journal International*, 2019, 216(1): 261-273.

(撰稿：王尊，郝金来 / 地星室)



NG: 地震各向异性约束下的内核生长模式

地球内部广泛存在地震各向异性，其中地壳与地幔介质各向异性尤为显著 (Crampin and Peacock, 2008 ; Silver, 1996)，而有关地核介质各向异性的研究较为鲜见。地核各向异性对理解内核的生长过程起着重要作用，将有助于理解“地球发电机”的演化模式。

早在三十年前，Poupinet et al.(1983) 和 Morelli et al.(1986) 为解决 PKP_{df} 走时残差在赤道方向和极地方向差异性，提出了“由于地核介质各向异性的存在使得地震波速与地震波传播方向相关”的观点。这里，地核各向异性的物理机制被解释为：由内核演化使得流场变形引起的铁晶体排列的结果，即变形织构。

然而，基于 PKP_{df} 走时测量的早期地震各向异性模型具有恒定的圆柱各向异性，且快轴方向平行于地转轴。随着对内核结构研究的进一步深入，发现内核是由两个各向异性强度不同的类半球构成，其中西类半球 (Western Hemisphere - WH) 各向异性平均强度约为 4.8%，东类半球 (Eastern Hemisphere - EH) 各向异性平均强度约为 1.4%。然而，由于地震事件和台站分布的限制，此前有学者提出的内核各向异性模型在极区域数据密度有限。为解决这一问题，Frost et al. (2021) 提出了基于最新地震分布的 PKP_{ab-df} 和 PKP_{bc-df} 新的微分走时测量方法 (图 1)，这一成果发表于 *Nature Geoscience*。

研究发现，微分走时异常表示为内核中的有效 P 波速度异常，对 ξ 有很强的依赖性 (图 1a)，极地路径上残差可高达 9.9 s，赤道路径上可达到 2 s。此外，微分走时异常还取决于射线转折点的经度和深度 (图 1b- 图 1d)。通过进一步测试数据发现，有效速度异常随着距离线性增加，即内核中两个半球的转折半径 (图 2b)，两个半球的距离梯度近似相等，但对西半球较大的异常有偏移。东半球中记录了最大的有效速度异常 ($\geq 3.5\% \text{ dlnV}$)，异常位于约 400 km、经度 $\sim 60^\circ \text{ W}$ 处的射线底部，而不是内核的中心。

为了解释地震观测结果，作者指出，由于外核泰勒柱对流作用，内核可能在赤道优先生长，从而在圆柱径向上产生更有效的热传递。均衡调整将使扁球形内核从赤道向内流动，向上流向两极。如果存在强密度分层，这种流动将被限制在最顶层，反之，则会在深层引起变形。赤道平面上内核的任何不对称排热都会导致不对称增长，导致生长内核的横向平移，从而减慢净平移。在地震观测结果的帮助下，作者结合赤道优先生长和半球非对称生长的过程，通过计算机模拟了中性分层内核中的流型 (图 3)。

为了在内核长轴方向上产生足够的各向异性，作者基于粘塑性自洽模型，测算了在不同内核年龄、平移速率和单晶结构下由地球动力学模型产生的应变场中位错

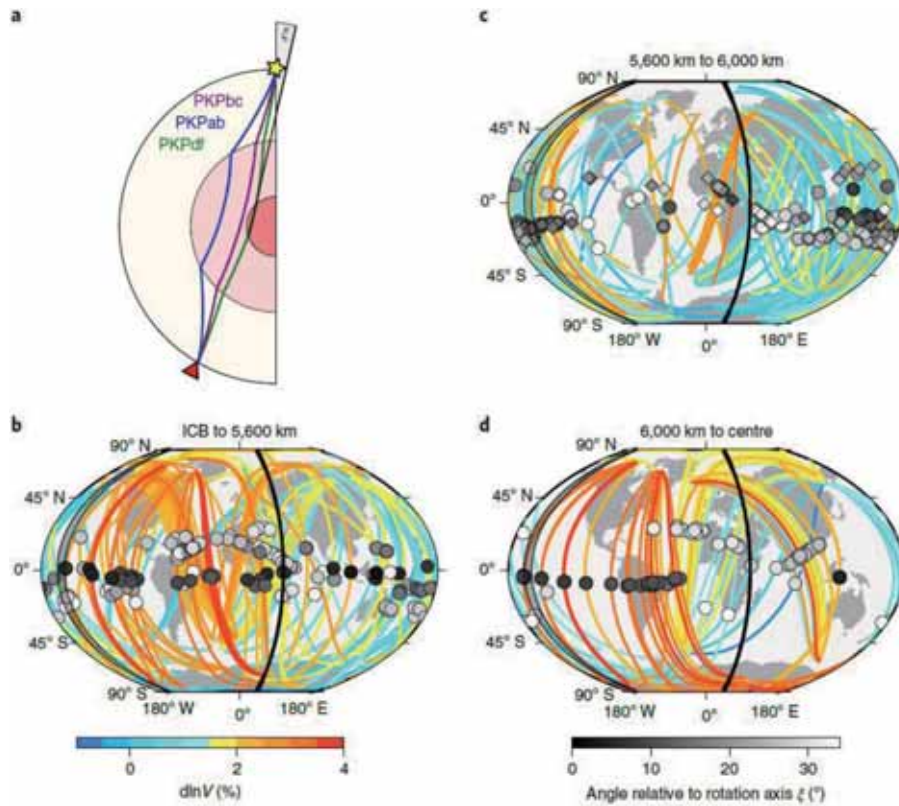


图 1 使用极地 PKP 射线对内核采样 (Frost et al., 2021)。(a) 此处用于示例源 (星形) 和接收器 (三角形) PKP 射线路径分支。PKPdc 对内核进行采样, PKPbc 和 PKPab 仍在外核, ζ 是内核中 PKPdc 路径与地球旋转轴间的夹角。(b-d) 只有极地路径 ($\zeta < 35^\circ$) 从源到接收器用有效内核速度异常和 ζ 颜色编码, 路径转折点在深度 5200-5600 km、5600-6000 km 和 6000 km 到地球中心; 共显示了 530 条极路径。PKPbc-df 和 PKPab-df 射线对的转折点分别用菱形和圆形表示。灰色区域是拟合最好的西半球边界, 实线表示东半球边界

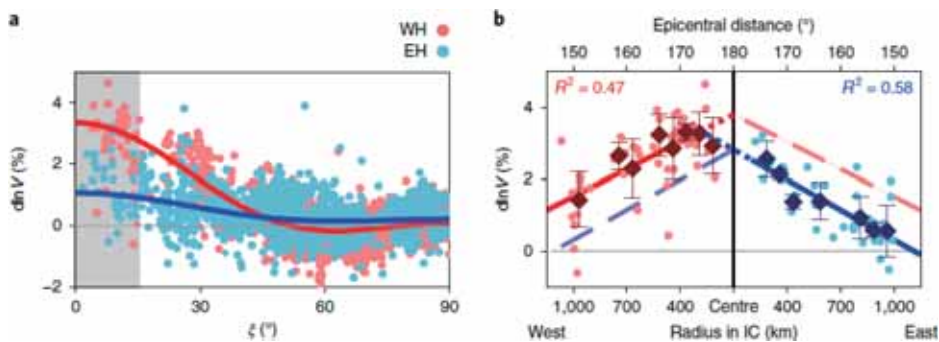


图 2 PKPbc-df 和 PKPbc-df 走时观测得到的内核有效速度异常作为 ζ 和震中距离的函数 (Frost et al., 2021)。(a) 有效速度异常作为 ζ 的函数显示出半球形模式, 这意味着西半球 (红色) 比东半球 (蓝色) 更强的各向异性。每个半球拟合方程 S1 的各向异性曲线显示为实线;(b) 对于 $\zeta > 15^\circ$ (a 中阴影部分) 的数据, 在西半球 (左) 和东半球 (右) 中, 内核速度异常是震中距离和射线底部半径的函数。实线表示在相应半球的距离的函数线性拟合, 穿过地球中心 (180°) 的镜像显示为虚线。移动平均线 (菱形线) 和标准差以 2.5° 的距离增量突出了平稳趋势。东半球趋势以蓝色虚线扩展到满足西半球趋势 (在 400 km 半径处), 西半球趋势以红色虚线扩展到超出数据约束的旋转轴

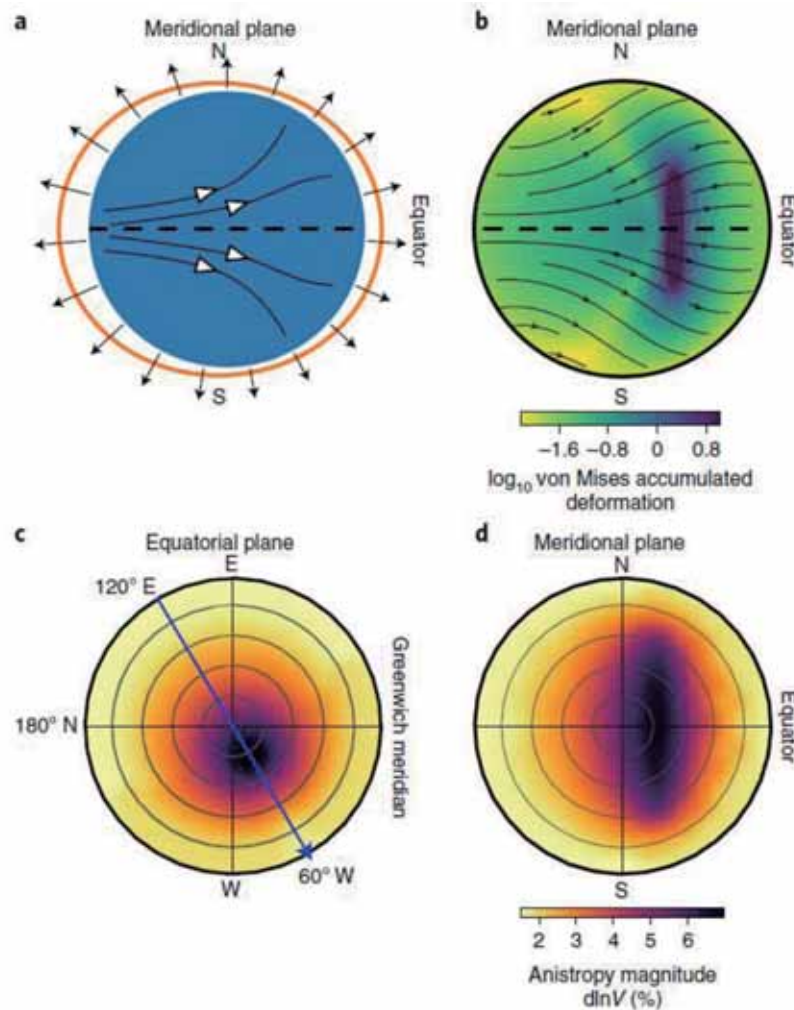


图3 内核生长、应变和各向异性 (Frost et al., 2021)。(a) 结合优先赤道生长和非对称生长速率以及边界处内核生长率和内部流动的草图, 分别用黑、白箭头表示, 期望地形橙色线条表示; (b) 从赤道向两极的不对称生长和运动导致了最强变形的横向和垂直平流

蠕变引起的各向异性, 确定六方最密堆积 (hexagonally close-packed - hcp) 铁镍合金 ($\text{Fe}_{93.75}\text{Ni}_{6.25}$) 的塑性变形与 $\langle c + a \rangle$ 锥体平面的滑移形成了具有各向异性的内核, 其各向异性程度 6.6% (图 3d), 与地震数据相似。与此同时, 通过驱动具有一定年龄、平移率和 S_2 值的模型来约束内核的生长历史, 并将这些模型的预测各向异性与地震观测进行比较 (图 4), 作者发现和地震数据拟合最好

的模型是 $0.4 \leq S_2 \leq 0.8$ 。在可接受的内核年龄范围, $S_2 = 0.6$ 和内核年龄为 0.5 Ga 时, 与地震观测和地球动力学约束拟合最好 (图 4d- 图 4f)。

该研究成果可以更好地解析内核中地震各向异性的三维模式, 有助于进一步记录内核的不均匀演化历史, 为外核动力学的全球尺度模式提供记录。

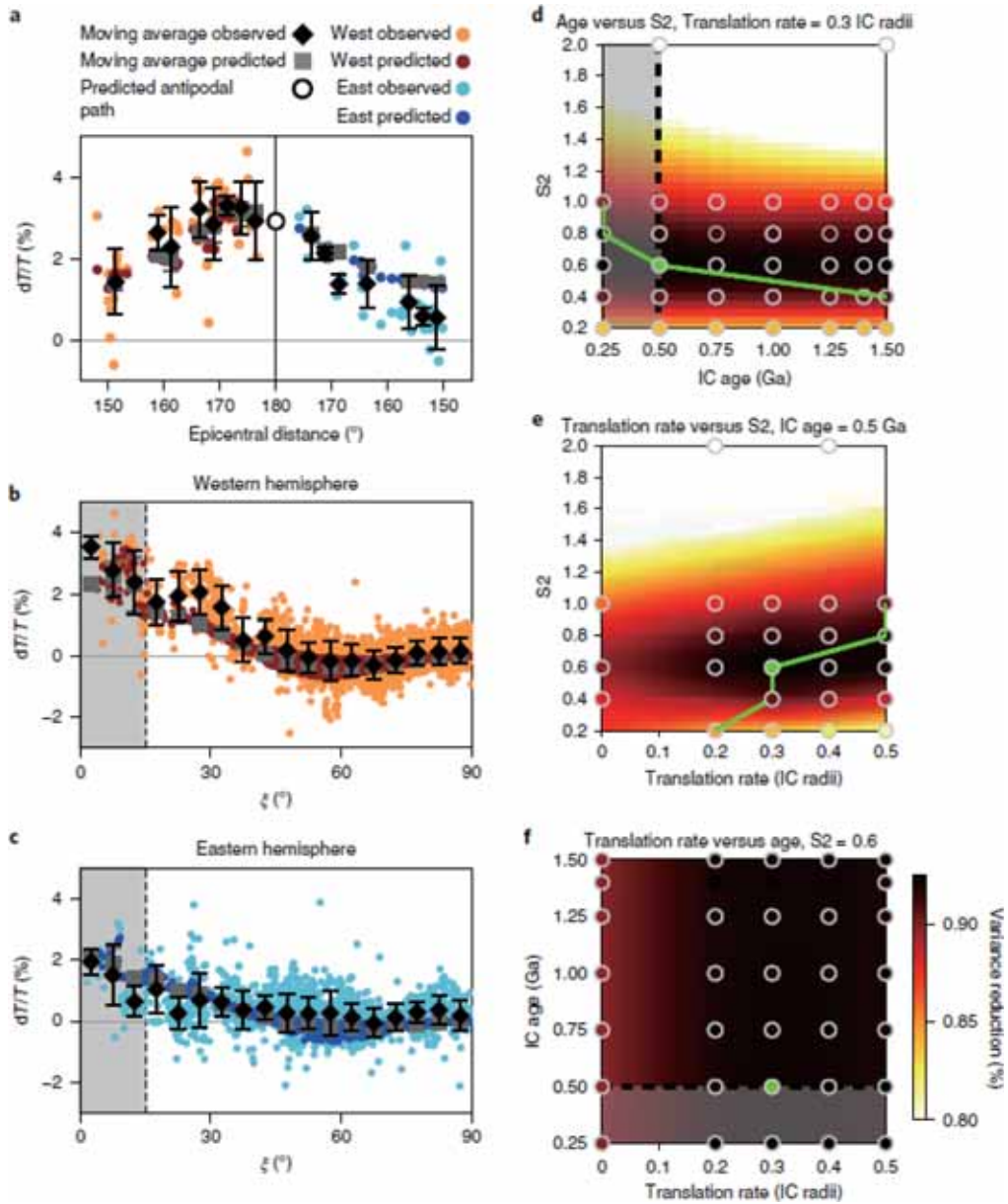


图4 5500 K和360 GPa下,六方最密堆积 $\text{Fe}_{93.75}\text{Ni}_{6.25}$ 预测的PKP速度异常与观测的PKP速度异常以及内核年龄、S2和平移率之间的权衡 (Frost et al., 2021)。(a-c) 预测(深蓝色和红色点,灰色方块为平均值)和观测(浅蓝色和橙色点,黑菱形为平均值)有效速度异常作为震中距函数,对于(a) $\zeta < 15^\circ$ 的数据,由b和c的阴影区域标记,并作为图3中内核生长模型的西半球(b)和东半球(c)的函数。空心圆表示沿旋转轴路径的预测有效速度异常。数据的误差棒显示平均值和 2.5° (a) 和 5° 增量(b,c)的一个标准差;(d-f)模型相对于内核年龄与S2(d)、S2与平移速率(e)、平移速率与内核年龄(f)之间权衡的数据的方差缩减,灰色圆圈标记待测值,绿圆圈标记最佳拟合参数,对应于模型在a-c和3D空间的采样点。绿线跟踪任意给定y值下的最佳x值。根据地核电导率,阴影区域模型的内核年龄太小



主要参考文献

- Crampin S, Peacock S. A review of the current understanding of seismic shear-wave splitting in the Earth's crust and common fallacies in interpretation[J]. *Wave Motion*, 2008, 45(6): 675-722.
- Frost D A, Lasbleis M, Chandler B, et al. Dynamic history of the inner core constrained by seismic anisotropy[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 531-535. ([原文链接](#))
- Morelli A, Dziewonski A M, Woodhouse J H. Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times[J]. *Geophysical Research Letters*, 1986, 13(13): 1545-1548.
- Poupinet G, Pillet R, Souriau A. Possible heterogeneity of the Earth's core deduced from PKIKP travel times[J]. *Nature*, 1983, 305(5931): 204-206.
- Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24(1): 385-432.

(撰稿: 赵新爱, 吴晶 / 岩石圈室)



NG: 地震各向异性观测揭示冰岛大洋地壳流

洋中脊作为离散型边界，是大洋的扩张中心和新洋壳的产生地带。当今洋壳占约三分之二的地球表面积，因此理解洋中脊处洋壳的增生和变形过程是认识板块构造和地球演化的关键。海洋地震学探测是获取相关信息的重要途径。但与大陆板块边界地区相比，洋中脊地区往往为深水覆盖，布设地震仪器的成本更高、难度更大，难以保障观测数据在数量和质量上满足研究需求。

受地幔柱上涌影响，冰岛地区的大西洋洋中脊抬升至海平面之上，因此是研究洋壳形成、扩张洋脊动力学、地幔柱和洋中脊相互作用的理想地区。该地区大西洋洋中脊的扩张方向为 106° ，扩张速率为 18.5 mm/yr ，扩张过程由一系列火山裂谷作用所调节（图 1a）。可能受地幔柱位置变化的影响，冰岛的活动裂谷带位置整体发生了东向跃迁。当前地幔柱头位于 Vatnajökull 冰盖附近区域下方（Shorttle et al., 2010），因此东裂谷带可能正逐渐取代西裂谷带。冰岛的地壳远厚于正常洋壳的平均 7 km 厚度，且呈显著空间变化（图 1b；Jenkins et al., 2018）：在 Vatnajökull 冰盖附近区域最厚，向外围具有逐渐减薄的趋势。这种变化特征可能受裂谷作用和地幔柱活动共同控制。冰岛地壳温度整体较高，地温梯度为 $40\text{-}50 \text{ }^\circ\text{C/km}$ （Flóvenz & Saemundsson, 1993）。因此孕震深度较浅，约为 7 km，该深度上方的上地壳以脆性变形为主，变形

特征可以直接通过地震和地表地质观测约束。而更深部的下地壳可能以韧性变形（地壳流）为主，但对其观测十分困难。地震各向异性是地球内部变形的直接反映，剪切波在各向异性介质中传播时，波速会随传播方向 / 偏振方向的变化而变化。因此利用剪切波获取地球内部各向异性信息，是认识地球内部变形特征的有效手段。前人主要针对冰岛的上地幔各向异性开展了研究，对下地壳各向异性及变形特征的认识相对不足。

最近，英国剑桥大学的 Omry Volk 等与德国 GFZ 学者合作，基于背景噪声数据获取了冰岛地区 75 个台站对之间路径上垂直极化（ V_{sv} ）和水平极化（ V_{sh} ）的剪切波速度结构，并计算了相应的径向各向异性参数 $\xi = (V_{sh}/V_{sv})^2$ ，以约束地壳变形模式，相关结果发表于 *Nature Geoscience* (Volk et al., 2021)。他们的观测显示（图 2），冰岛地区上地壳（尤其是 0-5 km）的平均径向各向异性参数 ξ 明显小于 1，即水平极化的剪切波速 V_{sh} 小于垂直极化的剪切波速 V_{sv} 。这种各向异性特征可能与板块扩张过程中大洋上地壳的变形方式有关：脆性上地壳整体发生伸展变形，导致裂隙和火山裂谷带中的侵入岩墙发生定向排列，从而造成 $V_{sh} < V_{sv}$ 。在更深处 $\sim 10\text{-}35 \text{ km}$ 的下地壳范围， ξ 显著大于 1，即 $V_{sh} > V_{sv}$ （图 2）。作者推测下地壳这种各向异性的成因主要有两种：（1）大洋下地壳具有分层结构，并

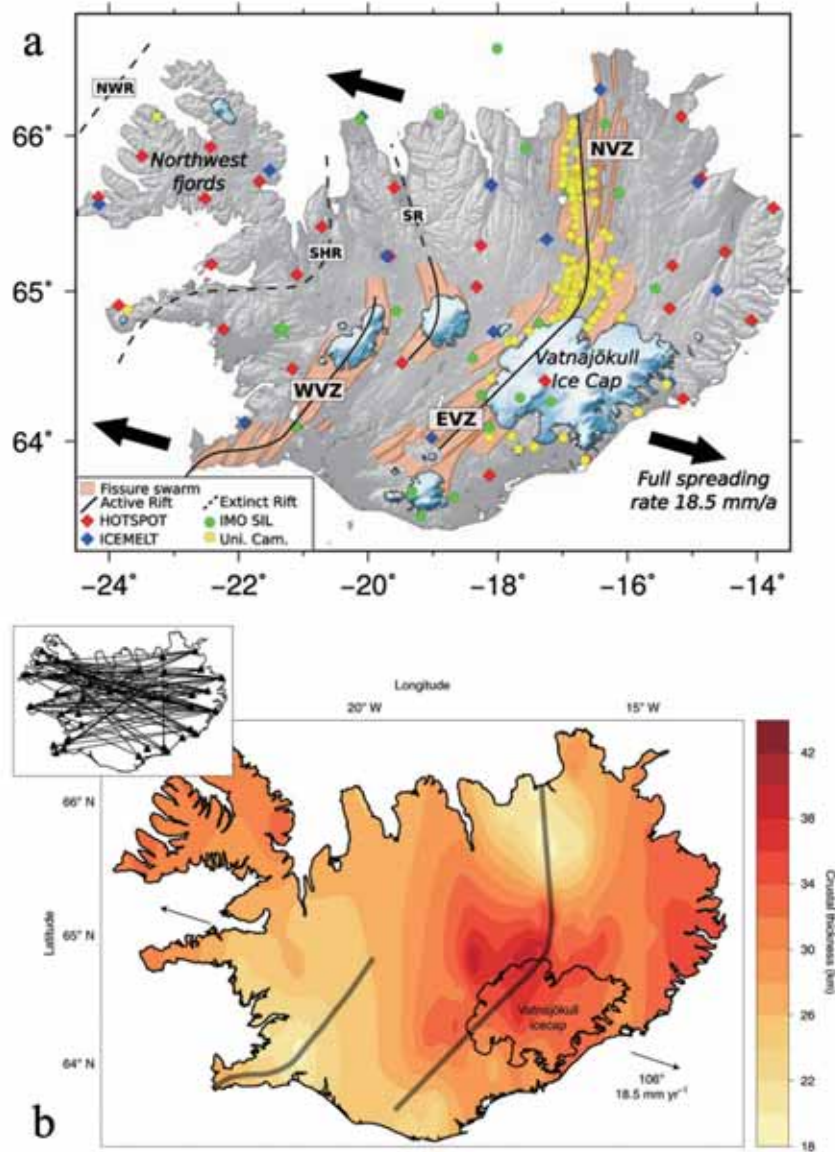


图 1 冰岛构造图。(a) 火山裂谷带分布特征。黑色虚线和实线分别表示不活跃和活跃的火山裂谷带 (Harðarson et al., 2008) ;NVZ、EVZ、WVZ 分别表示北、东、西火山裂谷带 ;Vatnajökull 冰盖大致对应于地幔柱头的位置 ;图片引自 Jenkins et al., 2018 ;(b) 地壳厚度变化。插图显示了台站对分布和地震射线路径的覆盖范围

已在折返洋壳中获得了观测证据 (Jousselin et al., 2012)。对于细密成层的层状介质，当地震波波长远大于薄层厚度时，虽然各薄层的组成矿物本身是各向同性的，但由于各层的弹性参数不同而总体上表现为各向异性特征 (Backus, 1962)。这种各向异性属

于 SPO (Shape-preferred orientation) 型， ζ 不随方位变化。(2) 下地壳的韧性变形导致各向异性矿物发生沿特定方向的晶格优选定向 (Lattice-preferred orientation, LPO)，产生各向异性。LPO 型的各向异性会导致 ζ 随方位明显变化 (Bastow et al., 2010)。

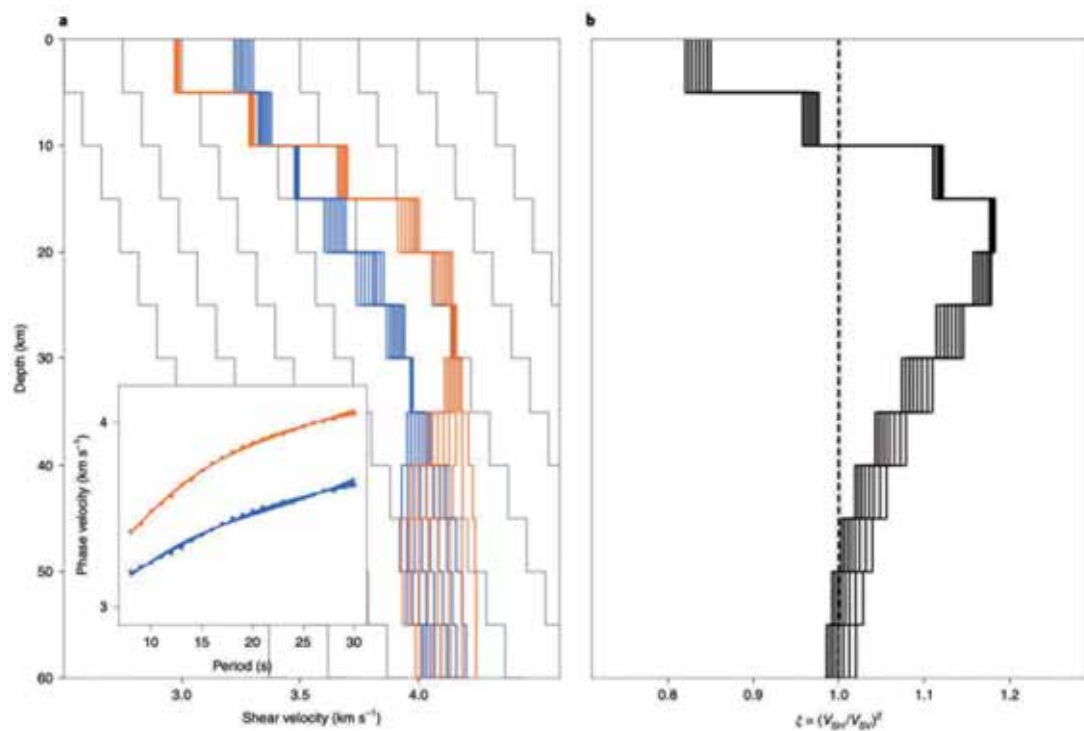


图 2 研究区平均一维速度结构及径向各向异性。(a) 蓝色和橘黄色实线分别表示基于不同初始模型反演得到的 V_{SV} 和 V_{SH} 速度模型。插图显示了用于反演的 Love 波 (橘黄色) 和 Rayleigh 波 (蓝色) 的观测点 (点) 和拟合 (实线) 频散曲线; (b) 研究区平均径向各向异性的深度变化。不同线条表示来自不同初始模型的结果 (Volk et al., 2021)

由于不同台站对之间的地震射线传播方向不同 (图 1b 插图), 作者借此分析了径向各向异性的方位变化特征以进一步约束各向异性成因 (图 3)。结果显示, 上、下地壳径向各向异性都具有方位变化特征, 而且这种变化和洋中脊扩张方向具有很好的一致性。这进一步表明, 上地壳径向各向异性与上地壳伸展变形有关; 下地壳则存在 LPO 型各向异性。由于冰岛下地壳可能富含橄榄石 (Jenkins et al., 2018), 因此其各向异性可能受控于橄榄石的 LPO 特征。作者推测, 冰岛下方存在与洋中脊扩张方向一致的地壳流, 不仅使下地壳物质发生迁移, 而且流动层内部可能存在速度梯度, 使下地壳物质发生剪切变形从而产生了各

向异性。

如果 Volk 等提出的地壳流模式是合理的, 那么对于足够厚且足够热并同时发生伸展变形的洋壳, 比如火山型大陆裂解边缘 (如北大西洋被动陆缘附近, White et al., 2008)、地幔柱与洋中脊相互作用的地区 (如东太平洋洋隆、西南印度洋洋中脊、南大西洋南部洋中脊, Whittaker et al., 2015), 就可能存在地壳流。对于一些早先普遍认为是地幔柱成因、但新观测发现可能形成于洋底扩张环境的大洋高原 (如西北太平洋 Shatsky 隆起, 相关前沿报道见《NG: 大塔穆火山成因新解》), 可能也会出现类似的地壳流现象。由于地球是在不断冷却的, 所以在遥远的地质历史时期, 大洋地

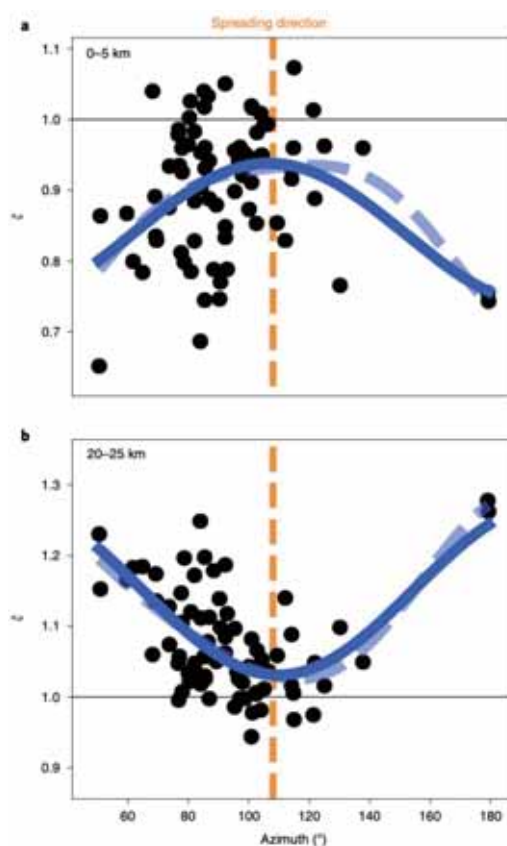


图3 径向各向异性的方位变化。黑点代表不同台站对的径向各向异性 (Volk et al., 2021)

壳流的存在可能比现今更为广泛。因此，Volk 等研究的重要性不仅在于解释了冰岛的区域性地壳流，而且对于认识全球大洋地区地震各向异性、洋壳的流变特征、洋壳增生和变形过程及其机制具有普遍意

义。此外，他们获得的大洋下地壳可能存在与地幔类似的显著 LPO 型各向异性观测，也为更有效地分析远震剪切波分裂结果、开展大洋壳幔变形综合研究提供了基本约束。

主要参考文献

- Backus G E. Long wave elastic anisotropy produced by horizontal layering[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1962, 67(11): 4427-4440.
- Bastow I D, Pilidou S, Kendall J M, et al. Melt induced seismic anisotropy and magma assisted rifting in Ethiopia: Evidence from surface waves[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(6).
- Flóvenz Ó G, Saemundsson K. Heat flow and geothermal processes in Iceland[J]. *Tectonophysics*, 1993, 225(1): 123-138.
- Harðarson B S, Fitton J G, Hjartarson Á. Tertiary volcanism in Iceland[J]. *Jökull*, 2008, 58: 161-178.



- Jenkins J, Maclennan J, Green R G, et al. Crustal formation on a spreading ridge above a mantle plume: receiver function imaging of the Icelandic crust[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(6): 5190-5208.
- Jousselin D, Morales L, Nicolle M, et al. Gabbro layering induced by simple shear in the Oman ophiolite Moho transition zone[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2012, 331-332(none):55-66.
- Shorttle O, Maclennan J, Jones S M. Control of the symmetry of plume ridge interaction by spreading ridge geometry[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(7).
- Volk O, White R S, Pilia S, et al. Oceanic crustal flow in Iceland observed using seismic anisotropy[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(3): 168-173. ([原文链接](#))
- White R S, Smith L K, Roberts A W, et al. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin[J]. *Nature*, 2008, 452(7186): 460-464.
- Whittaker J M, Afonso J C, Masterton S, et al. Long-term interaction between mid-ocean ridges and mantle plumes[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(6): 479-483.

(撰稿：高一帆，陈凌 / 岩石圈室)



NG: 印 - 非地幔柱树形结构的地震层析成像研究

Wilson (1963) 根据太平洋、大西洋及印度洋中火山岛的分布特征及年龄顺序提出了热点假说, 该假说认为岩石圈下的热点是相对“静止”的, 当岩石圈从其上方漂过时, 就会形成线状分布的火山岛链。在此基础上, Morgan (1971) 提出的地幔柱假说, 指出热物质自核幔边界 (core-mantle boundary, CMB) 上升, 形成细长的柱状体并到达地表, 称为地幔柱, 而热点则是地幔柱在地表处的表现形式。Griffiths and Campbell (1990) 根据其实验结果和数值模拟建立了动态热柱结构模型, 认为地幔柱是由巨大的蘑菇状柱头和细长的柱尾组成。板块重构与地震学观测结合的研究显示, 在空间上, 全球范围内的热

点与位于非洲和太平洋下方地幔底部的两个大型低速省 (large low-velocity provinces, LLVPs, 亦称为大型低剪切波速省, large low-shear-wave-velocity provinces, LLSVPs) 相关联 (图 1; Torsvik et al., 2010)。然而, 也有学者否定地幔柱的存在, 他们认为地球内部实际温度无法达到地幔柱理论所需温度, 进而提出地表热点是浅部板块构造运动产物的观点 (Anderson and Natland, 2007; Foulger, 2002)。

尽管众多地震学研究已对 LLVPs 及其相关地幔柱的结构形态进行约束 (e.g., Ni et al., 2002; Ritsema et al., 2011), 但由于地幔柱的直径较小, 加之大部分地幔柱位于观测数据覆盖较差的大洋地区, 因此难以

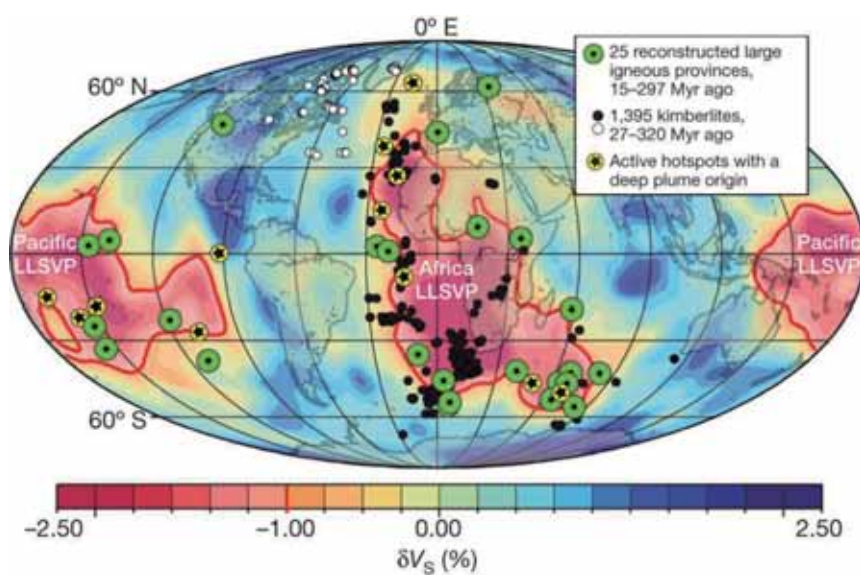


图 1 全球尺度大型低剪切波速省 (LLSVPs)、大火成岩省 (large igneous provinces, LIPs)、金伯利岩及与深源地幔柱相关的活跃热点分布 (Torsvik et al., 2010)



准确描绘地幔柱形态。近期，来自英国牛津大学地球科学学院的 Tsekhmistrenko 及其合作者在 *Nature Geoscience* 上发表文章 (Tsekhmistrenko et al., 2021)，以非洲、印度洋及南大洋为中心，通过整合新的地震学资料，分层构建各深度、各长度尺度范围的速度结构，精细刻画该区域全地幔深

度的地幔柱形态，揭示其具有树形结构特征，并进一步提出这一结构的可能成因。

不同于以往的研究，Tsekhmistrenko et al. (2021) 将三组数据进行联合反演用以得到整个地幔的高精度层析成像结果 (图 2)。首先，从地震台站运行时间长、数据记录丰富的 International Seismological Centre-Engdahl,

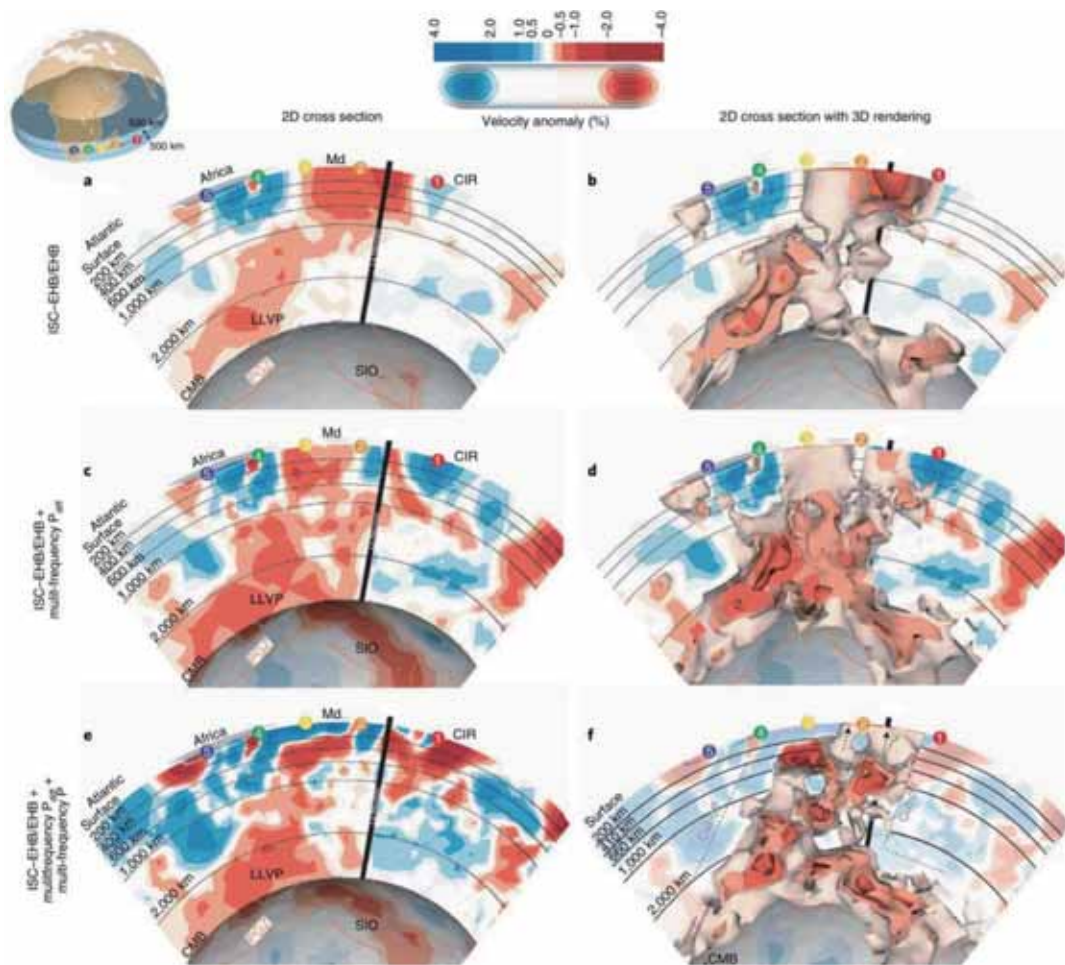


图 2 横跨 La Reunion 和南非地区东-西走向剖面，展示了三组数据分别对整个地幔层析成像的贡献 (Tsekhmistrenko et al., 2021)。(a) 利用 ISC-EHB/EHB 所提供的远震 P 波走时拾取进行全球尺度反演。该二维剖面及其所沿大圆 (great circle) 位置由左上角三维地球模型上黑色实线所标记。红色和蓝色分别代表低于和高于平均 P 波速度 ($\delta v/v$) 区域。垂直于地下个界面的黑色粗实线从地表 La Reunion 一直延伸到 CMB。Md, 马达加斯加; CIR, 印度洋中脊; PGZ, 地幔柱生成区域。(b) 由 (a) 中二维速度剖面得到的三维剖面模型。其中地表至 CMB 上 500 km 范围内, 通过 5 个速度等值面 ($\delta v/v$), 将 (a) 中二维剖面向两侧分别延展 500 km。最底部 500 km 范围则不局限于 (a) 中速度分布, 代表全尺度三维速度模型。(c) (d) 分别与 (a) (b) 描绘内容一样, 只是将 CMB 衍射 P 波走时数据与 ISC-EHB/EHB 提供的远震 P 波走时数据进行联合反演。(e) (f) 将 RHUM-RUM 台阵提供的远震多频走时数据与前两组数据进行联合反演得到的二维和三维速度剖面



van der Hilst and Buland (ISC-EHB) 地震目录中拾取了 2,342,621 个经筛选的远震 P 波走时数据, 用来构建地幔中部 P 波速度结构。其次, 从全球走时数据库 (Hosseini et al., 2020) 中选取了区域最优化的 189,439 条衍射 P 波走时互相关数据, 用来计算和约束下地幔速度结构。第三, 利用 Reunion Hotspot and Upper Mantle-Reunion Unterer Mantle (RHUM-RUM) 区域密集台阵所提供的 55,657 个远震多频走时数据, 来计算 Reunion 热点下的地幔上部速度结构。最后, 将三组数据联合反演得到了精度更高的速度模型。Tsekhmistrenko et al. (2021) 将该速度模型命名为 RROx-19 模型 (图 2f)。与已有的速度模型对比, RROx-19 在整个地幔深度上都具有低速异常更明显、结构更清晰的特点。

基于 RROx-19 模型成像结果, Tsekhmistrenko et al. (2021) 提出印 - 非地幔柱的树形结构模式 (图 3)。该结构模式指出, CMB 以上 ~500 至 1000 km 深度范围内, 存在两条“根状”低速体, 北西 - 南东走向的低速体被称为南印度洋低速走廊, 另一条南北走向的则称之为东非低速走廊。两条低速走廊在南非下方汇聚, 并由汇聚点以上至 ~1500 km 深度形成紧凑的、较粗的“树干”结构。从“树干”顶部 (图 3 中约 1500 km 深位置) 至上地幔底部存在三根“树枝”结构, 每根都由一系列按次序形成的地幔柱源区异常体及其上升团状物组成。三根“树枝”分别向三个不同的方向延展, 一支向东南延展, 位于南印度洋低速走廊上方, 并与 Reunion 地区上地幔一个直径约 200 km 的低速结构连接; 另一支向北延展, 位于东非低速走廊上方, 由 LLVP 穹顶

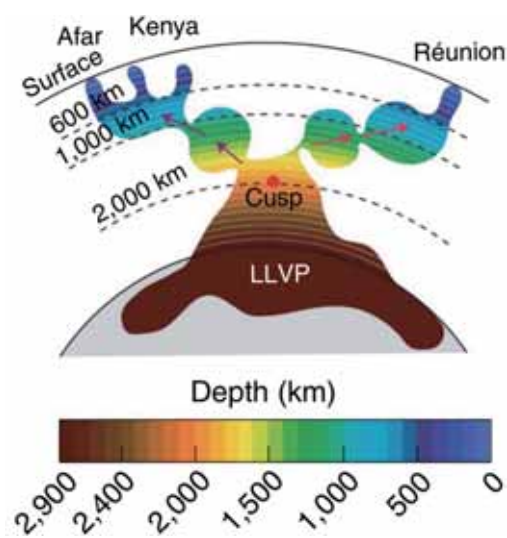


图 3 印 - 非地幔柱的树形结构卡通示意图, 该示意图未展示向西南方向 Bouvet 热点延伸的“树枝”结构 (Tsekhmistrenko et al., 2021)

向北侧的 Malawi 和 Kenya 方向上升延展, 并通过上地幔的低速异常体进一步与更北部的 Afar 热点相连通; 第三支向西南方向的 Bouvet 热点延展。每根“树枝”在地幔转换带 (~600 km 深度) 之上, 因粘滞度分界形成一条或多条次生地幔柱。这些次生地幔柱进一步上升, 其柱头影响可能已经到达地表并形成被观测到的 LIPs (e.g., Madagascar Rise LIP、Deccan Traps LIP 等), 或者孕育未来的 LIPs (e.g., 模型指出在 Kenya 下方未来可能具备形成 LIPs 的条件)。

地幔柱的本质是地球的散热通道, PROx-19 模型中的粗“树干”结构解决了经典的细长柱尾结构所面对的散热量不足问题。这并不是第一次观测到该结构, 之前多项地震学研究曾观测到下地幔直径约为 500 - 1000 km 的柱尾结构 (French et al., 2015; Ritsema et al., 1999)。此外, Liu and Leng (2020) 根据近期地球物理观测和矿物学实验结果, 在构建三维地球动力学模型



时考虑了上、下地幔粘滞度的精细分层特征。他们的模拟结果显示，地幔转换带底部（600-660 km）和上地幔（100-410 km）低粘滞度层的存在，可使下地幔单个粗柱状热柱在上地幔分叉形成多个细柱结构，且细柱的数量和形态随时空变化。这一结果揭示，地幔粘滞度分层性地幔柱“树枝”末端的次生地幔柱结构的形成和演化具有重要控制作用。

Tsekhmistrenko et al. (2021) 对印 - 非地幔柱的树形结构也提出了动力学解释（图 4），即：(a) 低速走廊末端具有最大的横向温度梯度，因此异常体 1 衍生于此；(b) 异常体 1 与低速走廊脱离，形成团状物 1，最大横向温度梯度向左横移，导致异常体 2 重复异常体 1 的衍生过程；(c) 同理，团状物 2 及异常体 3 也随之衍生；(d) 低速走廊的衍生异常体 3 与分离出来的团状物 1、2 呈倾斜线性排列，当达到上、下地幔黏性

分界时，团状物 1 衍生出一套“经典”的地幔柱头、柱尾结构。

Tsekhmistrenko et al. (2021) 提出的树形地幔柱与一些地表地质现象相吻合。例如，位于东非低速走廊远端上方的 Afar 地区，曾在 ~30 Ma 经历了溢流玄武岩喷发及随之的由大陆裂谷向海底扩张过程的转换。沿东非裂谷向南，位于该低速走廊中部上方的裂谷区就相对年轻、发育程度较低，且与裂谷发育相关的岩浆活动并没有体现出 LIPs 的特征。位于裂谷系南端，东非走廊近“树干”端上方的 Malawi 裂谷区以南地区则并没有发现大陆裂谷活动，这是由于上升的团状物仍处在地幔中部，并未衍生出直达地表的柱头 - 柱尾结构。类似的现象也存在于南印度洋低速走廊上方地表。但同时，该地幔柱结构亦面临诸多挑战，其中之一就来自对东非裂谷系发育机制的讨论。多项近期研究显示，地幔柱对该裂

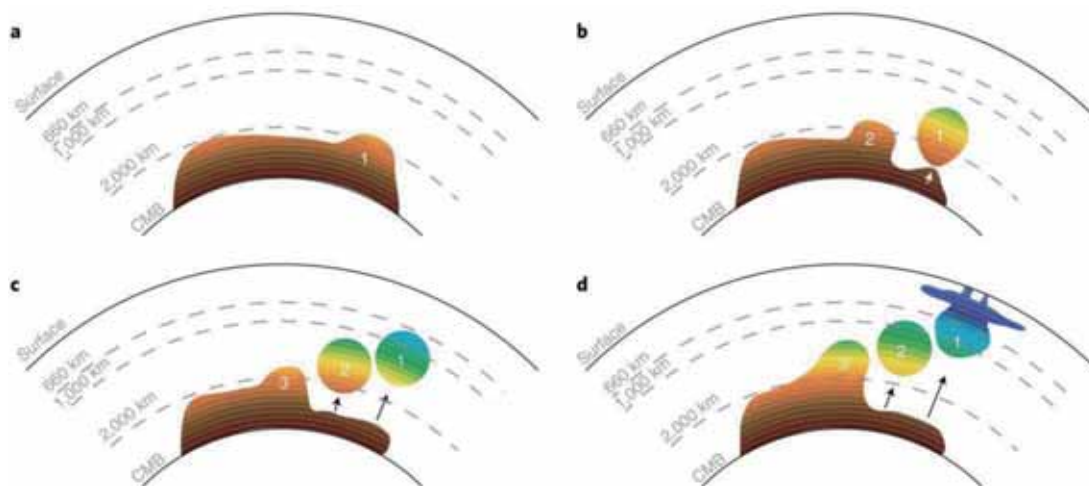


图 4 印 - 非地幔柱树形结构的动力学成因模型 (Tsekhmistrenko et al., 2021)。(a) CMB 低速走廊及原始地幔柱（直径约为 800 km 的异常体 1）。低速走廊末端具有最大的横向温度梯度，因此异常体 1 衍生于此；(b) 异常体 1 与低速走廊分离，垂直上升并形成团状物 1。最大横向温度梯度向左横移，导致异常体 2 重复异常体 1 的衍生过程；(c) 同理，异常体 2 脱离形成团状物 2，异常体 3 随之衍生；(d) 示意图展示低速走廊的衍生异常体 3 与分离出的团状物 1、2 的倾斜线性排列及分离后减薄的 CMB 低速走廊。当团状物 1 达到上、下地幔黏性分界时，衍生出一套“经典”的地幔柱头、柱尾结构。团状物 1 与图 3 中 Reunion 地幔柱相对应，而团状物 3 则与 LLVP 穹顶相对应



谷系的发育影响有限或直接提出被动式的发育机制 (e.g., Reed et al., 2016; Rychert et al., 2012; Stamps et al., 2015), 该观点与树形地幔柱结构相矛盾。此外, 如作者文中所述, 台站覆盖区以外的上地幔 (~900 km 以上) 分辨率不高, 难以准确刻画该深度范围的速度结构。再有, 目前没有一个速

度模型能够提供支持第三条 CMB 低速走廊 (由 LLVP 穹顶向西南方向 Bouvet 延伸) 存在的直接证据。因此, 树形地幔柱结构的广泛认可仍有待于上述问题的解决。

【致谢：感谢岩石圈室陈凌研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Anderson D L, Natland J H. Evidence for mantle plumes?[J]. *Nature*, 2007, 450(7169): E15-E15.
- Burke K, Steinberger B, Torsvik T H, et al. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 265(1-2): 49-60.
- Foulger G R. Plumes, or plate tectonic processes?[J]. *Astronomy & Geophysics*, 2002, 43(6): 6.19-6.23.
- French S W, Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 95-99.
- Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 99(1-2): 66-78.
- Hosseini K, Sigloch K, Tsekhmistrenko M, et al. Global mantle structure from multifrequency tomography using P, PP and P-diffracted waves[J]. *Geophysical Journal International*, 2020, 220(1): 96-141.
- Liu H, Leng W. Plume Tree Structure Induced by Low Viscosity Layers in the Upper Mantle[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(1): e2019GL086508.
- Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230(5288): 42-43.
- Ni S, Tan E, Gurnis M, et al. Sharp sides to the African superplume[J]. *Science*, 2002, 296(5574): 1850-1852.
- Reed C A, Liu K H, Chindandali P R N, et al. Passive rifting of thick lithosphere in the southern East African Rift: Evidence from mantle transition zone discontinuity topography[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(11): 8068-8079.
- Ritsema J, Deuss A, Van Heijst H J, et al. S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements[J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 184(3): 1223-1236.
- Ritsema J, van Heijst H J, Woodhouse J H. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland[J]. *Science*, 1999, 286(5446): 1925-1928.
- Rychert C A, Hammond J O S, Harmon N, et al. Volcanism in the Afar Rift sustained by decompression melting with minimal plume influence[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(6): 406-409.



- Stamps D S, Iaffaldano G, Calais E. Role of mantle flow in Nubia–Somalia plate divergence[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(2): 290-296.
- Torsvik T H, Burke K, Steinberger B, et al. Diamonds sampled by plumes from the core–mantle boundary[J]. *Nature*, 2010, 466(7304): 352-355.
- Tsekhmistrenko M, Sigloch K, Hosseini K, et al. A tree of Indo-African mantle plumes imaged by seismic tomography[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 612-619. ([原文链接](#))
- Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. *Canadian Journal of Physics*, 1963, 41(6): 863-870.

(撰稿：王拓，李杨 / 岩石圈室)



Nature: 中大西洋中脊下方减薄的地幔过渡带

地球是一个多圈层系统，理解不同层圈间的物质和能量交换是认识地球演化的关键。板块俯冲将地球浅表物质带到深部地幔，地幔柱上涌则将核幔边界的物质和能量输送到地表，两者共同构成上、下地幔物质和能量交换的主要循环系统。而 Agius et al.(2021) 最新研究表明，除俯冲带和地幔柱外，洋中脊是上、下地幔物质和能量交换的另一重要通道，对理解地幔对流模式、地球内部物质交换和能量平衡有重要意义。

地幔对流模式是理解板块运动、地球内部物质和能量交换等地球动力学过程的基础。长期以来，地幔对流模式一直存在巨大的争议，分歧主要集中在“分层对流”还是“全地幔对流”(Tackley, 2008)。地球化学研究中观测到的上地幔不相容元素亏损，

常解释为上、下地幔“分层对流”；而地球物理观测到的连通上、下地幔的俯冲板片和地幔柱，则提供了“全地幔对流”的结构证据。介于二者之间的“混合对流”模式则认为，上、下地幔对流速率不同，且上、下地幔间物质和能量交换是有限、不均一的(图1)。

地幔过渡带是指地下 410-km 和 660-km 间断面之间的地幔部分，是联系上、下地幔的纽带，是理解地幔对流模式、地球内部物质和能量交换的关键(Helffrich and Wood, 2001)。410-km 和 660-km 间断面主要由橄榄石的相变引起，是全球范围内的一级间断面，在地震学中表现为地震波速度和密度不连续面。受温压状态和物质组分的影响，410-km 和 660-km 间断面的深度起伏、粗糙程度等结构特性也会随之

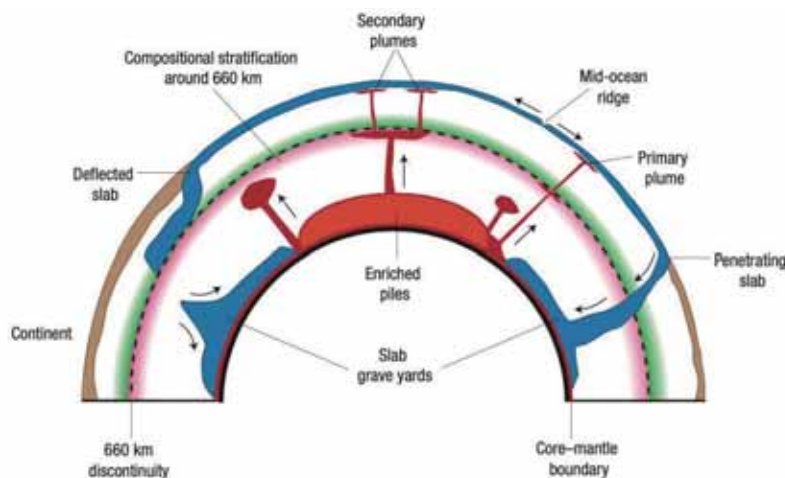


图 1 混合地幔对流模式图 (Tackley, 2008)



变化。对地幔过渡带结构的精细地震学研究 (Bercovici and Karato, 2003; Wu et al., 2019), 特别是对占地球面积 70% 的海洋下方地幔过渡带结构的约束, 成为深入认识地幔对流这一地球演化过程中最基本的动力学过程的重要内容。

洋中脊是贯穿全球大洋洋底的山脉, 是洋底扩张的中心和新洋壳产生的地带, 与板块发生消亡的俯冲带共同构成了地球上最长的构造边界。地幔热物质在洋脊处不断上涌、减压熔融并快速冷却为洋中脊玄武岩, 随着板块运动参与到地球内部物质循环和能量交换中。然而, 与联通上、下地幔的板块俯冲活动不同, 现有地球化学与地球动力学研究总体支持洋中脊处的对流活动仅局限于上地幔软流圈部分, 并不与下地幔直接相关。例如, 同位素地球化学研究表明, 洋中脊玄武岩具有明显的亏损地幔特点, 与夏威夷等热点 (hotspot) 所表现出的富集类型显著不同, 因此洋

中脊物质可能主要来自于亏损上地幔。而 Agius et al. (2021) 最新的洋中脊下方地幔过渡带结构研究发现, 洋中脊下方可能还存在着上、下地幔物质和能量交换的通道。基于 2016-2017 年布设在赤道附近中大西洋洋中脊的海底地震仪观测数据 (图 2), Agius 等利用接收函数方法分析发现, 洋中脊下方 660-km 间断面隆起 10 ± 4 公里, 410-km 间断面下沉 5 ± 4 公里。地幔过渡带厚度变薄, 且减薄区域横向跨度约 600 公里, 与地震层析成像中观测到的地震波低速异常区相吻合, 可能反应了热物质从下地幔到上地幔的运移通道 (图 3)。Agius 等还对洋中脊和热点的显著地球化学差异特征进行了分析。首先, 来自下地幔的上涌物质在洋中脊下方可能比热点地区温度更低, 上涌速率更小, 从而在上地幔有更充分的时间相互作用, 导致富集地幔信号减弱。其次, 热点地区的上涌物质可能来源于相对富集、高粘滞度并且流动迟缓的下

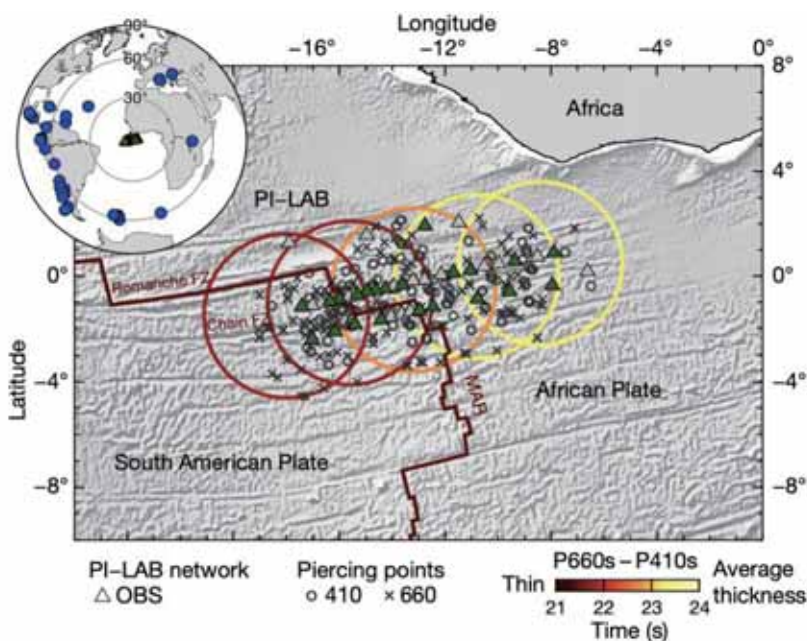


图 2 研究区域及海底地震仪 (绿色三角) 分布 (Agius et al., 2021)

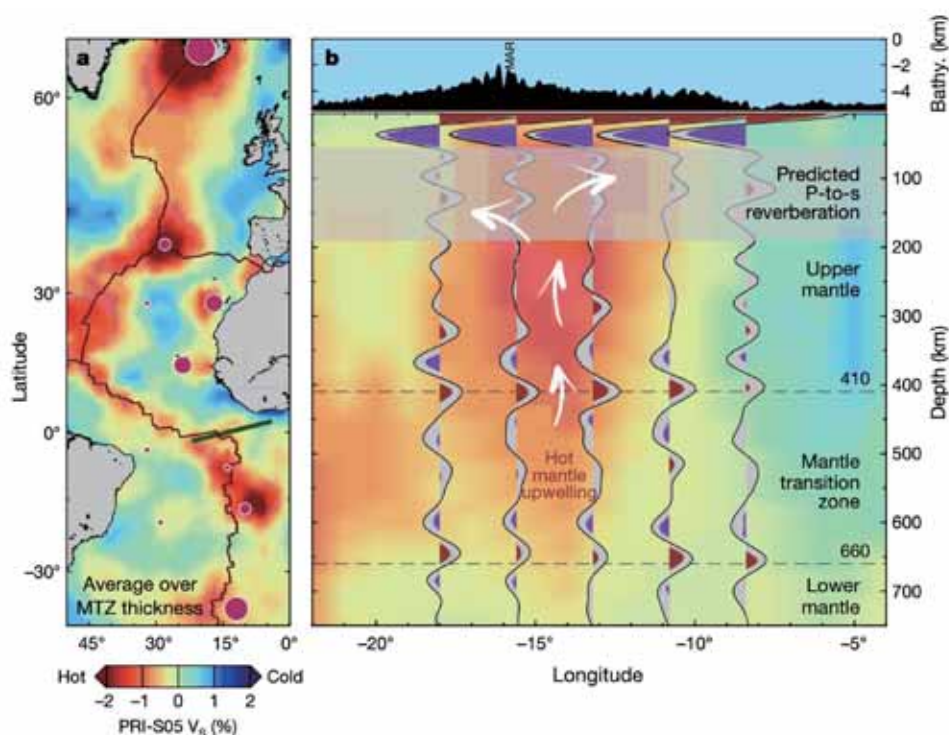


图3 洋中脊下方地幔流(Agius et al., 2021)。(a) 研究区域, 背景图为地幔过渡带附近地震层析成像结果, 粉色点为地幔柱热点位置。(b) 接收函数和层析成像结果。洋中脊下方地幔过渡带局部减薄区与层析成像观测到的地震波低速异常区相吻合, 预示着洋中脊下方存在下地幔向上地幔物质的运移通道

地幔布里奇曼对流区域, 而洋中脊下方的上涌物质则来自相对亏损和低粘滞度的下地幔, 因此两者在源头上可能有差异。最后, 洋中脊上涌物质更多地受到了上地幔内小尺度对流混合的影响, 这一推论也可解释为什么中大西洋洋中脊观测到的富集地幔信号呈零散分布。

通常认为, 俯冲带是地表物质输送到深部地幔的主要场所, 而地幔柱则是大尺度深部物质和能量传回地表的主要通道, 两者共同构成了上、下地幔物质和能量最主要的循环系统。Agius 等藉由对地幔过渡带结构的探测, 认为洋中脊下方热物质相对集中地从下地幔输运至上地幔, 表明洋中脊可能是上、下地幔物质能量交换的另一重要通道。考虑到大洋中脊系统的长度

和寿命, 这意味着“全地幔对流”可能比以往认为的更为普遍, 对理解地幔对流模式, 地球内部物质交换和能量平衡有重要意义。

当然, Agius 等人观测到的地幔过渡带减薄现象是否具有普遍性, 以及针对下地幔上涌物质质量的准确估算还有待进一步研究。受限于海底地震仪布设难度和成本, 现有采样区域相对全球长达约八万公里的洋中脊来说仍然十分有限, 过渡带减薄现象是否广泛存在于洋中脊下方还缺乏认识。其次, 下地幔上涌物质质量的准确估计, 发生深度及其对上、下地幔物质总体混合效率的影响还缺乏定量研究。因此, 更广泛的海洋下方地震学结构及相应动力学机制还有待进一步深入研究。



主要参考文献

Agius M R, Rychert C A, Harmon N, et al. A thin mantle transition zone beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge[J]. *Nature*, 2021, 589(7843): 562-566. ([原文链接](#))

Bercovici D, Karato S. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter[J]. *Nature*, 2003, 425(6953): 39-44.

Helffrich G R, Wood B J. The Earth' s mantle[J]. *Nature*, 2001, 412(6846): 501-507.

Tackley P J. Layer cake or plum pudding?[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(3): 157-158.

Wu W, Ni S, Irving J C E. Inferring Earth' s discontinuous chemical layering from the 660-kilometer boundary topography[J]. *Science*, 2019, 363(6428): 736-740.

(撰稿：王新，李娟 / 地星室，吴文波 / 加州理工学院)



NG: 混合不充分的地幔过渡带及其热状态 ——来自地震波的约束

热点是指地球表面长期经历火山活跃的地区。来自全波形层析成像结果显示,太平洋下方的超级地幔柱近垂直上升到地幔过渡带的底部,进入到上地幔 (French and Romanowicz, 2015); 来自前驱波和接收函数的结果显示,地幔柱似乎在部分区域已经穿过地幔过渡带,进入到上地幔中,不仅使地幔形成热和化学异常 (Yu et al., 2018; Kemp et al. 2019), 也可能将核幔边界的物质和能量输送到地表从而形成热点。经典的威尔逊-摩根理论认为,太平洋中的一些火山岛屿和海山具有线性分布特征以及喷发年龄顺序变化的现象。但位于太平洋的 24 个热点中,许多在近 30 Myrs 有活动,这与该理论相矛盾。通过研

究地幔过渡带的结构及其物质组分为地幔柱上涌的动力学过程提供重要的约束,进而了解地幔柱与热点位置之间关系。

地幔过渡带是研究地幔对流和热循环的重要场所。在地幔过渡带,岩石性质因矿物相变发生变化,进而影响地幔对流以及上、下地幔物质热化学组成。矿物相变受地幔组分、地幔温度、压力以及地幔混合程度等因素共同影响。660-km 间断面是地幔过渡带的底界面,同时也是上地幔与下地幔的分界面。该间断面在通常情况下由林伍德石相变占主导,但在高温时受石榴石相变强烈影响 (Stixrude and Lithgow-Bertelloni, 2011)。林伍德石相变会阻挡地幔柱和俯冲板片通过地幔过渡带,而石榴

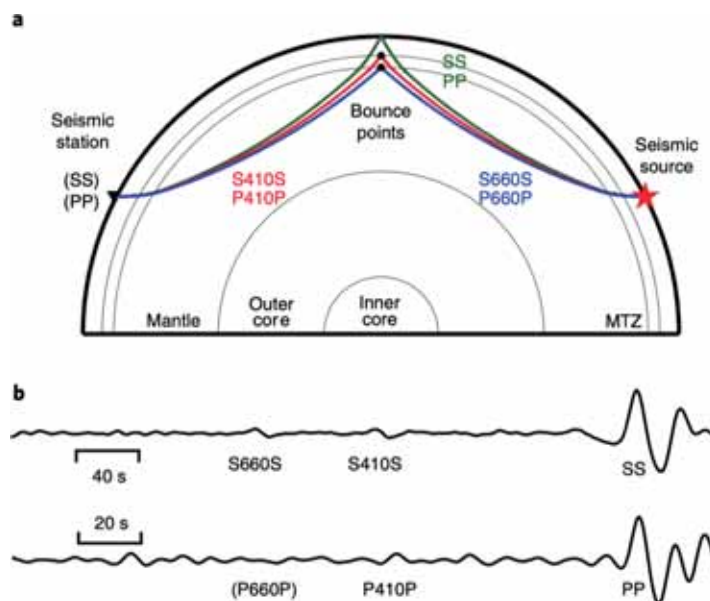


图 1 PP 和 SS 前驱波路径 (a) 和波形 (b) (Waszek et al., 2021)



石相变则起促进作用。因此，地幔过渡带的热化学状态信息可为认识地幔对流模式提供重要约束。地震前驱波（这里指 PP、SS 前驱波）携带地震台站与地震中间区域地幔过渡带的信息（红色和蓝色路径；图 1a），其走时和振幅分别对界面的深度和物理性质敏感。当前地震台站在大洋覆盖不足，因此前驱波成为研究全球地幔过渡带结构的重要手段。其中，P660P 震相往往很难被观测到（图 1b），这可能与 PP 和 SS 前驱波对地球内部的温度和化学成分具有不同敏感度有关，但具体的主导因素尚存有争议。

来自澳大利亚詹姆斯库克大学的 Lauren Waszek 及其国际合作者们通过对全球 PP 前驱波、SS 前驱波与岩石矿物性质模拟的联合分析，并结合数据挖掘技术，揭示了全球地幔过渡带热化学状态。作者选取 58217 条 SS 前驱波数据和 136512 条 PP 前驱波数据共同约束全球地幔过渡带的性质。他们的结果证明 SS 和 PP 前驱波中来自 410 间断面的 S410S 和 P410P 反射信号以及 SS 前驱波中的 S660S 信号具有全球分布特征；而仅在四个区域（占全球总面积 ~5%）可以观测到可靠的 P660P 震相，其中三个区域都在太平洋地区（图 2；

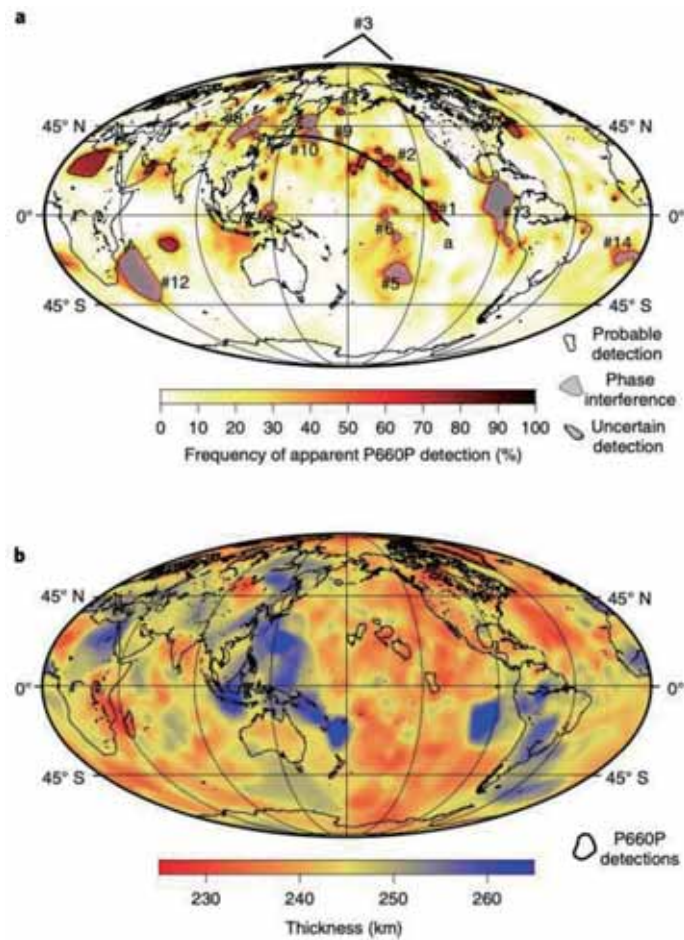


图 2 来自 PP 和 SS 前驱波观测的全球 410-km 和 660-km 间断面。(a) P660P 出现的位置 (b) 全球地幔过渡带厚度图 (Waszek et al., 2021)



#1,#2,#4)。结合 S660S–S410S 到时差和全球层析成像速度模型约束地幔过渡带厚度，发现这些区域的地幔过渡带厚度均小于全球平均值，表明其地幔过渡带温度较高。

矿物模拟结果显示，地幔化学组分无论是平衡组合 (equilibrium assemblage ; EA) 还是机械混合 (mechanical mixtures ; MM)，都可以在 SS 和 PP 前驱波中观测到来自 410-km 间断面的反射信号以及 SS 前驱波中的 S660S 信号；只有在高温情况下，才能观测到 P660P 信号 (图 3a)。所以决定能否观测到 P660P 震相的是地幔温度而非地幔组分。因而，P660P 震相也可作为“地幔温度计”来约束地幔热状态。联合地幔过渡带厚度和岩石矿物模拟可以推测：假设地幔组分是平衡组合，全球平均地幔潜

温约为 1730 ± 50 K，并且可以在全球约 45% 的区域都可以观测到 P660P 信号；而机械混合结果显示，全球平均地幔潜温约为 1630 ± 50 K，可以在全球约 14% 区域观测到 P660P 信号。后者更接近实际观测 (图 3a)，表明地幔是不均匀的，还未达到化学平衡。

P660P 震相的出现是由于在高温情况下 (地幔潜温大于 1800 K) 660-km 间断面结构由石榴石相变主导。实际观测显示，这种情况目前只发生在零星的地幔过渡带区域，特别是在热点聚集分布的太平洋地区。从地幔过渡带温度图上可以看到，北太平洋省 (North Pacific Province) 和南太平洋省 (South Pacific Province) 两大高温地区被正常温度的中太平洋带 (Central

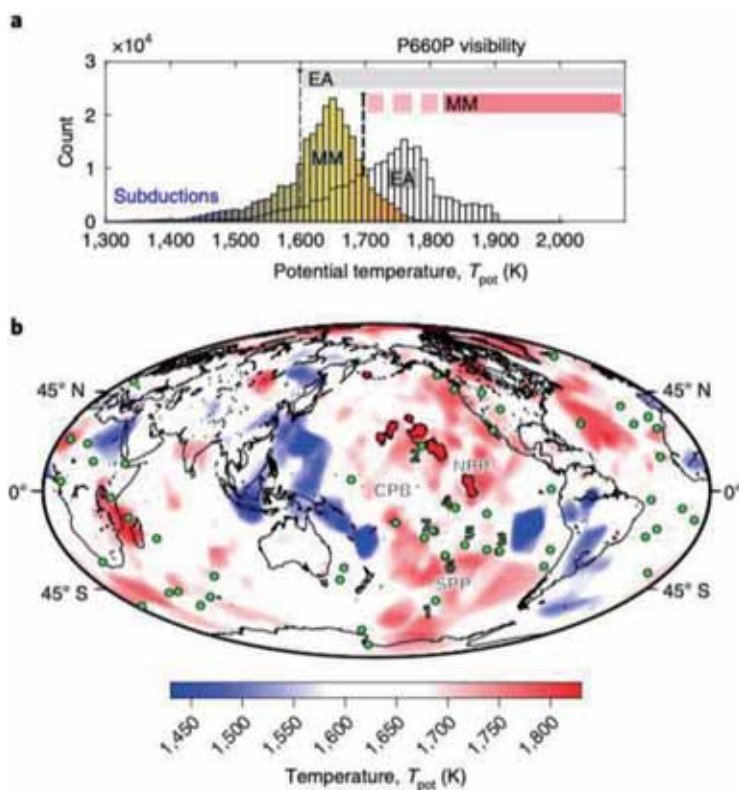


图3 (a) 基于地震学和岩石物理约束的全球地幔温度柱状图，黑色虚线以右区域可观测到 P660P ; (b) 全球地幔过渡带温度图 (Waszek et al., 2021)



Pacific Belt) 隔开 (图 3b)。中太平洋带包含太平洋超级地幔柱, 而近一半的太平洋热点都分布在北太平洋省和南太平洋省的边缘。这表明, 地幔柱并不能直接垂直通过地幔过渡带。如果林伍德石相变起主导作用, 660-km 间断面会阻碍地幔柱穿过地幔过渡带, 使其在过渡带底部水平摊开。由于热对流不稳定性增加, 非常高温的物质 (>1800 K) 在这些摊开区域边缘会进

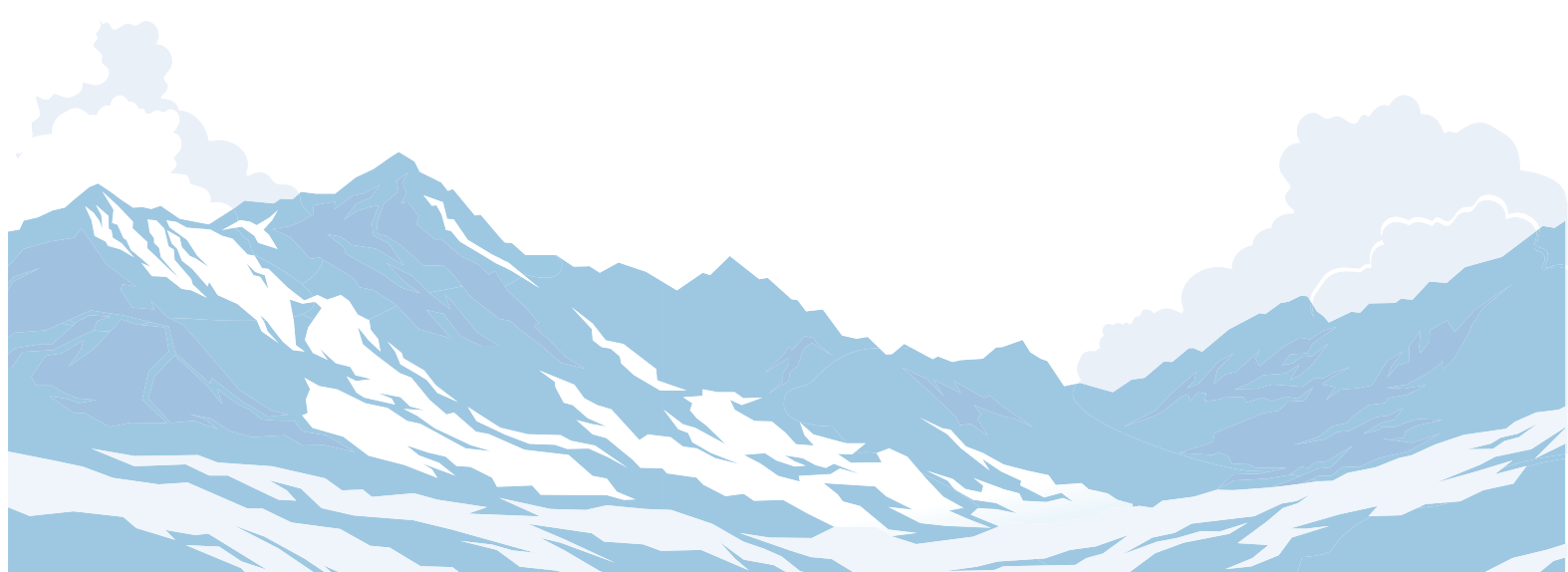
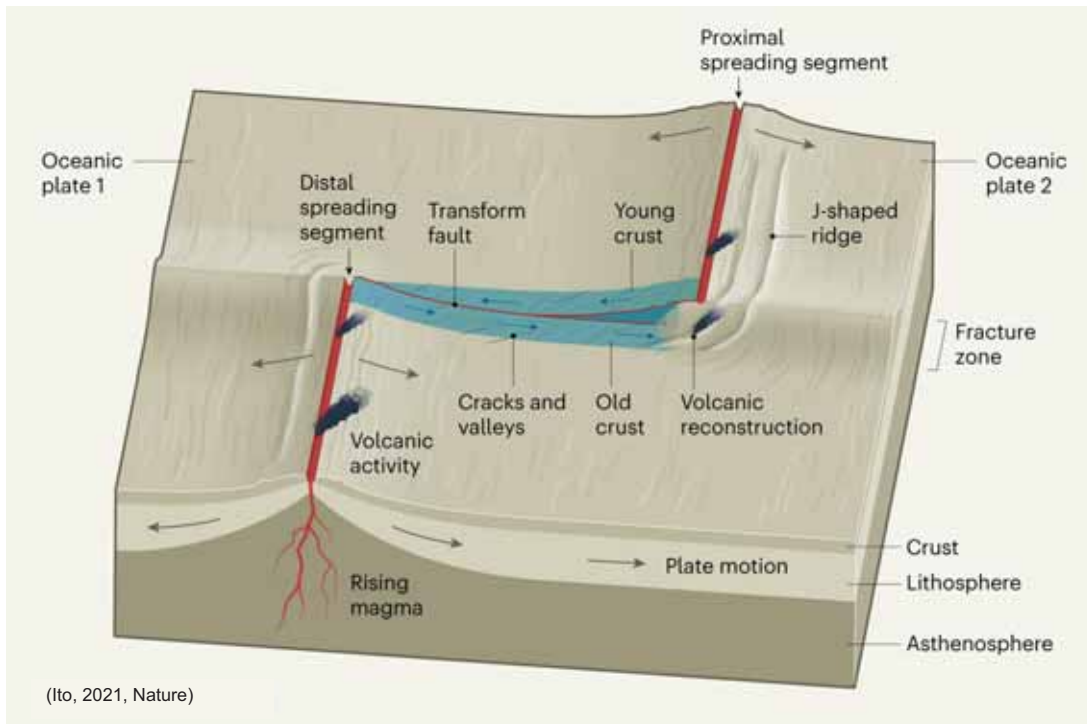
一步上升, 从而在地表形成热点。这一结果支持分层地幔对流模型。660-km 间断面作为动态的屏障阻挡热物质上升到上地幔, 会导致地幔过渡带和中地幔温度比预想的高, 地幔的混合程度也相应更低。这对了解地幔热循环和物质循环有重要意义。该项研究还表明, 需联合不同地震震相以获取更多的地球深部物质和状态信息。

主要参考文献

- Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205(3-4): 295-308.
- Waszek L, Tauzin B, Schmerr N C, et al. A poorly mixed mantle transition zone and its thermal state inferred from seismic waves[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(12): 949-955. ([原文链接](#))
- Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. Thermodynamics of mantle minerals-II. Phase equilibria[J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 184(3): 1180-1213.
- French S W, Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 95-99.
- Kemp M, Jenkins J, Maclennan J, et al. X-discontinuity and transition zone structure beneath Hawaii suggests a heterogeneous plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 527: 115781.
- Yu C, Day E A, Maarten V, et al. Compositional heterogeneity near the base of the mantle transition zone beneath Hawaii[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1-9.

(撰稿: 宫畅, 陈凌 / 岩石圈室)

2. 岩石圈演化





PNAS: 南非冥古宙碎屑锆石可能形成于洋岛环境

冥古宙（45-40 亿年前）是地球诞生后最初的 5 亿年。由于地球上几乎没能保存下这个时期的岩石，人们只能依赖于碎屑锆石来探索早期地球的地质历史。在所有具有冥古宙年龄的碎屑锆石中，超过 95% 都来自于澳大利亚的 Jack Hills 地区，因此人们对早期地球的了解很大程度上依赖于对 Jack Hills 锆石的研究。

事实上，除了 Jack Hills 地区之外，地球上还有 14 个地区报道了冥古宙碎屑锆石，这些古老碎屑锆石主要分布在澳大利亚、加拿大、格林兰、中国、印度、南非、巴西和圭亚那（Harrison, 2020）。Drabon et al.(2021) 的研究团队在 2018 年首次识别南非冥古宙碎屑锆石的基础上（Byerly et al., 2018），对这些古老碎屑锆石开展了微量元素研究，并将其与 Jack Hills 锆石和显生宙（<5.4 亿年）不同构造背景锆石的微量元素组成开展对比研究，尝试解译这些古老锆石形成的构造背景。

首先，研究者根据 U/Yb 比值将这些古老碎屑锆石分为两类，U/Yb 比值集中且偏低（ $0.13 < U/Yb < 0.19$ ）的锆石（5 颗）和 U/Yb 比值高一些（ $U/Yb > 0.27$ ）的锆石（10 颗）分别被划分为 Group I 和 Group II 锆石（图 1）。之后，研究者将两类锆石的微量元素组成放入显生宙锆石构造背景判别图解（Grime et al., 2015）中，发现南非大多数锆石的微量元素组成接近地幔来源的锆石，尤其接近于具有相对不亏损地幔

源区的锆石（图 1）。此外，Group I 锆石相比于 Group II 锆石有着更高的温度，与地幔锆石的温度更加相近。主要根据锆石微量元素判别图解与结晶温度，研究者判定南非冥古宙锆石最有可能形成于类似现代洋岛环境（如夏威夷、冰岛），不同于当今最常发育锆石的弧环境和大陆环境。

然而，南非冥古宙碎屑锆石是否形成于洋岛环境是存疑的，因为本文至少存在两个疑点，值得进一步推敲：

(1) U/Yb 比值仅仅基于 15 颗锆石的 27 组微量元素数据。从结果上看，虽然 Group I 和 Group II 锆石在各个图解中都有一定的差异，但是差异主要来自 U/Yb 比值本身（纵坐标），除了 U/Yb 比值之外，两类锆石在横坐标上（图 1b-d）和球粒陨石均一化图解（图 1a）中都没有显著的差异。因此，很难判定 Group I 和 Group II 锆石分类是依据充分的，很难排除两类锆石 U/Yb 比值的系统性差异是样品过少带来的假象。

(2) 在长达 40 亿年的时间内，地球在构造样式、地热梯度等很多方面都发生了显著的变化，基于显生宙锆石微量元素构建的构造背景判别图解是否适用于冥古宙锆石是值得商榷的。虽然作者认为全球大陆岩石的平均 U/Yb 比值等微量元素指标在 0-40 亿年没有显著变化，并以此作为显生宙图解适用于冥古宙锆石的主要依据，但是这一依据是非常薄弱的，因为全岩微量元素指标的变化趋势显然无法代表锆石微



量元素指标的变化趋势。其一，全岩绝大多数情况下不等同于锆石结晶时的真实熔体 (Zou et al., 2019); 其二，同一块岩石标本中不同锆石颗粒之间成分差异巨大。因此，要论证显生宙锆石判别图解能用于冥古宙锆石的构造背景判别，一个更合理的论证方式是首先论证显生宙图解适用于太古宙锆石，之后再将其运用于冥古宙锆石的构造背景判定中。

总而言之，虽然本文首次报道了南非冥古宙碎屑锆石的微量元素组成，为解译早期地球的地质历史提供了全新的不同于 Jack Hills 锆石的珍贵第一手资料，然而由于样品量和图解适用性等问题，其结论南非冥古宙碎屑锆石最有可能来源于类似现

代洋岛环境的结论是存疑的。此外，从本文中可以窥见在运用元素比值开展锆石微量元素研究时存在的系统性问题，即元素比值本身是一个经验性工具，其背后缺乏基础理论（如晶格应变模型、类质同像替代机制），这使得研究者很难定量回答元素比值中蕴含的确切地质含义。在利用元素比值进行分类时，阈值的选择往往也存在可靠性和普适性问题。因此，进一步深化对锆石微量元素含量、比值和指标主控因素的认识，将是准确解译锆石微量元素的必由之路。

【致谢：感谢岩石圈 Ross Mitchell 研究员与王浩副研究员的宝贵修改建议。】

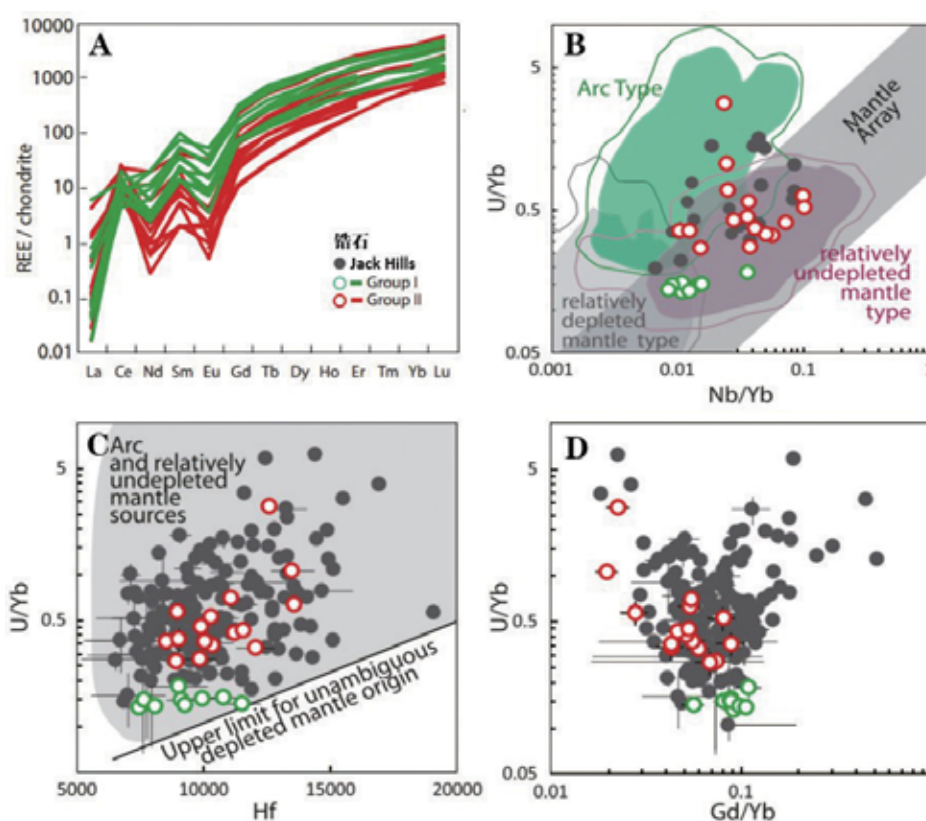


图1 南非 Group I、Group II 碎屑锆石、Jack Hills 锆石微量元素与显生宙不同构造背景锆石（阴影部分）的对比 (Drabon et al., 2021)



主要参考文献

- Byerly B L, Lowe D R, Drabon N, et al. Hadean zircon from a 3.3 Ga sandstone, Barberton greenstone belt, South Africa[J]. *Geology*, 2018, 46(11): 967-970.
- Drabon N, Byerly B L, Byerly G R, et al. Heterogeneous Hadean crust with ambient mantle affinity recorded in detrital zircons of the Green Sandstone Bed, South Africa[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(8): e2004370118. (原文链接)
- Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J, et al. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015, 170(5): 1-26.
- Harrison T M. Hadean Earth[M]. Springer, 2020.
- Zou X, Qin K, Han X, et al. Insight into zircon REE oxy-barometers: a lattice strain model perspective[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 506: 87-96.

(撰稿：邹心宇 / 矿产室)



PNAS: W 同位素制约地球早期地幔对流模式

冥古宙和太古宙的地球具有与现代表块构造完全不同的构造体制。地球早期构造样式研究是近年来固体地球科学领域的前沿热点之一。早期地幔性质及其对流模式是揭示地球早期构造样式关键。最近发表的关于太古宙岩石样品的 W 同位素研究表明太古宙地幔主要以局部的、相对独立的小规模对流为主 (Mei et al., 2020; Tusch et al., 2021), 冥古宙形成的早期地幔不均一因此得以在该地幔对流模式下保存下来。

短寿命放射性衰变体系 (如: ^{182}Hf - ^{182}W 、 ^{146}Sm - ^{142}Nd 和 ^{129}I - ^{129}Xe 体系) 受后期地质作用影响较小, 常用于制约地球早期的地质过程和演化历史。冥古宙和始太古代地球样品具有正的 $\mu^{182}\text{W}$ 值; 而自古太古代起 (距今 36 亿年之后), 地球样品 (岩性以英云闪长岩 - 奥长花岗岩 - 花岗闪长岩和科马提质岩石为主) 中出现 $\mu^{182}\text{W}$ 正值、负值和零值共存的局面; 而现今地幔则被认为具有相对均一的 W 同位素组成, $\mu^{182}\text{W}$ 值为零 (Mei et al., 2020)。因此, 地幔的 W 同位素经历了一个均一化的过程。研究不同时代岩石样品的 W 同位素组成能够揭示地幔的均一化程度和过程, 从而反映不同时期地幔物质混合的效率, 制约地幔对流模式。澳大利亚 Pilbara 克拉通具有形成年龄为 35 亿年到 27 亿年不等的岩石, 是开展此项研究的良好天然实验室。

近期, 德国科隆大学 Tusch 及其合作

者在 PNAS 上发表了他们关于 Pilbara 克拉通太古宙岩石 W 同位素组成的研究 (Tusch et al., 2021)。结果见图 1。根据样品的 W/Th 比值可以判断样品是否遭受过后期流体作用改造。Pilbara 克拉通 Warrawoona 群未受后期作用影响的幔源岩石样品 $\mu^{182}\text{W}$ 值为 $+12.6 \pm 1.4$ (95% 置信区间, 图 1 红色区域水平部分), Warrawoona 群受后期流体作用影响的幔源岩石样品 (流体改造作用引起样品 W 再富集) 具有较低的 $\mu^{182}\text{W}$ 值, 为 $+8.1 \pm 1.4$ (95% 置信区间, 图 1 灰色区域), 更年轻的幔源岩石样品 (3.35 Ga、3.18 Ga 和 3.1 Ga) 则具有更低的 $\mu^{182}\text{W}$ 值 (图 1 红色区域下降部分)。Pilbara 克拉通岩石圈来源岩石样品的 $\mu^{182}\text{W}$ 值为 $+8.3 \pm 1.0$ (95% 置信区间, 图 1 蓝色区域)。

对于地球古老样品中存在的 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常通常有两种解释。第一种解释与后增薄层模型 (Late Veneer) 有关。后增薄层假说认为在地球核幔分异结束后, 约有 0.5%~1% 地球质量的陨石物质加入到地幔成为地幔强亲铁元素的主要来源。这些加入的地外物质平均成分相当于球粒陨石, $\mu^{182}\text{W}$ 值约为 -190 (Kleine et al., 2004), 远低于地幔值。现今地幔可被视为后增薄层物质添加前的地幔与后增薄层物质完全混合的结果, 因此如果地幔并未与后增薄层物质完全混合, 则其相对于现今地幔具有 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常且亏损强亲铁元素 (Willbold et al., 2011; Willbold et al., 2015)。第二种

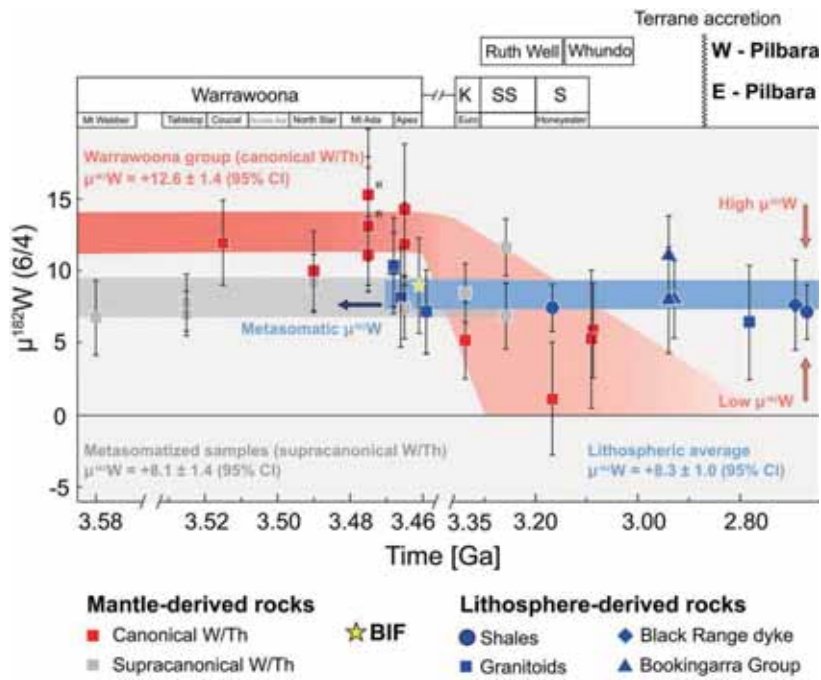


图 1 Pilbara 克拉通太古宙岩石样品高精度 $\mu^{182}\text{W}$ 分析结果。误差棒为 95% 置信区间 (Tusch et al., 2021)

解释则与早期地幔分异过程有关。在灭绝核素 ^{182}Hf 衰变完全之前 (太阳系形成后的前 90 Ma 内) 发生的地幔分异事件产生的高 Hf/W 比值源区经 ^{182}Hf 衰变形成具有 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常的源区。值得注意的是该分异事件也会造成 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 分馏, 灭绝核素

^{146}Sm 的衰变使得具有 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常的源区同时具有 $\mu^{142}\text{Nd}$ 正异常 (Touboul et al., 2012; Rizo et al., 2016)。

Pilbara 克拉通最古老的幔源岩石与其它克拉通古老岩石一样具有 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常 (图 2)。未受后期作用影响的具有 $\mu^{182}\text{W}$

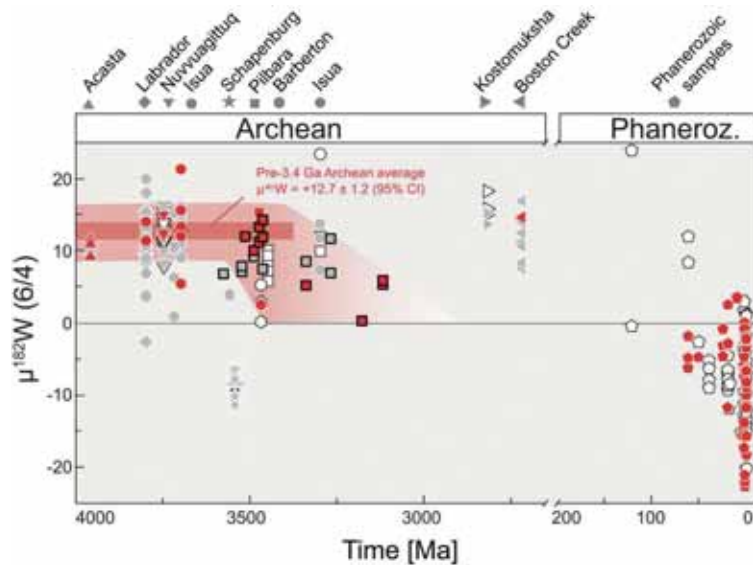


图 2 地幔 W 同位素演化 (图中数据点仅包含幔源岩石) (Tusch et al., 2021)



正异常的样品相对于现代地幔亏损强亲铁元素，且样品不具有 ^{142}Nd 异常。因此，Pilbara 克拉通太古宙岩石样品中的 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常源于早期地幔与后增薄层物质的不完全混合，冥古宙形成的地幔储库在早期地幔对流中被保存了至少 10 亿年。因此，文章认为太古宙地幔物质混合效率低下，地幔对流规模较小，对流环相对独立，偶尔发生局部地幔在

垂向上的均一化。Pilbara 克拉通 3.3 Ga 到 3.1 Ga 样品 $\mu^{182}\text{W}$ 值降低表明太古宙地球存在一个由停滞盖 (stagnant lid) 构造体制向板块构造体制转换的过渡期。文章还强调该认识与前人基于太古宙岩石 W 同位素组成变化得出的地球在 3.6-2.7Ga 时经历了由地幔柱构造体制向板块构造体制转换的结论是一致的 (Mei et al., 2020)。

主要参考文献

- Kleine T, Mezger K, Münker C, et al. Hf-W isotope systematics of chondrites, eucrites, and martian meteorites: Chronology of core formation and early mantle differentiation in Vesta and Mars[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(13): 2935–2946.
- Mei Q F, Yang J H, Wang Y F, et al. Tungsten isotopic constraints on homogenization of the Archean silicate Earth: Implications for the transition of tectonic regimes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, 278: 51–64.
- Rizo H, Walker R J, Carlson R W, et al. Early Earth differentiation investigated through ^{142}Nd , ^{182}W , and highly siderophile element abundances in samples from Isua, Greenland[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016, 175: 319–336.
- Touboul M, Puchtel I S and Walker R J. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products[J]. *Science*, 2012, 335: 1065–1069.
- Tusch J, Münker C, Hasenstab E, et al. Convective isolation of Hadean mantle reservoirs through Archean time[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(2): e2012626118. (原文链接)
- Willbold M, Elliott T and Moorbath S. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment[J]. *Nature*, 2011, 477: 191–195.
- Willbold M, Mojzsis S J, Chen H W, et al. Tungsten isotope composition of the Acasta Gneiss Complex[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 419: 168–177.

(撰稿：梅清风，王浩 / 岩石圈室)



PNAS: 地球最早的大陆何时开始高出海平面

大陆地壳的浮现 (即大陆地壳抬升至海平面之上) 对地球大气圈 - 水圈的化学性质和气候的长期变化造成剧烈影响。大量证据表明, 大陆地壳在 2.5 Ga 之前就已经抬升至海平面之上 (Bindeman et al., 2018; Kump and Barley, 2007), 如克拉通盖层广泛发育有 2.7 Ga 之前的古土壤和陆相沉积物, 沉积物中的碎屑锆石从 2.8 Ga 开始呈现更为多样的年龄组成。此外, 一般认为太古宙大陆的浮现是俯冲 - 碰撞过程通过岩浆作用和挤压变形形成加厚的陆壳所致。然而, 板块构造在太古宙是否普遍

存在仍存争议。因此大陆地壳抬升至海平面的确切时间和机制仍存较大争议。

印度 Singhbhum 克拉通以典型的穹隆 - 龙骨构造为特征, 记录有长期的 (~3.53~3.1 Ga) 岩浆过程, 克拉通内部缺乏较年轻的构造活动, 这为研究大陆地壳增厚、成熟和浮现的演化过程提供了一个详细而原始的记录。澳大利亚莫纳什大学 Priyadarshi Chowdhury 博士等对保存在印度 Singhbhum 克拉通的古 - 中太古代花岗岩类岩浆活动和沉积记录进行了研究。他们认为 Singhbhum 克拉通盖层可能沉积于 3.08-2.94 Ga。考虑

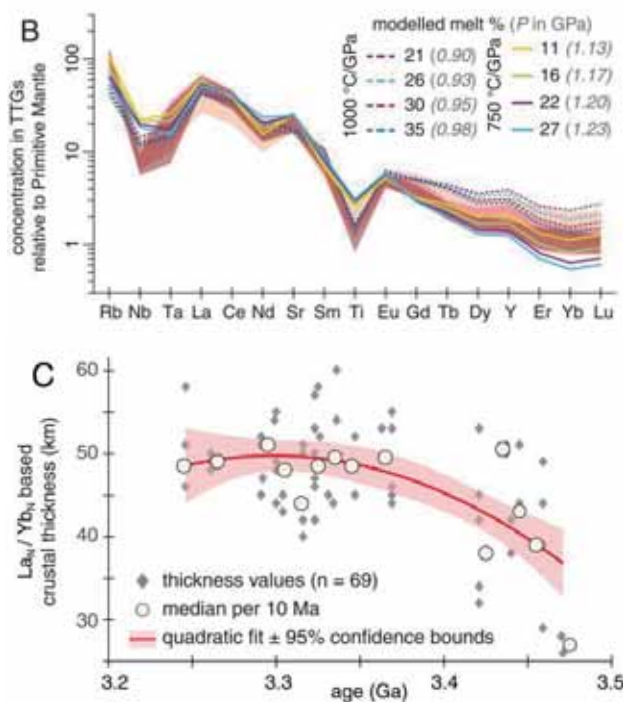


图 1 微量元素地球化学模拟 (图 B) 和 La_N/Yb_N 变化规律 (图 C) 均指示 Singhbhum 克拉通逐渐增厚 (Chowdhury et al., 2021)



到此时普遍发育的陆相 - 浅海相沉积环境、富石英成分、碎屑锆石和古土壤证据，他们认为 Singhbhum 克拉通在 3.08 Ga-2.94 Ga 期间已部分高出海平面。

对 Singhbhum 克拉通广泛发育的 TTG 进行模拟计算可知，这些 TTG 可能形成自洋底高原基底的部分熔融。而地球化学模拟和 La/Yb 变化趋势均表明，TTG 的形成压力在 3.5-3.24 Ga 时期从 0.9 GPa 增加到 1.2 GPa，对应于克拉通厚度从 32 km 增加到 45 km。因而 Singhbhum 克拉通的 TTG 片麻岩记录了 3.5-3.24 Ga 之间地壳的逐步增厚和成熟过程。而在 3.2 Ga 之后，TTG 向钾质花岗岩的转变则反映了熔体源区的变化，这一变化与克拉通抬升至海平面前所形成的巨厚长英质的大陆地壳一致。此外，与这些长英质岩浆活动相伴随的构造热事件

则以穹隆 - 龙骨构造为特征，可能表明垂向构造体制在克拉通形成过程中的主导作用。综合这些证据，他们认为 Singhbhum 克拉通的加厚是由 3.5-3.2 Ga 巨量 TTG 的侵位造成，而与水平挤压引起的构造加厚无关。

进一步的均衡计算也证实了 Singhbhum 克拉通地壳的增厚与其浮出海平面之间的联系。均衡计算结果表明，在 3.5Ga 到 3.1Ga 这四亿年间，克拉通相对于海床的高度增加了约 3.7km。考虑到 3.2-3.0 Ga 的海平面相要比现今的海平面（深度为 3.7 km）高 0.73-1 km (Rosas and Korenaga, 2021)，因而在 3.5-3.1 Ga 时期，海平面深度可达 4.4-4.7 km。计算结果表明，如果海平面深度为 4.4 km, Singhbhum 克拉通将会在 3.1 Ga 浮出海平面。但如果海水深度在 4.7 km，那么克拉通仍位于水下。但地质证据证实

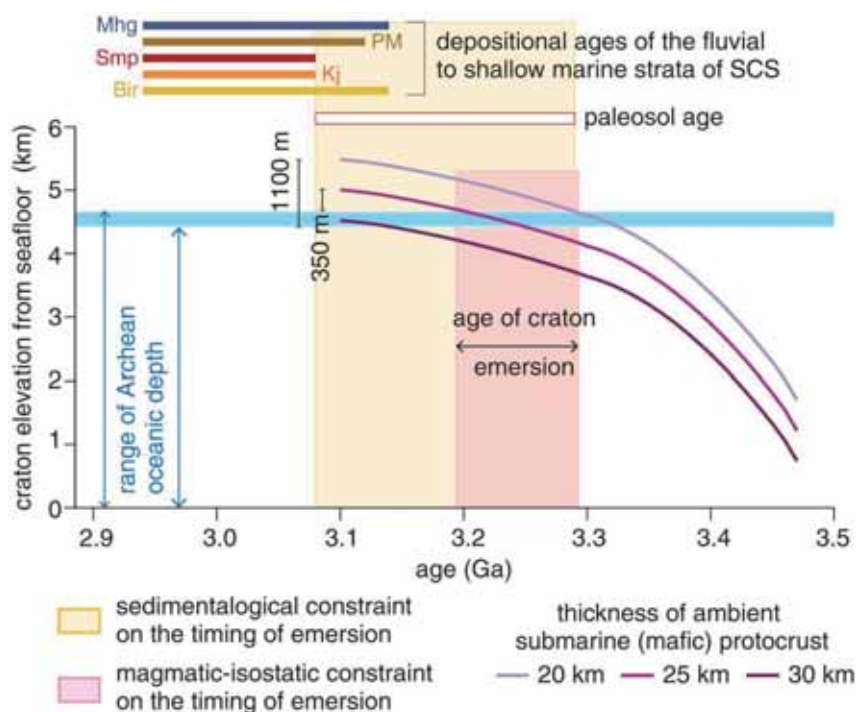


图2 均衡计算和地质证据都表明 Singhbhum 克拉通在 3.1Ga 之前就已经抬升至海平面之上 (Chowdhury et al., 2021)

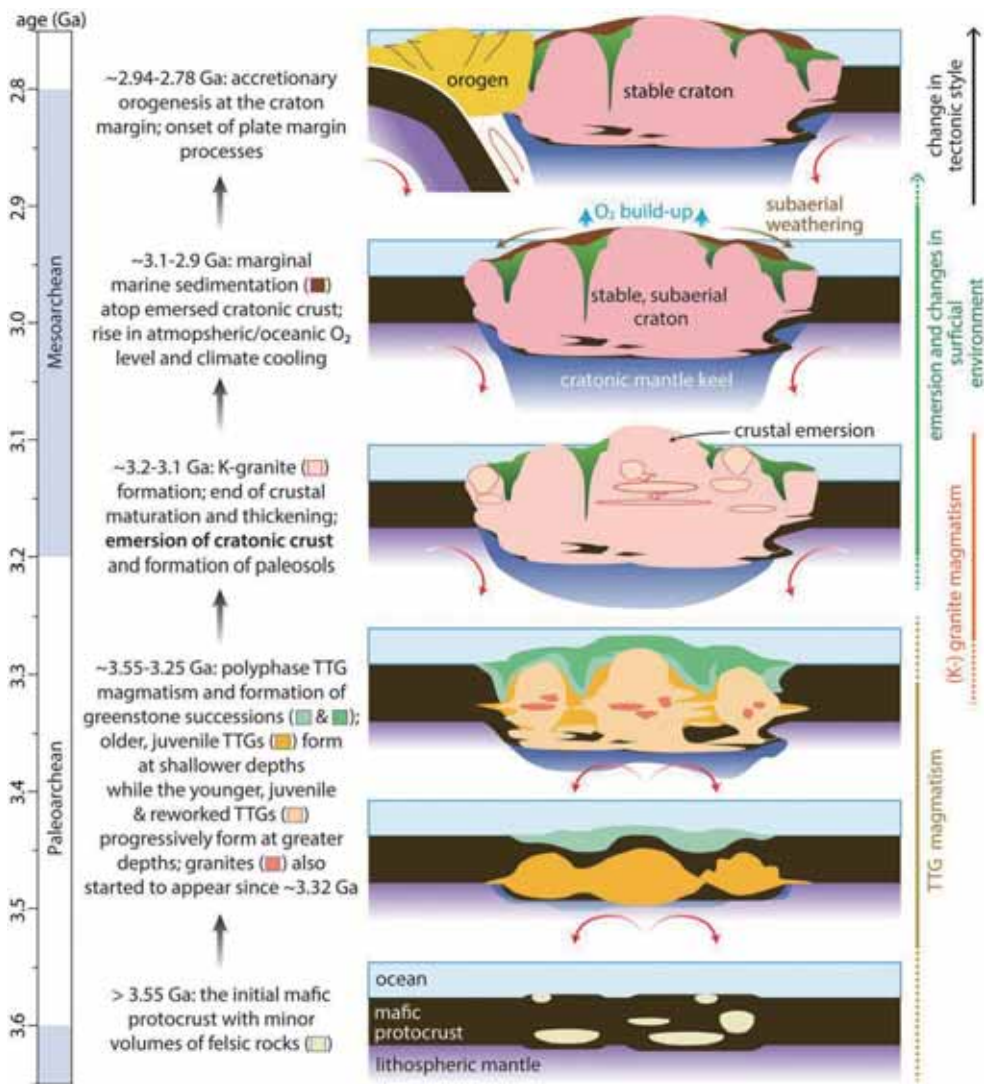


图 3 古 - 中太古代地壳演化过程示意图 (Chowdhury et al., 2021)。在 3.6Ga, 地幔上涌发生熔融形成镁铁质的初始地壳; 3.55-3.25Ga, 镁铁质初始地壳逐渐加厚并熔融产生 TTG, 促进地壳进一步向长英质方向演化; 3.2-3.1Ga 长英质地壳低压熔融形成钾质花岗岩, 标志着克拉通的稳定, 同时大陆抬升至海平面之上; 3.1-2.9Ga, 陆相 - 海相沉积物大量出现

Singhbhum 克拉通在 3.29-3.08 Ga 之间已经出现了陆相地层, 表明海水深度并未达到 4.7 km。

类似的演化过程同样也存在于其他的古老克拉通, 如 Pilbara, Yilgarn, Slave, Dharwar 和 Kaapvaal 等克拉通同样也发育有大量中太古代的陆相 - 浅海相沉积地层, 可能也记录了 3 Ga 左右的大陆浮现过程。

尽管一些克拉通发育有 2.9-2.8 Ga 的造山带, 但是这些造山带明显发育在地壳加厚 - 成熟 - 浮现过程之后, 说明板块构造在这些克拉通的抬升过程中并不必要。他们进一步推测, 早期克拉通的浮现可能也诱发了太古宙地球局部短暂出现的大气 - 海洋的氧化事件。



主要参考文献

- Bindeman I N, Zakharov D O, Palandri J, et al. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago[J]. *Nature*, 2018, 557(7706): 545-548.
- Chowdhury P, Chakraborty S, Gerya T V. Time can tell: Secular change in metamorphic timescales and the tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2021, 93: 291-310.
- Chowdhury P, Mulder J A, Cawood P A, et al. Magmatic thickening of crust in non-plate tectonic settings initiated the subaerial rise of Earth's first continents 3.3 to 3.2 billion years ago[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(46): e2105746118. (原文链接)
- Kump L R, Barley M E. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago[J]. *Nature*, 2007, 448(7157): 1033-1036.
- Rosas J C, Korenaga J. Archaean seafloors shallowed with age due to radiogenic heating in the mantle[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(1): 51-56.

(撰稿: 刘鹏 / 岩石圈室)



NC: 太古宙早期洋壳俯冲的钙同位素证据

陆壳形成时间和机制一直是地学界备受关注的关键科学问题，对于理解板块构造历史、大气和海洋化学演化以及生命演化等科学问题具有重要意义。TTG 代表了太古宙陆壳的主要物质组成，但对于 TTG 是通过俯冲洋壳或加厚下地壳熔融还是通过中 - 下地壳玄武质岩浆的广泛分离结晶形成的，学术界仍存在争议。最近有研究通过重硅同位素特征提出，TTG 源区需要有表壳物质的加入，并倾向于太古宙的水平构造模式。但现存问题是，通常用来推断 TTG 成因的微量元素比值，并不能得到很确切的结论。因此，对于表壳物质（如燧石）是否通过俯冲或其它过程进入了 TTG 源区仍值得质疑。

针对上述问题，来自巴黎大学的 Michael A. Antonelli 博士及其合作者提出通过稳定钙同位素来制约 TTG 岩浆形成的表面地热梯度，继而对古老陆壳形成的构造环境进行判断。相关成果发表于 Nature Communications 上 (Antonelli et al., 2021)。

作者对已经有其它同位素数据 (Si, Hf, 和 Nd) 的现代埃达克岩、太古宙的 TTG 和拉斑质花岗岩类样品进行了钙同位素分析。首先，为了更好地说明温度和压力升高带来的相反同位素分馏效应，以及在逐步熔融过程中 TTG 源岩中矿物比例和成分的变化，他们将平衡钙同位素分馏和相平衡模拟研究相结合。研究结果显示， $\delta^{44}\text{Ca}$ 总体变化趋势受温度和压力之间的对抗制约，

即温度升高，同位素分馏降低；压力增加，同位素分馏因残留的石榴石增加而增加 (图 1a)。另外，他们发现，多数 TTG 和现代埃达克岩都可以被 500-750 °C /GPa 的地热梯度轨迹所解释 (图 1b)。这个地热梯度范围和现代热俯冲的地热梯度类似，但比直接使镁铁质地壳熔融需要的温度高。

尔后，作者利用湿玄武岩固相线作为温度下限进行计算 (图 1c)，得到的结果与以前对 TTG 成因的预测一致 (Palin et al., 2016)，同时也与估计的现代埃达克岩的 P-T 结果一致，而现代埃达克岩通常形成于热 / 年轻洋壳的俯冲环境。相比之下，加厚下地壳底部熔融发生于更高的地热梯度下 (>700 °C /GPa)。因此，利用钙同位素数据并结合最近的地球物理模型，作者认为太古宙 TTG 很可能形成于热俯冲环境 (图 2)。

此外，作者发现，在他们 500 °C /GPa 这一模型预测之下，有两个花岗岩类样品有异常低的 $\delta^{44}\text{Ca}$ ，这无法用平衡岩浆过程来解释，而很可能是由碳酸盐沉积物所致 (图 2)。因此，本文数据为始太古代早期洋底存在碳酸盐沉积物提供了独立证据，将保存的最老的碳酸盐单元时间提前了。这暗示了硅酸盐 - 碳酸盐循环在 3.8 Ga 之前就已经存在，并为大量的火山 CO_2 脱气作用提供了储蓄地。以上结果对大陆的出现 / 风化随时间的演化具有重要启示意义。

最后，作者指出，虽然本文数据不一定证明板块边界彼此连接的全球格架 (有

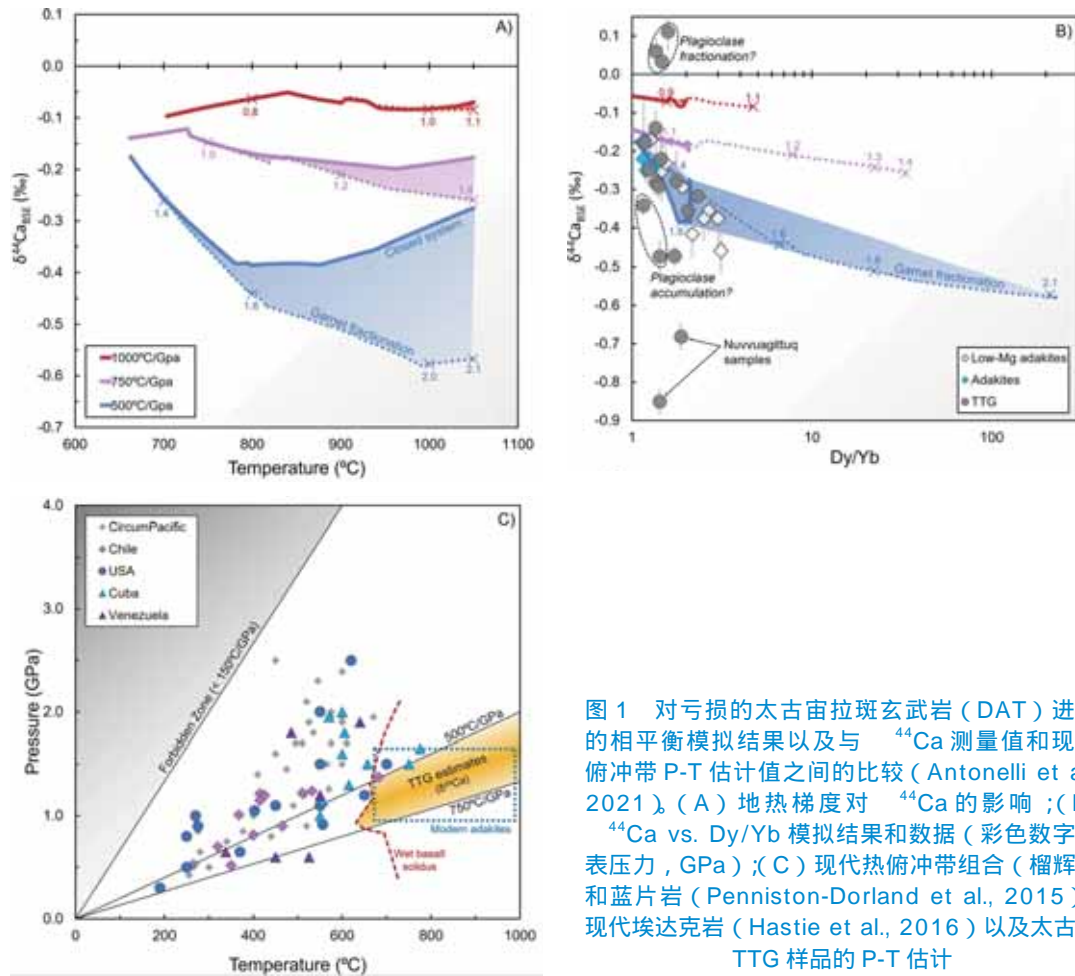


图 1 对亏损的太古宙拉斑玄武岩 (DAT) 进行的相平衡模拟结果以及与 ^{44}Ca 测量值和现代俯冲带 P-T 估计值之间的比较 (Antonelli et al., 2021)。(A) 地热梯度对 ^{44}Ca 的影响;(B) ^{44}Ca vs. Dy/Yb 模拟结果和数据 (彩色数字代表压力, GPa);(C) 现代热俯冲带组合 (榴辉岩和蓝片岩 (Penniston-Dorland et al., 2015)), 现代埃达克岩 (Hastie et al., 2016) 以及太古宙 TTG 样品的 P-T 估计

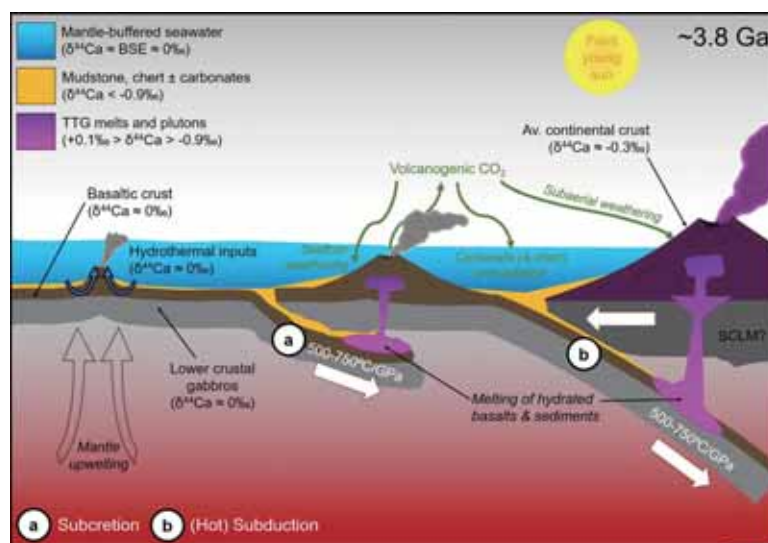


图 2 由本文数据支持的动力学模型 (Antonelli et al., 2021)



些板块构造是如此定义的)的存在,但他们证明了俯冲事件在太古宙重复出现,与越来越多的证据指示的板块构造于 3.5 Ga 之前启动的结论 (Arndt, 2013 ; Keller et

al., 2020; Ptáček et al., 2020) 一致。

【致谢：感谢岩石圈室前寒武纪课题组各位同事的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Antonelli M A, Kendrick J, Yakymchuk C, et al. Calcium isotope evidence for early Archaean carbonates and subduction of oceanic crust[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 2534. (原文链接)
- Arndt N T. Formation and evolution of the continental crust, *Geochem[J]. Perspectives*, 2013, 2: 405-533.
- Hastie A R, Fitton J G, Bromiley G D, et al. The origin of Earth's first continents and the onset of plate tectonics[J]. *Geology*, 2016, 44(10): 855-858.
- Keller C B, Harrison T M. Constraining crustal silica on ancient Earth[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(35): 21101-21107.
- Palin R M, White R W, Green E C R. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic-trondhjemitic-granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling[J]. *Precambrian Research*, 2016, 287: 73-90.
- Penniston-Dorland S C, Kohn M J, Manning C E. The global range of subduction zone thermal structures from exhumed blueschists and eclogites: Rocks are hotter than models[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 428: 243-254.
- Ptáček M P, Dauphas N, Greber N D. Chemical evolution of the continental crust from a data-driven inversion of terrigenous sediment compositions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 539: 116090.

(撰稿：单厚香 / 中国地震局地质研究所，周艳艳 / 岩石圈室)



PNAS: 金伯利岩揭示早期地球分异的残留地幔储存在核幔边界的 LLSVPs

地幔是地球上体积占比最大的圈层，记录了地球的形成、分异和演化过程的重要信息。前人通过对大洋玄武岩（包括大洋中脊玄武岩 MORB 和洋岛玄武岩 OIB）的研究提出存在不同的地幔储库，包括亏损地幔（DMM），富集 I 型地幔（EM-I）、富集 II 型地幔（EM-II）、高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 地幔（HIMU）等（Zindler and Hart, 1986; Hofmann, 1997）。在 Sr-Nd-Hf 同位素相关图上，这些不同的地幔储库都汇聚到相同的区域，该区域被定义为 PREMA（Prevalent Mantle）或 FOZO（Focus Zone）地幔。相对于 MORB，OIB 的同位素变化范围非常大，通常认为它们来自于下地幔，其形成与起源与核幔边界的地幔柱活动相关。前人研究发现，OIB 的 He 同位素组成具有较大的变化范围，部分样品具有特别高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值（Kurz et al., 1982）。由于 ^3He 来自地球形成时的残留，而 ^4He 为放射性衰变的产物，因此高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的 OIB 被认为来自于地球形成后未经历去气作用的原始地幔（primordial mantle）。考虑到大部分地幔柱可能起源于核幔边界的剪切波低速区（LLSVPs : large low shear-wave velocity provinces），因此未去气的原生地幔被认为储存在 LLSVPs。已有研究表明，高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值也是地幔储库 PREMA（Prevalent Mantle）的主要特征，然而 Sr-Nd-Pb 同位素却显示 PREMA 地幔亏损不相容元素，表明它也长期遭受了部分熔融。这就造成部

分 OIB 具有原生的 He 同位素和亏损 Sr-Nd-Hf 同位素之间的悖论。目前普遍的观点认为，PREMA 代表在地球形成后不久就遭受熔体抽取后的地幔残留体，之后一直被保存在核幔边界，未受地幔对流的影响，因此未经历显著的去气作用。

鉴于 OIB 的形成时代普遍年轻（< 200 Ma），它很难用来验证 PREMA 地幔是否长期存在于地球的核幔边界。金伯利岩是目前已知来源最深的岩浆产物，可能起源于核幔边界 LLSVPs。它由于富含挥发份（Giuliani and Pearson, 2019），上升速度非常快，较少经历岩浆房过程，受陆壳混染的影响较小，从而可以很好地反映其深部地幔源区的成分。此外，喷发在大陆上的金伯利岩比 OIB 更容易保存下来，目前全球最老的金伯利岩的年龄为 20.6 亿年。部分金伯利岩具有与 OIB 相似的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值特征，前人统计发现金伯利岩的 Nd-Hf 同位素组成类似于球粒陨石，来源于相对原始的地幔源区（Woodhead et al., 2019）。因此，金伯利岩是验证 PREMA 地幔储库与 LLSVPs 之间是否存在关联的重要载体。

为了利用金伯利岩揭示 PREMA 地幔与核幔边界 LLSVPs 之间的关联，瑞士苏黎世联邦理工学院（ETH）的 Andrea Giuliani 博士等收集汇总了全球金伯利岩和与其具有类似成因的超镁铁质煌斑岩的 $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ （半衰期 490 亿年）、 $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ （1060 亿年）、 $^{176}\text{Lu}-^{176}\text{Hf}$ （370 亿年）放射



性同位素数据。在排除地壳混染等潜在的影响，作者选择具有亏损同位素组成的样品进行了详细的分析。这些样品具有均一、弱亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素，根据时间演化推测其现今源区的 Sr-Nd-Hf 同位素特征与通过 OIB 定义的 PREMA 或者 FOZO 较为一致（图 1），并且与其就位时代具有良好的线性关系（图 2）。考虑到地球演化的历史中，发生俯冲物质以及俯冲区域的变质压力和温度都曾发生大幅度的变化，其形成的富集地幔无法与亏损地幔持续混合形成 PREMA 组分，因此可以排除 PREMA 混合成因的可能性，其很可能来自地球早期分异的残留。

具有亏损组成的金伯利岩的 Nd-Hf 同位素沿线性演化线分布的原因是它们来源于均一的地幔源区，根据线性演化关系反演得到的地球形成时的 PREMA 初始 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0.50657 \pm 10; 1\sigma$) 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ($0.27983 \pm 12; 1\sigma$) 比值与球粒陨石值在误差范围内一致。然而，由金伯利岩计算得到的 PREMA 的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值须高于球粒陨石，才能够

随时间演化为现今的亏损 PREMA 端元。因此，金伯利岩并非来源于球粒陨石质原始地幔源区(如 Woodhead et al., 2019 的结论)，而是来自于地球在形成初期（最初的 30 Ma 内）经历硅酸盐熔体的抽取后残留的亏损地幔端元（Early depleted reservoir; EDR），但该早期亏损事件发生于 ^{146}Sm 完全衰变完以后，因此金伯利岩和 OIB 中不存在高 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的异常。

为了让地球早期形成的 EDR 亏损地幔不发生去气作用而保存高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的特征，该储库就必须不受后期地幔对流的影响，位于核幔边界长期保持稳定的 LLSVPs 是理想地区。这也和大部分形成金伯利岩和 OIB 的地幔柱起源于 LLSVPs 的假设相符。然而，并不是所有的金伯利岩都和 LLSVPs 有关，金伯利岩的地球化学性质是否和 LLSVPs 的地理位置有关也仍不确定。由于自 270 Ma 以来 LLSVPs 的位置保持相对稳定，作者通过梳理 270 Ma 以来的金伯利岩和超镁铁质煌斑岩的产出位置来探明具有 PREMA 成分特征的金伯利岩与 LLSVPs 在空间上的关联性。结果显示具有 PREMA 成

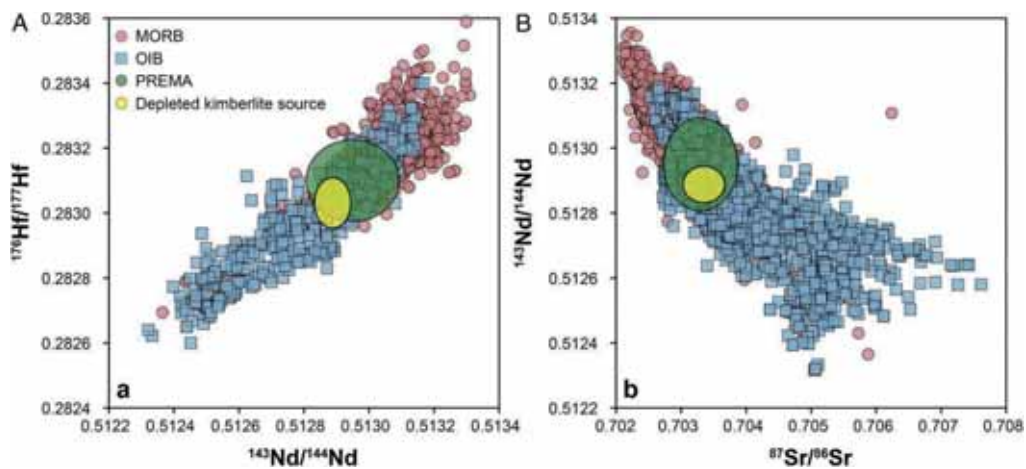


图 1 MORB 和 OIB 的 Sr-Nd-Hf 同位素组成、根据 OIB 成分划分的 PREMA 和 FOZO 区域以及亏损的金伯利岩源区，其中 PREMA 组成的椭圆代表 2 倍误差 (2σ) (Giuliani et al., 2021)

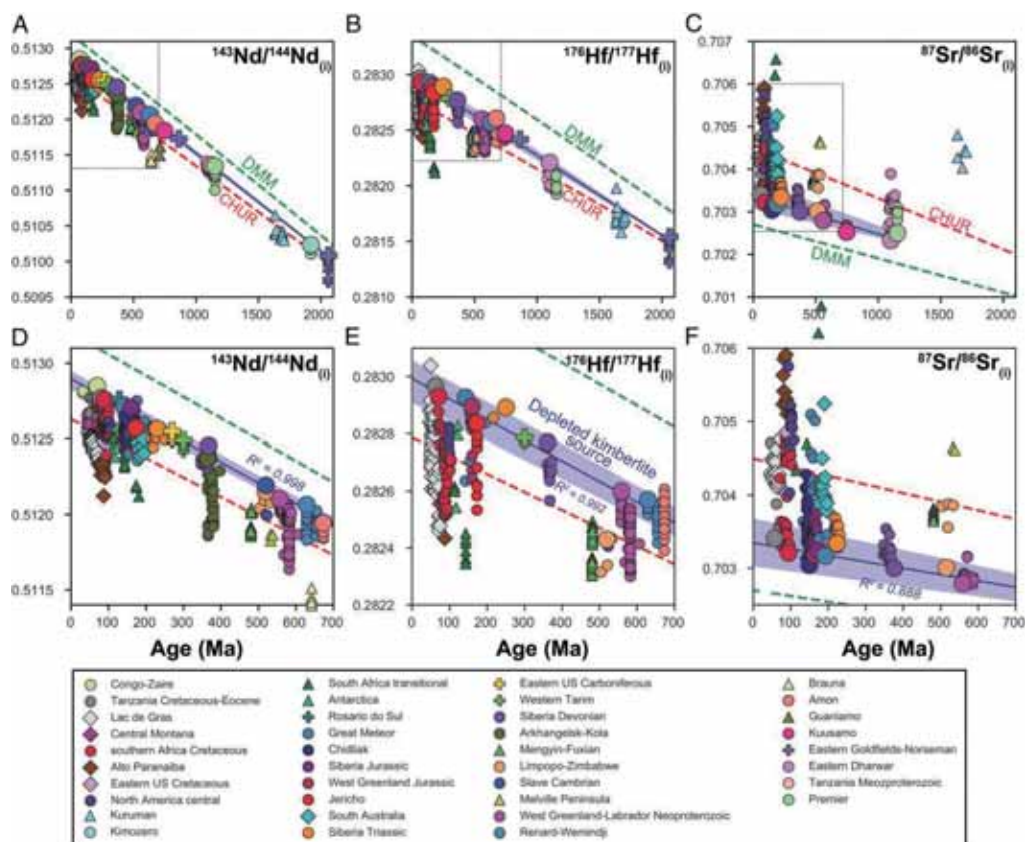


图2 不同时代的金伯利岩和超镁铁质煌斑岩的初始 Sr、Nd、Hf 同位素组成 (A-C), 以及近 700 Ma 以来的组成 (D-F)。深蓝色的线代表亏损的金伯利岩源区的演化趋势 (其中圆形是金伯利岩, 十字为超镁铁质的煌斑岩, 浅蓝色区域代表 2 倍误差)。源区组成的估计排除了含有较富集成分 (菱形) 过渡成分 (三角形) 的金伯利岩 (Giuliani et al., 2021)

分特征的金伯利岩和 LLSVPs 在空间上可以较好的匹配, 而没有 PREMA 成分特征的金伯利岩则与 LLSVPs 缺乏空间上的联系 (图 3)。鉴于金伯利岩至少从 20 亿年前就在地球上出现, 说明其源区, 即 PREMA 地幔储库, 可能长期以来就被储存在核幔边界的 LLSVPs 中, 且并未显著遭受地幔对流和俯冲作用的影响。

地球的形成和圈层分异是地球科学领域的重要研究内容。该成果通过 OIB 及金伯利岩的同位素组成, 聚焦地球深部地幔圈层, 为地球早期的组成和演化提供了重要约束。根据该研究成果, 金伯利岩和部

分 OIB 起源于相同的地幔源区 PREMA, 代表了地球在形成后很快遭受熔体抽取后的残留 (EDR)。这可以解释 OIB 中原始的惰性气体同位素组成和指示长期亏损的 Nd-Hf 同位素组成之间的悖论。此外, 近 270 Ma 以来的金伯利岩和 LLSVPs 在地理上的关联指示 PREMA 可能储存在 LLSVPs 中, 从而反过来推测 LLSVPs 可能在地球早期就已经形成且稳定保存至今。后续还需要对古元古代和古生代的碱性超镁铁质岩浆岩进行研究, 来丰富金伯利岩和超镁铁质煌斑岩的同位素记录, 从而加深对地球早期演化进程中深部地幔演化的认识。金伯利

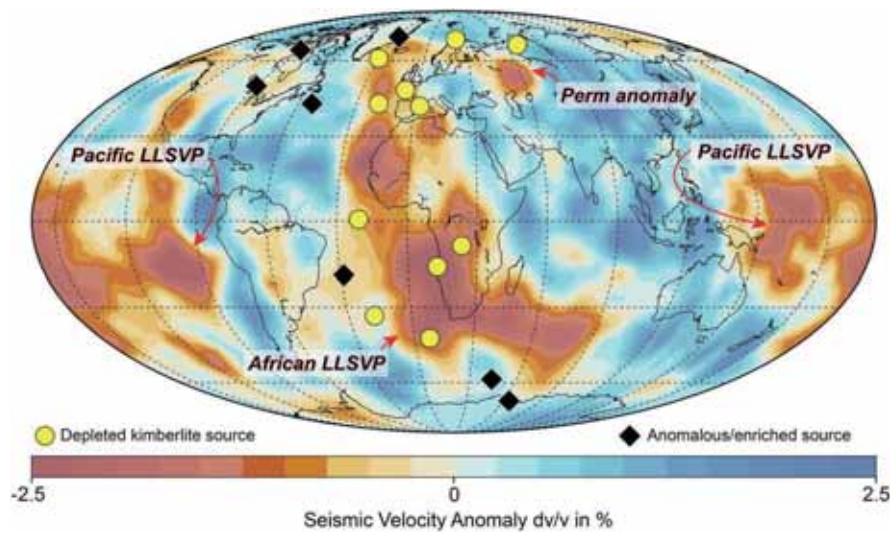


图 3 中二叠世 (270 Ma) 以来的金伯利岩源区 (PREMA) 在地幔中的地理分布及与 LLSVPs (2800 km) 空间关系的对比。除西伯利亚的侏罗纪金伯利岩外, 含有 PREMA 组分的金伯利岩和超镁铁质煌斑岩 (黄色圆圈) 和喷发时的 LLSVPs 区域重合。相应的, 不含有 PREMA 组分的金伯利岩 (黑色菱形) 的分布和 LLSVPs 缺乏空间上的联系 (Giuliani et al., 2021)

岩也为早期地球分异提供了宝贵的线索, ^{182}W 、 ^{142}Nd) 的研究可极大推进地幔动力学的进展。对其开展惰性气体和灭绝同位素体系 (如

主要参考文献

- Giuliani A, Jackson M G, Fitzpayne A, et al. Remnants of early Earth differentiation in the deepest mantle-derived lavas[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(1): e2015211118.(原文链接)
- Giuliani A, Pearson D G. Kimberlites: From deep earth to diamond mines[J]. *Elements*, 2019, 15: 377-380.
- Hofmann A W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385(6613): 219-229.
- Kurz M D, Jenkins W J, Hart S R. Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity[J]. *Nature*, 1982, 297: 43-47.
- Woodhead J, Hergt J, Giuliani A, et al. Kimberlites reveal 2.5-billion-year evolution of a deep, isolated mantle reservoir[J]. *Nature*, 2019, 573 (7775) : 578-581.
- Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14: 493-571.

(撰稿: 林音铮, 刘传周 / 岩石圈室)



SA: 37 亿年以来长英质大陆的模式生长

相比于大洋，大陆是与人类社会更为密切的地质单元，其成因和演化历史也是地球科学领域最基础、最关键也是最前沿的科学问题之一，对于理解塑造地球形态的地球动力学过程、板块构造的启动时间以及与生命起源演化等密切相关的全球氧、磷等元素循环等，具有重要的意义，吸引了大量研究者的目光。然而，目前对于大陆形成和演化历史的认识还远远不够。现代大陆地壳主要是由富硅富铝的偏长英质岩石组成，板块构造体制下的俯冲带，是大陆形成和破坏的核心区域。大量研究表明，最近 2-3 亿年的时间里，大陆地壳的净生长趋近于零，即大陆地壳的生长和破坏速率相当。但是板块构造在地球形成后的 20 亿年时间里对于大陆地壳生

长的作用，还存在不同认识。大陆地壳究竟是幕式还是持续生长，以及大陆地壳的成分是否随时间发生改变，是造成不同认识的两个根本问题。

最近法国克莱蒙特爱佛涅大学 Marion Garçon 博士在 Science Advance 发表研究成果，利用已发表的全球 37 亿年以来的粗粒和细粒碎屑沉积岩的全岩 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值，对上述问题进行了研究。

作者首先利用沉积岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值对不同时期大陆的硅含量进行了估算（图 1）。作者认为现代大陆平均硅含量为 66.6wt.%，相对于平均硅含量 50.5wt.% 的洋壳岩石是高度分异的。作者在收集不同时期沉积岩全岩 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值的基础上（图 1A），利用标定好的地球不同时期岩石

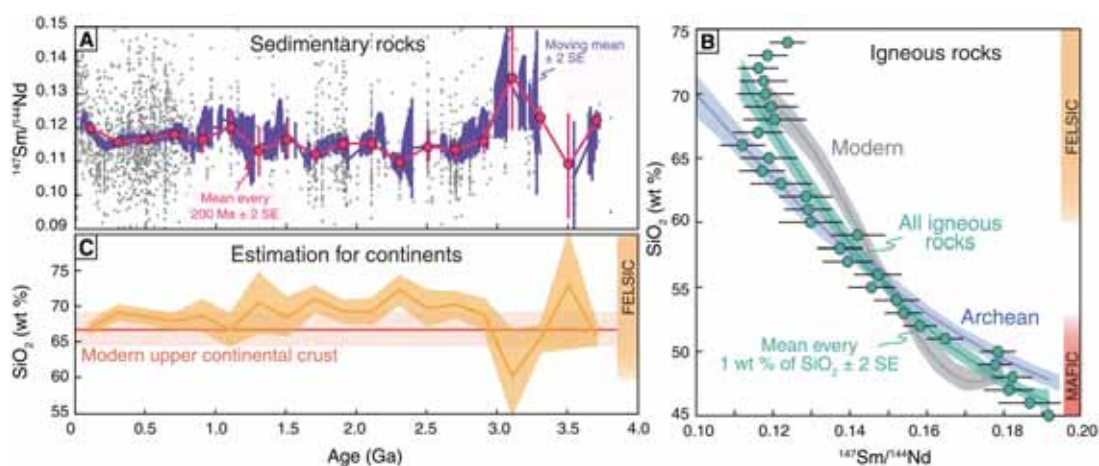


图 1 不同时期岩石硅含量与 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值的演化关系 (Garçon, 2021)。(A) 不同时期沉积岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值；(B) 太古宙（蓝线）、现代（灰色）和综合不同时期岩浆岩（绿线）的硅含量与 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值的协变关系；(C) 利用 A 和 B 中图解估算的地球不同时期大陆平均硅含量



硅含量与 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值的协变关系 (图 1B), 构建了地质历史上大陆的平均硅含量 (图 1C)。在此基础上, 作者提出在从 37 亿年至今, 露出海平面的大陆的硅含量基本都在 60wt.% 以上, 与现代大陆相当。对于图 1C 中 31 亿年和 35 亿年所显示的较大波动, 作者认为是由于该时期的沉积岩样品太少造成的。即便如此, 这两个时期的大陆平均硅含量也在 60wt.% 以上。这一研究结果, 也与 Greber et al. (2017), Keller and Harrison (2020) 和 Ptáček et al. (2020) 等的研究结果相吻合。因而文章提出, 从 37 亿年板块构造可能就已经开始影响长英质大陆的形成过程。

而后, 作者利用沉积岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值评估了大陆地壳生长过程 (图 2)。利用沉积岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值计算的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 代表沉积岩形成时的大陆岩石组成 (图 2A), 用 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 计算的 Nd 模式年龄代表 (图 2B) 当时大陆从亏损地幔抽取的平均年龄。根据前人的定义, 也即如果沉积 / 结晶之后岩石的同位素体系保持封闭, 模式年龄应该等于或者大于沉积 / 结晶时代。作者将大陆的模式年龄进一步分解为初始陆壳、改造陆壳以及循环陆壳等三个部分的效应。在综合考虑三个部分效应的基础上, 作者发现初始陆壳的比例在不同的地质历史时期表现出明显的差异, 在图 2 中呈现为一系列的波峰波谷。虽然沉积岩的 Nd 同位素的记录偏差 (如选择性保存以及取样偏差等) 也能导致上述的峰谷现象, 作者通过讨论排除了这种可能性。在此基础上该文提出大陆经历幕式生长, 以及从 37 亿年至今大陆经历的 6 次间隔 5 到 7 亿年的周期性增生事件, 并认为该结果能够与锆石的

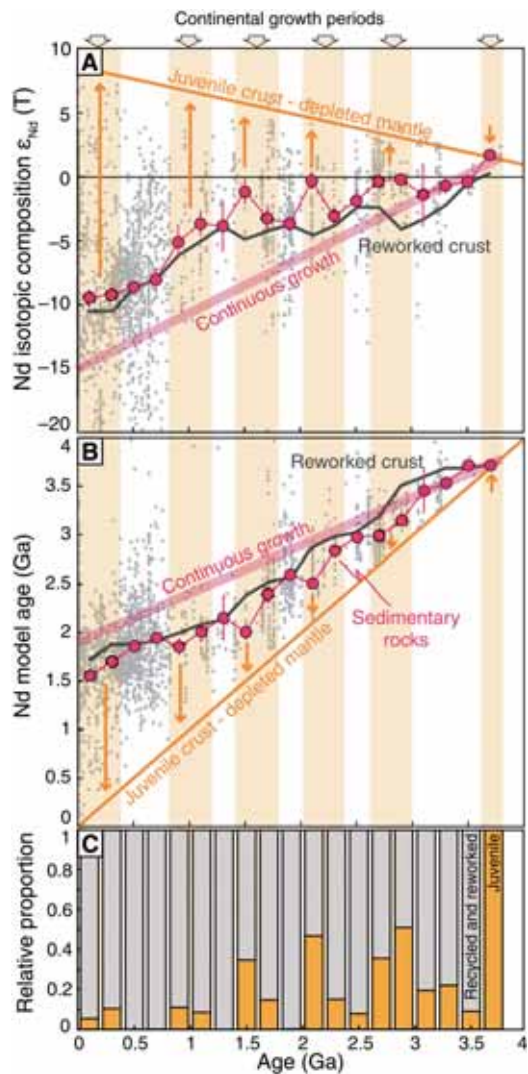


图 2 利用沉积岩的初始 Nd 同位素组成评估不同地质历史时期初始陆壳的相对比例 (Garçon, 2021)。(A) 利用地层时代计算的 Nd 同位素组成, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$; (B) 计算的 Nd 模式年龄; (C) 利用 Nd 模式年龄估算的不同时期初始陆壳的相对含量

研究结果相吻合 (图 3)。

此外, 作者还对大陆呈现幕式生长的原因进行了探讨。虽然在板块构造体制下, 当前的大陆净生长趋近于零, 作者认为大陆的幕式生长与板块构造体制并不冲突, 而是可能对应于周期性的地质事件。不同研究者认为周期性的地质事件可能是超级

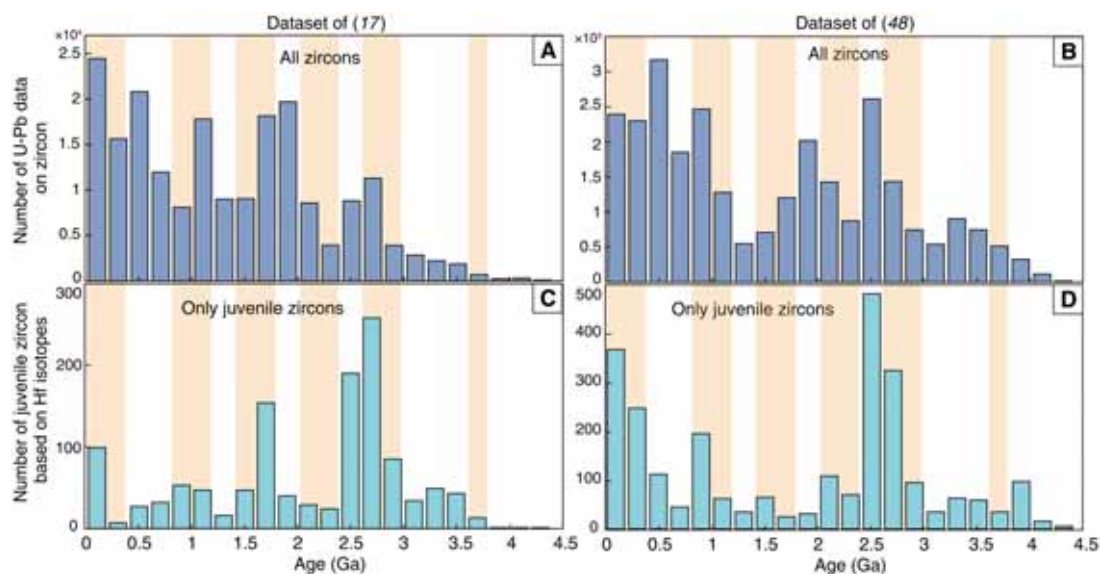


图3 本文所获得的大陆生长阶段与前期锆石研究结果的对比(Garçon, 2021)。(A) Voice et al. (2011) 给出的锆石年龄分布图；(B) Roberts and Spencer (2015) 给出的锆石年龄分布图；(C-D) Voice et al. (2011) 和 Roberts and Spencer (2015) 统计的初始陆壳锆石结果

地幔柱及对应的大火成岩省，或者间隔~5亿年的周期性超大陆循环。但是作者认为大火成岩省 50-100 Ma 的活动频率以及经常 <10 Ma 的活动时间，区别于上述的大陆幕式生长；至于超大陆循环，则由于其聚散的时间存在很大不确定性，无法与周期性大陆生长直接对比。基于上述的讨论，作者提出周期性大陆生长可能与板块移动速率的快慢变化有关，该过程直接控制大陆循环和初始陆壳的增生，但是具体机制还不清楚。

本文可能存在的问题如下：

作者论述过程中使用了很多假设，比如假设沉积岩物源区，也即上部地壳的演化历史能够代表整个大陆，计算 Nd 模式年龄时假设初始陆壳从一个 45 亿年开始亏损的地幔中抽取，假设循环的陆壳与改造陆壳具有相同成分等，所有这些假设都可能带来研究结果的偏差；

作者在文中也提出，虽然研究结果表明古老的长英质陆壳再造是 35 亿年之后的普遍现象，沉积岩的记录则表明 37 亿年大陆主要是由初始陆壳组成并且陆壳生长是最显著的，而对于 37 亿年之前的大陆演化历史不能提供足够的约束；

虽然作者对取样偏差进行了相关讨论，但是这方面的因素可能并不能完全排除。大陆之所以出露于海平面之上的一个原因是，大陆岩石密度小于洋壳密度，因而具有显著的浮力。在地质历史上，碎屑沉积岩的源区可以认为总是出露于海平面的大陆部分（最上部陆壳），从浮力的角度考虑，这部分的剥蚀一定是选择性的，具有局限性。而且如果考虑地壳的分层性，大陆地壳总体成分应该是安山质的；

无法否认的是，从地球演化过程中，伴随着一些岩石、矿床类型等的消失，以及新的岩石、矿床类型的出现，如科马提



岩、TTG 等的消失，钾镁煌斑岩、低温高压变质岩等的出现，如果没有构造体制的演变，仅靠地球降温能否完整解释这一系列转变过程？

主要参考文献

- Garçon M. Episodic growth of felsic continents in the past 3.7 Ga[J]. *Science Advances*, 2021, 7(39): eabj1807. (原文链接)
- Greber N D, Dauphas N, Bekker A, et al. Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago[J]. *Science*, 2017, 357(6357): 1271-1274.
- Keller C B, Harrison T M. Constraining crustal silica on ancient Earth[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(35): 21101-21107.
- Ptáček M P, Dauphas N, Greber N D. Chemical evolution of the continental crust from a data-driven inversion of terrigenous sediment compositions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 539: 116090.
- Roberts N M W, Spencer C J. The zircon archive of continent formation through time[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2015, 389(1): 197-225.
- Voice P J, Kowalewski M, Eriksson K A. Quantifying the timing and rate of crustal evolution: Global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains[J]. *The Journal of Geology*, 2011, 119(2): 109-126.

(撰稿：赵磊 / 岩石圈室)



NG: 石英包裹体揭示下地壳与高压熔体有关的地震活动

俯冲带区域地震活动频繁，震源深度从几公里到几百公里不等，对应了非常广的温度和压力范围。在地震过程中，两个相邻岩块之间发生快速相对位移，伴随剧烈摩擦，并在摩擦面上可以形成一层较薄的高温摩擦熔体。地震结束后这些摩擦熔体快速冷却并形成过冷熔体，最终凝结为玻璃状或细粒的深色岩脉，即假玄武玻璃（Pseudotachylyte）。假玄武玻璃由于经历了地震过程中的应力释放以及摩擦熔融过程，被称为地震化石（fossil earthquake）。现今对假玄武玻璃的研究往往局限于岩石学的定性描述，这是因为冷凝结晶过程持续时间太短，里面的矿物组合较难达到热力学平衡，这使得研究人员对地震过程中的摩擦熔体所经历的瞬时温度和压力知之甚少。近日，挪威奥斯陆大学地球科学学院仲歆等应用石英包裹体压

力计计算了地震过程中的摩擦熔体压力，使用弹性建模限定了下地壳的非静岩应力场，相关成果于6月17日发表在 *Nature Geoscience* 上。

在挪威西部卑尔根附近的 Holsnøy 岛，由于加里东造山期的地震活动，形成了岛上的假玄武玻璃。这些假玄武玻璃含有石榴子石颗粒（图1），这些石榴子石在假玄武玻璃的外缘分布密集，粒径较小，而在内部则相反，其分布类似被吹散的蒲公英。可能反映在靠近围岩的一侧摩擦熔体冷却速度较快，石榴子石结晶时间较短，所以结晶形成的粒径较小；而远离围岩的一侧石榴子石有更长的时间结晶，所以粒径较大。

通过深入观察这些石榴子石，发现它们内部发育各种包裹体。该研究集中在石英包裹体上，石英相对石榴子石更容易

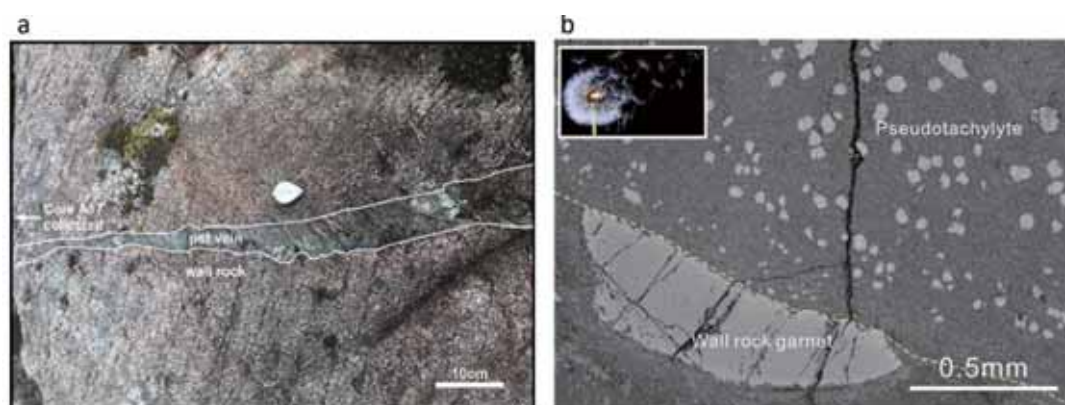


图1 (a) 假玄武玻璃的野外照片；(b) 假玄武玻璃和围岩的界面，一粒石榴子石被截断。在假玄武玻璃内部遍布着似蒲公英状的小粒石榴子石，这些石榴子石在靠近交界面颗粒较小，在远离交界面颗粒较大（修改自 Zhong et al., 2021）



被压缩，当石英随着石榴子石被带到地表后会含有一定剩余压力。这个现象在日常生活中经常见到，例如将一个密封的空可乐瓶带上飞机，随着机舱压力降低，可乐瓶会膨胀。这是因为起飞后机舱的压力低于地表的标准大气压，所以空气会推动可乐瓶膨胀。类似地，石英包裹体就相当于这个例子中的空气，而石榴子石则好比可乐瓶。当石英被带到地表后，所包含的剩余压力的多少取决于石英和石榴子石的物理参数，以及石英被包裹时周围的温度和压力。

为了获取地震时摩擦熔体的压力，研究人员使用拉曼光谱仪测量了石英包裹体的拉曼频率偏移。在压力作用下石英晶格的振动频率升高，而频率的升高约正比于其所受的压力，通过这个方法得以计算出石英包裹体的剩余压力（见图 2）。随后，通过建立一维弹性模型，恢复了石英包裹体记录的摩擦熔体压力。在超过围岩 700℃

条件下摩擦熔体压力应高于 2 GPa。该研究首次对地震过程中的摩擦熔体进行准确的压力限定。有趣的是，这个压力和通过假玄武玻璃基质中的绿辉石 - 长石热力学平衡计算出的压力 1.5 GPa 相差超过 0.5 GPa，远远高于这两个方法的误差范围总和。这个发现也带来一个问题，为什么两个方法的限定出来的压力相差如此大？

毫无疑问，石榴子石应在摩擦熔体冷凝的早期形成，因为其内部并未发现低压的长石包裹体，而假玄武玻璃的绿辉石 - 长石基质则是在随后的冷凝退火过程中形成的，两者压力的差值反映了摩擦熔体的降压过程。为解释两者的压力差值，需要模拟摩擦熔体在地震前后的应力变化。

研究人员使用了 Eshelby 解析解进行弹性建模。该方法可用于计算脉体由于体积变化或远场力作用下产生的应力。研究人员首先尝试检验由于摩擦熔融导致的体积膨胀是否可能带来瞬时的压力升高。模拟

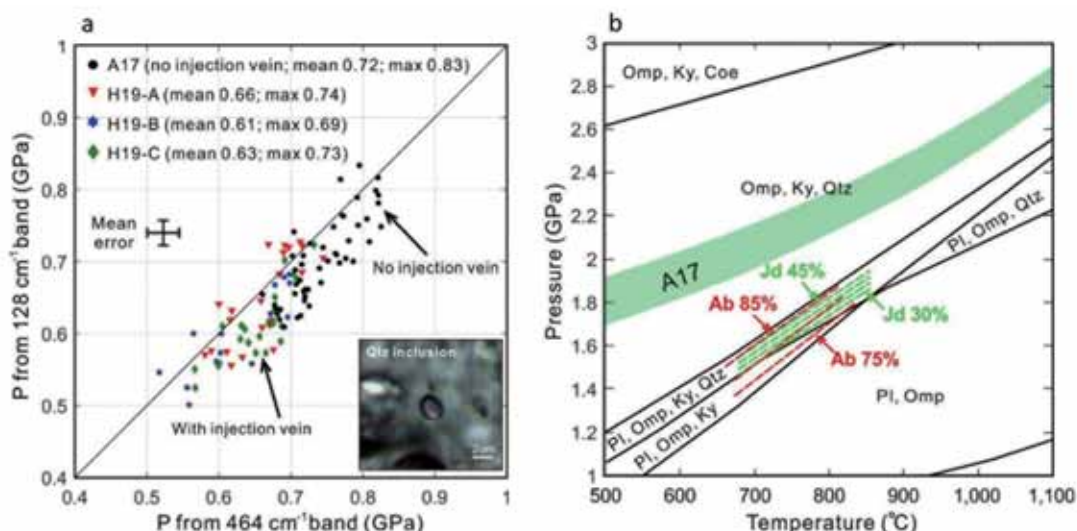


图 2 (a) 通过拉曼光谱测量出的石英包裹体的剩余压力，横轴纵轴为通过两个拉曼峰计算出的剩余压力，校正关系来自 Schmidt and Ziemann (2000)；(b) 绿色条带展示的是通过弹性模型恢复的摩擦熔体压力(修改自 Zhong et al. 2021)，虚线展示的是通过假玄武玻璃基质中的绿辉石和长石成分限定出的压力，与 Bhowany et al. (2018) 结果一致



结果(图 3a)显示,即使 10% 的体积膨胀仍然无法带来可观的熔体压力升高。随后,通过尝试检验低粘度的摩擦熔体在非静岩压力作用下是否可能产生明显的压力变化,研究发现,当地震摩擦熔体形成时,其内部压力瞬间达到垂直于其表面的远场应力(图 3b),这是由于摩擦熔体剪切模量接近零,所以无法承受较高的差应力。为了保证受力平衡,摩擦熔体的压力值需等同于作用在脉体上的垂向应力。在冷凝初期蒲公英状石榴子石首先形成,其中的石英包裹体记录了高至 2.2 GPa 的摩擦熔体压力。而熔体彻底冷凝后,假玄武玻璃熔体的压力则快速回复至远场应力,并在退火过程中形成小粒的绿辉石-长石基质,对应了 1.5 GPa 的压力。这个过程可以较好地解释石榴子石和假玄武玻璃基质的 0.5 GPa 的压力差。值得一提的是,这里推测出的非静岩应力场的差应力值可以被其他独立方法验证,如通过熔体注入的弹性力学模型,得到的差应力值也在 0.7 GPa 左右,与图 3b 的结果接近。

最后的一个关键问题是这个非静岩应力场是代表地震过程中的瞬时动态应力还是可以长期存在的构造应力?为回答这个问题,研究人员进行了热传导模拟(图 4)。

摩擦熔体由于热传导,其核心温度在 3 分钟后将降至 1000℃ 左右。考虑石榴子石较慢的结晶速率,保守估计,其结晶时的温度应低于 800 至 900 度。而地震的动态应力持续时间取决于震级,最多持续几十秒至几分钟(Rowe et al. 2012),所以石榴子石内部的石英包裹体记录的应该为构造应力。特别的是这个构造应力含有将近 1 GPa 的差应力。这个工作也引出了几个关键问题:

(1) 该地区围岩内未见含水矿物,断裂如何在较高的围压下形成?断层形成初期受到了什么弱化作用? Jamtveit et al. (2018) 提出一个新的理论,认为下地壳地震可能是由上地壳地震引起的,这个理论是否可以用在该地区?

(2) 下地壳的强度是否可以承受这个差应力?考虑围岩的蠕变作用,这个过程可能对应了地震前后应力的快速累积与释放,或是干燥的下地壳在流变学上比传统认为的更强?

(3) 由于该假玄武玻璃样品的独特性(蒲公英状石榴子石及石英包裹体),研究人员得以限定地震成因的摩擦熔体压力,但该方法是否可以在其他地区推广,值得更多的研究。

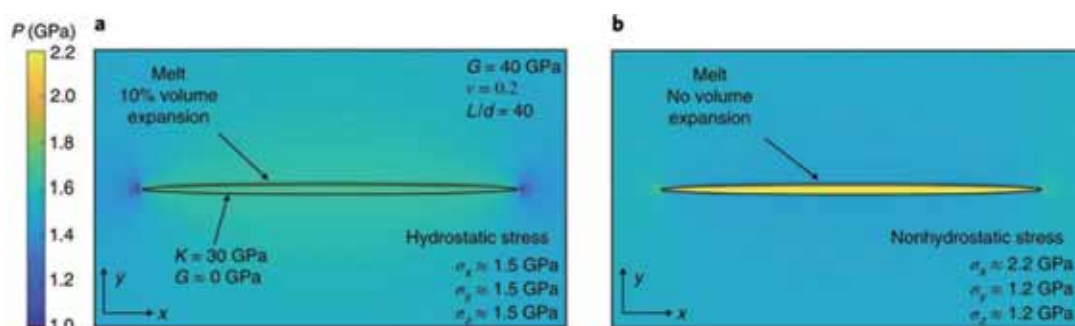


图 3 (a) 10% 体积膨胀导致的熔体压力变化;(b) 远场力作用下的熔体压力变化(Zhong et al., 2021)

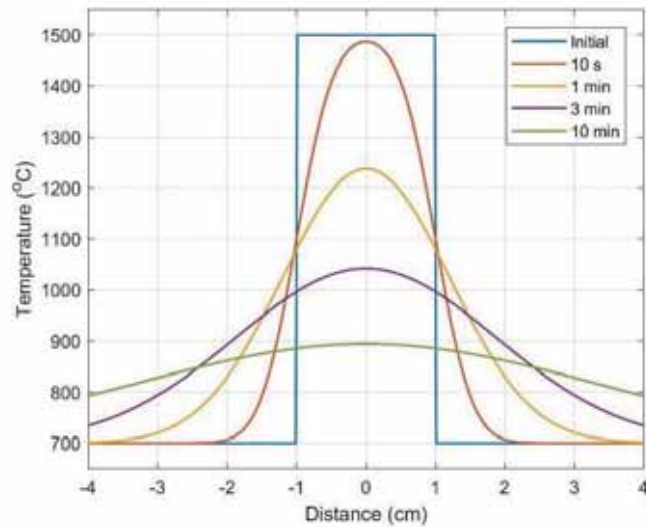


图 4 热传导模拟结果，初始摩擦熔体为 1500 摄氏度（蓝色），高于石榴子石的熔点。曲线表示不同时间下摩擦熔体和围岩的温度变化

主要参考文献

- Bhowany K, Hand M, Clark C, et al. Phase equilibria modelling constraints on P–T conditions during fluid catalysed conversion of granulite to eclogite in the Bergen Arcs, Norway[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2018, 36(3): 315-342.
- Jamtveit B, Ben-Zion Y, Renard F, et al. Earthquake-induced transformation of the lower crust[J]. *Nature*, 2018, 556(7702): 487-491.
- Rowe C D, Kirkpatrick J D, Brodsky E E. Fault rock injections record paleo-earthquakes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 335: 154-166.
- Schmidt C, Ziemann M A. In-situ Raman spectroscopy of quartz: A pressure sensor for hydrothermal diamond-anvil cell experiments at elevated temperatures[J]. *American Mineralogist*, 2000, 85(11-12): 1725-1734.
- Zhong X, Petley-Ragan A J, Incel S H M, et al. Lower crustal earthquake associated with highly pressurized frictional melts[J]. *Nature Geoscience*, 2021. (原文链接)

（撰稿：仲歆 / 奥斯陆大学，李继磊 / 矿产室）



Nature: 大洋转换断层处的拉张构造与两阶段地壳增生

转换断层是三种基本的板块边界之一，全球总长度超过 48 000 km (Bird, 2003)，它们的发现为板块构造理论的建立奠定了重要的基础 (Wilson, 1965)。根据断层所切穿的地壳类型，转换断层可分为大洋与大陆两类。大洋转换断层形成于两个平行的扩张洋脊区段之间，沿着它们，年龄不同的大洋岩石圈彼此相对滑动 (图 1; Ito, 2021)，具有典型的走滑性质。大洋转换断层及其相连的破裂带在协调构造板块的水平运动、建立洋脊与海沟联结等方面发挥着重要作用 (Hensen et al., 2020)。同时，大洋转换断层也是地震活跃

带，常伴有大地震或海啸的发生，例如，2012 年的苏门答腊 - 沃顿盆地地震 (M8.6) 和 1941 年的大西洋 Gloria 地震 (M8.4) 都发生在与大洋转换断层相连的破裂带上 (Hensen et al., 2020)。因此，大洋转换断层具有重要的研究意义。

在板块构造原本的框架中，转换断层处构造板块的物质既不生成，也不消减。近期，来自德国亥姆霍兹海洋研究中心的 Grevemeyer 及其合作者在 *Nature* 上发表文章 (Grevemeyer et al., 2021)，更新了我们对于大洋转换断层的传统认识。作者研究发现：洋中脊处新生的洋壳在转换变形区 (图 1

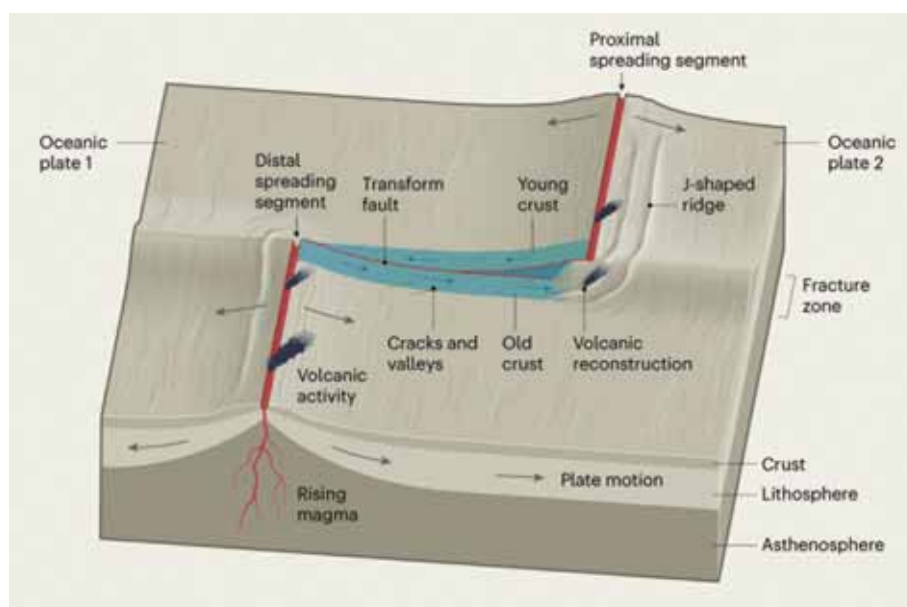


图 1 大洋转换断层示意图 (Ito, 2021)。两条平行的红色粗线代表扩展洋脊，蓝色区域代表转换断层变形区。Grevemeyer et al.(2021) 的模拟结果发现该区域既遭受剪切又遭受拉张，后者造成了转换变形区更深的水深



中的蓝色区域) 遭受了倾斜拉张减薄, 当它们穿过相邻的洋脊时又被第二期岩浆作用所加厚。据此他们提出: 转换断层造成了洋壳的拉张和两阶段增生, 在塑造海底形态方面发挥着积极的作用, 并非如传统板块构造认为的转换断层只是保守型板块

边界。

Grevemeyer 等收集并分析了全球 41 个大洋转换断层系统的高分辨率多波束海底地形数据, 发现转换变形区(转换峡谷)的水深都显著大于域外的破裂带(多达 1.6 km; 图 2)。这种快速的水深变浅与传统观

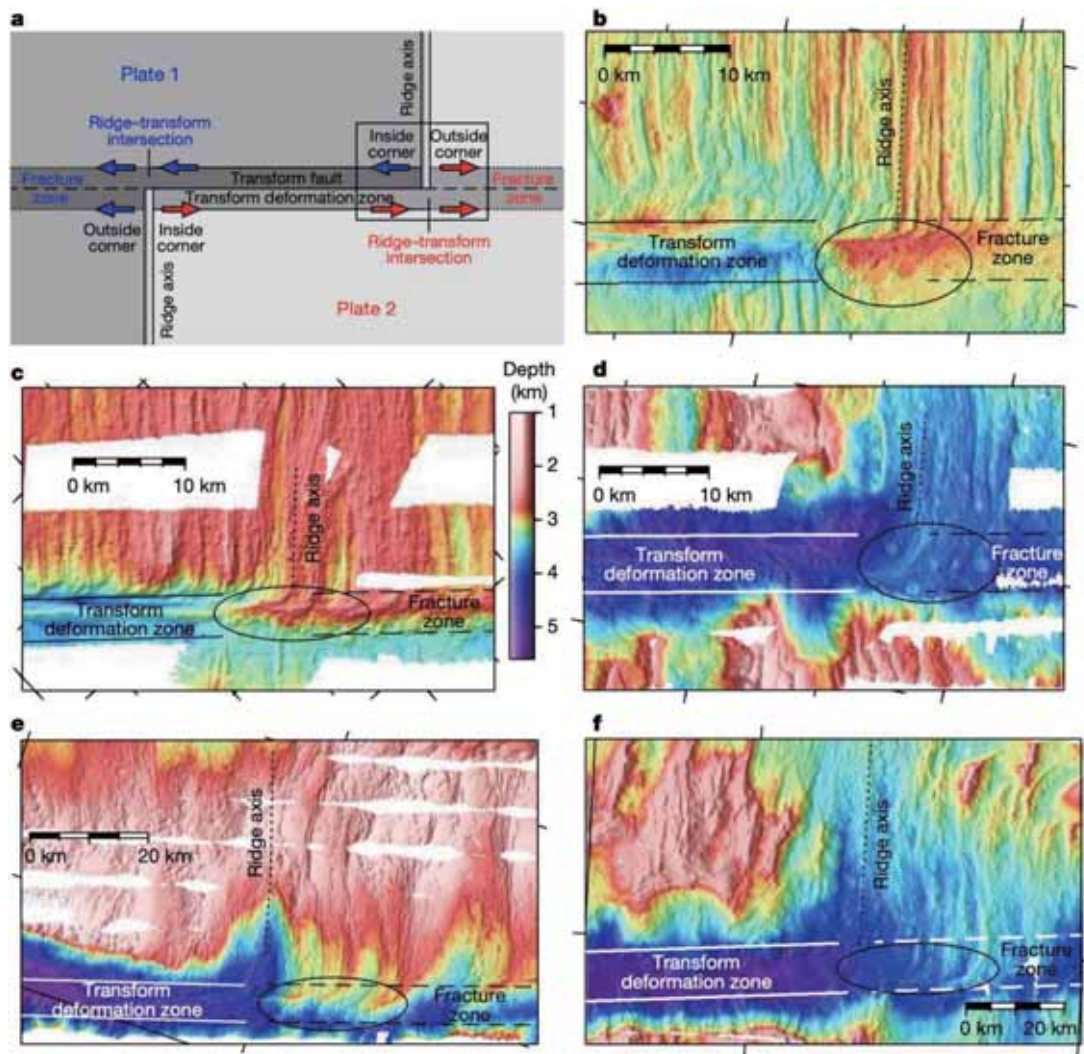


图 2 不同扩张速率的洋脊与转换断层相交处的水深 (Grevemeyer et al., 2021)。(a) 洋脊、转换断层及破裂带之间几何接触关系的示意图;(b) 东太平洋海隆北部的 Eastern Clipperton 洋脊, 代表快速扩张洋脊 (103 mm/yr);(c) 东南印度洋脊处的 Vlammingh 转换断层 - 洋脊系统, 代表中速扩张洋脊 (63 mm/yr);(d) 南大西洋东段的洋脊 - 转换断层系统, 代表慢速扩张洋脊 (32.8 mm/yr);(e) 西南印度洋脊北部的 Marion 转换断层 - 洋脊系统, 代表超慢速扩张洋脊 (16.5 mm/yr);(f) 西南印度洋脊南部的 Atlantis II 转换断层 - 洋脊系统, 代表超慢速扩张洋脊 (14.8 mm/yr)。黑色点线指示扩展洋脊的轴, 实线(黑或白)表示转换变形区, 虚线(黑或白)代表破裂区, 黑色椭圆指示域外破裂区发育的“J”形脊、火山锥或圆丘



点，即洋壳随着年龄的增大其水深不断增加相矛盾。在进一步分析转换峡谷水深与洋脊扩张速率之间的关系之后，他们发现：在慢速（20-55 mm/yr）或超慢速（<20 mm/yr）扩张洋脊处形成的转换峡谷水深最大，而在快速（55-140 mm/yr）扩张洋脊处形成的转换峡谷水深最小。换句话说，转换峡谷的深度与转换断层两侧的洋壳年龄的差异有关，年龄差异越大，转换峡谷越深，反之亦然。为了解释这一现象，Grevemeyer 等利用开源的计算地球动力学程序 ASPECT (Kronbichler et al., 2012) 开展了三维数值模拟实验。数值模拟基于粘-塑性流变模型开展，通过在模型的上表面施加一个走滑型的速度边界条件来驱动模型的演化。模拟结果显示，转换断层处的板块边界随着

深度不断倾斜，由此引发了水平伸展（图3）。伸展导致了转换变形区岩石圈的减薄和水深的加深，伸展和加深量随着转换断层两侧洋壳年龄的差别的增加而增大。由于扩张速率越慢，转换断层两侧洋壳年龄相差越大，因此，模拟结果合理地解释了转换变形区水深加深及其与洋脊扩展速率的关系。Grevemeyer 等的模型并没有模拟岩浆与熔流体作用 (Chen and Faccenda, 2019)，作者将从转换变形区到破裂带水深变浅的现象归因于相邻洋脊的岩浆充填与再造，主要依据是域外平行于临近洋脊的一系列“J”形脊、圆形火山穹隆以及其他山丘状的地形特征（图2中的椭圆区域）。类似的“J”形脊之前在中快速扩张洋脊附近已有报道 (Lonsdale, 1986; Fornari et al.,

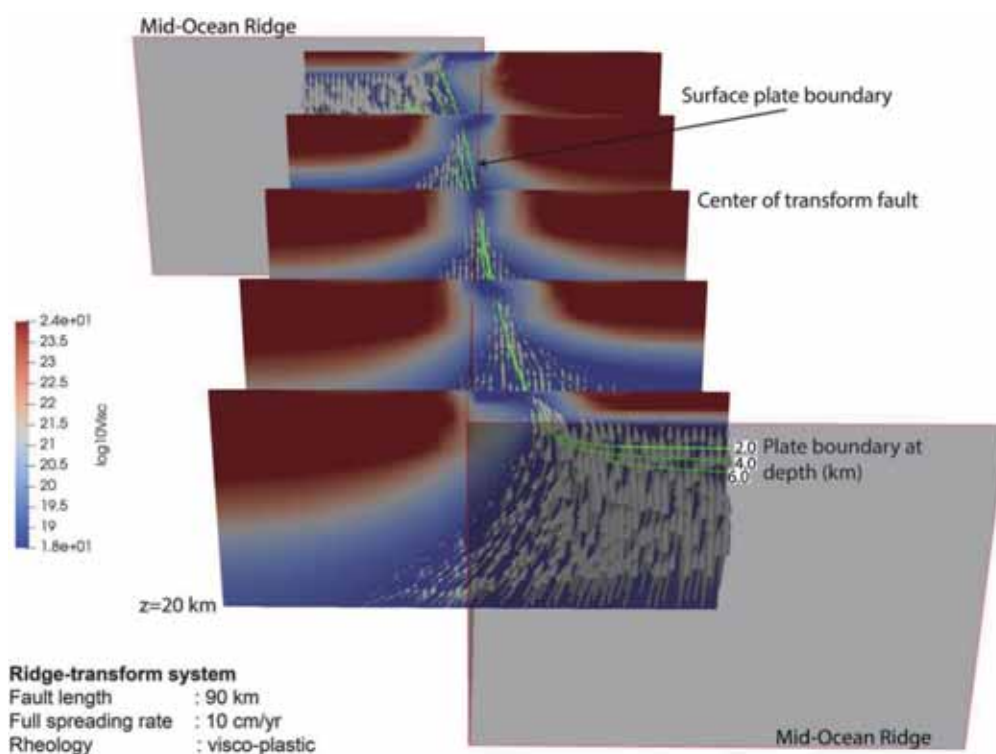


图3 洋脊-转换断层相互作用的数值模拟 (Grevemeyer et al., 2021)。彩图显示的是粘度结构。转换断层两侧大洋板块年龄的差异造成了强度的非对称性，这导致转换边界往下不断倾斜。绿线表示板块在不同深度上的边界，灰色箭头代表地幔流动的方向，流速大小正比于箭头的长短



1989), 但是 Grevemeyer 等在所有类型的扩张洋脊都发现有这样的地形特征, 作者认为转换变形区与破裂带之间的水深变浅现象与扩张速率无关。

Grevemeyer 等的发现和解释更新了我们对大洋转换断层的认知, 但其中某些结论仍然有待进一步检验和审视。例如, (1) 转换变形区发生的地震主要走滑性质的, 并非是张性的 (见 Ito, 2021 及其引文); (2)

重力测量显示在慢速扩张洋脊附近洋壳并未增厚 (Gregg et al., 2007); (3) 相邻洋脊处产出的岩浆如何在外侧形成一系列平行于洋脊的”J”形脊仍然不清楚。此外, 作者也未探讨大洋转换断层如何形成的问题 (Gerya, 2010, 2016)。未来转换断层研究的突破将有赖于更详细的海底观测、更多洋脊附近岩石样品的获取和地球化学分析以及更切实际的动力学模拟研究。

主要参考文献

- Bird P. An updated digital model of plate boundaries[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(3).
- Chen L, Faccenda M. Subduction induced upwelling of a hydrous transition zone: Implications for the Cenozoic magmatism in northeast China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(11): 11489-11504.
- Gerya T. Dynamical instability produces transform faults at mid-ocean ridges[J]. *Science*, 2010, 329(5995): 1047-1050.
- Gerya T V. Origin, evolution, seismicity, and models of oceanic and continental transform boundaries[M]// *Plate Boundaries and Natural Hazards. AGU Geophysical Monograph Series*, 2016, 219: 39-76.
- Gregg P M, Lin J, Behn M D, et al. Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults[J]. *Nature*, 2007, 448(7150): 183-187.
- Grevemeyer I, Rüpke L H, Morgan J P, et al. Extensional tectonics and two-stage crustal accretion at oceanic transform faults[J]. *Nature*, 2021, 591(7850): 402-407. ([原文链接](#))
- Hensen C, Duarte J C, Vannucchi P, et al. Marine transform faults and fracture zones: a joint perspective integrating seismicity, fluid flow and life[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2019, 7: 39.
- Ito G. Oceanic fault zones reconstructed[J]. *Nature*, 2021, 591: 376-377.
- Kronbichler M, Heister T, Bangerth W. High accuracy mantle convection simulation through modern numerical methods[J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 191(1): 12-29.
- Wilson J T. A new class of faults and their bearing on continental drift[J]. *Nature*, 1965, 207(4995): 343-347.

(撰稿: 陈林 / 岩石圈室)



SA: 浅部岩浆储库流纹质熔体快速抽离与花岗岩体的形成

流纹质火山作用往往伴随着剧烈的火山爆发，可以产生严重的社会灾害。流纹质岩浆通常来源于上地壳岩浆储库，该储库中主要包含早期结晶的矿物晶体和矿物粒间的高硅流纹质熔体（合称为晶粥体）；将高硅熔体从岩浆储库中抽离出来是流纹岩火山喷发前的主要深部过程（Bachmann and Bergantz, 2004; Hildreth, 2004）。抽离的流纹质岩浆经火山通道喷出地表形成火山岩，包含堆晶的残余相经冷却则形成侵入岩，两者组成上具有互补关系（Bachl et al., 2001）。目前，对流纹质岩浆成因模型争论的焦点主要集中在对岩浆积聚、上地壳驻留和随后熔体抽离时间尺度的理解（Schaen et al., 2021）。以前主要通过火山喷发产物来开展该方面研究，这不利于对火山作用（火山岩）和侵入作用（侵入岩）成因联系的理解，并限制了完整统一模式的建立。

隆升剥露的浅成相侵入体可能保存了地壳内高硅熔体分离过程的深部记录，对该类侵入体的深入研究，有助于从次火山岩角度理解流纹岩的形成过程，并有利于比较岩浆储库中长期熔体积聚和短期熔体抽离之间的时间尺度。位于智利科迪勒拉山系晚中新世（7.2~6.2 Ma）的 Risco Bayo-Huemul (RBH) 深成杂岩保存了镁铁质岩浆到流纹岩及其互补的堆晶岩的完整岩石分异序列，是研究该类问题的理想对象。美国威斯康星大学麦迪逊分校 Allen J. Schaen

教授及其合作者首先利用全岩成分质量平衡计算，提出 Huemul 岩体内部的岩性差异与熔体抽离作用下的残余晶体浓度有关，Huemul 碱性花岗岩是从晶粥体中抽离的高度演化的流纹质熔体的结晶产物，而富 Zr、Ba 且无 Eu 异常的石英二长岩代表了分异作用的互补残余堆晶（Schaen et al., 2017）。进一步工作中，他们通过精细显微结构和原位矿物成分分析来验证了硅质堆积假说，并指出挥发分和熔体能够穿过下伏的晶粥体发生运移（Schaen et al., 2018）。然后，这一研究团队利用磁化率的各向异性以及早期长石的优势取向，发现水平地壳构造缩短与流纹岩抽离同时代，提出构造作用抽离的熔体形成了高结晶度的晶粥体，而气体驱动的压滤作用是流纹岩在万年尺度上形成的主要机制（Garibaldi et al., 2018）。这些研究对 RBH 深成岩体不同岩相的显微结构、化学成分、形成机制和动力学过程进行了讨论，但是这些开创性的研究始终缺少对深成岩体系内熔体抽离时间尺度的限定。

在上述工作基础上，Schaen 团队再次对 RBH 深成杂岩开展研究，包括详细的岩石学、矿物学和地球化学分析，系统地提出了高硅流纹质熔体抽离模型，并用 U-Pb 年代学（结合年龄和成分分析）和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 热年代学检验了其时间和热可行性。新的研究表明，较老的 Risco Bayo 岩体是脉冲式侵位的基性 - 中性岩浆的混合，这些岩浆



批次对上地壳进行了热启动，从而促进了随后 Huemul 岩体中高硅质熔体抽离(Schaen et al., 2021)。相关研究成果发表在 *Science Advance* 上。

CA-ID-TIMS 测试分析发现, Risco Bayo 岩体锆石结晶跨度约为 24 万年, 介于 $7.193 \pm 0.014 \sim 6.956 \pm 0.053$ Ma。Huemul 岩体从石英二长岩到高硅花岗岩, 跨度约 19 万年, 介于 6.384 ± 0.022 Ma $\sim 6.199 \pm 0.022$ Ma。微量元素分析显示: 随着锆石年龄的降低, 微量元素 Y 浓度, 包括除 Eu

外的所有稀土元素 (REE), 在 Risco Bayo 样品中降低, 在 Huemul 样品中增加 (图 1A)。这些锆石的 Y 变化趋势, 连同 Yb/Dy (图 1B) 的狭窄范围, 反映了 Huemul 岩体中存在类似的分离结晶趋势, 这表明熔体是从共同的母岩浆演化而来的。RBH 岩石和矿物中的 Eu/Eu* 趋势 (图 1C 和 D) 是长石分离和堆晶的判断依据。作者利用锆石的微量元素以及锆石 - 熔体分配系数重新估算了与锆石相平衡的熔体元素组成, 将其与 Huemul 的全岩分离结晶模型 (Schaen

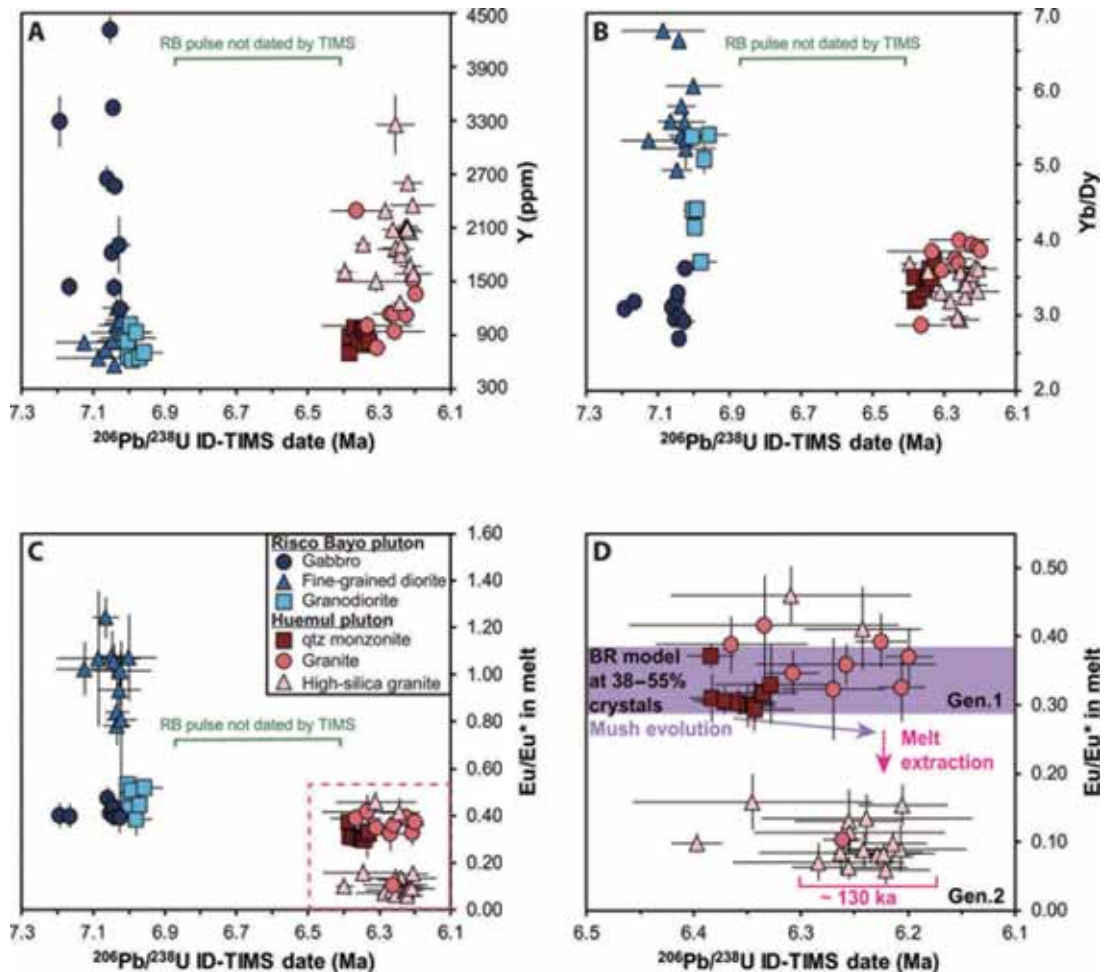


图 1 锆石的 U-Pb、CA-ID-TIMS-TEA 分析结果。(A)Y ;(B)Yb/Dy ;(C) 平衡熔体的 Eu/Eu* ;(D) 虚线框内随时间推移的 Huemul 岩体平衡熔体 Eu/Eu* 组成的详细视图。紫色带代表全岩分离结晶模型中熔体的 Eu/Eu* 范围。绿色线条代表 Risco Bayo 斑状闪长岩样品的锆石 U-Pb 年龄范围



et al., 2017, 图 1D 中的紫色带) 相比较。高硅花岗岩与这些不同岩相锆石之间的成分差距 (图 1D) 清楚地表明其存在一个短暂的过程, 如流纹质熔体抽离。进一步的研究中, 作者们根据微量元素分析分离了这些特殊的高硅花岗岩锆石, 并对这个测量到的 U-Pb 年龄群体进行了统计自举 (随机抽样和替换)。然后将该方法的最小和最大自举年龄之差作为模拟的平均锆石结晶持续时间, 平均持续时间为 13.2 万年。高硅花岗岩区域的体积在 34 km^3 到 112 km^3 之间 (假设厚度 $1.2\sim 4 \text{ km}$), 据此估算的熔融通量为 $0.00017\sim 0.0015 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。

结合上述讨论, Schaen 团队提出了一个多相/多尺度的岩体侵位模型来模拟 Huemul 岩浆储集层演化和熔体抽离 (图 2), 并将该方法扩展到三维, 以解释不同岩体的空间分布 (图 3)。用一个 $40 \text{ km}\times 40 \text{ km}\times 60 \text{ km}$ (水平方向为 40 km) 的区域来包含区域热演化, 其中熔体抽离速率是使

用局部熔体性质、熔体分数和熔体与晶体之间的阻力关系来计算的 (图 3)。岩石/热年代学和数值模拟共同对熔体抽离施加了时间和热量上的约束, 结果显示大约 50 km^3 的流纹岩是从上地壳岩浆储集层中抽离出来的, 在 130 万年 (图 2) 内形成了 Huemul 岩体, 深度可达 3.5 km , 平均岩浆冷却速率约为 $600^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。

间隙熔体抽离是从上地壳岩浆储集层中产生多种类型流纹岩的一种重要方式。这项研究发现, 这一过程不仅可以形成相应深成岩, 还可以在短暂的时间尺度上发生, 同时仍然保持典型的缓慢的长期侵位速率。这证实了熔体抽离是一种可行的上地壳分异过程, 可以同时产生流纹岩和高硅花岗岩。浅层的深成岩体系在未来的火山领域研究中有着重要的作用。

【致谢：感谢长安大学陈璟元和岩石圈室刘小驰副研究员的宝贵修改建议。】

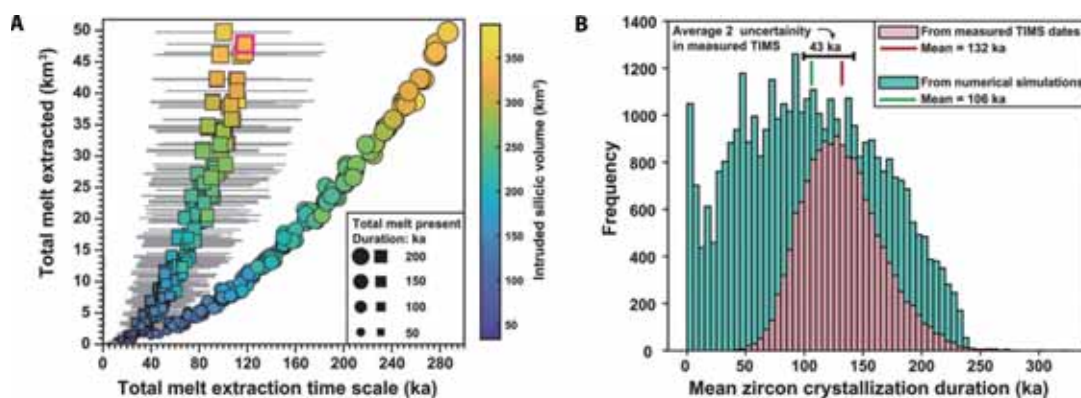


图 2 根据岩体侵位的数值模拟得出的熔体体积和时间尺度。(A) 岩体侵位的有限元数值模拟。圆形表示给定模拟的全部可抽离熔体, 而正方形仅表示同一模拟的锆石饱和的可抽离熔体 (由相同的颜色表示)。灰色水平线条是锆石年龄分布情况 (正方形为平均值, 误差为 1 SD); (B) 使用图 1D 中分离的高硅花岗岩锆石, 比较数值模拟产生的锆石结晶持续时间 (绿色) 和由测量的 TIMS 数据的自举群体产生的平均结晶持续时间 (粉红色)。绿色分布来自 (A) 中的 48 km^3 熔体模拟

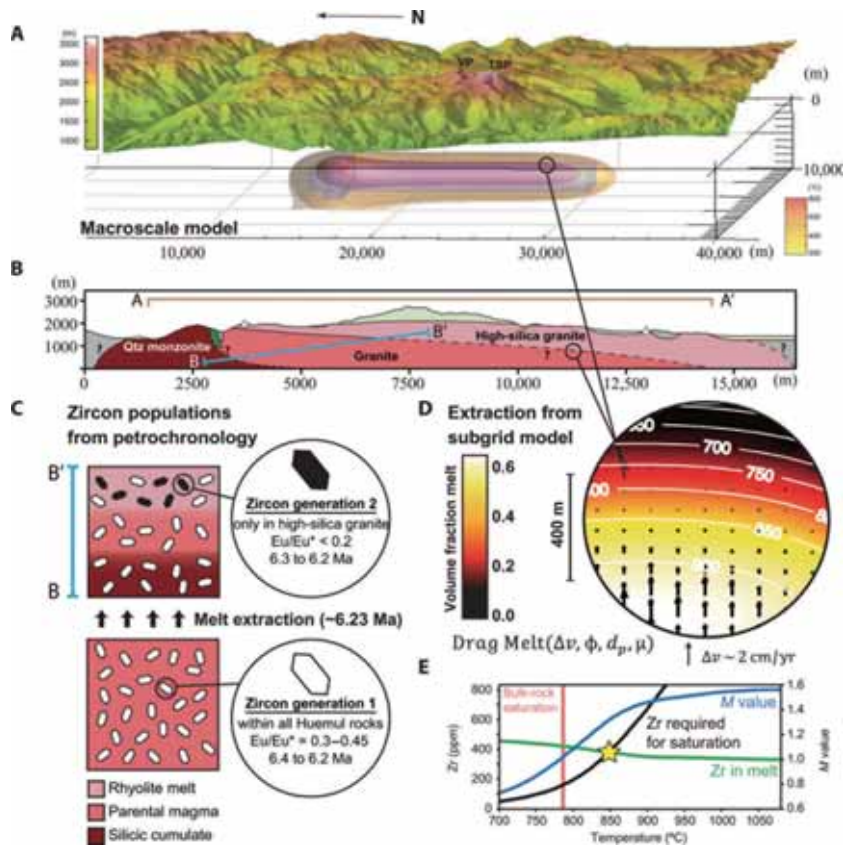


图 3 与地质、锆石年代学和数值模拟有关的 Huemul 岩体熔体分离观测汇编。(A) 对 RBH 岩体侵入过程 (侵入位置显示为蓝色透明表面) 进行宏观模拟, 叠加数字高程模型指示相对位置 ;(B)Huemul 岩体的地质剖面 ;(C) 图 1D 中分离的、与 (B) 中的截面 B-B' 近似的熔体抽离所得的锆石化学分类的示意图 ;(D) 利用从岩浆储集层模拟中提取的信息, 相对速度是通过阻力和浮力来计算的 ;(E) 锆石饱和模型 (Schaen et al., 2017)。锆石饱和实验与流纹岩 - 熔体模型相结合, 计算出锆石饱和和所需的 Zr 浓度 (黑线)。并利用流纹岩 - 熔体模型的主量元素含量计算了 M 参数 (蓝线)、Zr 熔体曲线 (绿线)

主要参考文献

- Bachl C A, Miller C F, Miller J S, et al. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2001, 113(9): 1213-1228.
- Bachmann O, Bergantz G W. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8): 1565-1582.
- Garibaldi N, Tikoff B, Schaen A J, et al. Interpreting granitic fabrics in terms of rhyolitic melt segregation, accumulation, and escape via tectonic filter pressing in the Huemul pluton, Chile[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(10): 8548-8567.
- Hildreth W. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters:



several contiguous but discrete systems[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2004, 136(3-4): 169-198.

Schaen A J, Cottle J M, Singer B S, et al. Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton[J]. *Geology*, 2017, 45(9): 835-838.

Schaen A J, Singer B S, Cottle J M, et al. Textural and mineralogical record of low-pressure melt extraction and silicic cumulate formation in the late Miocene Risco Bayo–Huemul plutonic complex, southern Andes[J]. *Journal of Petrology*, 2018, 59(10): 1991-2016.

Schaen A J, Schoene B, Dufek J, et al. Transient rhyolite melt extraction to produce a shallow granitic pluton[J]. *Science Advances*, 2021, 7(21): eabf0604. ([原文链接](#))

(撰稿：陈厚彬，纪伟强 / 岩石圈室)



CEE: 超大陆从何处裂解?

超大陆裂解作为超大陆循环的重要组成部分，一直是全球构造演化的重要问题。近二十年来对于超大陆裂解的研究，主要集中在裂解的驱动力问题，即地幔柱的推力作用（active force）与俯冲带后撤的拉力作用（passive force）的相对重要性上面，对于决定超大陆裂解位置因素缺乏深入研究，特别是对地球岩石圈中非刚性组成部分——造山带的重要性缺乏讨论。

造山带作为岩石圈的重要组成部分，相较于克拉通来说，它的物理性质（例如粘度、厚度、屈服应力等）更弱，因此在流变学上更容易发生破裂。事实上，在冈瓦纳大陆的破裂过程中，大约45%的破裂边界都沿着古老造山带的轮廓演化

（Krabbendam et al., 2000），这表明造山带在一定程度上影响超大陆的破裂位置（图1）。同时，200 Ma 至今的全球大火成岩省的重建结果显示，大多数超大陆的破裂位置都伴随着大火成岩省的分布（例如 CAMP、Parana、NAIP 等；Storey, 1995），由此认为地幔柱作用对超大陆的裂解具有重要作用，近年来也有学者提出这种大火山岩省和大陆裂解的空间耦合关系是因为地幔柱倾向就位于岩石圈内的浅薄带内（Buiter and Torsvik, 2014；万博等, 2019；Niu et al., 2020）。

近期，北京大学的博士研究生党卓和张南副教授联合澳大利亚科廷大学李正祥教授等人在 *Nature* 出版集团的刊物 *Communications Earth & Environment* 发表

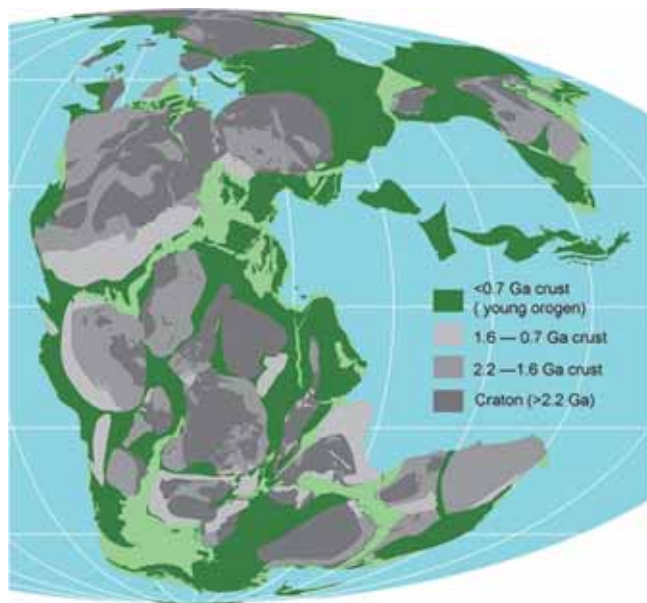


图1 200 Ma 造山带和克拉通的分布（Dang et al., 2020）。深灰色、灰色、浅灰色、深绿色、浅绿色和蓝色区域分别代表太古宙克拉通、2.2–1.6 Ga 造山带、1.6–0.7 Ga 造山带、<0.7 Ga 造山带、目前被淹没的大陆区域和海洋岩石圈。数据来自 IGCP 440 项目（Li et al., 2008）



论文, 探讨了在 Pangea 超大陆早期裂解过程 (200-100 Ma) 中决定大陆裂解的关键因素。他们在全局造山带重建数据 (图 1) 的基础上, 将 200 Ma 全球非刚性的造山带和刚性的克拉通组成的大陆岩石圈引入 3D 地幔对流模型, 同时考虑全球俯冲带后撤作用、部分熔融对于岩石圈的弱化作用以及

核幔边界热化学异常层 LLSVP 等因素的影响, 模拟在中大西洋以及南大西洋裂解阶段地幔柱以及造山带的作用。模型结果显示, 在中大西洋的裂解过程中, 第一期热柱的喷发 (~195 Ma) 触发了中大西洋的打开 (图 2a、图 2b), 而之后的中大西洋裂解主要沿着大陆岩石圈中的造山带 (软弱

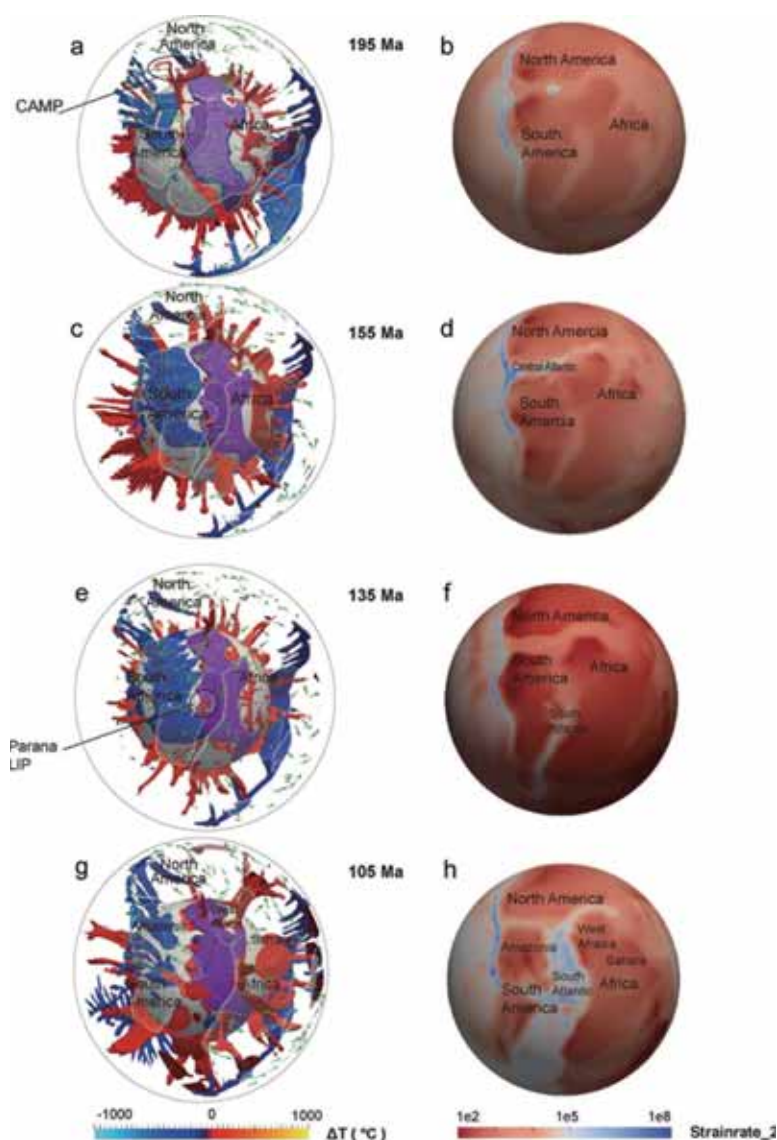


图 2 3D 地幔对流模型模拟结果 (Dang et al., 2020)。 (a) 195 Ma 的热化学结构, 正温度异常 (地幔柱) 显示为红色, 而负温度异常 (俯冲带) 显示为蓝色。核心地幔边界上方的致密化学结构 (LLSVPs) 显示为紫色, 而核心地幔边界以灰色球形表面绘制。白色网格表示克拉通的轮廓, 绿色箭头表示其运动方向; (b) 195 Ma 地球表面处无量纲化的应变率第二不变量; (c、e、g) 与 (a) 相同, 时间分别为 155 Ma、135 Ma 和 105 Ma; (d、f、h) 与 (b) 相同, 时间为 155 Ma、135 Ma 和 105 Ma



区域) 扩展 (图 2c、图 2d), 这与地球演化史中中大西洋大火成岩省 (CAMP) 的喷发时间略早于中大西洋的打开时间、喷发中心位置位于中大西洋中心, 以及中大西洋的破裂沿着 Alleghanian-Variscan-Herynian 造山带的古地理重建事实相吻合。同样的, 在紧随着的南大西洋打开阶段, 第二期热柱的喷发 (~135 Ma, 对应于 Parana 大火成岩省) 触发了南大西洋的打开 (图 2e、图 2f), 而南大西洋的裂解阶段是由岩石圈内软弱带 (对应于 Aracuai-West Congo 等造山带) 诱导演化的 (图 2g、图 2h)。

值得指出的是, 南大西洋北部的西非克拉通和亚马逊克拉通在南大西洋打开前是一个完整的克拉通, 同时在西非克拉通和其临近的撒哈拉克拉通中间存在着相对较弱的造山带。那么为什么南大西洋的打

开位置不在相对更容易打开的造山带区域, 转而破坏了物理性质更强的克拉通呢? 本项研究结果表明, 在中大西洋的打开过程中, CAMP 热柱诱发的部分熔融作用弱化了其相邻区域的西非和亚马逊组成的完整克拉通 (图 3a、图 3b), 使得其物理性质相较于造山带更容易发生破裂。在南大西洋打开过程中, 破裂从南向北进行演化, 经过北部弱化的大陆岩石圈的诱导, 最终导致了南大西洋和中大西洋的贯通。南大西洋的破裂过程强调了地幔柱部分熔融对大陆岩石圈的弱化作用相对于超大陆破裂的重要性。

此项研究进一步指出, 在三维地幔对流模型中, 俯冲带形状对于地幔柱喷发位置的重要意义。在俯冲带曲率高的区域, 其下降流更加强烈, 相应的产生的地幔回

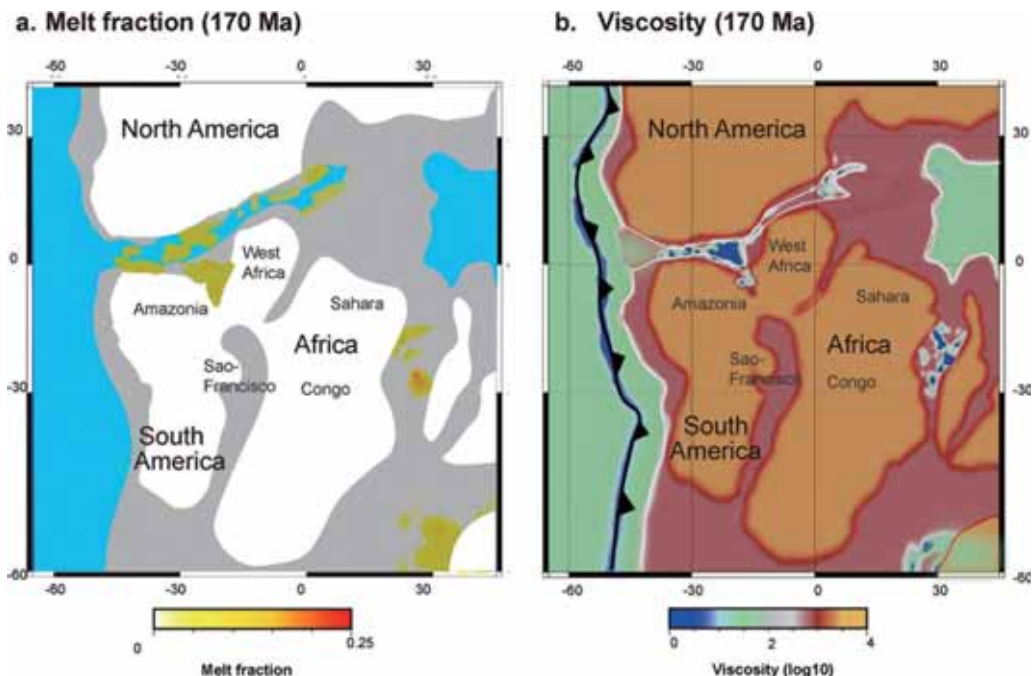


图 3 模型中在 170 Ma 时的熔体 (a) 和粘度 (b) 分布图 (Dang et al., 2020)。 (a) 熔体分布可用比例尺显示, 白色区域代表 > 0.7 Ga 的大陆岩石圈, 灰色和蓝色区域分别代表 < 0.7 Ga (年轻造山带) 的大陆岩石圈和大洋岩石圈; (b) 红色、白色和黑色曲线代表克拉通边界轮廓、大洋和大陆岩石圈分界线以及俯冲带位置

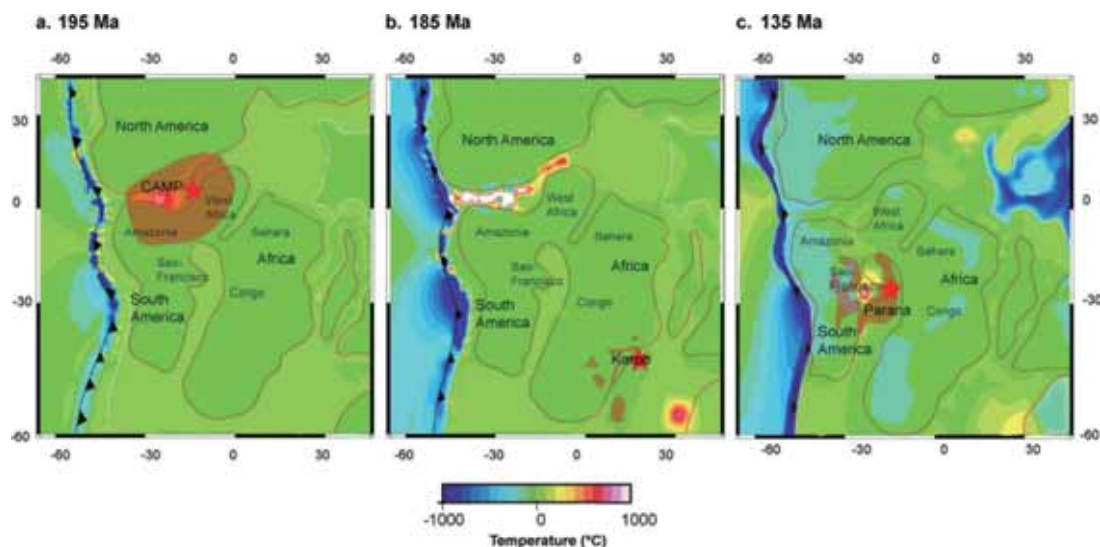


图 4 在 (a) 195 Ma 和 (b) 135 Ma 时模型中第一、二期地幔柱位置和 CAMP、Parana 大火成岩省古地理重建位置的比较 (Dang et al., 2020)。红色、白色和黑色曲线分别表示克拉通的轮廓, 海洋和大陆岩石圈之间的边界以及俯冲带位置; 红星代表 CAMP (a) 和 Parana (b) 大火成岩省的古地理重建喷发中心; 棕色阴影表示受 CAMP (a), Parana (c) 熔体影响的大火成岩省区域

流也更加强烈, 更容易产生热柱 (图 4a、图 4b)。

这项研究表明, 地幔柱引发的大火山岩省的喷发触发了超大陆破裂, 决定了破裂的初始位置, 而之后的破裂演化是由造山带引导, 破裂位置沿着造山带轮廓进行演化, 因此相对软弱的更年轻的造山带一定程度上决定了大陆破裂的最终形状。这

项研究对超大陆破裂的动力学机制提供了新的认识。这项研究还进一步通过重建俯冲带曲率、造山带分布、大火成岩省的相关关系有可能重建 Rodinia 和 Columbia 超大陆的破裂过程。

【致谢: 感谢万博研究员的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Buiter S J H, Torsvik T H. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures?[J]. *Gondwana Research*, 2014, 26(2): 627-653.
- Dang Z, Zhang N, Li Z X, et al. Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent break-up[J]. *Communications Earth & Environment*, 2020, 1(1): 1-11. (原文链接)
- Krabbendam M, Barr T D. Proterozoic orogens and the break-up of Gondwana: why did some orogens not rift?[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2000, 31(1): 35-49.
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis[J]. *Precambrian Research*, 2008, 160(1-2): 179-210.



- Niu Y. On the cause of continental breakup: A simple analysis in terms of driving mechanisms of plate tectonics and mantle plumes[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020, 194: 104367.
- Storey B C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland[J]. *Nature*, 1995, 377(6547): 301-308.
- 万博, 吴福元, 陈凌等. 重力驱动的特提斯单向裂解 - 聚合动力学 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49: 2004-2017.

(撰稿: 党卓, 张南 / 北京大学)



NG: 地幔柱诱发板块旋转可能是触发俯冲起始和启动板块构造的根本原因?

摘要：全球板块边界系统的形成是板块构造出现的关键一步，数千公里的板块边界是如何在极短的地质时间内形成的，至今仍尚不清晰。为了判别俯冲起始和板块边界形成的驱动力，荷兰科学家 van Hinsbergen 对 105 Ma 左右印度和非洲板块之间形成的一条长度超过 12000 km 的板块边界进行了全面重建，分析得到：同时代上升的地幔柱是板块旋转唯一可能的触发因素，厚的克拉通岩石圈在地幔柱诱发板块旋转进而触发俯冲起始的过程中起着重要作用。作者认为地幔柱可能为板块旋转提供了一种非板块构造机制，而在远离地幔柱头部的地方形成汇聚或发散板块边界，这一机制可能是现代板块构造出现的根本原因。

随着板块边界系统（扩张脊、转换断层和俯冲带）的形成，地球早期板块构造逐渐建立。一般而言，扩张脊和转换断层的形成是被动的过程，而俯冲带的形成还尚不清晰。大陆、海洋高原或火山弧到达海沟时会引起板内应力变化，导致海洋岩石圈的重力坍塌或俯冲带的变化，这一过程通常用来解释俯冲起始。数值模拟研究认为地幔柱是区域俯冲起始的驱动力之一。但是，尽管这些过程能够解释区域尺度的板块构造，但是无法解释地质上短时（<10 Myr）形成较长（>1000 km）板块边界（包括新俯冲带）的地球动力学原因。利用地质记录研究板块边界形成的原因及其随后的板块俯冲起始需要确定以下几点：1）确定板块边界的俯冲起始是自发的还是诱发的；2）如果是诱发，确定板块汇聚早期的时间和方向，（3）重建整个板块边界，以识别碰撞、俯冲终止或地幔柱等因素可能导致驱动俯冲起始的应力变化。

上覆板片的 SSZ 蛇绿岩和变质底板（俯冲板片）是俯冲早期的地质证据（Agard et

al., 2016），在新特提斯洋的多个 SSZ 蛇绿岩中，有一条 SSZ 蛇绿岩带形成于白垩纪，其从东地中海地区沿阿拉伯北部延伸至巴基斯坦（图 1a 中蓝色线）。在阿曼和东地中海地区的变质底板中，通过 Lu/Hf 石榴石生长的年龄确定了变质底板的埋藏年代为 ~104 Ma，即变质底板的形成。而通过岩浆锆石 U/Pb 年龄和同变质底板 ^{40}Ar - ^{39}Ar 冷却年龄确定了上覆板片伸展和 SSZ 蛇绿岩扩展的年代为 96–95 Ma（巴基斯坦、阿曼）至 92–90 Ma（伊朗、东地中海地区）。变质底板形成（板片埋藏）时间与上覆板片伸展（SSZ 型蛇绿岩形成）8–14 Ma 的时间延迟，为诱发俯冲起始提供了直接的地质学证据。通过古地磁分析和东地中海地区、阿曼和巴基斯坦俯冲后起始变形的详细运动学重建，该俯冲带的板块汇聚早期方向为 E–W 向。即 ~E–W 向板块的汇聚触发了新特提斯洋 105 Ma 俯冲起始。

为了找到导致这一俯冲的触发因素，作者接下来进行了新特提斯洋及其周围大陆的板块运动学重建（图 1）。结果显示：



105 Ma 新特提斯洋俯冲带内非洲和印度为相邻板块，非洲板块大部分被山脊包围，在地中海地区有一个复杂的俯冲板块边界。印度板块南部和东部被山脊转换系统包围，北部被俯冲包围。阿拉伯 - 大亚得里亚和欧亚大陆之间的新特提斯洋岩石圈继续地向北倾斜俯冲，该俯冲带自侏罗纪以来一直存在于欧亚大陆南部边缘（图 1b、图 1c）。海洋地球物理约束显示，在马斯卡林盆地海洋扩张开始前约 83 Ma 的裂谷作用期间，印度相对于非洲围绕西印度洋欧拉极逆时针旋转约 4° （图 1c），这与跨越新特提斯的数百公里的東西向会聚有关（图 1d）。白

垩纪内新特提斯板块边界可能已经收敛到西印度洋的 Amirante 海脊，并从该处变为伸展，并在马斯卡林盆地中形成了一条裂谷，后来形成了一条扩张海脊，印度与马达加斯加在该海脊处分离（图 1b）。

重建的 ~105 Ma 板块边界的形成没有可行的板块构造相关驱动力：欧亚南部存在许多古生代以来的俯冲带增生的微大陆遗迹，但其发生年代并非 105 Ma。地中海中部地区正在进行大陆俯冲和碰撞，但是沿着欧亚大陆南部 E-W 走向的俯冲动力学过程是否会导致新特提斯洋 E-W 向的会聚尚不清晰。在新特提斯洋东部，大洋内

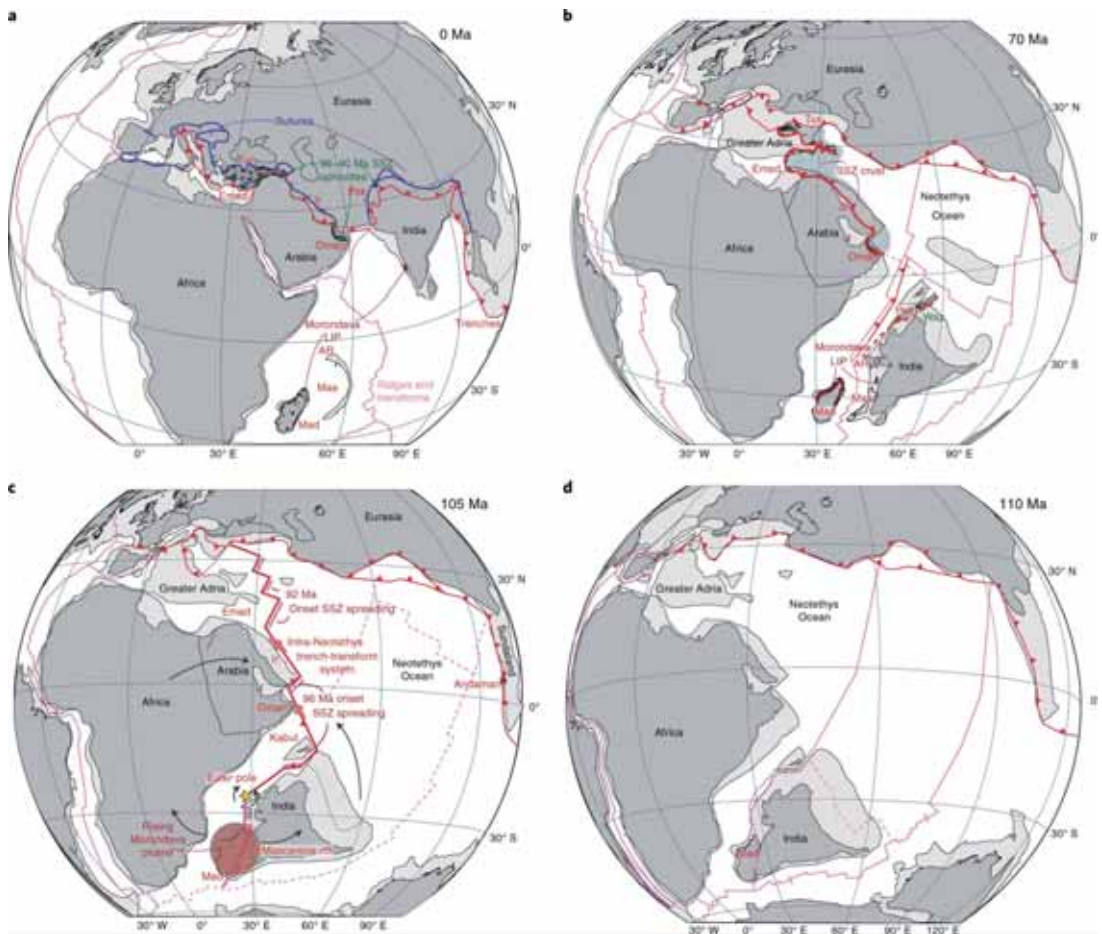


图 1 新特提斯洋及其周围大陆的板块运动学重建 (Van Hinsbergen et al., 2021)



NG: 地幔柱诱发板块旋转可能是触发俯冲起始和启动板块构造的根本原因?

Woyla 弧与 Sundaland 大陆边缘发生碰撞，导致俯冲极性反转，在 Sundaland 下方开始向东俯冲，该俯冲带在印度洋 / 新特提斯洋西部板块边界形成的同时产生了板块拉力（图 1c）。然而，Sundaland 下方向东的板块拉力无法驱动新特提斯洋的东西向会聚，板块的伸展很可能是印度板块旋转的一种表现，而不是触发因素。因此，该地区仅存的非板块构造板块运动驱动力——地幔柱可能发挥关键作用。印度 - 马达加斯加大陆裂解被广泛认为与在马达加斯加和印度西南部 ~94 Ma 的莫隆达瓦大火成岩省 (LIP) 形成有关。在初始板块边界形成后 ~10 Myr，该大火成岩省开始形成。

为研究地幔柱与大火成岩省、板块边界形成之间的关系，作者进行地幔柱 - 岩石圈相互作用的扭矩平衡模拟，对 ~105 Ma 时的印度和非洲板块进行了半解析计算，并评估克拉通岩石圈对印度 - 非洲 Euler 极点位置的影响（图 2）。在没有厚的克拉通岩石圈的实验中，马达加斯加 / 印度下方的地幔柱的推动导致印度相对于非洲的逆时针旋转，但是欧拉极位于阿拉伯半岛以北（图 2a），没有引起新特提斯洋 E-W 向的汇聚。然而，在存在印度和非洲克拉通厚的岩石圈的实验中，计算的 Euler 极点位置向南移向印度大陆，沿新特提斯洋大部分板块边界的 E-W 向汇聚（图 2b）。并且，如果地幔柱物质的注入和诱导流动都限制在一个 200 km 厚的弱软流圈层中，则可引发数百千米的汇聚，这足以诱导自持续的俯冲。

假设其他板块边界没有摩擦阻力，从直径为 1000 km、密度为 30 kgm^{-3} 的地幔柱头部获得的上升力约为 $\sim 1.5 \times 10^{20} \text{ N}$ 。如果

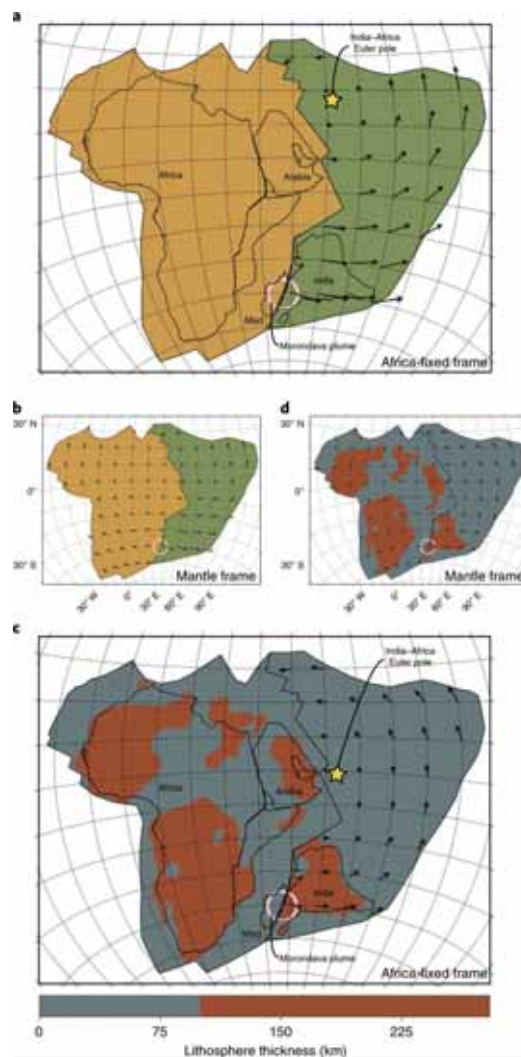


图 2 在有 / 无克拉通龙骨情况下地幔柱 - 岩石圈相互作用扭矩平衡建模结果 (Van Hinsbergen et al., 2021)

该力的一半作用在印度板块上，且杠杆臂为 4000 km，则对应于 $3 \times 10^{26} \text{ N m}$ 的扭矩。该扭矩在汇聚边界（长度约 5000 km，板厚约 100 km）处平衡，会产生 240 MPa 的应力，远大于俯冲和下覆板块之间摩擦的阻力。地幔柱诱发的压应力可能增加了先前存在的压应力（特别是由于围绕非洲和印度板块产生的山脊推力），这种额外的压应力可能有助于将欧拉柱进一步向南移动，



更接近图 1 中重建的位置。数值模型表明，在诱发汇聚 50 ~ 100 km 以后，自持续俯冲就能开始，相当于约 105 Ma 和 ~96–92 Ma 之间印度 - 非洲旋转约 1°。随后的东倾和西倾俯冲段（图 1）可能促成并加速了印度 - 非洲 / 阿拉伯旋转，推动了欧拉极向南传播（图 2a、图 2c）。

此前的数值模拟实验已经表明地幔柱可能触发围绕地幔柱头部的环形俯冲起

始（Gerya et al., 2015）。作者通过白垩纪 >12000 km 板块边界的地质记录，进行动力学重建为地幔柱在俯冲带形成过程中的作用提供了首个证据，证明地幔柱上升是俯冲板块边界形成的关键驱动因素。地幔柱也是没有板块构造运动的行星（如火星和金星）的共同特征，这为理解不同的行星演化提供了新的视角。

主要参考文献

- Agard P, Yamato P, Soret M, et al. Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 451: 208-220.
- Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, et al. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana arc[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(9): 728-733.
- Gerya T V, Stern R J, Baes M, et al. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation[J]. *Nature*, 2015, 527(7577): 221-225.
- Stern R J. Subduction initiation: Spontaneous and induced[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 226(3-4): 275-292.
- Van Hinsbergen D J J, Peters K, Maffione M, et al. Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 2. Suprasubduction zone ophiolite formation and metamorphic sole exhumation in context of absolute plate motions[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2015, 16(6): 1771-1785.
- Van Hinsbergen D J J, Steinberger B, Guilmette C, et al. A record of plume-induced plate rotation triggering subduction initiation[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(8): 626-630. (原文链接)

（撰稿：王祎然，田小波 / 岩石圈室）



Nature: 海沟外侧隆起的脆韧性破坏导致板片分段

俯冲板片为板块构造动力过程提供了最重要的动力引擎。板片的负浮力提供了力源，但板片的强度也强烈影响俯冲动力系统。强的板片可以形成现今地球的单侧俯冲系统，而弱的板片容易形成双侧俯冲 (e.g., Gerya et al., 2008)。实验室测得的岩石强度参数表明岩石圈由于温度低，强度会非常大。但地球物理成像却显示板片在地球内部呈现连续的、分段的、弯折的等复杂形态，这可能表明板片并没有它在浅部时那么强。那板片进入地球内部是如何变弱的呢？来自苏黎世联邦理工学院的 Taras Gerya，耶鲁大学的 David Bercovici 和德克萨斯大学奥斯汀分校的 Thorsten Becker 在 Nature 联合撰文，提供了一种新的动力学机制的解释。

他们认为一种最可能的方式是板片在海沟外侧隆起 (outer rise) 处变弱。俯冲板片进入海沟时，会发生挠曲 (bending)，并

强烈伸展，在海沟外侧形成隆起。板片在上部伸展达到脆性屈服，形成大量正断层，可能伴随着海水进入洋壳甚至岩石圈地幔，从而发生蛇纹石化 (e.g., Cai et al., 2018; Faccenda et al., 2009; Ranero et al., 2003; 图 1)。这被认为是俯冲板片将水 (以及其他挥发分) 带入至深部地幔最重要的方式。而在板片的下部是以韧性变形的挤压应力为主，难以达到屈服应力，但它可能发生岩石晶粒粒度减小 (grain size reduction)，从而降低板片强度。

研究者利用先进的地球动力学程序，构建了脆韧性变形和岩石晶粒粒度演化下的自发俯冲模型。模拟结果显示在韧性弱化 (塑形应变弱化) 和岩石晶粒粒度减小的双重作用下，板片在深部易发生变形，形成“链条”式的分段板片，这与以往模型中的板片形态十分迥异。进一步的模型参数敏感性测试显示：单一的韧性弱化可

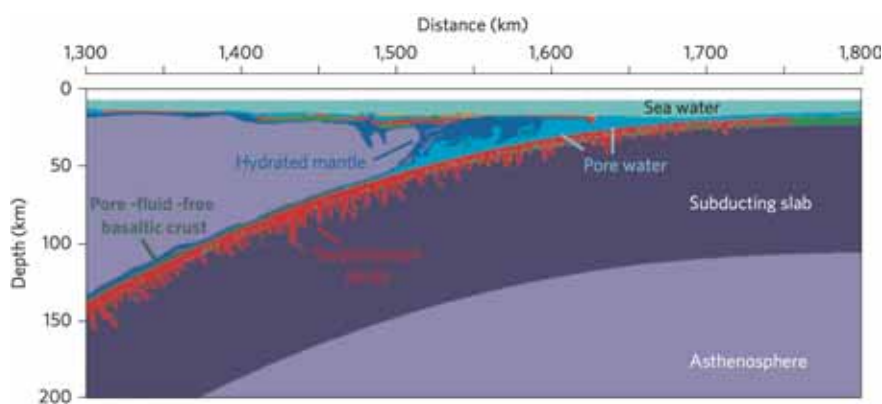


图 1 俯冲大洋板片在海沟处挠曲发育断层并将海水注入板片形成蛇纹石化的地幔 (Faccenda et al., 2009)

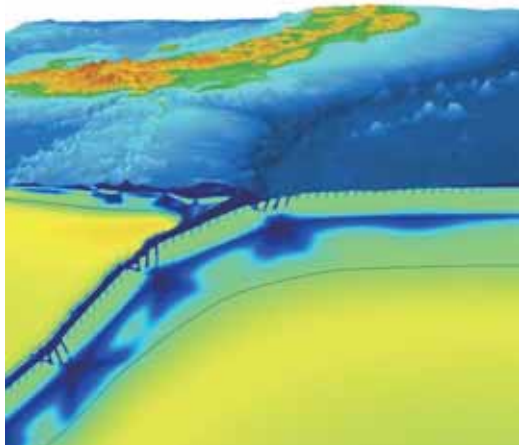


图 2 晶粒粒度减小导致日本俯冲带板片分段 (Taras Gerya 供图)

形成分段式的板片，但变形不如参考模型那么显著；而单一的晶粒粒度减小不能形成分段式板片。这表明板片的分段式变形是由脆性弱化主导，晶粒粒度减小进一步促进板片弱化。

在自然界能找到板片分段式变形的证据吗？作者认为是存在的。在板片挠曲的初期，变形小，形成中等大小的断层断距（不超过 300m），这与中美俯冲带观测到的断层断距接近；而在板片挠曲的成熟阶段，可同时形成小距离和大距离的断层断距，这与日本俯冲带是相似的（图 3）。而在地

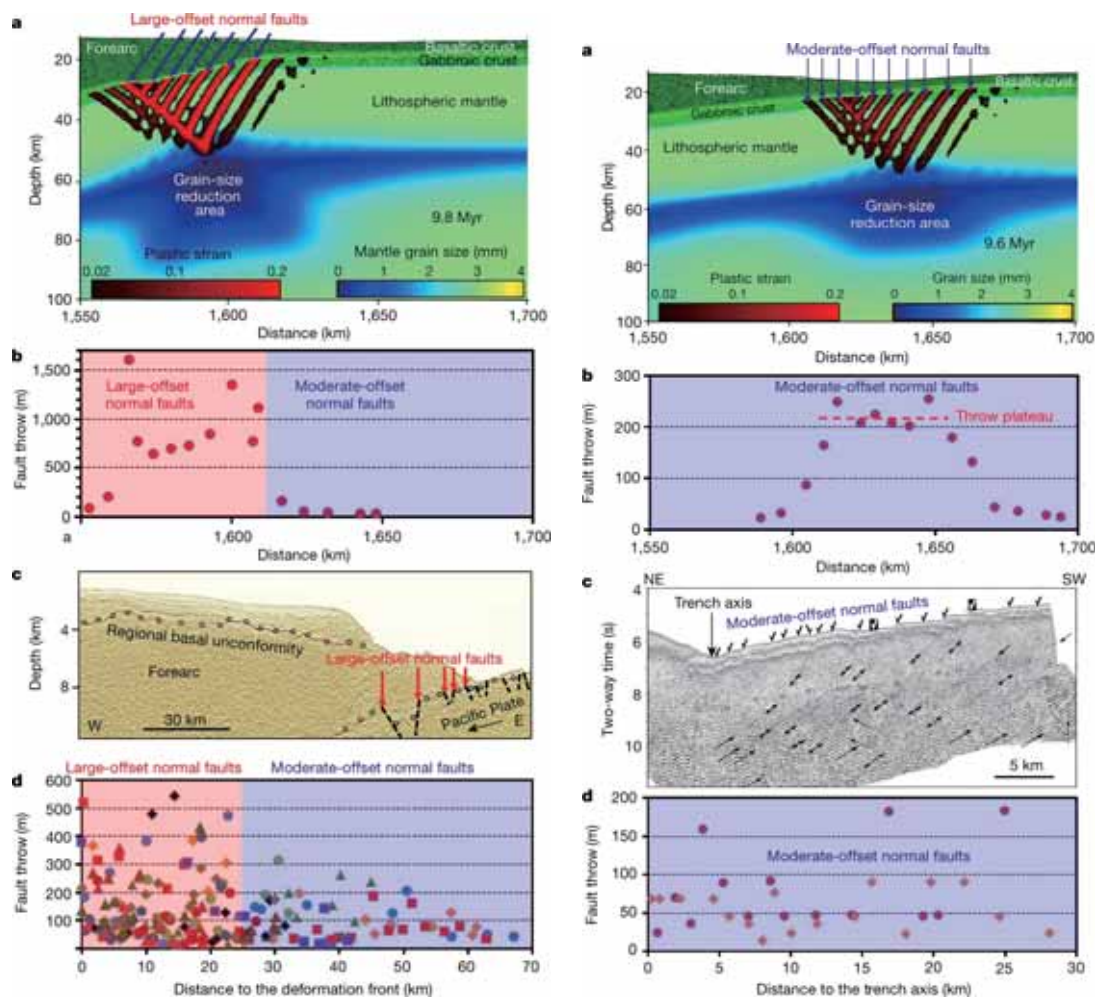


图 3 动力学模型与海沟外侧隆起处正断层的断层断距对比。日本俯冲带 (a-d) 和中美俯冲带 (e-h) 分别与成熟的和不成熟的板片分段变形阶段的对比 (改自 Gerya et al., 2021)



球深部，全波形反演成像获得的日本俯冲带下的板片呈现了约 200-400 km 波长的分段式地震波高速异常，与模拟得到的分段式减小的岩石晶粒粒度具有较好的一致性。这是因为剪切模量随着晶粒粒度减小而减小 (Faul and Jackson, 2005)，导致地震波速降低。

在俯冲板片下方观测到的地震波低速体从浅部到深部（如 Wang et al., 2020；王新等 -NG：地幔过渡带中俯冲板片界面成像）似乎普遍存在。晶粒粒度的减小不仅

会降低地震波速度，也会降低岩石的渗透率。因此，在晶粒粒度变小的区域可能成为熔体迁移的屏障 (图 4)，导致部分熔融体聚集在俯冲板片下方。

作者进一步暗示，如果俯冲板片在海沟处发生强烈弱化，那么在地球早期，温度更高，可能更容易造成板片的变形，甚至断离。因此，随着地球的冷却，板片可能经历了早期间歇式俯冲到现今持续俯冲的演变。

倘若俯冲板片如作者指出的，在海沟

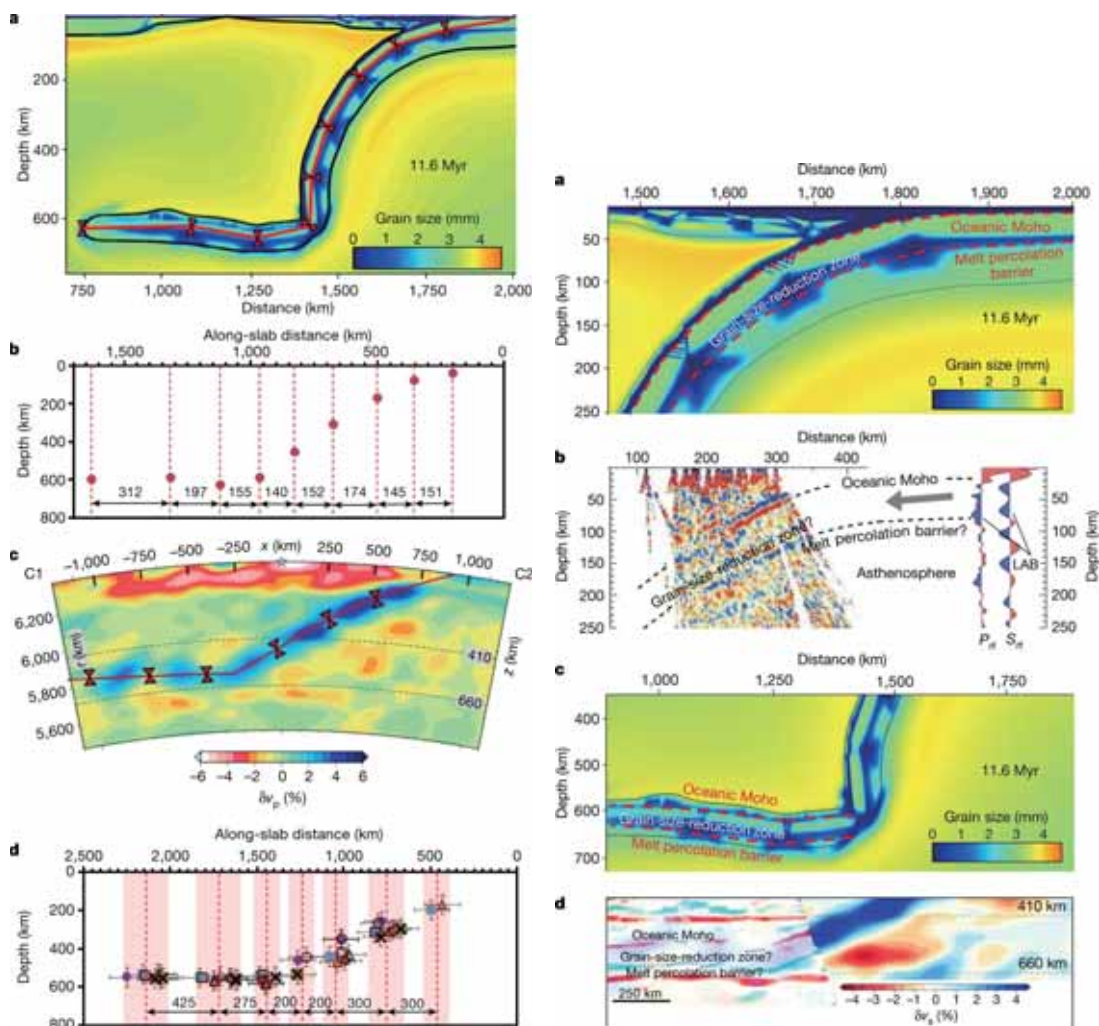


图 4 动力学模型与日本俯冲带的地震学观测的对比 (改自 Gerya et al., 2021)



处发生强烈弱化导致板片分段式变形，我们可能需要重新检验以往的动力学模型。俯冲板片在海沟处的挠曲是许多挥发分（如水、碳）进入深部地幔的区域，从而可能影响我们对俯冲带岩浆作用、中深源地震

活动及挥发分循环的理解。另一方面，晶粒粒度演化对地幔对流的影响可能也是不可忽视的，其造成的影响还需要更进一步的研究。

主要参考文献

- Cai C , Wiens D A , Shen W , et al. Water input into the Mariana subduction zone estimated from ocean-bottom seismic data[J]. *Nature*, 2018, 563(7731):389-392.
- Faccenda M , Gerya T V , Burlini L . Deep slab hydration induced by bending-related variations in tectonic pressure[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(11):790-793.
- Faul U H , Jackson I . The seismological signature of temperature and grain size variations in the upper mantle[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 2005, 234(1-2):119-134.
- Gerya T V, Bercovici D and Becker T W. Dynamic slab segmentation due to brittle, ductile damage in the outer rise[J]. *Nature*, 2021, 599(7884), 245-250. ([原文链接](#))
- Gerya T V, Connolly J A and Yuen D A. Why is terrestrial subduction one-sided? [J]. *Geology*, 2008, 36(1), 43-46.
- Ranero C R , Morgan J P , Mcintosh K , et al. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench[J]. *Nature*, 2003, 425(6956), 367-373.
- Wang X , Chen Q F , Niu F , et al. Distinct slab interfaces imaged within the mantle transition zone[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(12): 822-827.

（撰稿：杨建锋 / 岩石圈室）



NC: 红海演化新模型——13 Ma 海底扩张贯穿红海

红海是地球上最年轻的海盆之一，是研究大陆裂谷作用和向海洋扩张过渡的典型地区，具有重要的地质意义。但是关于红海的构造演化模型存在很多争议（Coleman, 1988; Ghebreab, 1998; Almalki et al., 2015; Schettino et al., 2016），不同模型中红海开始发生大陆裂解的年龄和扩张程度，特别是红海（超）慢扩张中心的最大向北的范围各不相同。这导致我们无法理解红海是否能代表海盆形成的特殊情况，或者它的演化是否与其他较大的洋盆类似。

研究红海构造的最大障碍在于盆地中存在大量的沉积物。这不仅导致研究者难以直接观察下伏地壳，还会影响厚沉积层覆盖下喷出岩的冷却结晶过程，使其磁信号减弱，导致标准磁异常特征不明显。

最近，德国赫姆霍兹海洋研究中心的 Nico Augustin 及其合作者（Augustin et al., 2021），使用受沉积物覆盖影响较小的垂直重力梯度（VGG）、地震活动性和测深数据，揭示了沉积物覆盖层下隐藏的构造，提出了一个新的红海构造模型，该模型表明红海是一个典型的洋盆，而且比之前所想的更成熟，13 Ma 前就开始沿其全长度范围进行扩张。

Augustin 等从 VGG 数据中发现了红海 20° N 以北的 11 条“离轴分段形迹”（Off-axis segment traces）（图 1a），并且它们与轴部的火山和高点（如 Mabahiss Mons 和 Hatiba Mons）重合。他们认为“离轴

分段形迹”是洋壳非常典型的特征，它们源于沿着裂谷轴的更厚重且岩浆活动更活跃的区域。在西南印度洋脊、Aegir 洋脊、南海和拉布拉多海扩张中心都发现了类似的“离轴分段形迹”。而在红海盆地 20° N 以南的区域不存在水下火山活动和“离轴分段形迹”（图 1b），他们认为这是由于随着 Afar 地幔柱的影响增大，岩浆供应增加，减少了造成 VGG “离轴分段形迹”的岩浆聚焦现象，垂直于裂谷的“离轴分段形迹”逐渐消失，VGG 模式转变为与裂谷平行的特征。在冰岛地幔柱附近的中大西洋脊（MAR）、雷克雅内斯海脊（RR）以及加拉帕戈斯热点（Hot spot）附近的扩张中心也具有类似特征。另外，Augustin 等结合地震活动性数据以及高精度测深数据对红海裂谷进行分析，震源分布描绘了红海板块边界和转换断层区域，高分辨率测深数据显示了裂谷轴部的重要位置（如：Mabahiss Mons 等）的细节。测深和地震活动性数据支持在整个红海盆地建立一个几乎连续的裂谷的想法。

判断洋壳的一个假设是基于在存在 VGG “离轴分段形迹”信号的区域中为洋壳。Augustin 等根据“离轴分段形迹”圈定的范围（距离海岸线 <55km），提供了沉积物覆盖下红海洋壳的范围（扩张程度）。他们进一步根据 11 条“离轴分段形迹”扩张程度和全扩张速率（Full spreading rate）获得其扩张年龄，结果表明 VGG “离轴分段

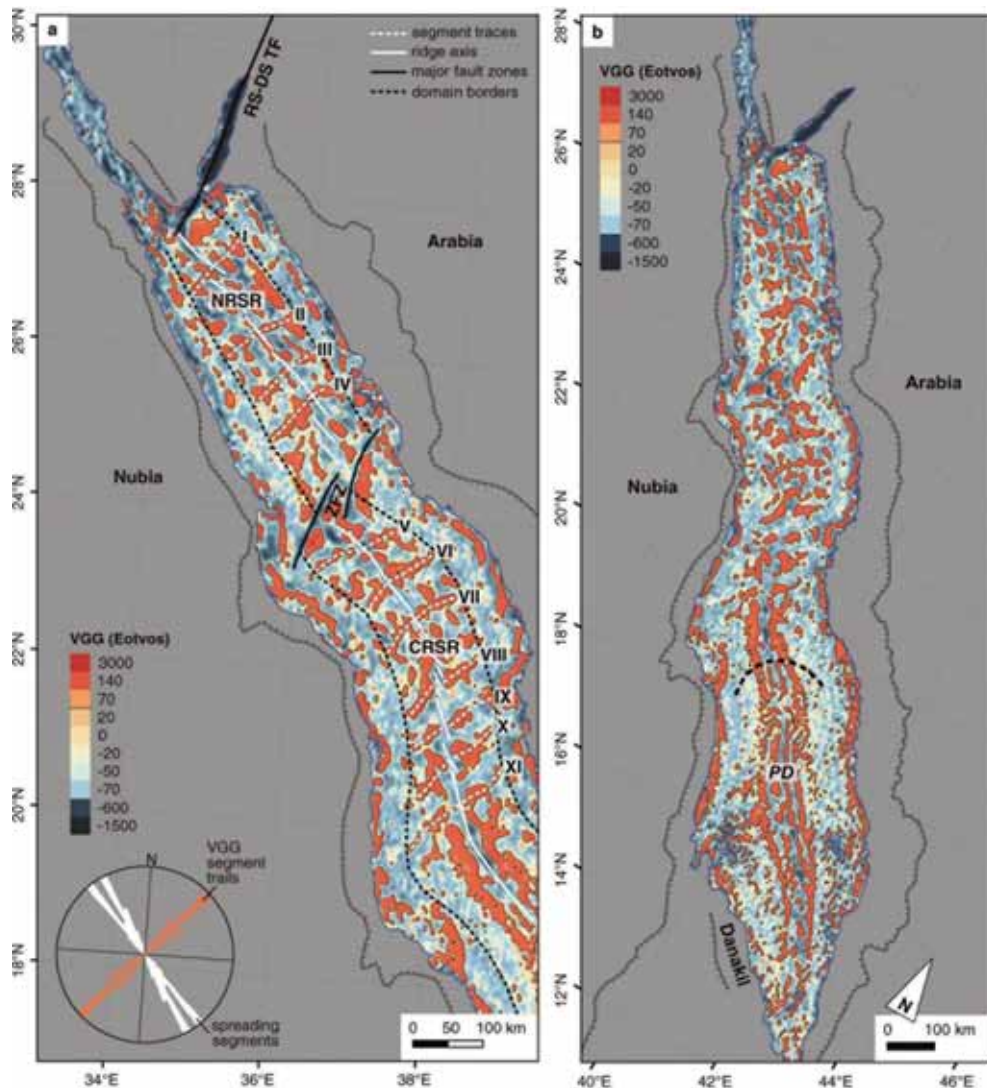


图 1 (a) 通过垂直重力梯度 (VGG) 发现的慢速扩大洋裂谷的离轴分段形迹 (Off-axis segment traces)。RS-DS-TF= 红海 - 死海转换断层, NRSR= 红海北部裂谷, ZFZ=Zabargad 断裂带, CRSR= 中央红海裂谷 ;(b) 缓慢扩张洋中脊接近地幔柱的 VGG 分布模式 (修改自 Augustin et al., 2021)

形迹”至少对应 $12.7 \pm 0.6\text{Myr}$ 至 $13.5 \pm 0.5\text{Myr}$ 的海底扩张过程。

Augustin 等给出的红海构造模型中 (图 2), 整个红海盆地中洋壳连续分布, 沿红海裂谷的海底扩张至少在 12-13 Ma 前开始, 这是大多数其他模型中红海洋壳年龄的两倍多。根据这些 VGG “离轴分段形迹” 计

算出的最小伸展起始年龄跨越了一个相对狭窄的范围, 表明红海的扩张是准瞬时的, 而现今的红海裂谷已经完全成熟。这意味着, 红海并不是处于裂谷和海底扩张之间的过渡期, 早在 8 Myr 之前就度过了裂谷作用阶段。借用 GEOMAR 的评论: “Red Sea is no longer a baby ocean.”

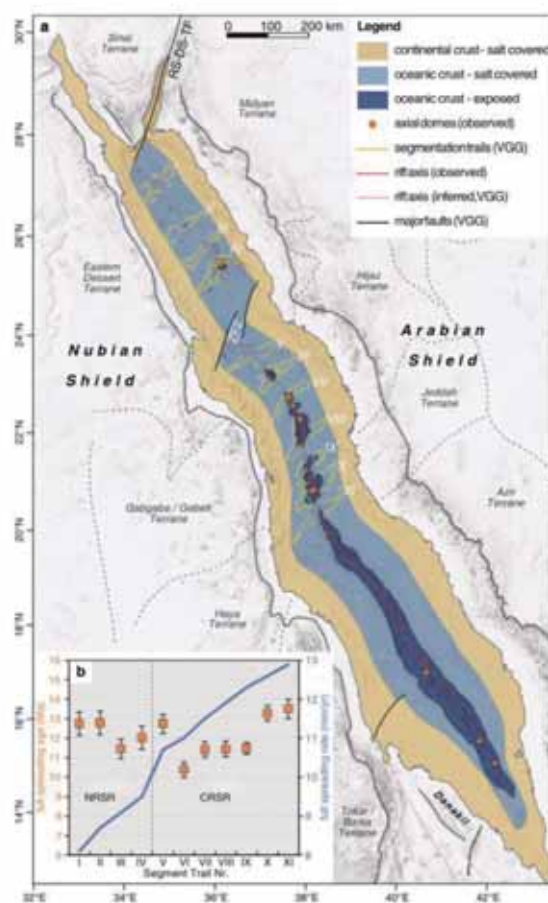


图2 红海裂谷的构造模型 (Augustin et al., 2021)

主要参考文献

- Augustin N, Van der Zwan F M, Devey C W, et al. 13 million years of seafloor spreading throughout the Red Sea Basin[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 2427. (原文链接)
- Almalki K A, Betts P G, Ailleres L. The Red Sea—50 years of geological and geophysical research[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 147: 109-140.
- Coleman R G, McGUIRE A V. Magma systems related to the Red Sea opening[J]. *Tectonophysics*, 1988, 150(1-2): 77-100.
- Ghebreab W. Tectonics of the Red Sea region reassessed[J]. *Earth-Science Reviews*, 1998, 45(1-2): 1-44.
- Schettino A, Macchiavelli C, Pierantoni P P, et al. Recent kinematics of the tectonic plates surrounding the Red Sea and Gulf of Aden[J]. *Geophysical Journal International*, 2016, 207(1): 457-480.

(撰稿：李泯，董森 / 油气室)



Nature: 海底电磁探测揭示富水海山俯冲与弧前慢地震之间的关联

全球海底分布着众多大小不一的海山，因而板块俯冲过程必然伴随大量的海山俯冲。海山俯冲对断层滑移模式的影响，尤其与俯冲带大地震是否相关，存在两种截然不同的观点。一种观点认为，海山显著增强了俯冲界面的几何不规则性、力学强度的不均一性，在黏-滑 (stick-slip) 断层模型中海山会起到“凹凸体” (asperity) 或“障碍体” (barrier) 的作用，导致俯冲板片与上覆板片之间强耦合，从而诱发俯冲带大型逆冲地震 (Scholz and Small, 1997)；另一种观点则认为，不能简单地将海山俯冲视为断层摩擦行为，海山俯冲会造成上覆板块内形成复杂的裂隙网络，从而不太可能产生大范围地震破裂，

而更可能产生小震和蠕滑 (Wang and Bilek, 2011)，这一观点近年来得到了越来越多的俯冲带无震蠕滑、微震及慢地震事件等观测的支持 (Barkeer et al., 2018; Shaddock and Schwartz, 2019)。但遗憾的是，俯冲带弧前深部结构非常复杂，目前尚缺乏能够有效约束上覆板片裂隙网络范围及相关流体活动的直接地球物理观测。

位于新西兰北岛东海岸的 Hikurangi 陆缘，是西南太平洋板块向澳大利亚板块汇聚的俯冲带。Hikurangi 陆缘北段频繁发生浅部慢地震事件，且毗邻的太平洋海底分布着许多大型海山。特别是，前人地球物理观测已揭示出在该俯冲带弧前深部，正发生着海山俯冲 (图 1b 和图 2a; Arai et

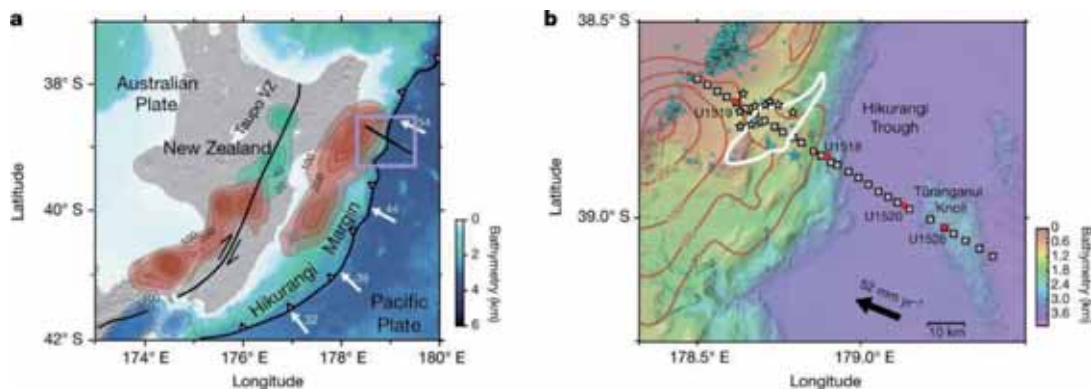


图 1 研究区及电磁探测剖面位置 (Chesley et al., 2021)。(a) 白色箭头及数字所示为太平洋板块的俯冲方向及速率，红色等值线为 2002-2014 年期间慢地震造成的累积滑移量，绿色等值线为 2006-2008 年期间慢地震相关的深部滑动累积滑移量，蓝色等值线为 2016 年 Kaikoura 地震 ($M_w=7.8$) 的震后余滑量；(b) 灰色方块为海底电磁测点位置，红色圆形为 IODP 钻孔位置，红色等值线为 2014 年 9-10 月期间慢地震累积滑移量，白线为地磁数据所推测的俯冲海山位置，淡蓝色方块所示为流体出口位置，白色五角星所示为与 2014 年慢滑移事件相关的重复地震位置，蓝色五角星所示为 1947 年 Poverty 海湾海啸地震的震中位置



al., 2020; Barker et al., 2018)。近期，美国哥伦比亚大学的 Chesley 及合作者基于横跨 Hikurangi 陆缘北段的海底电磁探测剖面（图 1），采用被动源 + 可控源电磁数据联合反演构建了研究区深部高分辨率电阻率图像（图 2a），并利用洋壳电阻率对孔隙度敏感的特性，进一步估算了沿剖面孔隙度（含水量）分布（图 2b）。通过剖面上未俯冲、已俯冲海山之间的电性结构特征对比，为揭示海山的俯冲效应提供了绝佳的研究思

路与可靠约束。相关成果于 2021 年 7 月 7 日发表于 *Nature* (Chesley et al., 2021)。

研究表明：

(1) 位于剖面东南段，尚未进入俯冲带的 Tūranganui 海山的结构特征为：深部存在一个显著的锥形高阻异常体 (R1p)，被解释为源于深部、已冷却的辉长岩侵入体，代表海山的核心；在侵入体上方，是由富含流体的火山碎屑、海洋沉积物等构成的低阻区 (C1p)，且该低阻区被顶部高

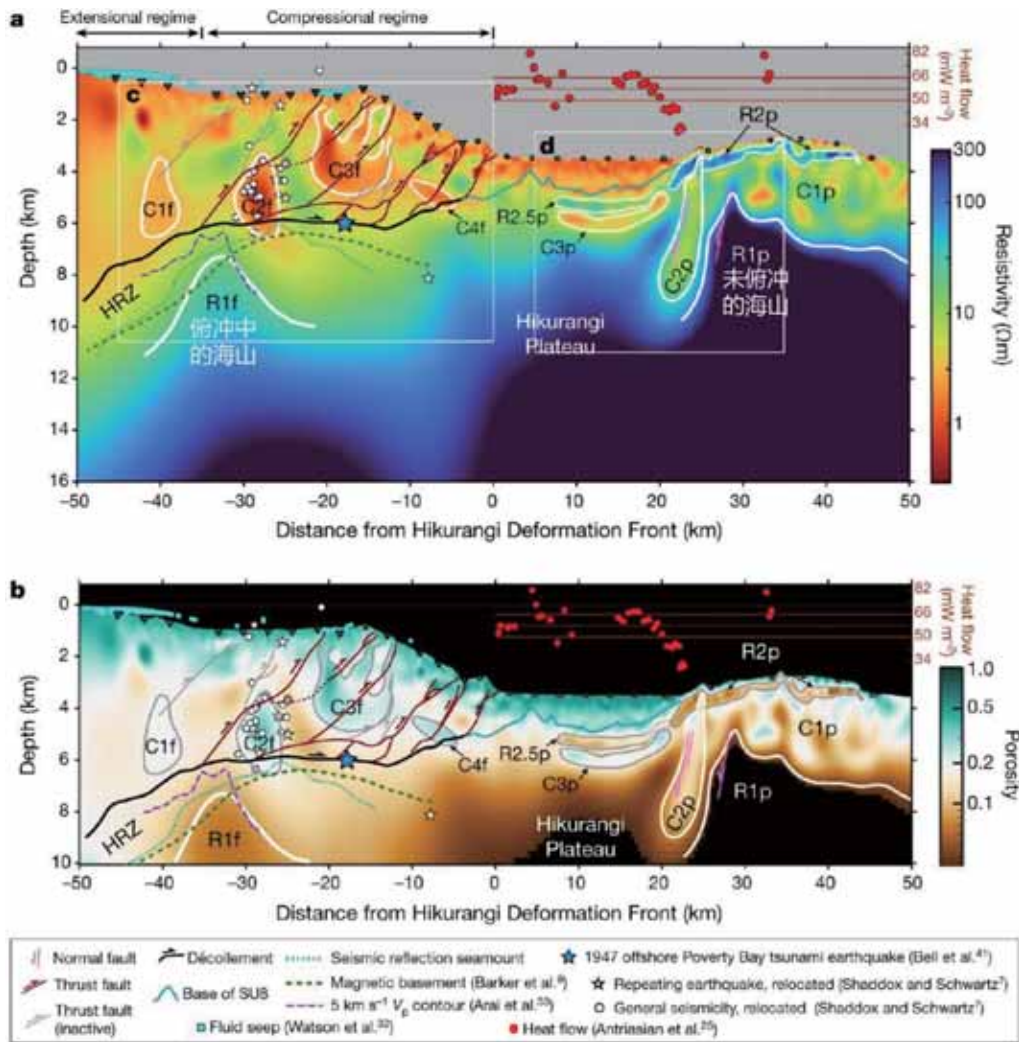


图 2 Hikurangi 陆缘北段电阻率 (a) 和孔隙度 (b) 结构 (Chesley et al., 2021)



阻玄武岩薄层 (R2p) 所覆盖。作者推测, 该致密、坚硬盖层 (R2p) 对海山的内部流体起到了封闭作用; 经估算, 由于富水区域 C1p 的存在, Tūranganui 海山的含水量大约是典型大洋地壳的 3~5 倍;

(2) 位于剖面西北段, 在距 Hikurangi 海沟约 33 公里处的弧前深部, 在高阻俯冲板片上方观测到一个高度约 3 公里的突起异常体 (R1f), 其形态特征与 Tūranganui 海山深部高阻体 (R1p) 类似, 且与地震及地磁观测推测的俯冲海山位置基本重合, 因此推测该异常体为俯冲中的海山。该异常体上部上覆板片内存在三组低阻异常区域 (C1f-C3f), 被解释为富含流体的断裂破损带。依据地磁观测结果, 作者推测在该俯

冲海山顶部, 应存在类似于 Tūranganui 海山顶部的玄武岩薄盖层 (R2p), 但受限于数据分辨能力该异常在本项研究中无法得到可靠辨识;

(3) 2014 年发生的重复地震和微震事件 (Shaddock and Schwartz, 2019) 与俯冲海山正上方低阻异常 (C2f) 位置吻合, 暗示这些慢震事件的产生与俯冲海山脱水及其对上覆板片的改造-破坏作用直接相关。为此, 作者提出一种俯冲海山周期性脱水机制 (见图 3) 来解释俯冲带弧前流体迁移和慢地震事件。

Chesley 等的发现不仅为海山俯冲和弧前慢地震事件之间的关联提供了直接地球物理观测证据, 而且意味着海山俯冲不

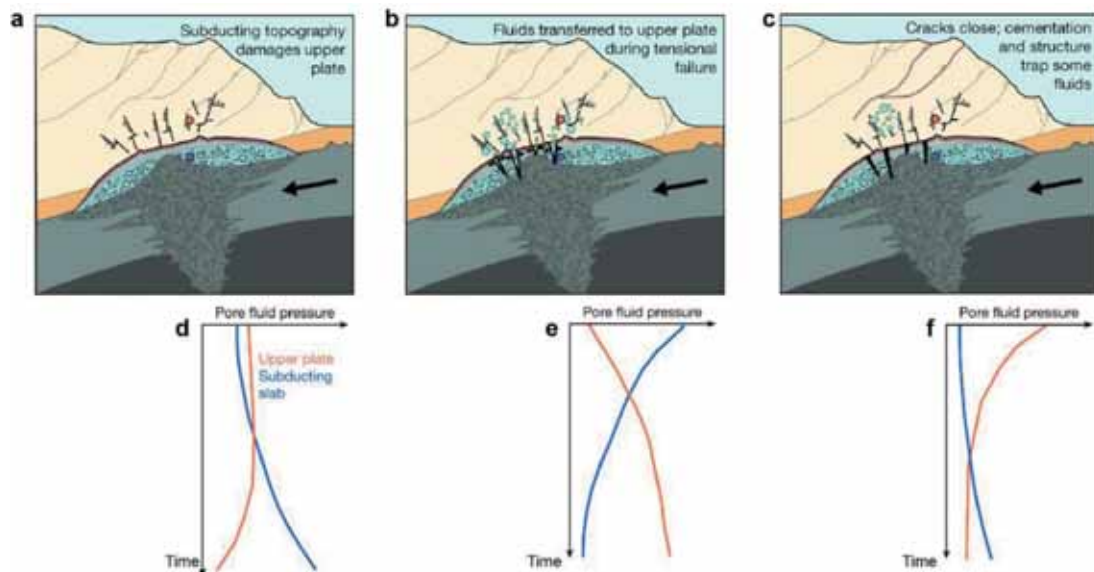


图 3 海山俯冲带弧前周期性流体迁移过程示意图 (Chesley et al., 2021)。(a) 俯冲海山将水带入俯冲带并造成上覆板片的破坏和改造, 在上覆板片中形成复杂的裂隙网络。与之对应, 海山内部孔隙流体压力随时间逐步增大, 上覆板片反之;(b) 俯冲过程中应力的持续积累造成海山 (尤其是顶部盖层) 变形和破裂, 海山内部流体通过脱水作用释放并进入上覆板片内已形成的裂隙网络。在慢地震发生前, 进入上覆板片的流体会造成孔隙压力提升, 引起水压致裂;(c) 在慢地震发生后, 大部分流体逃逸, 上覆板片孔隙流体压力降低, 仅有少量流体因阻挡和胶结作用而残留。随着静岩压力增大, 俯冲海山顶部盖层内的裂隙逐渐闭合, 海山内部的流体停止流出。随后海山内部压力开始积累升高, 进入新一轮流体迁移和慢地震周期;(d-f) 中蓝、红色实线分别对应 a-c 图中俯冲海山内部 (蓝色圆圈)、上覆板块 (红色圆圈) 所示部位的孔隙流体压力随时间的变化情况



仅可以对上覆板片造成显著的改造和破坏，还可以将大量的水输送至弧前和地幔深部。值得指出的是，海山具有不同的形成环境（如洋中脊、拆离断层、热点等），它们在

结构和组成方面存在显著差异，因此，本研究提出的海山俯冲效应的普适性，仍需进一步观测和检验。

主要参考文献

- Arai R, Kodaira S, Henrys S, et al. Three Dimensional P Wave Velocity Structure of the Northern Hikurangi Margin From the NZ3D Experiment: Evidence for Fault Bound Anisotropy[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125(12): e2020JB020433.
- Barker D H N, Henrys S, Caratori Tontini F, et al. Geophysical constraints on the relationship between seamount subduction, slow slip, and tremor at the north Hikurangi subduction zone, New Zealand[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(23): 12804-12813.
- Chesley C, Naif S, Key K, et al. Fluid-rich subducting topography generates anomalous forearc porosity[J]. *Nature*, 2021, 595(7866): 255-260. ([原文链接](#))
- Scholz C H, Small C. The effect of seamount subduction on seismic coupling[J]. *Geology*, 1997, 25(6): 487-490.
- Shaddock H R, Schwartz S Y. Subducted seamount diverts shallow slow slip to the forearc of the northern Hikurangi subduction zone, New Zealand[J]. *Geology*, 2019, 47(5): 415-418.
- Wang K, Bilek S L. Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes?[J]. *Geology*, 2011, 39(9): 819-822.

（撰稿：李鑫，陈赞 / 岩石圈室）



NG: 解读现代超高温 (UHT) 变质作用的形成机制

大陆地壳的形成与稳定化过程与机制，一直是地球科学的重大主题。麻粒岩 (granulite) 的形成意味着下地壳 (壳 - 幔边界 / Moho 面附近) 发生了部分熔融、熔体抽离以及高温 - 超高温变质作用 ($>700\text{ }^{\circ}\text{C}$)。由此造成的地壳分异过程使得大陆地壳趋于成熟和稳定。一般认为，高压麻粒岩的形成与碰撞造山作用有关。但是，对低压麻粒岩的形成机制一直存在争议，部分学者认为伸展构造背景可以形成大规模麻粒岩。

超高温 (UHT) 变质作用是指温度大于 $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、压力在 7–13 kbar 的麻粒岩相变质作用 (Harley, 1998)，一般形成于夕线石稳定域。对 UHT 麻粒岩形成机制的探讨更关注下地壳如何形成极端高温的环境。学术界通常采用变质岩石学的研究方法 (包括特征矿物组合及变质反应、热力学相平衡模拟、传统矿物温压计、金红石 Zr 含量温度计、锆石 Ti 含量温度计、石英 Ti 含量温度计等) 来重建 UHT 麻粒岩所经历的 P - T - t 轨迹，由此推演 UHT 变质作用发生的地球动力学背景。在研究过程中，一方面要克服变质矿物记录不完整的演化信息所带来的困难，另一方面要识别和剔除后期热扩散和构造热事件叠加的影响。因此，得到一个相对准确的 P - T - t 轨迹要经历几年的研究。尽管如此，由于沧海桑田的地球演化过程，根据变质 P - T - t 轨迹所推演的古老造山带的地球动力学过程难以得到现代

地球物理资料的检验。因此，对 UHT 麻粒岩的成因难免会有不同的解读。

Michael Brown 认为，UHT 变质作用可能形成于高地温梯度的弧后裂谷 (例如: Brown 2007)。中科院地质地球所前寒武纪地质学研究团队针对华北克拉通孔兹岩带 UHT 麻粒岩地体进行了长期系统的研究，确定了 UHT 麻粒岩经历了减压升温的进变质过程，并推演出碰撞造山所形成的挤压环境使得华北下地壳曾经处于高温高压的环境，随后的岩石圈伸展和软流圈上涌导致了 UHT 变质作用 (例如: Peng et al., 2011; Guo et al., 2012; Jiao et al., 2017, 2020a, b; Jiao and Guo, 2020; Jiao et al., 2021 online)。

郑永飞院士团队近年来发表了多篇文章 (例如: Zheng and Chen 2017; He et al. 2018; Zhang et al., 2020; Zheng 2021)，强调指出大洋俯冲带之上的弧后张裂 (backarc rift) 和古汇聚板块边缘的大陆张裂 (continental rift) 这两类伸展构造背景都易于形成高的地温梯度 ($>30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$)，结果引起巴肯 (Buchan) 式变质作用 (在夕线石稳定域)；而碰撞造山的挤压环境形成低的地温梯度 ($<20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$)，导致阿尔卑斯 (Alpine) 式到巴罗 (Barrovian) 式变质作用 (在蓝晶石稳定域)。因此，伸展的构造背景是否真的可以导致下地壳的 UHT 变质作用，是否可以形成大规模的麻粒岩地体，特别值得关注。



奥格兰德裂谷 (RGR) 位于美国西南部, 是目前正在活跃的大陆裂谷, 以每年 ~ 1 mm 的速度扩张 (图 1)。综合的地质资料显示, 该区在 60–40 Ma 经历了拉拉米构造挤压过程, 从约 35–20 Ma 和 10 Ma 到现代该区经历了幕式的伸展构造, 并发育火

山活动。根据丰富的地球物理资料, 前人发现该区极高的热流值 ($90\text{--}110 \text{ mWm}^{-2}$) 和 Moho 面温度 ($> 800^\circ\text{C}$), 推测该区存在岩石圈减薄 / 移除以及软流圈上涌。因此, RGR 是解读挤压构造之后伸展背景下能发育什么样式的变质作用的绝佳场所。

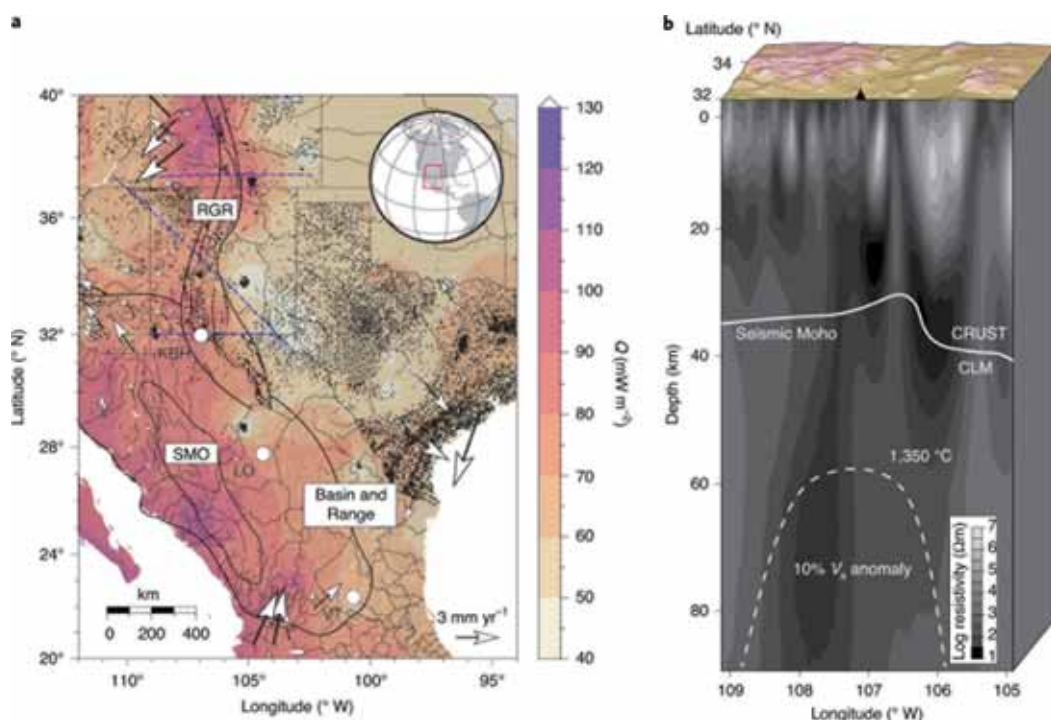


图 1 RGR 地质和地球物理学数据总结图和横切面 (Cipar et al., 2020) (a) 美国 and 墨西哥北部 RGR 系统的热流值分布。箭头代表了相对于稳定北美地区的 GPS 速度矢量; 蓝色虚线代表 (从北向南) 远震 CREST 和 LA RISTRA 实验以及一条电阻系数剖面; 黑点代表传统热流测量和油 - 气井底温度的测量位置; 黑线代表断层 (虚线) 和地理边界 (实线); 白点代表了含相同下地壳捕虏体的第四纪火山中心; Q_s : 表面热流值。 (b) KBH 附近垂直于裂谷的电阻率模型 (a 图中最南端的蓝色虚线) 显示 KBH 下部的莫霍面和存在 10% 剪切波 (V_s) 异常的深度。CLM: 大陆岩石圈地幔

近期, 美国宾夕法尼亚州立大学的博士生 Jacob H. Cipar 和 Andrew J. Smye 助理教授以及加州大学圣巴巴拉分校高级研究员 Andrew R.C. Kylander-Clark 合作, 在 *Nature Geoscience* 发表论文, 对 RGR 地区 Kilbourne Hole (KBH) 火山岩中的下地壳和地幔捕虏体开展同位素年代学和地球化

学以及热 - 动力学模拟研究。变泥质岩捕虏体的变质年龄为 ~ 30 Ma 至今。这些麻粒岩包体来自于地下 29–36 km 深处, 温压条件为 $870\text{--}960^\circ\text{C}$ 和 8–10 kbar; 地幔橄榄岩包体来自于地下 36–46 km 深处, 温压条件为 $970\text{--}1040^\circ\text{C}$ 和 10–13 kbar (图 2)。这些资料证实, 它们都来自于 RGR 地区的壳 -



幔边界。这与地热学数据显示该区下地壳底部 ~10 km 范围内正在经历麻粒岩变质作用、底部约 ~2 km 的范围正在经历 UHT 变质作用的结论一致。沿 RGR 裂谷轴分布有类似的下地壳麻粒岩捕虏体，由此作者推

测 RGR 和北墨西哥大部分地区下地壳底部正在经历麻粒岩相和 UHT 变质作用，其规模近似于地球上出露最大的 HT-UHT 地体（东南极地区）。

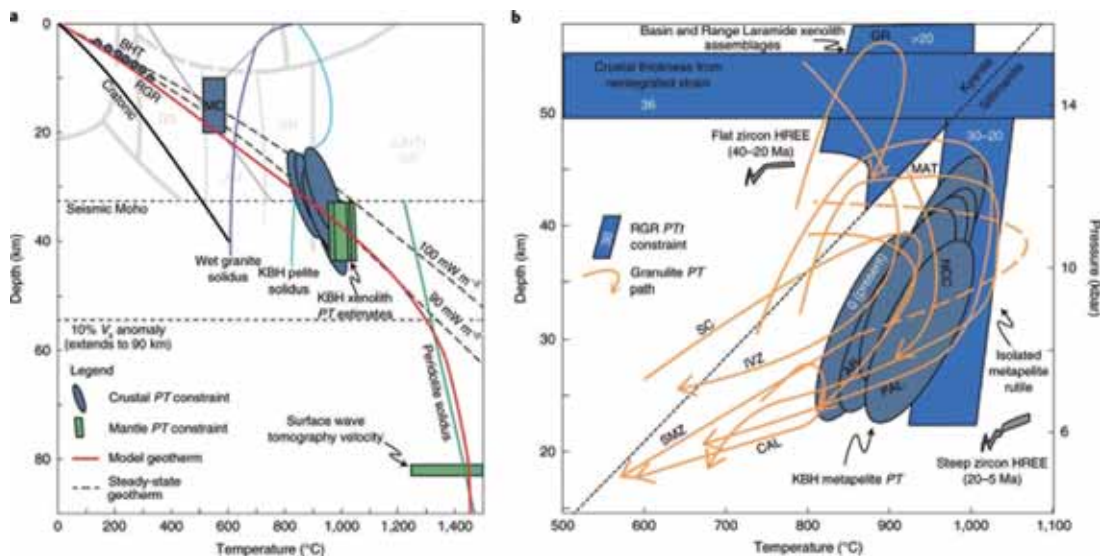


图 2 KBH 下部现今岩石圈地热以及与古老麻粒岩地体的比较 (Cipar et al., 2020) (a) 图中温度 - 深度数据来自变泥质岩温压计计算结果 (蓝色椭圆) 一定深度下磁铁矿居里温度 (MC ;蓝色矩形) 以及由近地表热流测量值所计算的地温梯度 (BHT ;蓝色圆圈);地幔深度和温度的估计 (绿色矩形) 来源于二辉石温度计和 KBH 下部地震学所限定的莫霍面以及表面波层析速度的温度反演 ;图中展示的还有干的橄榄岩固相线, 湿的花岗岩固相线, 变质相格子 和 铝硅酸盐矿物的相图 ;黑色虚线表示根据 KBH 附近地表热流值所计算出的稳态地热, 红色实线代表在 30Ma 与深度有关的减薄所计算的模式地热 (地壳和地幔减薄系数: 1.25 和 6);黑色线代表克拉通地热。(b)RGR 地区 $P-T-t$ 轨迹和出露出的麻粒岩地体 $P-T$ 轨迹 (橙色箭头) 的对比。浅蓝色多边形代表 RGR 地区 >20Ma 的 $P-T$ 状态 (白色数字代表箭头);暗色椭圆代表现今的 PT 状态。锆石 REE 数据显示 KBH 麻粒岩经历了石榴石从有到无的过程。

作者进一步开展了两种不同的伸展构造体制下的热力学模拟：第一种为岩石圈地幔的迅速拆沉以及随后软流圈地幔的逐渐上涌；第二种为地壳和岩石圈地幔逐渐伸展，但是地幔伸展的幅度远大于地壳 (图 3)。两种模拟的时间尺度都为 30Myr。结果显示，两种动力学过程都可以造成 RGR 下地壳底部现今的热结构。因此，挤压构造之后岩石圈地幔拆沉或者岩石圈伸展都可以导致下地壳岩石发生 UHT 变质作用，形

成减压升温的进变质 $P-T$ 轨迹。这与我们推演的华北孔兹岩带古元古代 UHT 变质作用的形成过程一致。

这篇文章的重要性在于：(1) 这是对全球第一个现代正在进行的 UHT 变质作用实例的报道，其中大陆张裂引起的伸展构造背景明确，因此具有重要的科学意义；(2) 该文将多学科的证据融合到一起，共同指示了现代正在进行的大陆张裂伸展构

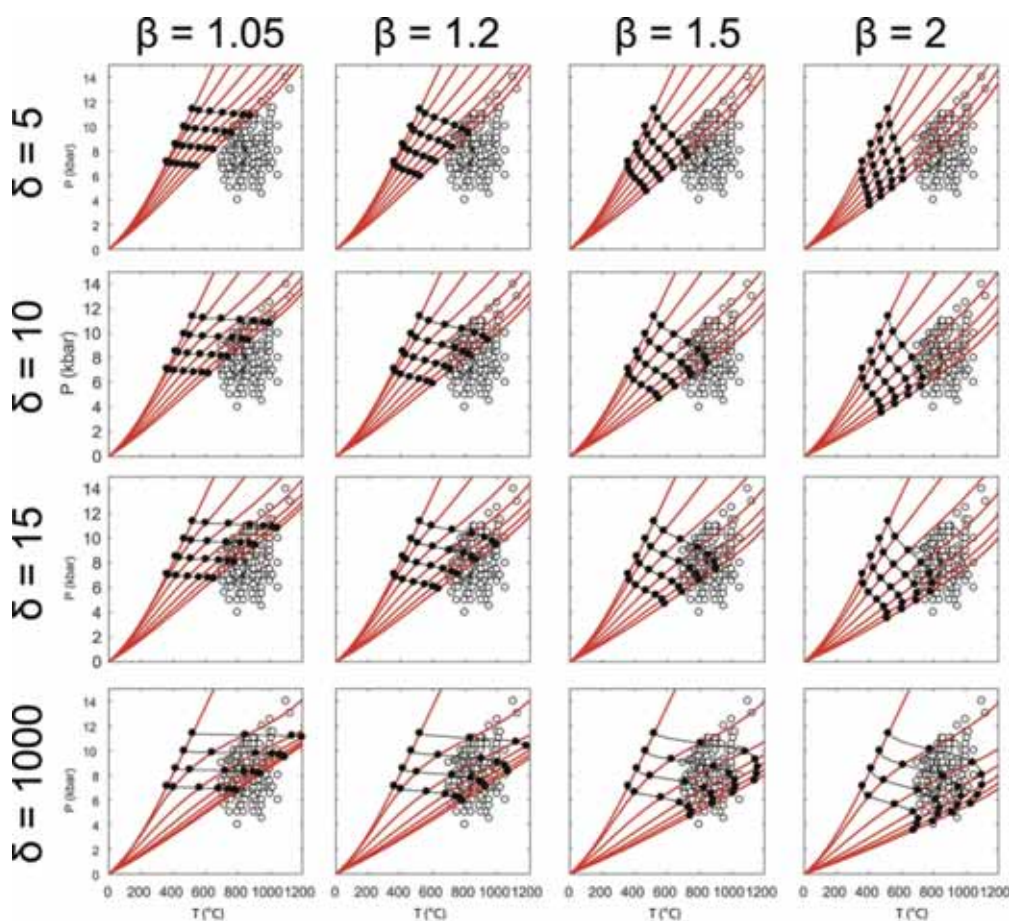


图3 热-动力学计算显示不同的岩石圈伸展过程中 (表示地幔减薄量, 表示地壳减薄量) 地温梯度的变化 (红色线) 以及相应的最初深度为 25、30、35、和 40 km 处岩石所经历的 $P-T$ 轨迹 (黑色点显示)。伸展的持续时间设定为 30 Myr, 每个地温梯度的间隔为 5 Myr。图中白色圈为搜集到的全球麻粒岩的温压条件 (Cipar et al., 2020)

造机制可以形成 UHT 变质作用, 并且成功地模拟出这类 UHT 变质作用发育的 $P-T$ 轨迹样式。这些突出进展, 对研究地质历史上 UHT 麻粒岩的形成过程有重要的参考价值。如果 UHT 变质岩是大陆张裂带岩石圈伸展构造作用的产物, 那么大陆地壳内部岩石学和化学分异是其成分变化的主要因素, 高温 (HT) -UHT 麻粒岩是壳内分异的深部残留体, 而花岗岩则是壳内分异的岩浆侵位产物。

众所周知, 在大陆碰撞造山带发现超高压 (UHP) 榴辉岩相变质岩, 证明大陆

地壳可以俯冲到岩石圈地幔深度, 已经导致二十世纪末板块构造的第一次革命。但是, 自 UHT 变质岩在二十世纪六十年代发现以来, 对其形成背景的认识一直处于争论之中。岩石圈俯冲引起挤压加热, 形成高压 (HP) -UHP 榴辉岩相变质岩; 与此相反, 岩石圈张裂引起伸展加热, 产生 HT-UHT 麻粒岩相变质岩 (Zheng, 2021)。Zheng and Zhao (2020) 认为, 这两种构造应力过程都是板块构造不同的表现形式, 只是在显生宙时期前者显著, 而在前寒武纪时期 (特别是太古宙和古元古代) 后者突



出。地球早期高热流环境更易于形成 UHT 麻粒岩，这个高热流背景可能与伸展构造过程相关。

不过，本文的不足之处是没有考虑伸展之前挤压构造作用对地壳热结构的影响及其对升温的贡献。作者也没有提到文中的变泥质岩捕虏体是否记录了类似模拟的减压升温过程。文中也没有讨论目前正在进行的太平洋板块洋脊俯冲是否可能带来

高的热流。

【致谢：该报道和评述得益于与郑永飞院士的交流讨论，郑永飞院士对本文进行了有益的修改、补充和提升；郭敬辉研究员、万博研究员和陈意研究员都对本文提出了宝贵的修改意见。Ross N Mitchell 研究员参与了本文的讨论，提出了有益的建议。对他们的诚恳帮助表示衷心的感谢。】

主要参考文献

- Brown M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change[J]. *International Geology Review*, 2007, 49(3): 193-234.
- Cipar J H, Garber J M, Kylander-Clark A R C, et al. Active crustal differentiation beneath the Rio Grande Rift[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(11): 758-763. (原文链接)
- Guo J H, Peng P, Chen Y, et al. UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93–1.92 Ga caused by gabbro intrusions: implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 2012, 222-223: 124-142.
- Harley S L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1998, 138(1): 81-107.
- He Q, Zhang S B, Zheng Y F. Evidence for regional metamorphism in a continental rift during the Rodinia breakup[J]. *Precambrian Research*, 2018, 314: 414-427.
- Jiao S, Fitzsimons I C W, Guo J. Paleoproterozoic UHT metamorphism in the Daqingshan Terrane, North China Craton: New constraints from phase equilibria modeling and SIMS U–Pb zircon dating[J]. *Precambrian Research*, 2017, 303: 208-227.
- Jiao S, Guo J. Paleoproterozoic UHT metamorphism with isobaric cooling (IBC) followed by decompression–heating in the Khondalite Belt (North China Craton): New evidence from two sapphirine formation processes[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2020, 38(4): 357-378.
- Jiao S, Fitzsimons I C W, Zi J W, et al. Texturally-controlled U–Th–Pb monazite geochronology reveals Paleoproterozoic UHT metamorphic evolution in the Khondalite Belt, North China Craton[J]. *Journal of Petrology*, 2020.
- Jiao S, Guo J, Evans N J, et al. The timing and duration of high-temperature to ultrahigh-temperature metamorphism constrained by zircon U–Pb–Hf and trace element signatures in the Khondalite Belt, North China Craton[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2020, 175(7): 1-23.
- Jiao S J, Evans N J, Guo J H, et al. Establishing the P–T path of UHT granulites by geochemically distinguishing peritectic from retrograde garnet[J]. *American Mineralogist*. 2021.



- Peng P, Guo J H, Windley B F, et al. Halaqin volcano-sedimentary succession in the central-northern margin of the North China Craton: products of Late Paleoproterozoic ridge subduction[J]. *Precambrian Research*, 2011, 187(1-2): 165-180.
- Zhang Q Q, Gao X Y, Chen R X, et al. Granulites record the tectonic evolution from collisional thickening to extensional thinning of the Tongbai orogen in central China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2020, 38(3): 265-295.
- Zheng Y F. Metamorphism in subduction zones // *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*. 2021:612-622.
- Zheng Y F, Chen R X. Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 145: 46-73.
- Zheng Y F, Zhao G. Two styles of plate tectonics in Earth' s history[J]. *Science Bulletin*, 2020, 65(4): 329-334.

(撰稿: 焦淑娟, 齐扬 / 岩石圈室)



NC: 地幔温度和板块厚度对板内火山活动的全球影响

地幔对流是地球内部的重要动力学过程，是板块构造、大陆形成和漂移、火山作用、地震和造山运动的根本原因 (Lowman, 2002)。地幔对流使得地球内部热能向外传播，化学物质不断循环，并在地球表面产生动力学地形。约束地幔的热 - 化学结构的时空变化将有助于提升对这些相互关联的现象的理解。然而这个具有巨大挑战性的课题需要整合多种学科的观测。

目前探测地幔热 - 化学结构的两种行之有效的的方法是火成岩地球化学和地震层析成像，两者都可以用来确定地幔温度和化学成分的变化。在火成岩地球化学方法中，对于给定的地幔源的组成，熔融深度和程度主要受软流圈温度和岩石圈厚度的控制 (McKenzie et al., 2005)。在适当的假设条件下，根据火山岩的位置、体积和组成成分可以分析上地幔顶部的热结构，然而火山岩的分布和组成受地幔成分、地幔流几何结构以及在上升过程中熔体与围岩之间的相互作用的显著影响。地震层析成像可获得整个地幔剪切波速度异常 (ΔV_s) 结构， ΔV_s 对温度非常敏感，可以对全球地幔温度变化提供关键约束 (Priestley et al., 2006)，但是 ΔV_s 也受到地幔组成和间隙熔体的影响。针对两种方法各自的不确定性，可以密切结合地球化学观测和地震层析成像模型，分析火成岩地球化学与上地幔结构之间的关系，将有助于了解地幔组成成分、

温度和熔融在地质时期的相互作用 (Dalton et al., 2014; Wiens et al., 2006)。

在 2014 年，Dalton et al. (2014) 将这种密切结合地球化学观测值和剪切波速度异常的方法应用在了岩石圈厚度可以忽略的洋中脊地区。通过分析洋脊剪切波速度、洋脊深度和 MORB 化学成分的变化在全球相关性，发现洋中脊深度以及 MORB 的主要化学元素组成主要受地幔温度变化的影响，洋脊深部最冷点位于海拔最低的地方，最热点位于洋脊海拔最高的地方 (冰岛)。

在最新的研究中，针对于更一般的情况，即在软流圈温度和岩石圈厚度均发生变化的板内火山区域，Ball et al. (2021) 通过汇编全球范围内新近纪 - 第四纪 >20000 个板内火山岩样本分布和化学组成的数据库，结合全球的上地幔地震波速度模型，建立火山岩的化学组成与地幔地震速度、岩石圈厚度、地幔温度异常之间的定量关系，揭示了软流圈热异常和岩石圈减薄对板内火山形成的主导作用及其对地表过程影响。研究成果发表于 *Nature Communication* 上。

作者首先研究了新近纪 - 第四纪板内火山作用的分布和火山岩岩石组成、 ΔV_s 和岩石圈厚度之间的关系，研究结果显示晚第三纪 - 第四纪板内火山作用集中在剪切波速度负异常和薄岩石圈区域 (<100 km) (图 1)；铁镁质火成岩中的 La/Sm 与 ΔV_s (深度为 150 ± 25 km) 呈正相关 (图 2)，火成岩的组成可反映软流圈的温度变化。另外

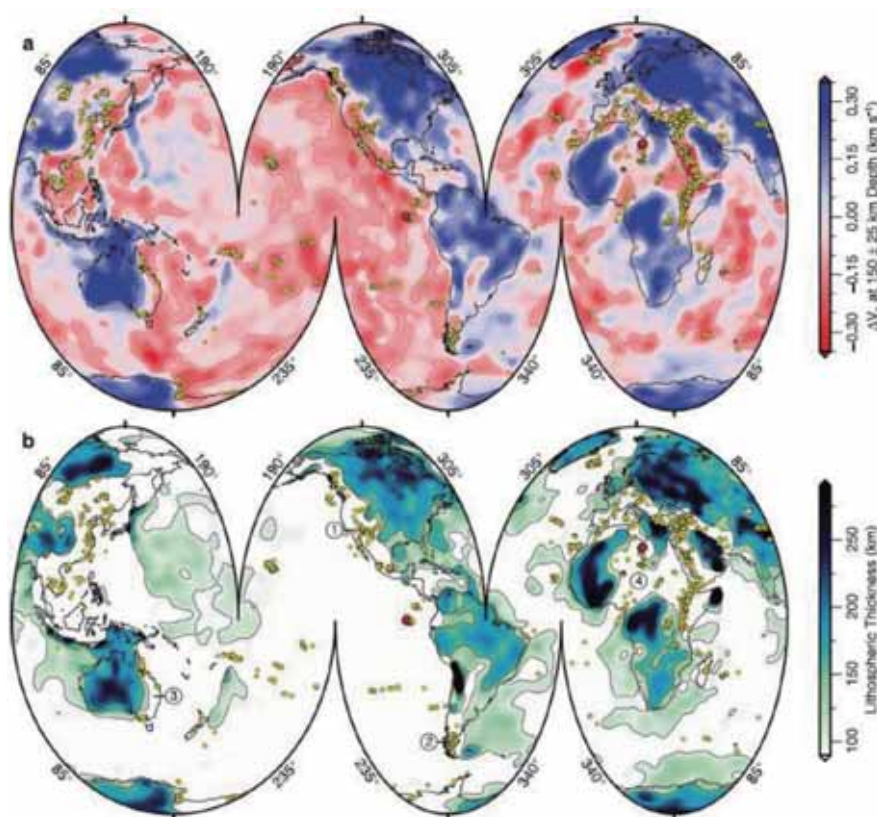


图 1 新近纪 - 第四纪板内火山分布。(a) 深度为 $150 \pm 25\text{km}$ 全球剪切波速度异常平均值 (ΔV_s) 层析成像结果来自 SL2013sv 模型。黄色圆圈 : 年龄 $< 10\text{ Ma}$ 且喷发距离 $< 400\text{ km}$ 的板内岩浆样品。(b) 利用 SL2013sv 层析模型的 1175 等温面交点计算岩石圈厚度的空间变化。分别标识北美洲西部、南美洲最南部、澳大利亚东部以及北非的高海拔的平缓倾斜的晚白垩纪 - 新生代海相地层出露 (Ball et al., 2021)

不相容元素的主成分分析以及与地幔温度、地球化学和地球物理指标的相关性分析进一步揭示了软流圈温度变化是熔体含量的主要影响, 岩石圈厚度变化主要影响熔融发生的深度范围。这些研究结果表明软流圈温度变化和岩石圈厚度变化有助于确定板内岩浆作用的空间分布。

作者还利用地球化学反演方法获得软流圈温度和岩石圈厚度, 惊喜地发现在全球范围内的反演结果与 SL2013sv 层析成像模 (Schaeffer et al., 2013) Vs-T 校准的软流圈温度和岩石圈厚度相匹配, 且软流圈温度较高的区域与岩石圈异常薄的区域一

致, 例如: La/Sm 和 ΔV_s 的最低值对应 在冰岛地幔柱, 而在 Eifel (EF) 和 Central Arabia (CA) 之间逐渐下降, 在 Afar (AF) 地区又再次增加 (图 3)。软流圈温度变化 ΔT_p 和地球化学与地震层析成像分别计算的岩石圈厚度都有相应一致的变化趋势 (图 3)。

最后, 作者将地球化学、地震层析成像研究结果与动力学地形的实际观测联系, 发现在多个板内火山活跃的地区 (北美洲西部、南美洲最南端、澳大利亚东部和北非) 海相地层在新近纪 - 第四纪都经历了显著的区域性隆升, 认为地表动力学地形的

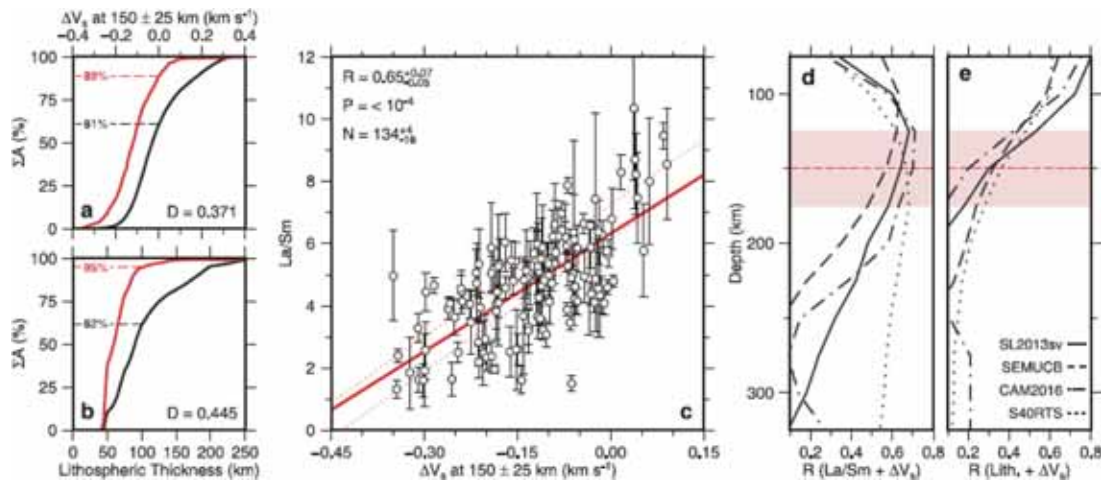


图 2 空间和地球化学相关性。(a) 在 150 ± 25 km 深处, 剪切波速度负异常累积面积的百分比。其中黑曲线: 全球的累积面积百分比, 红曲线: 火山样品分布区域中剪切波速度负异常的累积面积百分比。黑/红色虚线: $v_s < 0$ km/s 的全球表面和板内火山活动的百分比。(b) 薄岩石圈累积面积 a 百分比。黑色/红色曲线: 薄岩石圈在全球和板内火山样品分布区的累积面积百分比; 黑色/红色带数字的虚线: 全球或板内火山活动区中岩石圈厚度 < 100 公里的累计面积百分比;(c) La/Sm 与 v_s (150 ± 25 km) 的相关性;(d) 在不同深度 La/Sm 与 v_s 的相关系数的变化;(e) 在不同深度岩石圈厚度与 v_s 的相关系数的变化 (Ball et al., 2021)

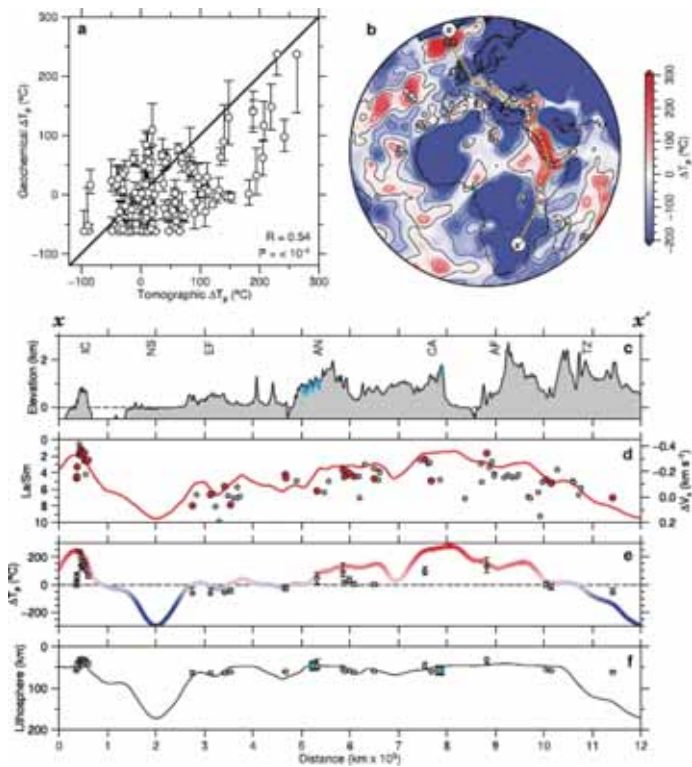


图 3 计算温度变化、岩石圈厚度变化和动力学地形之间的关系。(a) 分别由地球化学反演模型和 SL2013sv 地震层析成像模型计算的 T_p 的关系图;(b) 由 SL2013sv 层析模型计算的深度为 150 ± 25 km 时的 T_p 平均值的空间变化图;(c) 根据 (b) 中穿过冰岛(IC)、北海(NS)、埃菲尔(EF)、安纳托利亚(AN)、阿拉伯中部(CA)、阿法尔(AF)和坦桑尼亚(TZ)的横切面 x-x' 绘制海拔图, 蓝色多边形为隆升的新生代海洋地层, (d) (e) 和 (f) 都沿 x-x' 绘制;(d) 红色曲线: SL2013sv 层析成像模型计算的 150 ± 25 km 深处 v_s 的平均值, 白圈: 平均分布在距离剖面小于 200 km 的 1° 范围平均的 La/Sm 观测值, 红圈: 样本数 > 5 的 La/Sm 值;(e) 彩条: 根据 SL2013sv 层析模型计算出 150 ± 25 km 深度的 T_p 平均值。(f) 黑线: SL2013sv 层析模型计算的岩石圈厚度沿 x-x' 的变化, 带数条的圆圈: 地球化学模拟确定的岩石圈厚度 ± 1.5 倍的最小失配度, 蓝色方框: 基于岩石圈地幔减薄和上地幔热异常, 根据海相岩石的海拔估计的现今岩石圈厚度 (Ball et al., 2021)



产生可能是岩石圈厚度减薄与软流圈温度升高主导的。

结合以上的研究结果和分析, Ball et al.(2021) 对于板内火山岩的地球化学性质与地震层析成像模型之间的联系定量研究, 避免了活动边界上的各种复杂因素的影响, 建立起了新近纪至第四纪板内火山作用、软流圈温度正异常以及岩石圈厚度异常薄

的全球相关性, 进一步补充了全球洋中脊地区的相关研究成果 (Dalton et al., 2014)。研究成果还强调了软流圈温度变化与岩石圈厚度变化对动力学地形的时空演变有着深远的影响。由于板内火山作用贯穿整个岩石记录, 火成岩和地层学的联合分析将有助于进一步探索整个显生宙地幔对流和地表过程的演化历史。

主要参考文献

- Ball P, White N, MacLennan J, et al. Global influence of mantle temperature and plate thickness on intraplate volcanism[J]. *Nature communications*, 2021, 12(1): 1-13. ([原文链接](#))
- Dalton C A, Langmuir C H, Gale A. Geophysical and geochemical evidence for deep temperature variations beneath mid-ocean ridges[J]. *Science*, 2014, 344(6179): 80-83.
- Lowman J. Mantle Convection in the Earth and Planets[J]. *Geophysical Journal International*, 2002, 150: 827-827.
- McKenzie D, Jackson J, Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(3): 337-349.
- Priestley K, McKenzie D. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 244(1-2): 285-301.
- Schaeffer A, Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone[J]. *Geophysical Journal International*, 2013, 194(1): 417-449.
- Wiens D A, Kelley K A, Plank T. Mantle temperature variations beneath back-arc spreading centers inferred from seismology, petrology, and bathymetry[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 248(1-2): 30-42.

(撰稿: 李聃聃, 田小波 / 岩石圈室)



NC: 深源气体释放视角下的青藏高原东南部生长动力学过程

新生代以来，印度与亚洲大陆之间的汇聚、碰撞和俯冲过程造就了现今高耸辽阔的青藏高原，由此导致的海陆格局 (Ramstein et al., 1997)、大气环流 (An et al., 2001)、地貌水系 (Hilton and West, 2020)、深源气体释放 (Guo et al., 2021) 等地球深部 - 表层响应变化和圈层相互作用，对区域和全球气候环境变化产生了重要影响。青藏高原的生长过程包括地表隆升和侧向扩展，前人对此提出了地壳缩短 - 走滑逃逸、下地壳通道流、岩石圈拆沉以及地幔整体对流等多个高原生长模型，但这些模型在地表隆升和侧向扩展的驱动机制方面存在显著区别，其中争议的一个焦点问题是高原生长动力学过程发生的深度 (或尺度)。上述争议问题在青藏高原东南部的生长机制研究中表现得尤为突出，这一地区自印度 - 亚洲大陆碰撞以来经历了多阶段生长过程，目前主要有两种观点。一种观点认为，青藏高原通过地壳缩短实现地表隆升，而后沿大规模走滑断裂体系逐步向东南方向扩展，其中走滑逃逸过程可能发生在岩石圈地幔尺度上 (Tapponnier et al., 2001)；另一种观点则认为，青藏高原地表基本不变形，而是通过下地壳流动实现高原向东南方向的边界扩展，强调地壳尺度上的高原生长动力学过程 (Royden et al., 1997)。由此可见，厘清高原生长动力学过程发生的深度是区分上述模型的关键。综合运用地质、地球物理

以及数值模拟等多学科研究方法，能够为理解高原生长动力学过程提供重要的信息，但目前仍缺乏能够有效指示高原生长动力学过程发生深度的地球化学指标。

针对上述科学问题，来自天津大学地球系统科学学院、中国科学院地质与地球物理研究所、美国伍兹霍尔海洋研究所以及日本东京大学大气海洋研究所等国内外科研机构的研究团队，聚焦青藏高原东南部的活动断裂带和第四纪火山区 (图 1)，利用温泉气体的化学成分、He-C-N 同位素组成以及定量计算模型，有效区分并厘清了温泉气体中幔源和壳源气体的贡献比例及其空间变化特征，建立了印度 - 亚洲大陆汇聚背景下深源气体释放与区域应力分布之间的耦合关系。在此基础上，结合区域构造与岩浆活动历史，探讨了中 - 晚中新世 (13–10 Ma) 以来青藏高原东南部侧向扩展和局部地表隆升的可能机制。该研究近期在线发表于 *Nature Communications* (Zhang et al., 2021)，取得以下主要认识。

EHS，喜马拉雅东构造结；IACB，印度 - 亚洲汇聚边界；TC，腾冲地块；BS，保山地块；SM，思茅地块；CD，川滇地块；SETP，青藏高原东南部。黄色实心圆圈表示气体样品具有明确的幔源 He 贡献 (例如，>2% 亏损地幔 He)，黑色实心圆圈表示壳源 He 占绝对比例 (>99%) 的气体样品。灰色阴影区域表示样品空间分布及分组，依次如下：Three Rivers faults

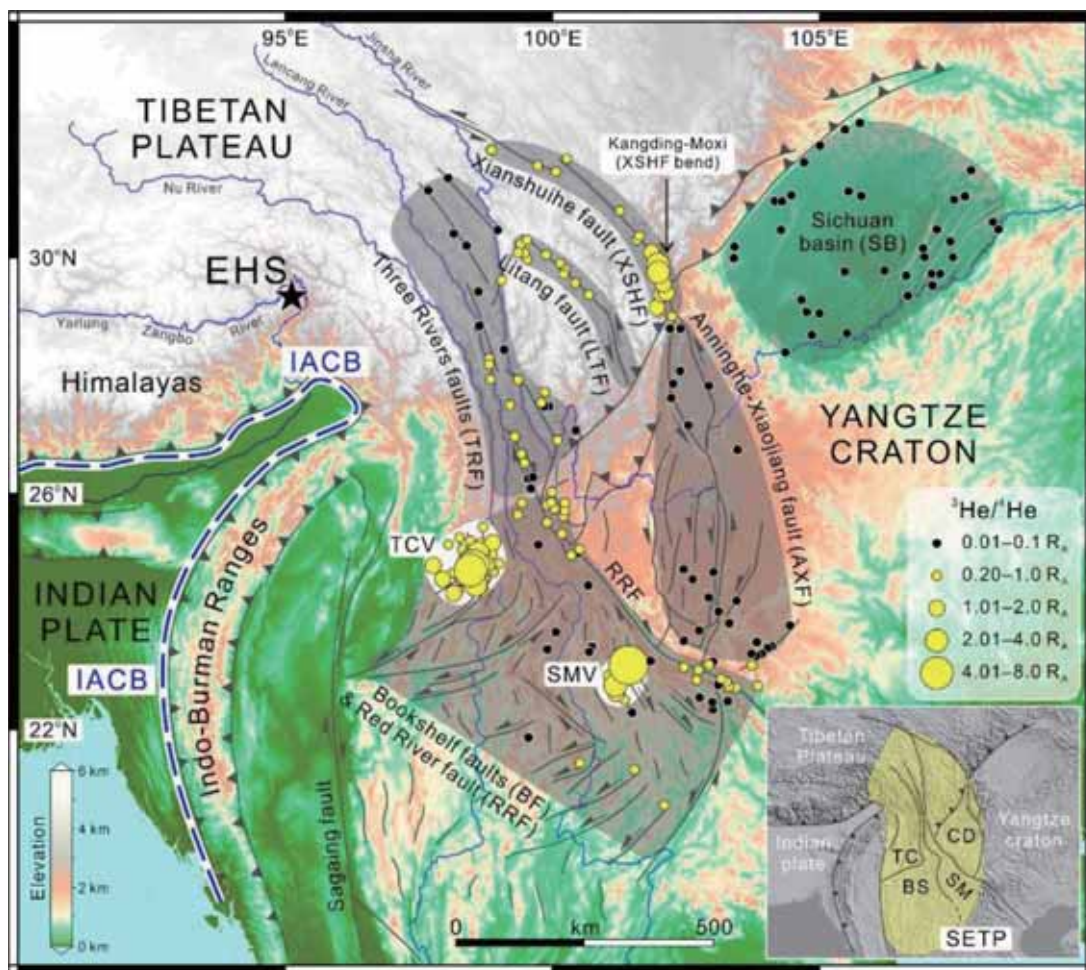


图 1 青藏高原东南部构造格局和深源 He 释放特征示意图 (Zhang et al., 2021)

(TRF), 三江断裂带; Litang fault (LTF), 理塘断裂; Xianshuihe fault (XSHF), 鲜水河断裂; Anninghe-Xiaojiang fault (AXF), 安宁河-小江断裂; Bookshelf faults (BF) & Red River fault (RRF), 书列式断裂带和红河断裂; Tengchong volcanoes (TCV), 腾冲火山; Simao volcanoes (SMV), 思茅火山; Sichuan basin (SB), 四川盆地。

1. 青藏高原东南部深源气体释放的空间变化特征

基于温泉气体的 He-CO₂-N₂ 元素和同

位素组成特征, 研究人员在腾冲地块和思茅地块的第四纪火山区以及青藏高原东南部的活动断裂带(鲜水河断裂、理塘断裂、三江断裂带和红河断裂; 图 1) 的温泉气体中识别出显著的幔源气体贡献。例如, 鲜水河断裂康定-磨西段的幔源 He 贡献比例达到 10%–47%, 理塘断裂、红河断裂和三江断裂带的温泉气体中也普遍存在 1%–13% 的幔源 He 贡献(图 2)。相比之下, 安宁河-小江断裂的温泉气体主要为地壳来源(壳源 He 比例超过 99%), 这与四川盆地的温泉和天然气样品一致。上述主要活



动断裂带的幔源气体释放特征表明，青藏高原东南部存在一个岩石圈尺度的走滑断裂体系。其中，He 同位素证据明确地指示部分活动断裂带的切割深度达到了岩石圈地幔，证实青藏高原东南部的侧向扩展过程发生在地幔尺度上。此外，在康定-磨西地区观察到的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值、高应变速率和贡嘎山快速剥露隆升表明，受鲜水河断裂带左旋走滑挤压作用控制的局部地表隆升也与地幔尺度上的动力学过程有关。

2. 印度 - 亚洲大陆汇聚背景下深源气体释放与区域应力分布的耦合关系

结合温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值分布与区域

应变速率场特征，研究人员建立了青藏高原东南部深源气体释放与区域应力分布的耦合关系。结果表明，沿印度大陆向亚洲大陆汇聚的方向（即，NE 方向），随着采样点与印度 - 亚洲汇聚边界（IACB；图 1）距离的增加，三江断裂带、理塘断裂和鲜水河断裂温泉采样点对应的气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和应变速率均逐渐增加（图 3）。也就是说，温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值与采样点对应的应变速率之间具有显著的正相关关系。这一观测结果与北美西部的盆岭省地区非常相似（Kennedy and van Soest, 1997），表明青藏高原东南部的边界断裂和内部断裂所

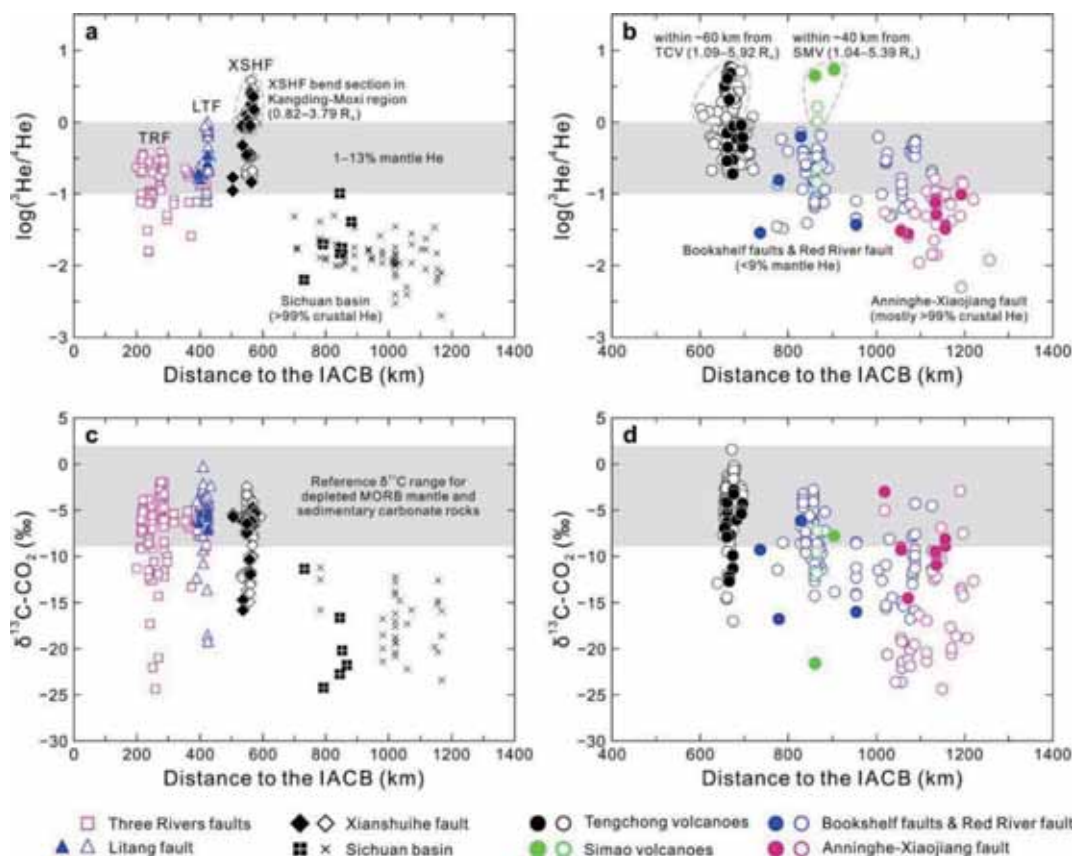


图 2 青藏高原东南部温泉气体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和 ^{13}C 值分布特征 (Zhang et al., 2021) (A) 和 (B) 展示了气体 $\log(^3\text{He}/^4\text{He})$ 值与采样点至 IACB 距离的投图结果；(C) 和 (D) 展示了气体 $^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 值与采样点至 IACB 距离的投图结果。样品分组及缩写参考图 1。

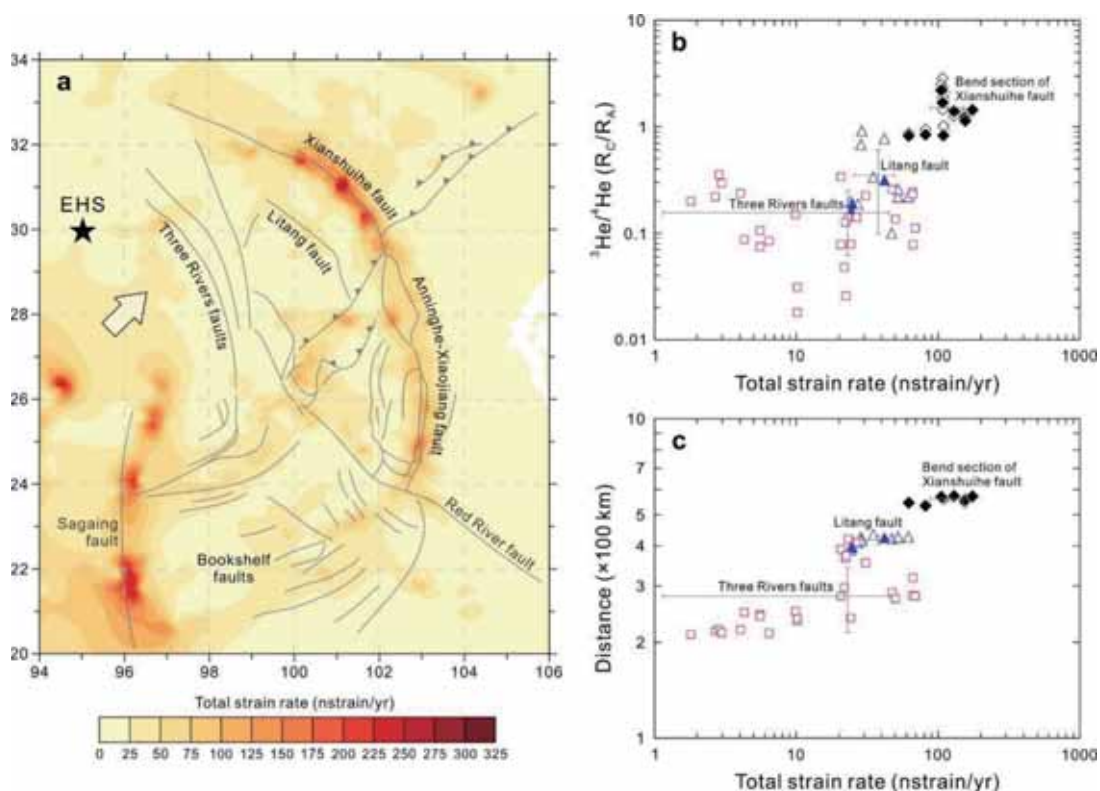


图3 温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和区域应变速率的空间关系 (Zhang et al., 2021) (A) 青藏高原东南部应变速率分布 ; (B) 温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与总体应变速率之间的关系 ; (C) 温泉采样点至 IACB 距离与总体应变速率之间的关系。样品分组及缩写参考图 1。

承载的构造应力存在明显差异。位于高原边界的鲜水河断裂具有较高且相对集中的剪切应力, 有利于断裂深切岩石圈、断裂带渗透性增强以及幔源 He 的快速释放 (即幔源 He 的地壳混染程度低), 因此在地表采集的温泉气体中能观察到较高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。相对来说, 位于高原内部的三江断裂带和理塘断裂所承载的构造应力较低, 温泉气体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值也相应较低。

3. 中 - 晚中新世以来青藏高原东南部的生长动力学过程

由于高原生长过程伴随着大规模构造运动和岩浆活动, 并且深源气体释放对深部动力学过程具有较高的响应灵敏性, 现

今观测到的气体地球化学异常对于理解高原生长动力学过程具有重要的指示意义。在厘清现今深源气体释放与高原生长动力学过程的基础上, 研究人员进一步结合区域构造与岩浆活动历史, 探讨了中 - 晚中新世以来青藏高原东南部生长的可能机制和动力学模型。在该模型中, 活动断裂带的启动时间 (约为 13–10 Ma) 代表目前正在进行中的高原生长阶段的起始时间; 在动力学机制上, 中 - 晚中新世印度 - 亚洲大陆汇聚方向的转变、印度俯冲板片后撤以及由此导致的区域应力调整, 可能触发并主导了 13–10 Ma 以来青藏高原东南部的侧向扩展和局部隆升, 相关的地幔尺度动力学过程对高原生长起到了重要作用。



Zhang et al. (2021) 总体认为, 中 - 晚中新世以来青藏高原东南部的侧向扩展和局部地表隆升与一系列地幔动力学过程密切相关。一方面, 13–10 Ma 以来印度俯冲板片后撤为青藏高原东南部区域应力调整提供了动力触发机制, 导致云南和缅甸地区发生近 EW 向岩石圈伸展, 为腾冲地块、思茅地块以及缅甸火山弧 (Zhang et al., 2020) 的晚新生代火山活动创造了有利条件, 这也与该地区晚新生代时期经历的主要活动断裂运动学性质反转相一致 (Wang et al., 2016)。另一方面, 上述区域应力调整导致青藏高原东南部走滑断裂体系在中 - 晚中新世启动或再活化, 断裂体系总体上围绕喜马拉雅东构造结顺时针展布, 并在空

间上表现出构造应力分布的不均一性, 促进了主要走滑断裂向岩石圈地幔深切和断裂带渗透性增加。现今观测到的温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值分布与区域应力分布的耦合关系, 可能反映了 13–10 Ma 以来印度 - 亚洲大陆汇聚背景下青藏高原东南部生长动力学过程的总体特征。

该研究首次建立了深源气体释放与高原生长动力学过程之间的内在联系, 证实了深源气体同位素组成 (特别是 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值) 是约束高原生长动力学过程及其发生深度的有效地球化学定量指标, 为构建高原生长动力学模型提供了新的研究视角和参考资料。

主要参考文献

- An Z, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times[J]. *Nature*, 2001, 411: 62–66.
- Guo Z, Wilson M, Dingwell D B, et al. India-Asia collision as a driver of atmospheric CO₂ in the Cenozoic[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 3891.
- Hilton R G, West A J. Mountains, erosion and the carbon cycle[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1: 284–299.
- Kennedy B M, van Soest M C. Flow of mantle fluids through the ductile lower crust: Helium isotope trends[J]. *Science*, 2007, 318: 1433–1436.
- Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years[J]. *Nature*, 1997, 386: 788–795.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet[J]. *Science*, 1997, 276: 788–790.
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. *Science*, 2001, 294: 1671–1677.
- Wang Y, Zhang B, Schoenbohm L M, et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the Ailao Shan–Red River fault (SE Tibet): Implications for kinematic change during plateau growth[J]. *Tectonics*, 2016, 35: 1969–1988.
- Zhang L Y, Fan W M, Ding L, et al. Quaternary Volcanism in Myanmar: A Record of Indian Slab Tearing

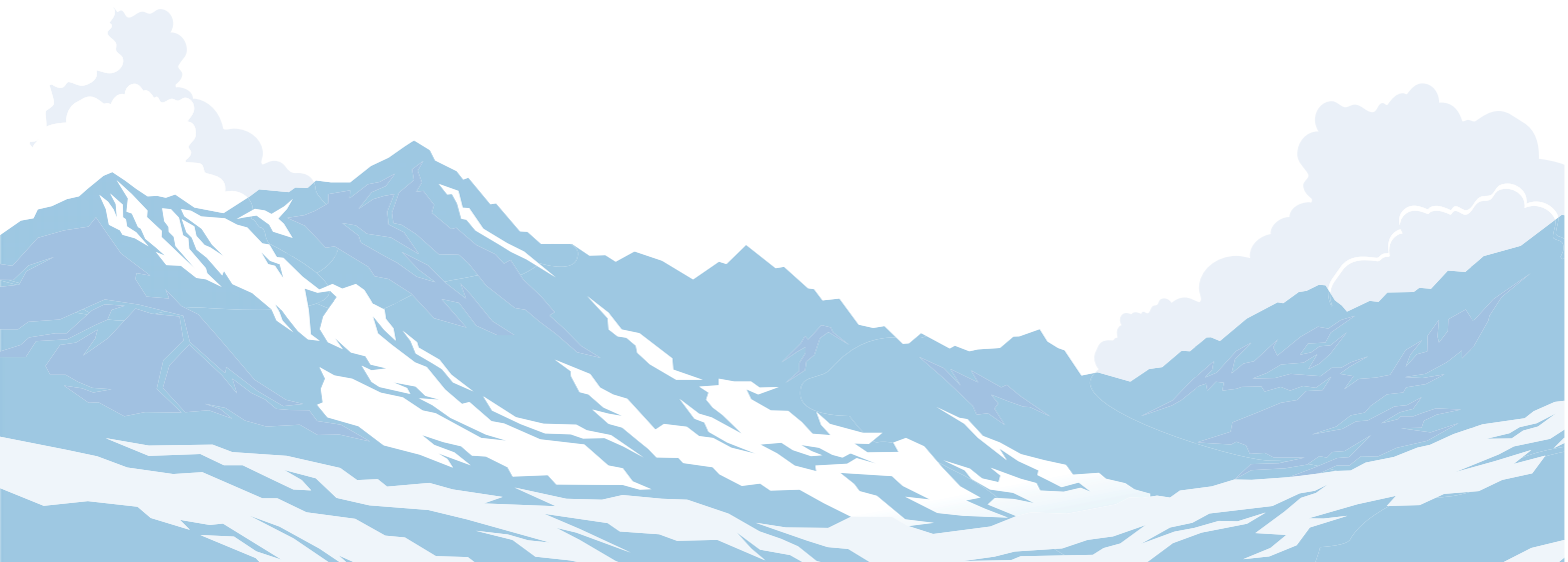
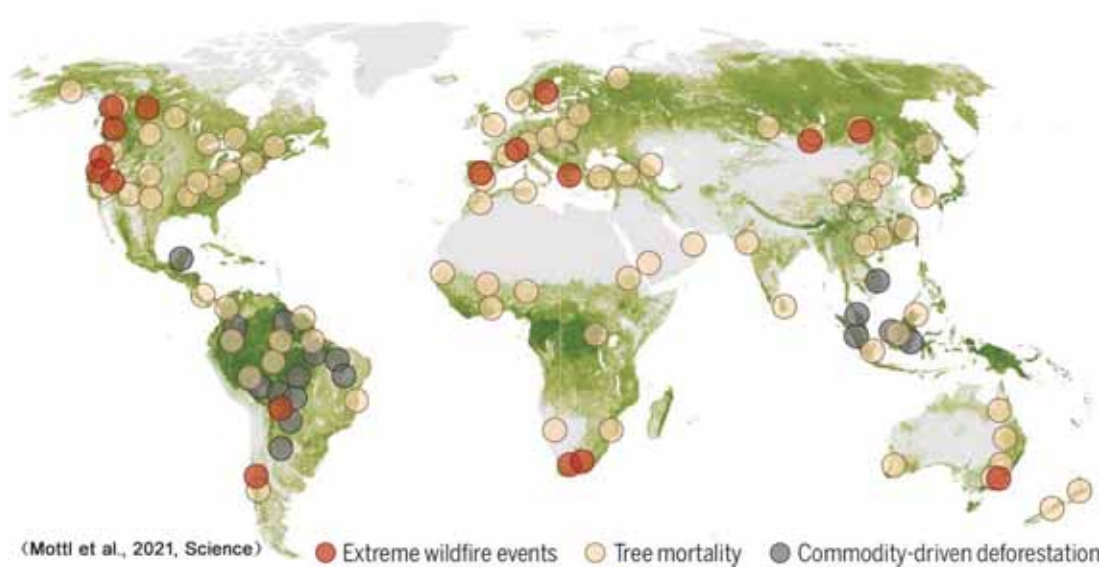


in a Transition Zone From Oceanic to Continental Subduction[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2020, 21: e2020GC009091.

Zhang M, Guo Z, Xu S, et al. Linking deeply-sourced volatile emissions to plateau growth dynamics in southeastern Tibetan Plateau[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 4157. ([原文链接](#))

(撰稿：郭正府 / 新生代室)

3. 环境演变





Science: 过去气候预示着我们的未来

工业革命以来，人类向大气中排放大量的温室气体，已改变了地球的气候，并推动它走向一个前所未有的温暖状态。尽管这种增温状态在地球历史上找不到完全相同的相似型，但过去的气候——“古气候 (paleoclimates)”为理解全球变暖提供了重要的科学依据。“研究过去是为了预测将来”，越来越多的科学家试图从古气候变化规律中寻找未来全球变化的趋势。

在漫长的地质历史时期，地球经历了多次大幅度的气候变化，如白垩纪中期高温期和晚更新世末次冰盛期等（图1），这

些气候变化为未来气候演变的模拟和预测提供了参考信息。过去的气候状态与今天截然不同，但提供了丰富的证据。过去的气候状态可以揭示出大气 CO₂ 浓度在一定的范围内（400-2000 ppm）变化时地球气候系统是如何运行的（图1）。

最近，美国亚利桑那大学 Jessica Tierney 和合作者在 *Science* 上刊登综述性论文，系统地总结和评价了古气候研究在科学应对未来气候变化的重要作用，强调了它对现代气候模拟研究和未来气候变化预测的重要性。该论文从以下几个方面评述了古气候研究能够有效评估、修正和完善

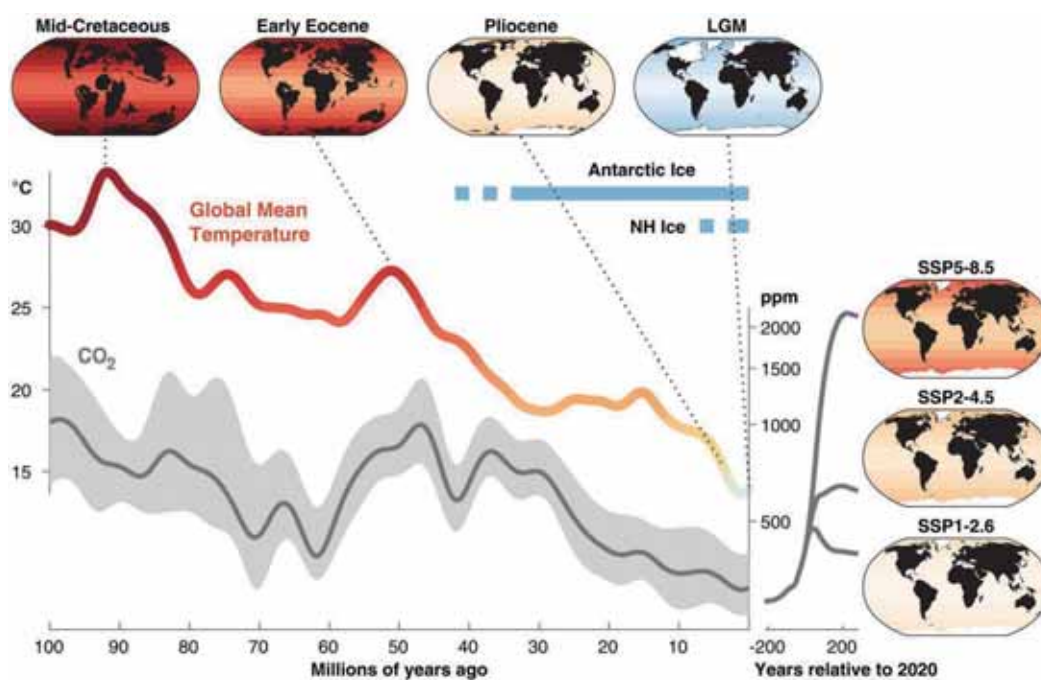


图1 距今1亿年以来的气候演化历史和未来200年不同情景预测情况 (Tierney et al.,2020)



现有气候模式，减少气候模拟研究的不确定性和认识未来气候变化等方面的价值。

1. 古气候对气候敏感度的约束

平衡气候敏感度 (Equilibrium climate sensitivity, ECS) 已经被广泛采用，并被作为地球气候系统对辐射强迫响应的简单度量标准。其定义为大气 CO₂ 加倍增长后，地球系统反馈过程 (水汽、云、雪) 从年到几十年内达到平衡后，导致的全球近地表空气温度的变化幅度。由于 ECS 的高低对环境、经济社会影响非常重要 (Hope et al., 2015)，因此减小 ECS 估算误差一直是学术界优先考虑的主题之一。一些新观点认为，ECS 变化与气候背景有关，并随其变化——具体来说，在较暖的气候状态下，ECS 会增加 (Meraner et al., 2013)。研究地质历史时期的温暖气候可以为 ECS 值的波动范围提供参照。

2. 冰冻圈稳定性的古气候视角

对未来海平面上升的预测尚有很大的不确定性，主要原因是对冰盖稳定性和临界状态缺乏足够的认识 (Bamber et al., 2019)。古气候记录可以为理解过去冰盖变化与海平面上升之间的关系、冰冻圈对气候变暖的敏感性提供证据，从而降低预测的不确定性。在过去的几年里，古气候学界在地质证据和气候建模方面取得了重要进步，在冰盖大小、形状和范围的代用指标的产生和解释方面取得进展 (Wise et al., 2017; Rovere et al., 2016; Gulick et al., 2017)，将有助于增加我们对温暖气候状态下冰冻圈动力学的理解。

3. 古气候揭示的区域和季节性气候变化信息

未来气候变暖将改变降雨和温度的空间模态和季节性变化模式，给人类社会带来巨大的影响 (Wilby, 2007)。陆地表面的区域性变化 (积雪减少、冻土融化、绿化、荒漠化) 可能进一步触发生物地球化学循环的反馈作用，从而减弱或放大太阳辐射强迫效应，进而影响气候变化 (Arneeth et al., 2010)。当前，气候模型在区域降雨未来变化的趋势和幅度上还存在重大分歧 (Knutti and Sedláček, 2013)。改进对区域气候变化的预测能力，需将气候系统的内部变化 (例如，年际 - 百年振荡) 与外部强迫 (例如，温室气体或气溶胶) 的作用有效分开。在这方面，古气候研究提供的区域和季节性气候变化信息至关重要，因为它们记录了长期、连续的气候变化历史，极大延长了现代气候的器测记录 (Deser et al., 2012)。

4. 气候突变

气候突变是古气候学最重要的发现之一，即地球气候在相对短暂的时间内出现异常变化，严重偏离了平均气候状态。其特征是温度、降水模式和海洋环流的发生显著改变，并在地质记录中留下明显的气候环境印迹，比如白垩纪中期海洋缺氧事件中无处不在的黑色页岩 (Jenkyns, 2010)。研究者认为，气候突变记录了地球一度进入异常状态，并恢复至正常状态的信息，具有重要研究意义。此外，发生在大约 56 Ma 前后，由迅速的温室气体释放所引发的古新世 - 始新世极热事件 (PETM) 就是古气候记录中最显著的气候突变之一，可为理解人类排放温室气体所引起的全球变暖提供重要参考。

5. 架起古气候数据与模型之间的桥梁

气候模型提供了对地球系统温度、风



速和降水等直接的模拟结果。但是古气候信息是间接的，主要是通过对气候变化有响应的物理参数（如：磁化率和粒度）、化学参数（如：元素）和/或生物化石（如：有孔虫、孢粉）等代用指标来重建过去气候变化。然而，气候环境代用指标并不是完美的气候记录，有固有的不确定性。尽管可通过转换函数等方法，将古气候定量重建结果与模拟结果进行直接比较，但如果不考虑这些方法的不确定性，就可能导致错误的解释。这种在模型结果和代用指标之间产生的“语言障碍”，造成利用古气候代用指标指示过去气候变化和评估气候模型具有一定的局限性。因此，如何将古

气候数据和气候模拟结果有效结合就显得至关重要（图2）。论文作者提出了解决这一问题的三个关键的步骤：(i) 选择合适的与指标记录相关的化学示踪方法；(ii) 明确代用指标的气候环境意义；以及 (iii) 整合古气候记录与模型数据的分析方法。

古全球变化研究表明，远在人类工业活动之前，全球气候就不断发生变化。地球历史上气候变化的主要驱动力是自然因素。相对于地球长期的气候演化，工业化以来全球气候的变化是微小的，是漫长地球演化过程中众多气候波动的一小段。未来随着人类排放温室气体逐渐增加，预估地球气候未来变化趋势仍存在着诸多不确

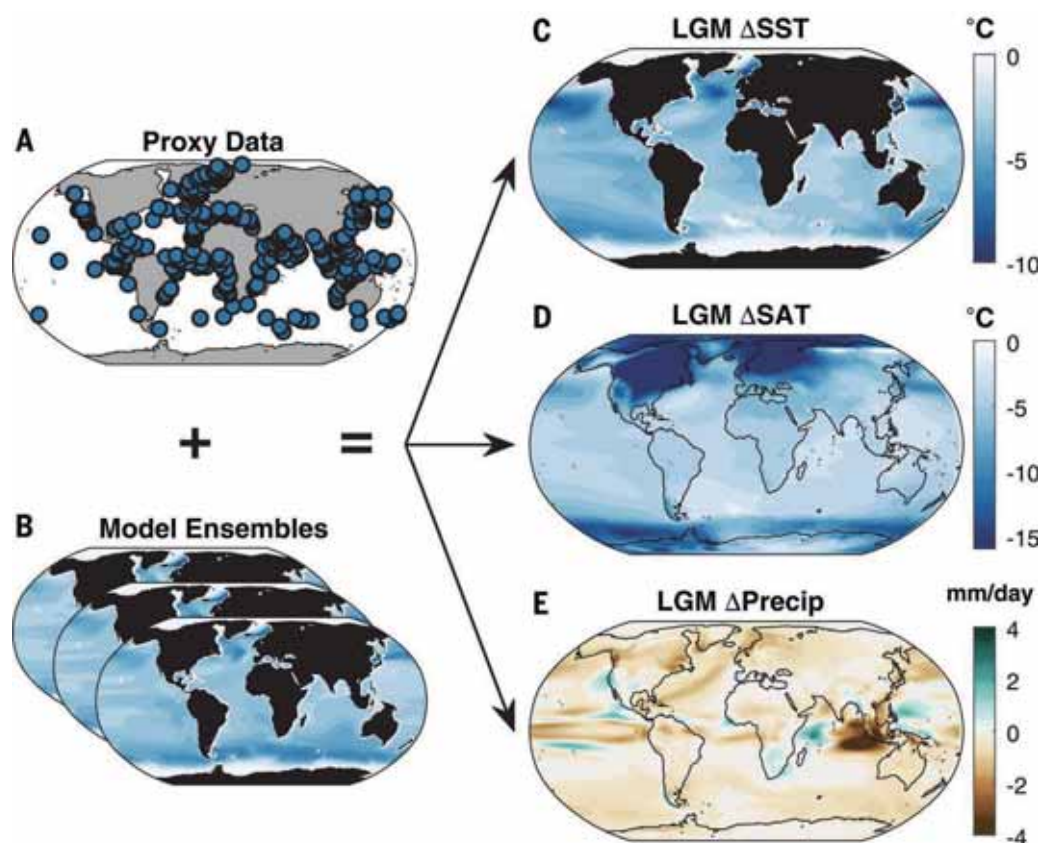


图2 基于古气候指标优化后的末次冰盛期海表面温度、地面温度和降雨情况。图中 Δ SST为末次冰盛期(LGM)与晚全新世海表面温度的差值， Δ SAT为地表温度的差值， Δ Precip为年平均降水量的差值(Tierney et al., 2020)



定，古气候研究是我们理解未来气候变化的重要基础之一，也是有限的器测气候数据之外，检验气候模型预测结果的唯一途径。古气候学的未来是将地质证据与气候模型研究相结合，以便更准确地评估和预

测人类活动对气候变化的影响。

【致谢：感谢新生代室郝青振研究员、吴海斌研究员对本文的修改和建议。】

主要参考文献

- Arneeth A, Harrison S P, Zaehle S, et al. Terrestrial biogeochemical feedbacks in the climate system[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(8): 525-532.
- Bamber J L, Oppenheimer M, Kopp R E, et al. Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2019, 116(23): 11195-11200.
- Deser C, Phillips A, Bourdette V, et al. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability[J]. *Climate dynamics*, 2012, 38(3-4): 527-546.
- Gulick S P S, Shevenell A E, Montelli A, et al. Initiation and long-term instability of the East Antarctic Ice Sheet[J]. *Nature*, 2017, 552(7684): 225-229.
- Hope C. The \$10 trillion value of better information about the transient climate response[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2015, 373(2054): 20140429.
- Jenkyns H C. Geochemistry of oceanic anoxic events[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(3).
- Knutti R, Sedláček J. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(4): 369-373.
- Meraner K, Mauritsen T, Voigt A. Robust increase in equilibrium climate sensitivity under global warming[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(22): 5944-5948.
- Rovere A, Raymo M E, Vacchi M, et al. The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world[J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 159: 404-427.
- Tierney J, Poulsen C, Montañez I et al. Past climates inform our future[J]. *Science*, 2020, 30(6517). (原文链接)
- Wilby R L. A review of climate change impacts on the built environment[J]. *Built Environment*, 2007, 33(1): 31-45.
- Wise M G, Dowdeswell J A, Jakobsson M, et al. Evidence of marine ice-cliff instability in Pine Island Bay from iceberg-keel plough marks[J]. *Nature*, 2017, 550(7677): 506-510.

(撰稿：陆浩 / 新生代室)



NG: 地球富氧大气的未来寿命

科学家利用下一代空间和地面的望远镜寻找宜居地外星球，对发现具有可能生命特征的光谱寄予厚望 (NASEM, 2019)。无疑， O_2 和它光化学产物 O_3 仍是遥感生命探测的首选。现在，地球生物圈的光合作用每年向海洋 - 大气系统提供大约 9×10^{15} mol O_2 ，使 O_2 占大气体积的 $\sim 20\%$ (Houghton et al., 2002)。但是，产氧光养生物本身的存在可能不足以维持一个强氧化的大气。已有的研究表明，地球大部分时期大气 O_2 的丰度都远低于现代，只是在陆上植物出现后才达到现在的水平 (Lenton et al., 2016)，陆生植物的出现、进化加速了生命必需的元素（最重要是 P）的表生地球化学循环 (Lenton et al., 2012)。

Ozaki and Reinhard (2021) 采用生物地球化学和气候相结合的模型（结构如图 1 所示）估计地球上氧化大气还可使用的年限。在示踪外生的大气 - 海洋 - 地壳系统中耦合的 C、O、P 和 S 循环的 COPSE 模型 (Lenton et al., 2016) 基础上，加入甲烷 (CH_4) 的全球生物地球化学循环，包括一系列关键的生物代谢过程，采用参数量化的 O_2 - O_3 - CH_4 系统内作用，包括大气光化学作用和 CH_4 热辐射对全球的能量平衡的影响。此外，他们还明确地评估了地壳与地幔之间的氧化还原交换，为从地质时间尺度综合评价行星演化和其对外层大气 O_2 水平控制成为可能。

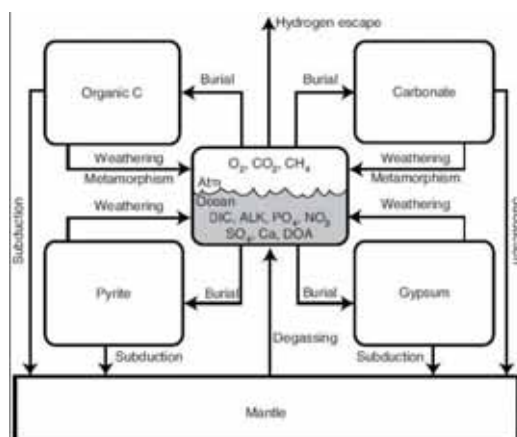


图 1 模型结构示意图 (Ozaki and Reinhard, 2021)。示意储库 (方框) 之间 C、S、O 和 P 的转移通量，涉及海洋生物地球化学和地壳 - 海洋 - 大气系统与地幔之间长期的迁移和交换。Atm, 大气; DIC, 溶解的无机碳; ALK, 碱度; DOA, 缺氧程度

Ozaki 和 Reinhard 采用了概率的随机抽样方法，对主要地球物理边界条件的参数随机抽取各种可能的值，包括去气速率和侵蚀条件的变化（周期和幅度），并设 600 Myr 年前起始（即 $t=0$ ）。反复取值，时间不断增加，直到今天 ($n \sim 400\,000$)。对模型做二次抽样运行 ($n=4787$)，得到大致重现的现代大气组成、全球平均表面温度 ($286\text{ K} < T_s < 290\text{ K}$) 和海水硫酸盐 (SO_4^{2-}) 含量 ($10\text{ mM} < SO_4^{2-} < 40\text{ mM}$)，采用现代大气 O_2 ($20\% < fO_2 < 22\%$) 和 CO_2 ($150\text{ ppmv} < fCO_2 < 450\text{ ppmv}$) 的混合比。通过二次抽样模拟，将时间推向未来去估计地球上氧化的大气将来可使用的年限。



1. 太阳更亮促进大气去氧

COPSE 模型已经被广泛地应用, 并受到最近 ~500 Myr 地球记录的检验和验证 (Lenton et al., 2016)。采用缺省, 即默认初始值运行模式程序, 获得地球上大气 O_2 含量长期未来演化大体是下降的 (图 2a)。虽然所获得的轨迹在数量级和时间上都存在一定程度的不确定性, 但预测大气 O_2 含量的下降是明显的, 未来氧化大气的可使用期限将少于 1.5 Gyr, 即 15 亿年。若假定可使用的大气 O_2 阈值是现在大气水平 (PAL) 的 1%, 则 $\tau_{1\% \text{ PAL}} = 1.08 \pm 0.14 \text{ Gyr}$ (1σ),

即大约 10.8 亿年; 阈值提高到 10% PAL, 则 $\tau_{10\% \text{ PAL}} = 1.05 \pm 0.16 \text{ Gyr}$ (1σ), 仅大约 10.5 亿年。有趣的是模式预测的大气失氧是在极短的时间段发生。

造成地球未来大气 O_2 长期减少最明显的因素是太阳变亮, 这造成陆地上光合生物圈中大气 CO_2 “饥饿”和地表温度升高 (图 2c)。假定太阳光度恒定, 运行模式确实没有长期的 O_2 下降趋势 (图 2a)。未来太阳变亮和地幔变冷, 驱使地球上大气中 CO_2 减少是无可争议的, 因此所预测大气 O_2 轨迹的一级特征是可靠的。

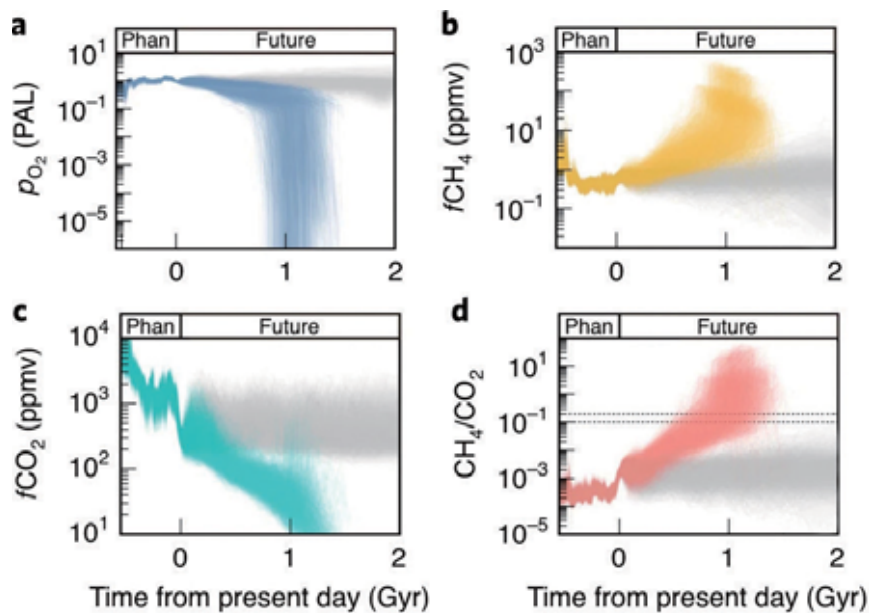


图 2 模型随机分析的大气化学演化 (Ozaki and Reinhard, 2021)。(a-c) 根据二次抽样模拟 ($n=4,787$) 得到的大气中 O_2 、 CH_4 和 CO_2 浓度分布图;(d) 大气 CH_4/CO_2 比值分布图, 图水平虚线分别为 $CH_4/CO_2=0.1$ 和 0.2 , 即广泛认为的有机雾霾出现阈值 (Mullally et al., 2018) 的区间。灰色区域表现在恒定的太阳光度下模型运行的结果。Phan, 显生宙

预测结果表明光合生物圈的 CO_2 限制是导致地球含氧大气的光化学失稳, 使大气 O_2 含量突然迅速下降至很低值的原因 (图 2a), 那时的大气在许多方面类似于“大氧化事件 (GOE)”之前太古宙的。特别是,

大气 O_2 下降到 $<10^6$ PAL, CH_4 的丰度反而急剧增加 (图 2b)。但是, 与太古宙地球系统的关键不同是, 预测那时地球上大气 CO_2 水平将大大降低 (图 2c), 从而大大提高了 CH_4/CO_2 比值 (图 2d), 这是导致大气



中有机雾霾出现的原因 (Haqq-Misra et al., 2008)。因此, 有机雾霾将成为此后地球长期气候稳定的重要组成部分。这也是后期主序星周围似地球世界上潜在有希望的大气生物特征 (例如系外候选行星 Kepler-452b, 它以 $\sim 6 \pm 2$ Gyr 年龄围绕 G2 星转动, 并接收比今天地球从太阳接收光照还要高 $\sim 10\%$ 的光照) (Mullally et al., 2018)。

2. 控制大气去氧的时序

模型默认存在一个强大的陆地生物圈, 这可能并不是宜居的类行星的普遍特征。为调查陆地生物圈对基于 O_2/O_3 生物标志物寿命的影响, Ozaki 和 Reinhard 做了一个附加的完整分析, 其他相同但删除陆地生物圈, 结果仅是大气 O_2 水平降低了, 其它与采用默认值给出的相似 (图 3a)。这有力地表明, 陆地生物圈的存在与否对行星丢氧和大气氧化还原长期状态的时间控制实际并不重要。因此, 控制生物圈响应参数的不确定性不会对模型模拟的结果有大的影响。

从地幔进入地表系统的还原力通量的变化会影响有氧大气的未来寿命。如图 3b 所示, 模拟给出了还原力长期通量的平均值, $\Phi_{1\%}(\text{Red})$, 与有氧大气的未来期限之间的重要关系, 一般来讲 $\Phi_{1\%}(\text{Red})$ 增加会缩短氧化大气的寿命。虽然定量地估计未来的俯冲和地幔去气影响具有很大的不确定性, 但该结果对扩展模型构架到不同构造系统是非常有意义的。此外, 海洋的氧化还原化学对地球或宜居的类行星的大气氧化还原演化至关重要, 像地球最终受限的是海洋 P 含量和外生系统的 C、S 和 Fe 等主要组分的氧化还原状态与俯冲通量。因此, 地球和类行星富氧大气的状态和寿命很可能强烈地受地幔氧化还原状态、表面 - 内部交换速率及它们

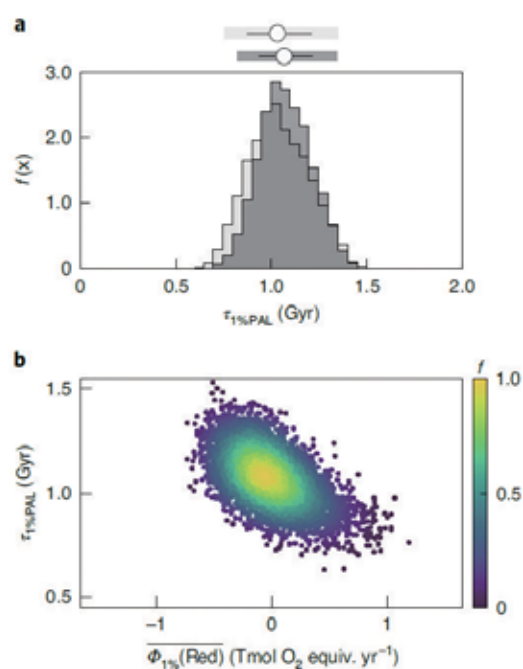


图 3 地球氧化大气未来的寿命 (Ozaki and Reinhard, 2021)。(a) 默认有陆地生物圈 (深灰色) 和没有陆地生物圈 (浅灰色) 后段的几率密度分布, 空心圆表示中值, 误差线为 1σ , 而阴影表现 95% 置信度的区域;(b) $\tau_{1\% \text{ PAL}}$ 作为 $\Phi_{1\%}(\text{Red})$ 的函数。 $\Phi_{1\%}(\text{Red})$ 的正值表现由地幔到地表系统的还原力 (reducing power) 净输入 (详见原文方法)。每个点是一次模型运算, 色标表示相对的数据密度。模拟过程中有少量运行 (占 $\sim 4\%$) 中大气 O_2 水平达不到 1% PAL

长时间演变控制。

有些没有考虑的生物地球化学和气候过程可能会影响目前这个模型给出的结果。具体有, “逆向风化”, 即海洋沉积物中自生硅酸盐形成, 导致净 CO_2 释放到海洋 - 大气系统 (Mackenzie et al., 1995), 它会通过延长大气高 CO_2 水平的持续时间, 导致不出现光合生物圈的 CO_2 限制 (Isson et al., 2018)。另一方面, 面对日益增加的太阳光度, 该过程将相应地提高全球温度, 并相应的限制生物圈的 O_2 通量。此外, 雾霾造成的气候变冷可能会对大气去氧起刹车作用, 或者导致地球



晚期可居住期间开始增氧 / 减氧的循环。这些都可能成为未来研究的主要课题。

3. 寻找系外行星生命的意义

宜居的星球表面要有大量液态水、出露的硅酸盐壳和具有产氧光合作用的生物圈，但是地球历史上并不是一直是有氧的，仅一部分时期为能够检测到的 O_2 水平（图 4）。据估计 G 矮星体的通量比当前太阳高 ~20% ($S/S_0 \approx 1.2$) 要达到潮湿温室统治下水丢失需要 ~1 Gyr (Wolf et al., 2017)。假设

用 ~2 Gyr 实现 $S/S_0 \approx 1.2$ ，且表面的液态水可持续 4.4 Ga，那么按地球年估算可提供 ~7.4 Gyr 宜居的预期期限。

Ozaki 和 Reinhard 认为，作为宜居的 ~1.5-2.0 Gyr 这段地球，或相当 ~20-30% 的地球生命时期，直接探测到可见光波段的 O_2 有难度，但探测紫外线波长的 O_3 可能大大延长可观察的时间尺度（图 4）。地球上长期存在的碳酸盐 - 硅酸盐循环是维持地球长期的宜居气候基本保证，但也可能最终驱使地球朝着缺氧雾霾状态。这与太古

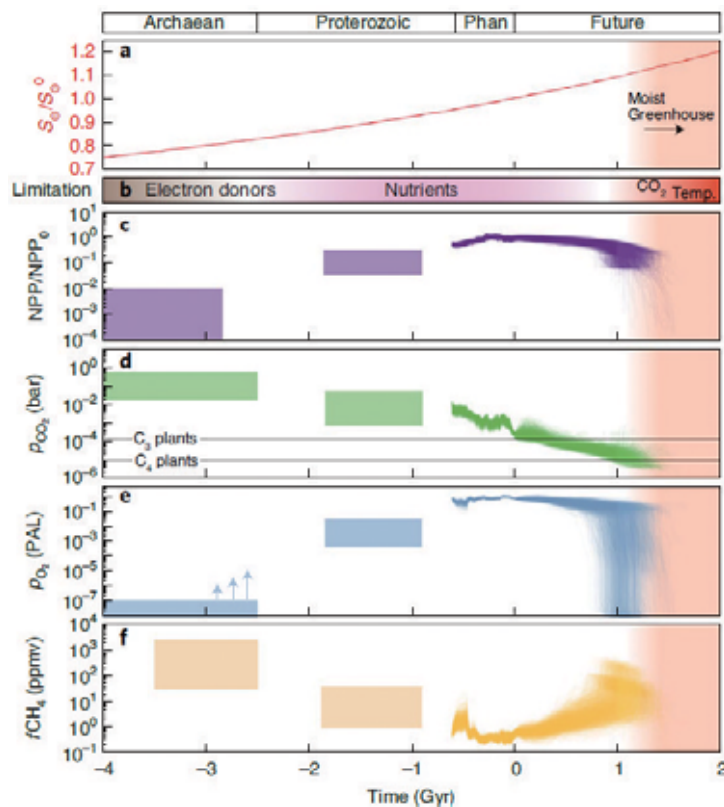


图 4 地球生物圈和大气化学耦合演化 (Ozaki and Reinhard, 2021)。(a) 太阳常数 (按现代值归一化); (b) 生物圈活性的限制因素。棕色、粉红色和红色阴影表示分别作为限定因素的电子给体 (例如 H_2 和 Fe^{2+})、养分 (P 和 N) 和 CO_2 ; (c) 归一化到现代值的全球净初级生产 (NPP); (d) 大气 CO_2 含量。水平线表示 C_3 和 C_4 植物的 CO_2 水平阈值; (e) 大气 O_2 含量。箭头表示太古代晚期可能的 O_2 短时升高; (f) 大气的 CH_4 含量。生物圈的养分虽然随时间变化，但生物圈生产力变化的轨迹反映生物圈变化改变了大气的化学组成。当地球生物圈达到拐点，生物圈活动水平就开始下降，无机碳可用性与地表温度一起成为全球生态系统的主要限制因素。红色阴影区域表示潮湿的温室气候统治的开始。Temp, 温度。



宙时地球类似，但大气中 CO₂ 含量低得多。他们的工作支持未来地外表征探测实施宽波长范围，以此应对对远程生命探测的“假阴性”（Reinhard et al., 2017）。

总之，地球大气最终丢氧是太阳光度增加的强制结果，而且地球有氧大气的崩溃很可能在潮湿温室的地球气候系统开始之前，其精确的时间还受地幔到地球表

面系统还原力的净输入能量控制。Ozaki 和 Reinhard 采用的大气化学模型涉及有机雾霾，证实它为一个关键因素，调控地球未来长期的气候。尽管有很长的路要走，他们的模拟说明大气 O₂ 骤减是对 CO₂ 和生物圈生产力下降的一级响应，为地球大气和气候的未来演化提供了一个新的视角。

主要参考文献

- Haqq-Misra J D, Domagal-Goldman S D, Kasting P J, et al. A revised, hazy methane greenhouse for the Archean Earth[J]. *Astrobiology*, 2008, 8(6): 1127-1137.
- Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. *Climate Change 2001: the Scientific Basis*[M]. The Press Syndicate of the University of Cambridge, 2001.
- Isson T T, Planavsky N J. Reverse weathering as a long-term stabilizer of marine pH and planetary climate[J]. *Nature*, 2018, 560(7719): 471-475.
- Lenton T M, Crouch M, Johnson M, et al. First plants cooled the Ordovician[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(2): 86-89.
- Lenton T M, Dahl T W, Daines S J, et al. Earliest land plants created modern levels of atmospheric oxygen[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2016, 113(35): 9704-9709.
- Mackenzie F T, Kump L R. Reverse weathering, clay mineral formation, and oceanic element cycles[J]. *Science*, 1995, 270(5236): 586-586.
- Mullally F, Thompson S E, Coughlin J L, et al. Kepler's Earth-like Planets Should Not Be Confirmed without Independent Detection: The Case of Kepler-452b[J]. *The Astronomical Journal*, 2018, 155(5): 210.
- National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. *An Astrobiology Strategy for the Search for Life in the Universe*[M]. Washington, DC: The National Academies Press, 2019.
- Ozaki K, Reinhard C T. The future lifespan of Earth's oxygenated atmosphere[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 138-142. (原文链接)
- Reinhard C T, Olson S L, Schwieterman E W, et al. False negatives for remote life detection on ocean-bearing planets: Lessons from the early Earth[J]. *Astrobiology*, 2017, 17(4): 287-297.
- Wolf E T, Shields A L, Kopparapu R K, et al. Constraints on climate and habitability for Earth-like exoplanets determined from a general circulation model[J]. *The Astrophysical Journal*, 2017, 837(2): 107.

（撰稿：储雪蕾 / 地质地球所）



NG: 地球自转速率与大氧化事件的潜在联系

地球自转的变化主要分为自转轴瞬时位置(也称为极移)和速率的变化,其中自转速率的变化通常使用日长(一天的时长,即白昼和黑夜总时长)来表示。由于地球自转变化的不规则性,没有一天是标准的24小时(图1)。日长在不同的时间尺度下会表现不同的变化特征,由于日月引力引发的地球上的潮汐摩擦现象造成的地球自转速率长期减速的现象在地质时间尺度上称为潮汐加速效应(Tidal acceleration),这一现象在一些贝壳类化石中已有发现。那么,相对于现今的一天而言,地球在地质历史时期一天时长不足24小时,甚至只有十几个小时;例如有研究认为14亿年前的元古宙中期一天时长约为18小时(Meyers and Malinverno, 2018)。

在地球早期,大气和海洋中自由氧气的出现进一步促使了需氧生物的进化。微生物产氧光合作用被认为是地球古元古代

大氧化事件(Great Oxidation Event, GOE)、元古宙中期持续低氧及新元古代大氧化事件(Neoproterozoic Oxygenation Event, NOE)时期氧气的一个实质来源。这使地球大气氧化程度在时间上呈现显著的阶段性(图2)。

地球表层分阶段氧化的成因机制,仍有较大争议。那么地球自转速率变化与地球大气氧化过程是否以及如何联系呢?研究认为,地质时期地球快速自转状态下,一天时长不足24小时,昼长则不会超过12小时,甚至可能短至6小时(Bartlett and Stevenson, 2016)。白天时长会影响光照时间,进而影响生物光合作用。基于此种假设,来自德国马克斯普朗克研究所的Klatt及其合作者在*Nature Geoscience*上发表文章,通过微传感器测量和动力学模型模拟蓝细菌微生物席中界面溶质通量,揭示白昼时长对前寒武纪底栖生态系统的影响。

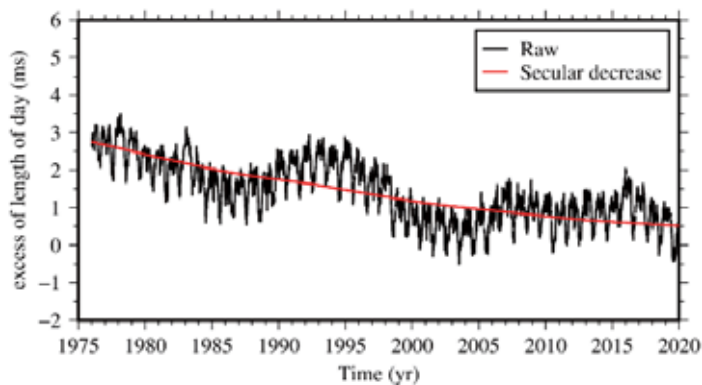


图1 日长观测时间序列。黑色曲线表示观测值,红色曲线表示长趋势。数据来源于 IERS 网站(国际地球自转服务)



研究发现,即使在稳定的光合作用下,白昼时长增加能够提高底栖生物的产氧输出量。他们进一步论证,白昼时长促进有机碳埋藏量的增加,进而可能影响了古元古代和新元古代两次大氧化事件(GOE和NOE)的发生。该研究成果揭示了行星自转动力学对地球生物学和地球化学演化的潜在关联机制和影响,为地球系统科学研究提供了新视角。

Klatt et al. (2021) 首先基于光照动力学和物质扩散运移相互作用关系,通过动力学模拟研究了白昼时长对微生物席代谢产物的输入、输出和累积的影响(图2)。模拟结果发现,白昼时长会影响底栖微生物系统的净光合作用和生物质产量,进而影响长期有机碳埋藏速率和大气氧气累积。

该研究团队进一步证明,相对于栖居者生产的总光合作用量的演化,底栖微生物

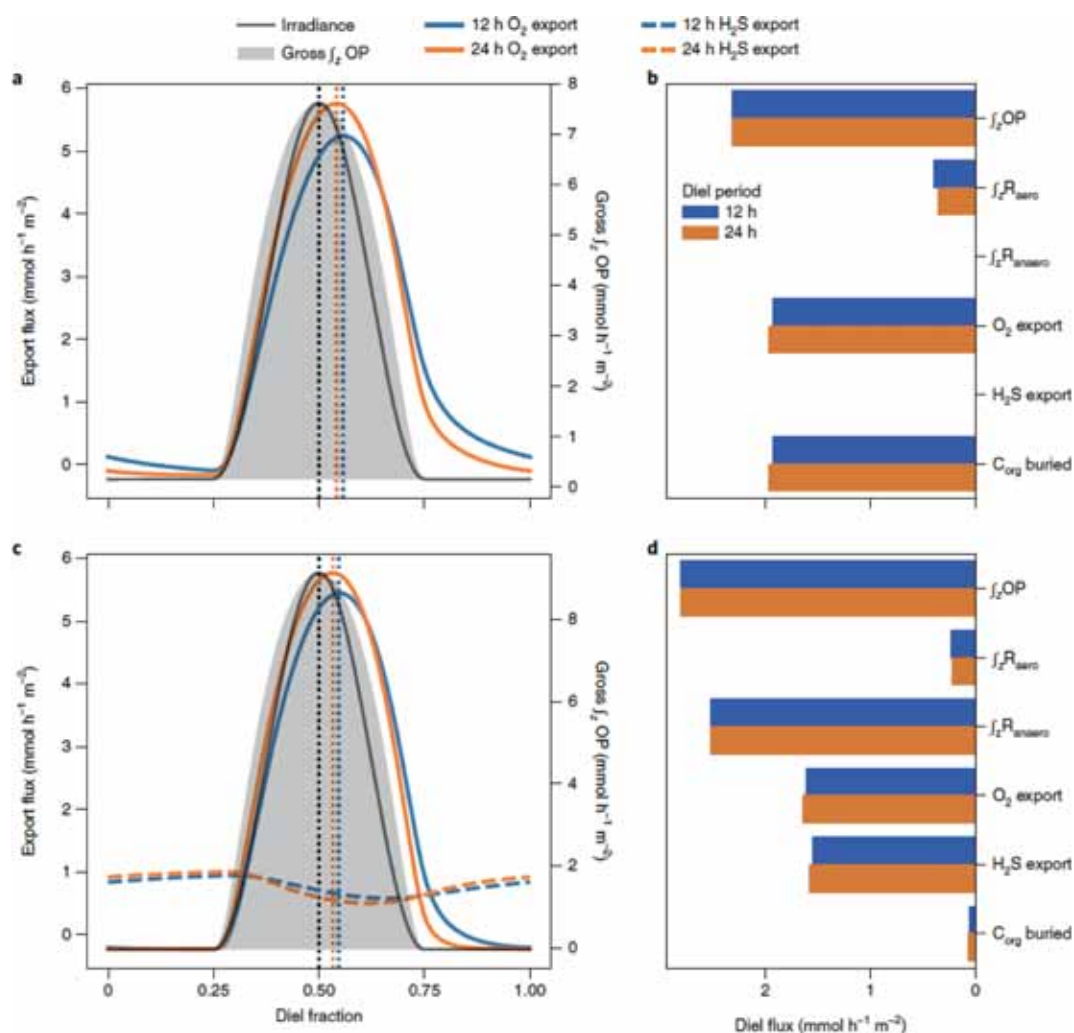


图2 白昼时长分别为12和24小时状态下总氧气(O_2)产量,氧气(O_2)和硫化氢(H_2S)输出量, C_{org} 呼吸和埋藏昼夜均值时间演化模拟(Klatt et al., 2021)。(a)在 O_2 为 $25 \mu M$ ($pO_2=0.1$)的水体下纯OP系统中总OP ($\int z OP$, 灰色)的深度积分值;(b)有机碳(C_{org})埋藏随着白天时长而增加;(c)存在硫还原细菌厌氧呼吸情况下,总光合作用和厌氧呼吸生成的硫化物产量与该模拟中光照动力学无关, O_2 和 H_2S 输出通量受白昼时长调节;(d)白昼时间越长,微生物席输出更多的 O_2 并储存更多的 C_{org}



物的栖息地覆盖面积与白昼时长驱动的效应是最相关的 (图 3)。除此之外,作者还对类似于元古宙生活环境的现今蓝细菌微生物席进行了实测研究:通过微型传感器观测了光合作用和 O_2 输出速率 (图 4), 显示净 O_2 产量与光照时长, 即白昼时长呈正相关性。

在此基础上,作者进一步将微生物席 O_2 输出通量与白昼时长的模拟和观测关系进行地质历史时期大气增氧模式的推演。

基于 Bartlett and Stevenson (2016) 的假设,由于大气共振效应,大气热潮抵消了海洋和固体潮汐的减速效应,地球自转速率在元古宙处于一个相对稳定期,可与元古宙中期持续低氧状态相吻合。随后,白昼时长的显著增加,可与新元古代大氧化事件相吻合。地球大气氧化样式与自转速率之间存在着显著的相关性,因此可定量评估微生物席产氧、白昼时长、与大气增氧的潜在机制 (图 5)。

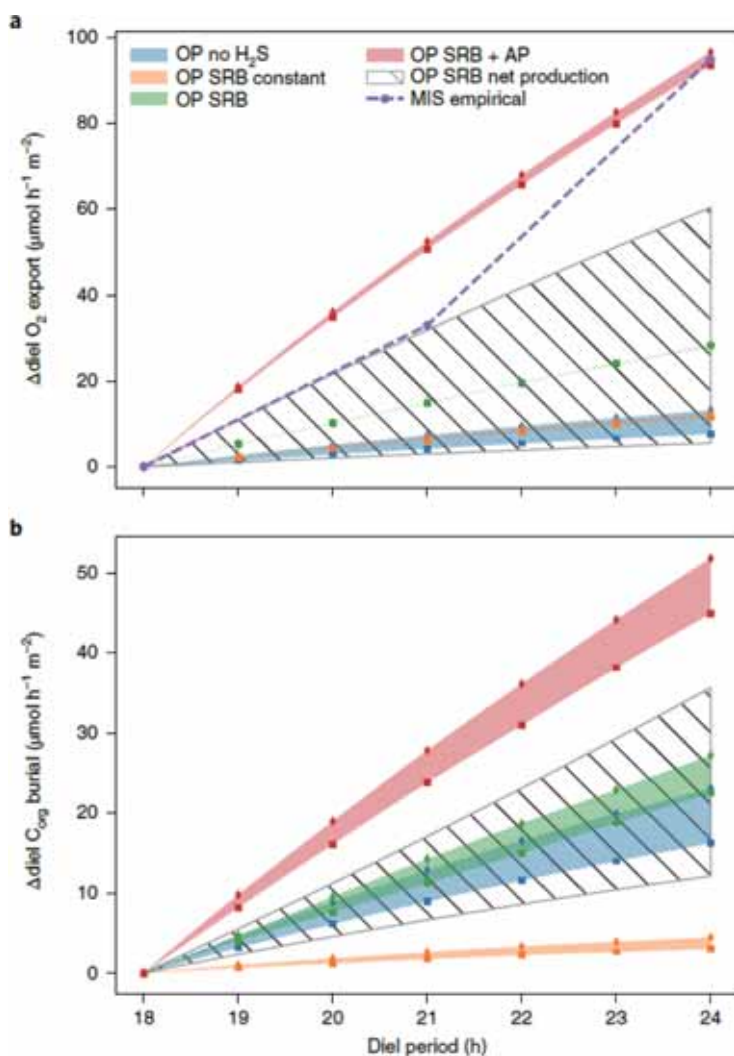


图 3 不同代谢和边界条件下,底栖微生物席昼夜 O_2 输出通量及 C_{org} 埋藏通量与白昼时长的关系 (Klatt et al., 2021)。(a) 不同昼夜时长下的 O_2 输出通量 ;(b) 不同昼夜时长下 C_{org} 埋藏通量

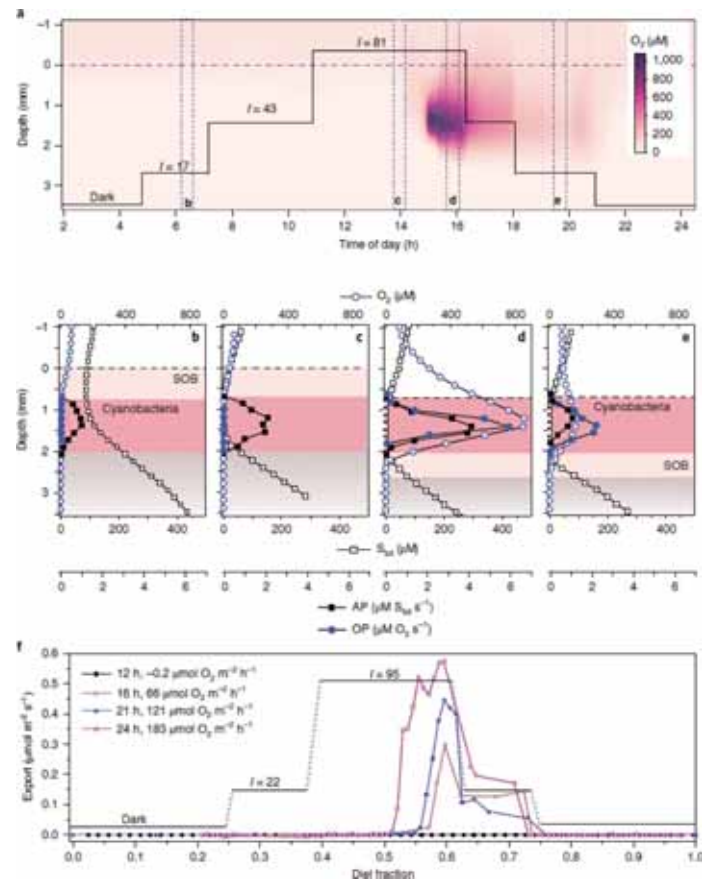


图4 不同昼夜时长模拟值下, 微生物席样品的微传感器观测情况 (Klatt et al., 2021)。(a) 微生物席氧气含量垂直剖面, 表面光照强度用 l 表示; (b-e) 图 a 中不同时间点, 微生物席 O_2 、总 H_2S 、总光合作用和硫化物产量垂直剖面图; (f) 在 12 和 24 小时昼长差异下, 微生物席-水界面附近向底层水体 (含 $1 \mu M O_2$ 、但无 H_2S) 的 O_2 输出通量

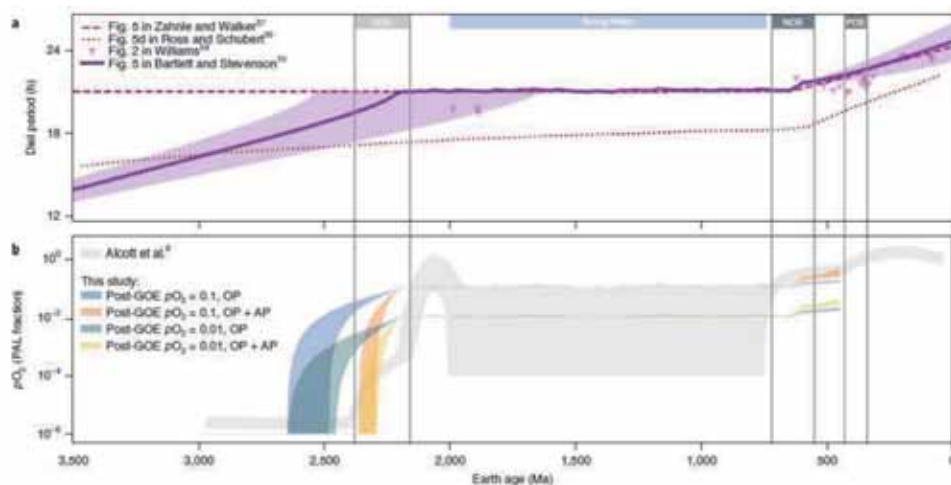


图5 白昼时长和大气增氧的关系 (Klatt et al., 2021)。(a) 基于经验或者模拟重建的白昼时长的演化特征, 其变化趋势与 24-5.4 亿年 (GOE 至 NOE) 期间大气增氧阶段趋势相对应; (b) 全球大气 pO_2 准稳定状态对于白昼时长驱动滨海微生物席和陆地有机碳埋藏通量的变化的响应关系。



该研究从白昼时长、微生物产氧效能、地球大气增氧机制角度，建立了行星自转动力学与地球生物学和地球化学的交叉研究范例，为地球深时环境演化提供了新的研究思路。但是，地球自转速率的变化是依据角动量守恒，需综合考虑地球系统各圈层内部质量再分布、各圈层相对运动以及外部力矩的作用才能准确厘定。文章虽然综合估计了某一物理过程产生的地球自转速率变化，但都不是地球自转速率变化的最终表现 (Lambeck, 1980)。作者假设的

不同时间段的地球自转变化物理模型也存在一定的问题，目前还没有非常确定的模型来支持地球自转速率会存在阶梯式的变化。此外，地质时间尺度下地球自转速率的测量也存在较大的不确定性。因此，地球大气增氧事件与自转速率变化的可靠关联机制，仍需要进一步深入探讨。

【致谢：感谢新生代室周锡强副研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Bartlett B C, Stevenson D J. Analysis of a Precambrian resonance-stabilized day length [J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43:5716-5724.
- Klatt J M, Chennu A, Arbic B K, et al. Possible link between Earth's rotation rate and oxygenation [J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14:564-570. (原文链接)
- Lambeck K. Changes in length-of-day and atmospheric circulation [J]. *Nature*, 1980, 286:104-105.
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky, N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere [J]. *Nature*, 2014, 506: 307-315.
- Meyers, S R, Malinverno, A. Proterozoic Milankovitch cycles and the history of the solar system [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2018, 115(25): 6363-6368.

(撰稿：徐长仪 / 地星室)



Nature: 重新厘定“大氧化事件”

所谓的“大氧化事件”(Great Oxidation Event)是指发生在 24 亿年前至 20 亿年前期间,地球大气中氧气(O_2)第一次大幅度升高的现象。该事件发生之后,地球的表生环境发生了翻天覆地的变化,为之后真核生物的诞生、演化以及动植物的生存提供了宜居环境。因此,围绕“大氧化事件”的研究是近些年地学研究的热点问题。其中地球大气氧气的演化轨迹一直是学术界争论的焦点问题(Lyons et al., 2014)。

“大氧化事件”的起始时间一直是个谜,直到 Farquhar et al. (2000) 发现古老地层(20.9 亿年之前)中的含硫矿物中具有显著的硫同位素的非质量相关分馏(可表示为 $D_{33S} > 0$ 或 $D_{33S} < 0$),而 20.9 亿年至今含硫矿物的硫同位素的非质量相关分馏就消

失了(可表示为 $D_{33S} = 0$)。产生硫同位素非质量相关分馏的机理是与火山中的含硫气体(SO_2, H_2S)在地球大气中经过光化学反应的结果(图 1),而当大气氧气浓度高于或等于现代氧气水平的 0.001% 时,这种硫同位素的非质量相关分馏就不复存在(Pavlov and Kasting, 2002)。自此,地球化学指标硫同位素的非质量相关分馏的存在与否与大气氧气浓度高低直接关联,也为判断“大氧化事件”的起始时间的确立提供了有力的工具。借助这一地化指标,经过众多学者不断的细化工作,尤其是针对南非 Eastern Transvaal 盆地的古老沉积岩岩石的研究工作,硫同位素非质量相关分馏现象第一次消失的时间被确定在 23.2 亿年前,这也被认为是地球大气由还原转变为氧化的起始时间(Luo et al., 2016)。

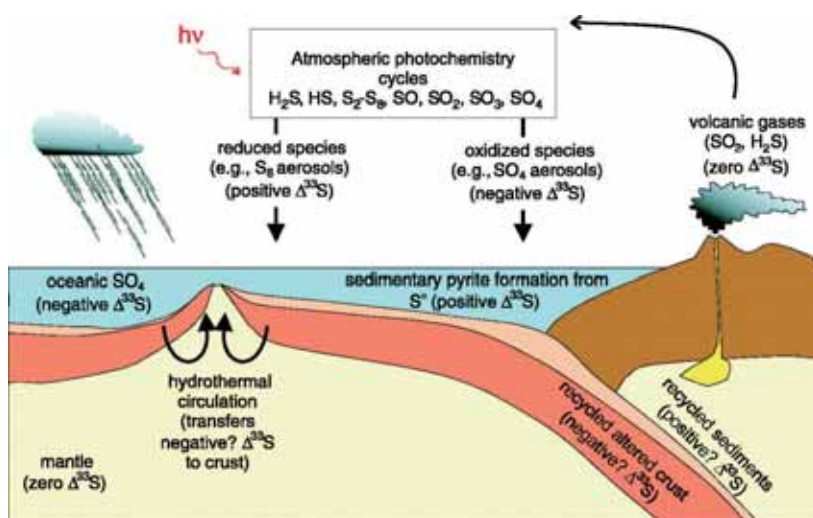


图 1 早期地球的硫同位素非质量相关分馏发育模式 (Farquhar et al., 2002)



同样是围绕南非 Eastern Transvaal 盆地这一得天独厚的古老沉积岩，利用硫同位素非质量相关分馏这一指标，Poulton et al. (2021) 进一步对“大氧化事件”现有模式提出了修正。作者不但在 23.2 亿年前发现硫同位素非质量分馏消失的现象，还在其后的一亿年间发现了硫同位素非质量分馏重现的现象（图 2）。实际上，在同时期其它地区的地层中发现了类似现象，但是并不认为其与大气的氧气浓度的变化有关系，而是古老沉积物再循环导致的（Philippot et al., 2018）。但是，Poulton 等通过对于黄铁矿的矿物学观察和数据分析，首先排除了古老沉积物再循环加入的可能性，确定了硫同位素非质量分馏的重现是与大气中氧气水平急剧降低是相关联的。也就是说在 23.2 亿年前-22.2 亿年前，地球大气并没有完全成为氧化的大气，氧气浓度在大气中剧烈波动，这期间是一个向氧化大气演化

的过渡阶段。

这个解释也就颠覆了我们之前关于“大氧化事件”的认识，将大气氧气完全氧化的时间又向后推迟了 1 亿年，即在最后一次冰期之后的 Lomagundi 事件发生时期（22.2 亿年前和 20.6 亿年前）。“Lomagundi 事件”是无机碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$) 呈现为地质历史时期前所未有的高值（可达 10‰），被解释为有机质的大量埋藏，进而造成大气氧气的急剧增加（Bekker and Holland, 2012），持续时间大约为一亿年。相对于传统定义的长时间尺度的“大氧化事件（Great Oxidation Event）”，“Lomagundi 事件”被作者定义为“大氧化片段（Great Oxidation Episode）”（图 2）。

作者进一步提出大气氧气的剧烈的波动是直接导致冰期发育的元凶。直接的原因是大气中氧气 (O_2) 升高直接导致早期地球大气主要还原气体甲烷 (CH_4) 的急

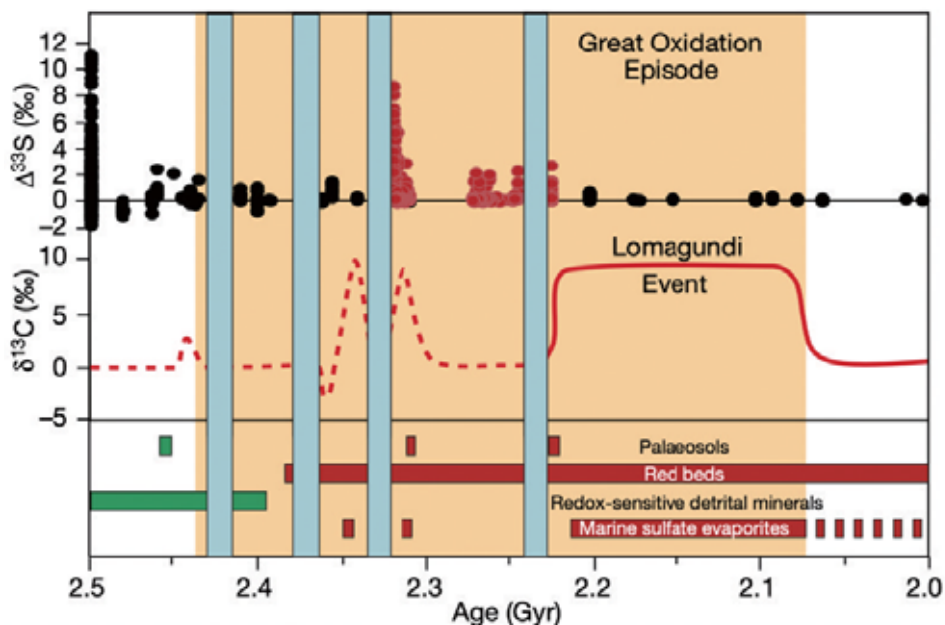


图 2 25 亿年前至 20 亿年前地球化学数据及地质记录汇总（Poulton et al., 2021）。棕色区域代表的是传统意义上的“大氧化事件”



剧减少，破坏了地球系统的平衡，导致地球温度的急剧降低，直到冰期的发生。当最后一次冰期结束后，稳定氧化大气的建

立造成之后 15 亿年间地球没有大规模冰期的发育，直到新元古代“雪球地球”的到来。

主要参考文献

- Bekker A, Holland H D. Oxygen overshoot and recovery during the early Paleoproterozoic[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 317: 295-304.
- Bekker A, Holland H D, Wang P L, et al. Dating the rise of atmospheric oxygen[J]. *Nature*, 2004, 427(6970): 117-120.
- Farquhar J, Bao H, Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle[J]. *Science*, 2000, 289(5480): 756-758.
- Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D, et al. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth[J]. *Science*, 2002, 298(5602): 2369-2372.
- Luo G, Ono S, Beukes N J, et al. Rapid oxygenation of Earth's atmosphere 2.33 billion years ago[J]. *Science Advances*, 2016, 2(5): e1600134.
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere[J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315.
- Pavlov A A, Kasting J F. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere[J]. *Astrobiology*, 2002, 2(1): 27-41.
- Philippot P, Ávila J N, Killingsworth B A, et al. Globally asynchronous sulphur isotope signals require re-definition of the Great Oxidation Event[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1-10.
- Poulton S W, Bekker A, Cumming V M, et al. A 200-million-year delay in permanent atmospheric oxygenation[J]. *Nature*, 2021: 1-5. (原文链接)

(撰稿：冯连君 / 科技平台)



PNAS: 沉积物中的岩相碳限定元古宙大气氧含量

在地质历史时期，地球上的生命演化和大气氧含量密切相关。例如，需氧生物出现在能够制造氧气的蓝藻（又名蓝细菌）之后，对氧气的的需求程度也和它们的身体大小成正比。低氧环境只适合真核微生物生存，而不适合哺乳动物。这样看来，大气中的氧含量既限制、又促进了需氧生物的演化和发展（Knoll, 2003）。要想完全了解氧气是怎样影响生命演化的，就需要重建大气氧含量变化的历史。

以往研究通过测定冰芯或者蒸发盐里的大气组成来计算当时的大气氧含量。冰芯中氧气记录相对连续、精确，但只能测定 80 万年前以来的，相对比较年轻。蒸发盐可以追踪到 10 亿年前记录，但连续性不佳，且需要仔细筛选才能确保样品的适用性。除此之外，大气氧含量的变化也可以通过氧敏感的一些地化指标来进行估计。氧气影响了海洋的化学性质、氧化还原敏感物质（如 Mo、Ce）的含量和元素同位素组成，以及陆地上的氧化还原敏感物质（如 Cr、Fe）的化学风化。在硫的氧化还原转换过程中，氧也可能被直接被吸附到硫酸盐内。然而，这些地球化学指标都不能实现对大气氧含量的直接测量。因为在进行模拟计算时都需要对反应动力学、氧化还原反应过程中同位素行为以及生物圈的活动水平做出一系列假设。这些方法也受到有限地质记录的影响。

另外，这些研究方法估算的早期大气

氧含量也没有达成一致。例如，一些研究表明中元古代（1600-1000 Ma）大气氧的最高含量为现代大气水平（PAL）的 0.1%-1%；但也有研究表明该时期的大气氧含量最低为 1%-4% PAL。即使采用相同的地球化学指标，不同计算方法得到的结果也存在明显差异。例如，Ce 异常的动力学模拟表明中元古代（1600-1000 Ma）至新元古代晚期（1000-541 Ma）的大气氧气含量维持在 $\leq 0.1\%$ PAL（Bellefroid et al., 2018），而 Ce 异常的热动力学模拟则表明该时期的大气氧气含量为 1%-2% PAL（Liu et al., 2021）。解决这样的分歧很关键，因为中元古代是真核生态系统的出现时期，氧气含量的变化直接影响到真核生态系统的演化。

碳循环也受到大气氧含量的影响，地质历史时期沉积物中的有机质风化和大气氧含量密切相关（Chang and Berner, 1999）。现有的碳循环模型表明当大气氧含量降低至 10% PAL 时，大量未风化的有机质就会循环进入沉积物。这样，有机质循环的程度就反应了氧气含量的变化幅度。通过拉曼光谱学研究 9 个低成熟度、跨越元古宙 10 亿年的地层单元，Canfield et al. (2021) 发现该时期再循环的有机质很少，大部分有机质都像现代一样被有效地氧化了，进而限定了该时期内的大气氧含量。

拉曼光谱学是一项非破坏性分析技术，可以依据分子振动能量状态来测定热成熟有机质的结构有序度。生物分子在成



岩和低变质作用过程中逐渐受热裂解（H、O 和其它杂原子的丢失）及芳构化，形成无序的宏观分子干酪根，后期变质作用产生物理性的分子定向排列和石墨化（Vandenbroucke & Largeau, 2007）。在初始分析时，Canfield et al. (2021) 从每个地层单元里挑选了几个样品获得其中有机质的拉曼光谱，通过矫正拉曼光谱地温计来估算有机质的热成熟温度。对于大多数样品来说，使用 Lahfid 和 Kouketsu 地温计即可，而对于高成熟度的样品则使用 Beysac 地温计。Canfield et al. (2021) 从 Lahfid 地温计中进行了峰宽汇总，在 Sparkes 图解上指定了分析结果所对应的热成熟度区域。

图 1 以下马岭组样品为例，说明不同热成熟度所对应的受热温度。下马岭组为一套 1395 Ma 沉积的浊积岩。这个样品揭示了一团相近热成熟度的干酪根，也

有经历了不同高级受热变质的干酪根颗粒。尽管每个地层单元内的大多数分析都包含了相似热成熟度的有机质，Canfield et al. (2021) 在初步的分析过程中还是识别出了 11 个石墨颗粒。石墨可被视为岩相碳的最高变质级别。它们的检出指示出现了大陆板块内循环的有机质，即循环的岩相碳。循环的岩相碳在现代河流和海相沉积物中也有出现。有证据表明地体抬升和剥蚀速率的增加，以及河流运载颗粒物的增加都会促进岩相碳循环的效率。因此，可以根据沉积物源分析来判断海相沉积物内循环岩相碳的丰度变化。

Canfield et al. (2021) 通过模拟发现在不同的陆地抬升速率条件下，土壤表面和海相沉积物里的岩相碳含量都和大气氧含量密切相关（图 2）。根据现代河流盆地剥蚀速率估计的陆地抬升速率的累计概率

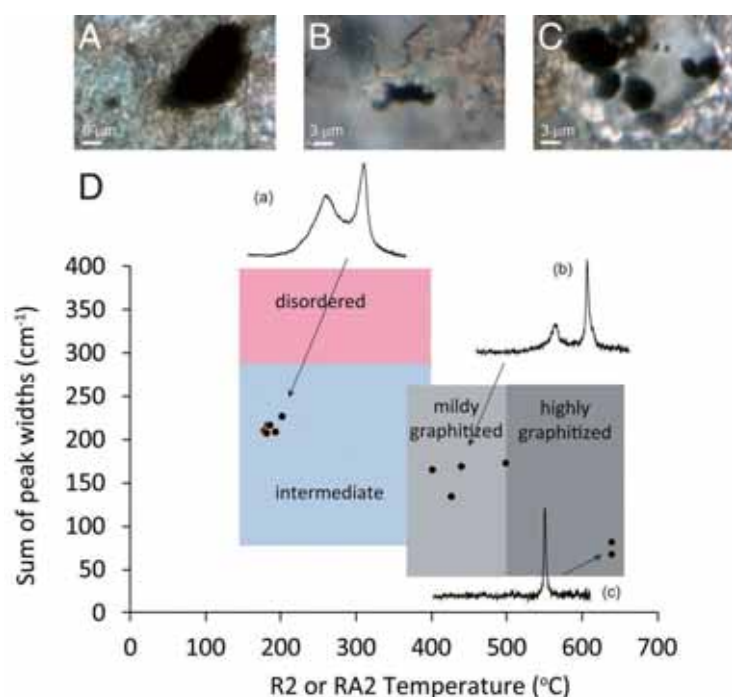


图 1 下马岭组样品的拉曼光谱分析结果 (Canfield et al., 2021)。(A-C) 样品中石墨颗粒的显微图像；(D) Sparkes 图显示所估计的热成熟温度和拉曼光谱峰宽总和之间的关系



结果显示, 当陆地抬升速率在不到 0.5 cm/ky 时, 20% 的现代河流向海洋输送了 2.2% 的碎屑颗粒; 当陆地抬升速率不到 5 cm/ky 时, 53% 的现代河流向海洋输送了 17% 的碎屑颗粒。因此, 以现代河流为参考, 0.5 cm/ky 和 5 cm/ky 的陆地抬升速率可能分别代表河流向沉积物提供碎屑颗粒的下限和上限。这里估计的 5 cm/ky 的上限大致相当于现代陆地抬升的平均速率。但在低抬升速率和高大气氧含量情况下, 有机碳更容易被氧化 (图 2A)。另外, 由于源自基底结晶岩石颗粒物的稀释作用, 输出到海相沉积物里的碳含量要比土壤的少 (图 2B), 河流氧化会再次降低循环碳的含量 (图 2C)。有无河流氧化则决定了大气氧含量的估值区间。

通过估算岩相碳的最大含量, Canfield

et al. (2021) 用这些模拟结果计算出了最低大气氧含量, 计算时既用到了最低抬升速率 (0.5 cm/ky) 又用到了最高抬升速率 (5 cm/ky) (图 3)。在不考虑河流氧化的情况下, 根据 Petro-1 类型的样品估算的最低大气氧含量介于 1%-3.5% PAL 和 12%-35% PAL 之间 (图 3A); 而对于 Petro-2 类型的样品, 由此估算的最低大气氧含量介于 2%-4% PAL 和 21%-39% PAL 之间 (图 3B)。如果考虑 700 km 长的河流氧化, 根据 Petro-1 类型样品估算的最低大气氧含量值减小至 0.4%-2% PAL 和 9%-30% PAL 之间 (图 3C), 而对于 Petro-2 类型样品, 由此估算的最低大气氧含量值减小至 1%-2% PAL 和 18%-35% PAL 之间 (图 3D)。总体来讲, 用最低抬升速率 (0.5 cm/ky) 估算的 1729-1100 Ma 期间单个地层组沉积期的

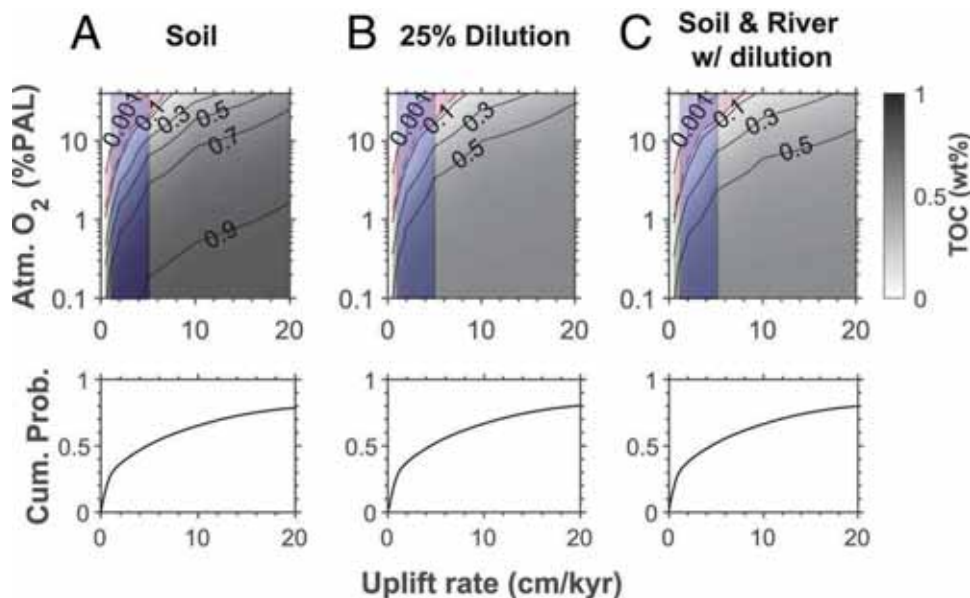


图 2 土壤中碳氧化模拟结果显示不同大气氧含量和不同抬升速率条件下的有机碳含量 (Canfield et al., 2021)。(A) 土壤里的有机碳含量;(B) 输出到海相沉积物中的岩相碳含量, 假定有源自非沉积岩碎屑颗粒物的稀释;(C) 输出到海相沉积物中的岩相碳含量, 包括了河流运输过程中的氧化;蓝色区域显示陆地抬升速率的可能性范围, 陆地抬升为沉积物提供了碎屑颗粒;底部 3 张图是现代河流盆地抬升速率的累计概率

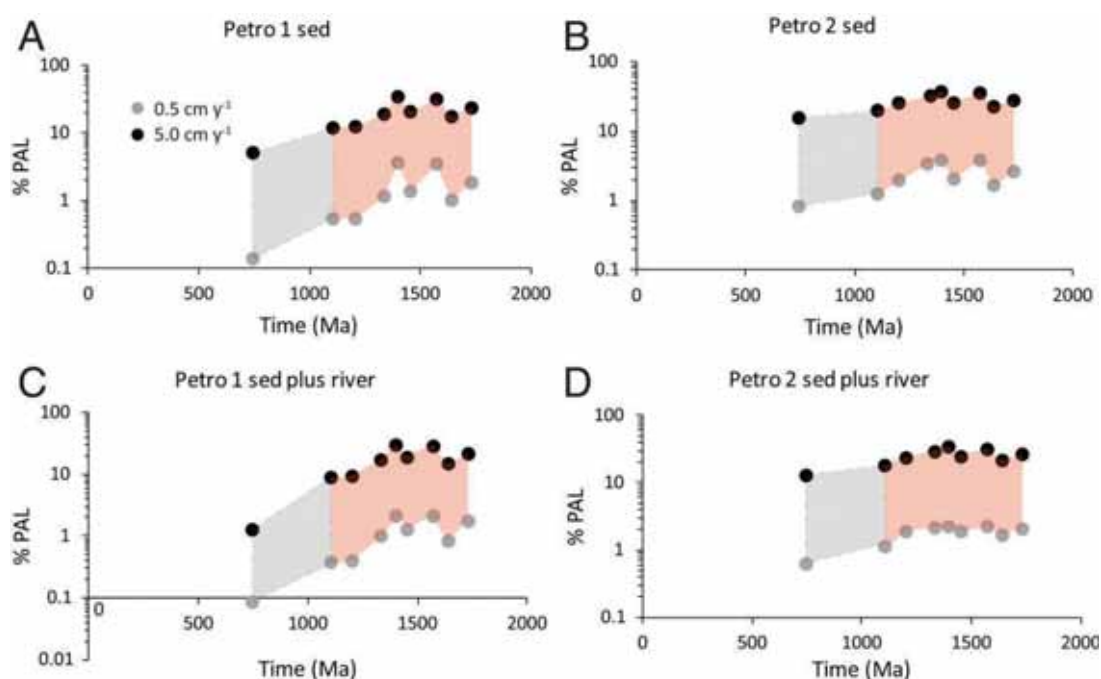


图3 依据碳氧化模型建立的最低氧含量和地质历史时间的函数关系 (Canfield et al., 2021)。 (A) 和 (B) 中不考虑河流运输过程中的碳氧化作用, (C) 和 (D) 中考虑河流运输过程中的碳氧化作用, (A) 和 (C) 指示岩相碳含量的最高估计 (Petro 1), (B) 和 (D) 指示岩相碳含量的最低估计 (Petro 2); 彩色区域指示陆地抬升速率在 0.5-5cm/ky 区间内的大气氧含量最低估值, 灰色区域为根据样品 AK10-53-15 中的高岩相碳含量得到的 1100-742 Ma 期间大气氧含量的最低估值; 该样品中没有发现循环的岩相碳, 是以样品中高的有机碳含量来代表岩相碳含量。

最低大气氧含量为 0.4%-4% PAL, 而用最高抬升速率 (5 cm/ky) 估算的单个地层组沉积期的最低大气氧含量为 9%-35% PAL。

Canfield et al. (2021) 根据岩相碳的有氧风化程度来估算的中元古代大气氧含量与其它方法所得到的结果 (1%-4% PAL) 并不矛盾, 而且把估算时间范围从古元古代晚期延伸到几乎整个中元古代。尽管 Canfield et al. (2021) 没有在 742 Ma 的 Chuar 组沉积物内发现循环的岩相碳, 这是由于沉积物中的有机碳含量太高而无法得到有意义的最低氧含量估值。模拟结果也不支持 742 Ma 时的大气氧含量比 1729-1100 Ma 时更低。Canfield et al. (2021) 认

为 Petro-2 类模型 (以抬升速率 0.5 cm/ky 和 5 cm/ky 限定的沉积-河流模型) 估算出的最低氧含量投图代表了最低大气氧含量的实际范围, 而 Petro-1 类模型可能高估了岩相碳含量, 由此对最低大气氧含量的估计可能不够准确 (图 4)。然而, 即使应用 Petro-1 类模型, 计算出的元古宙中期的最低大气氧含量也不像前人认为的那样低。因此, Canfield et al. (2021) 指出 Ce 异常热动力学模拟可能低估了最低大气氧含量, 因为该模型预测的古生代氧含量也低至 1% PAL。如此低的氧含量无法解释该时期移动、耗氧动物的出现。

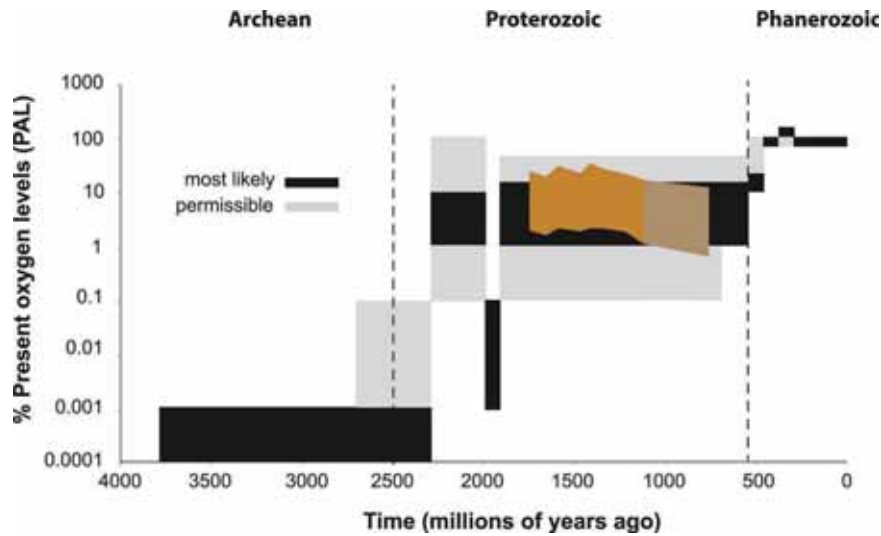


图 4 根据 Petro 2 类样品的沉积物和河流分析得出的元古宙中期最低大气氧含量的演化趋势 (Canfield et al., 2021)。底图源自 Canfield (2014), 其中包含了“最可能的”和“容许的”的大气氧含量区域; 位于 1100-742 Ma 的棕色区域指示依据样品 AK10-53-15 中的岩相碳含量估计的最低大气氧含量

【致谢：感谢中国石油勘探开发研究院王华建高级工程师的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Bellefroid E J, Hood A S, Hoffman P F, et al. Constraints on Paleoproterozoic atmospheric oxygen levels[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2018, 115(32): 8104-8109.
- Canfield D E. Oxygen: A Four Billion Year History[M]. Princeton University Press, 2014.
- Canfield D E, van Zuilen M A, Nabhan S, et al. Petrographic carbon in ancient sediments constrains Proterozoic Era atmospheric oxygen levels[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(23): e2101544118. (原文链接)
- Chang S, Berner R A. Coal weathering and the geochemical carbon cycle[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(19-20): 3301-3310.
- Knoll A H. Life on a Young Planet[M]//The First Three Billion Years of Evolution on Earth. Princeton: Princeton University Press, 2003: 277.
- Liu X M, Kah L C, Knoll A H, et al. A persistently low level of atmospheric oxygen in Earth's middle age[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 351.
- Vandenbroucke M, Largeau C. Kerogen origin, evolution and structure[J]. *Organic Geochemistry*, 2007, 38(5): 719-833.

(撰稿：兰中伍 / 岩石圈室)



PNAS: 高分辨率古生代气候记录

在寒武纪中期至奥陶纪时期，曾发生过地球生命历史中最显著的生物多样性变化：奥陶纪生物大辐射事件（GOBE）和晚奥陶世生物灭绝事件。这些事件是在一个动荡的地球系统背景下发生的，致使学者们提出了多种关于生物多样性变化与寒武 - 奥陶纪地球系统演变之间因果联系的假说。例如，GOBE 事件是对气候变冷和随之生理压力减缓的响应（Trotter et al., 2008; Rasmussen et al., 2016），而晚奥陶世大灭绝则与冈瓦纳冰期有关，后者可通过变冷与海面下降的共同作用（Finnegan et al., 2011）或者海洋通气能力的变化（Hammarlund et al., 2012）来影响生物。气候变化与造山运动、岛弧增生和蛇绿岩逆冲作用的增强有关，它们通过火山或者硅酸盐岩风化过程能影响大气 CO₂ 浓度（Buggisch et al., 2010; Swanson-Hysell and Macdonald, 2017; Macdonald et al., 2019）。

验证构造、气候和生物演化相互作用的假说需要可靠的记录。化石提供了早显生宙以来丰富的海洋生物多样性记录，构造变动历史也能通过多维地质证据得到重建。然而，早古生代气候变化却缺乏很好的约束，主要是因为：一、传统氧同位素（ $\delta^{18}\text{O}$ ）温度计重建古温度有很大不确定性（因为缺少独立的海水氧同位素数据）；二、寒武纪和早奥陶世沉积岩中缺乏保存完好的海洋生物（如腕足类和牙形石）壳体化石（即重建古气候的理想载体）。

碳酸盐团簇同位素技术的出现，解决了如上所述的第一个难题。已有数据表明，早古生代生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值系统地低于现代海洋碳酸盐。这两个时代的同位素差异有三种可能解释：早古生代海水温度比现代高、早古生代海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值比现代低、成岩作用导致早古生代碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 变低。然而，生物壳体化石的团簇同位素研究表明，除了受冰量效应和局地蒸发富集的影响，古生代海水氧同位素组成与新生代无冰时的海洋相似（Bergmann et al., 2018）。由此，早古生代较低 $\delta^{18}\text{O}$ 值是气候变化、成岩作用、蒸发富集和冰量效应等共同作用的结果。

最近，美国麻省理工大学的 Goldberg 博士和合作者为了弥补化石材料缺失的不足，对全球 7 个地区（多数在热带，见图 1）的寒武纪 - 奥陶纪碳酸盐台地剖面中沉积物全岩稳定同位素进行系统地分析、收集和集成研究，建立了全球首条高分辨率早古生代海洋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线，相关成果发表于 PNAS。

他们首先对位于挪威斯瓦尔巴群岛和加拿大纽芬兰岛的早古生代碳酸盐台地中保存较好部位的微晶碳酸盐进行了团簇同位素和碳、氧同位素分析，来揭示成岩作用的发生机制。结果表明，团簇同位素温度为 45 ~ 100 °C，受到成岩作用改造而发生了重置。但是，两个研究地点的样品在团簇同位素温度、碳酸盐矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 值和同

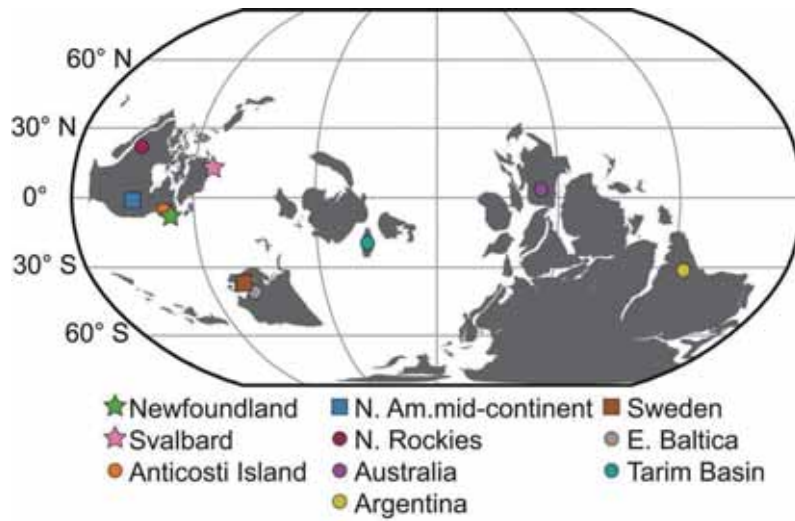


图 1 本文中各研究地点的古地理位置 (以 465 Ma 为例)(Goldberg et al., 2021)

位素平衡流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值构成的平面图中却具有相似的地球化学轨迹 (图 2), 说明他们所经历的成岩改造发生在相对封闭的体系 (即具有较低的水 / 岩比)。在这种情况下,

随着成岩作用进行, 流体同位素组成会朝着岩石同位素值方向演化, 由此可以解释流体中相对富集的同位素组成 ($0 \sim 11\%$ VSMOW), 以及温度和流体同位素组成沿

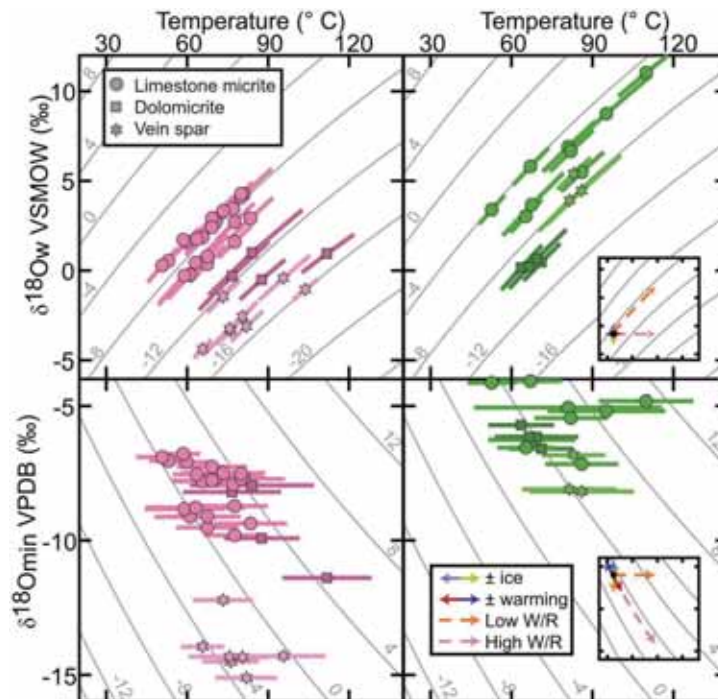


图 2 来自斯瓦尔巴群岛 (左) 和纽芬兰岛 (右) 样品的团簇同位素温度、碳酸盐矿物 ^{18}O 和流体 ^{18}O 之间的对比。插图显示地表条件 (实线) 和成岩作用方式 (虚线) 的理论变化轨迹。各图中灰色线条表示方解石平衡分馏变量的等值线。W/R 为水 / 岩比值 (Goldberg et al., 2021)



着碳酸盐矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 等值线方向展布的相关关系 (图 2)。由此, 埋藏过程中流体较少而使得碳酸盐矿物氧同位素组成被极大地保留了下来。

在上述结果的激励下, 他们收集了其他研究区域已发表的寒武纪 - 奥陶纪碳酸盐台地全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 数据。为了减少局地效应和成岩作用的影响, 他们将区域 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行平均化处理, 最终集成了一条全球热带浅海 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线。该集成的全岩氧同位素记录与腕足类和牙形石 $\delta^{18}\text{O}$ 数据在变化趋势上具有很好的一致性 (图 3), 显示了数据的可靠性。

基于前人已发表保存完好的腕足类和珊瑚等化石团簇同位素温度和氧同位素数据, 作者采用模型计算得到当时海水氧同位素组成, 比如奥陶纪大部分时段海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.4‰ VSMOW, 仅在晚奥陶世冰期由于冰量驱动有所增加。根据重建的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化和碳酸盐岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值, Goldberg 等人计算获得了寒武纪 - 奥陶纪地表温度变化记录 (图 4)。由于成岩作用通常会使得 $\delta^{18}\text{O}$ 值变低 (趋向更高的重建温

度), 所以 Goldberg 等人认为重建温度记录中最低十分位数部分才最能代表热带浅海温度, 而最高十分位数部分可能反映了成岩改造。该最低十分位数部分的古温度数据表明, 早奥陶世 (特马豆克阶 - 弗洛阶) 温度显著高于寒武纪晚期和中 - 晚奥陶世时期。在该温暖期之后, 弗洛阶 - 大坪阶时段以约 $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 的速率降温 $10 \sim 15^\circ\text{C}$ 。尽管在距今 467 Ma 之后晚奥陶世温度估算对模拟的冰盖增长比较敏感, 本研究记录重建的温度却显示 454 ~ 449 Ma 时段气候温暖, 随后才进入较冷的赫南特冰室状态 (图 4B)。

本研究高分辨率温度记录使得作者能够评估构造、气候和生物演化之间相互作用 (图 4)。寒武纪 / 奥陶纪界限和早奥陶世时期的高温可能是当时物种调整速率增加的一个主要驱动因素, 而晚寒武世和早奥陶世浅海大范围缺氧 (水温与溶解氧的反向关系) 又潜在地加剧了该生物事件的发生。前人研究认为跨越早 / 中奥陶世界限的变冷增加了海洋含氧量, 从而可能触发了 GOBE 事件 (Trotter et al., 2008)。然而,

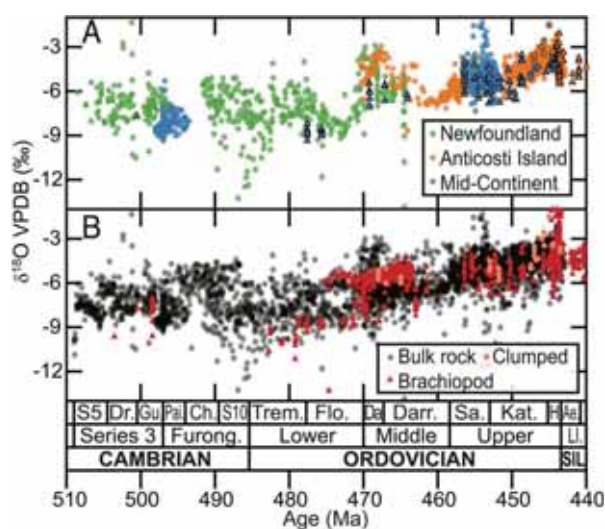


图 3 全岩与壳体化石氧同位素数据对比。(A) 来自北美样品的数据。圆形代表全岩氧同位素, 三角形代表腕足类壳体氧同位素。(B) 来自全球样品的数据, 包括全岩 (黑色圆点)、腕足类壳体 (红色三角形) 和团簇同位素样品 ^{18}O (橙色圆点) (Goldberg et al., 2021)



本研究表明仅有中奥陶世较短时间内变冷才与波罗的海和劳伦古陆发生的 GOBE 主要脉动相对应 (图 4B 和 4F)。同时, 碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的增加也与变冷有关, 主要表现在中 - 晚奥陶世长期变化趋势和与赫南特冰期相关

的碳同位素大幅正漂 (图 4A)。叠层石的丰度呈现出与温度相同、与动物多样性相反的变化趋势 (图 4F), 表现为晚寒武世丰度增加和早 - 中奥陶世世界限时期丰度降低。上述温度与生物多样性的相关关系暗示了气候及其相关因子 (如海水氧化程度) 对微生物和后生动物相对丰度和多样性的影响。

构造运动是早古生代气候的最终驱动因素, 进而影响生物多样性变化。例如, 中奥陶世温度变冷与岛弧增生的加强是同时的 (图 4C), 这与前人提出的变冷的构造驱动模型 (Macdonald et al., 2019) 是一致的, 但却超前于 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的降低 (该滞后可能是由于海洋中 Sr 的滞留时间长) (图 4C)。晚奥陶世中穿插的短暂温暖期与反复发生的区域火山事件有关, 这被广泛分布的定年较好的 K- 斑脱岩火山灰层和汞化学地层所证实 (Jones et al., 2017; Yang et al., 2019)。火山活动既可通过 CO_2 直接排放而导致变暖, 又可以通过硅酸盐岩风化吸收 CO_2 而导致变冷, 从而导致气候的不稳定性。该时期气候变率的增加与 GOBE 事件结束同步, 自此开始了长达 8 百万年之久生物多样性降低 (在赫南特冰期最盛期达到最低) 和生物灭绝。

本文采用团簇同位素手段揭示了成岩作用对早古生代碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 影响很小, 然后通过全球集成的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 数据首次获得了寒武纪 - 奥陶纪高分辨率气候记录, 并将该记录置于生物演化和构造变动的背景下进行对比研究, 明确指出地球气候与构造和火山活动关系紧密, 对早期动物演化中生物多样性的变化具有较强的控制作用。Goldberg 等人所展示的研究方法为我们解释其他深时阶段 (如前寒武纪) 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 记录提供了很好的借鉴。

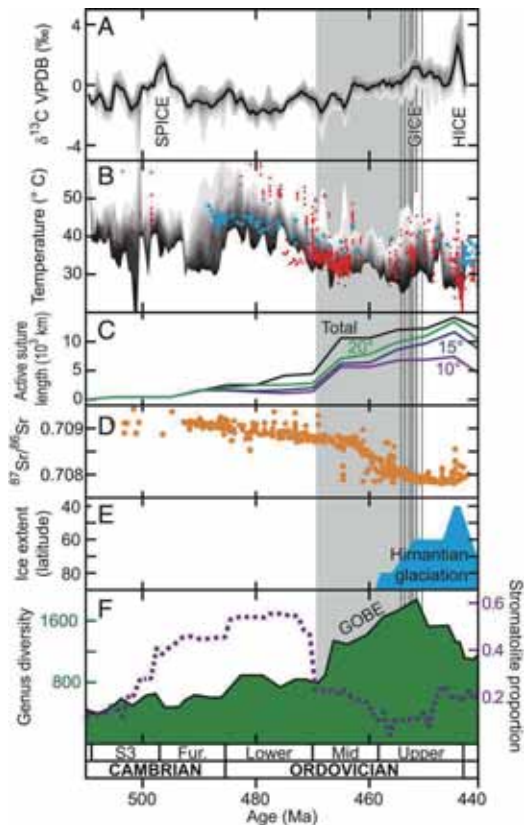


图 4 早期动物演化的气候和构造背景, 演化事件被突出显示。(A) 全岩 ^{13}C 值, 主要同位素漂移事件已被标注。GICE 为古登堡 ^{13}C 漂移, HICE 为赫南特 ^{13}C 漂移, 而 SPICE 则为排碧阶碳同位素正漂移。(B) 氧同位素温度, 用不同明暗度来表示全球所有数据的十分位数分布。暗色区域代表数据中 ^{18}O 更富集 (温度更低) 的部分, 具有较弱的成岩作用改造。红色圆点为腕足类氧同位素温度, 蓝色菱形为牙形石氧同位素温度。(C) 活动构造缝合带长度。黑色线为总活动长度, 彩色线代表热带地区不同纬度的活动长度。(D) 锶同位素比值, 为大陆风化替代指标。(E) 冰盖的纬向范围。(F) 绿色曲线 (区域) 代表海洋种属多样性 (左侧坐标轴), 紫色虚线代表含有叠层石的海相碳酸盐比例 (右侧坐标轴)。纵向灰色条带为 GOBE 发生时段, 竖线指示广泛分布的 K- 斑脱岩年龄 (Goldberg et al., 2021)



主要参考文献

- Bergmann K D, Finnegan S, Creel R, et al. A paired apatite and calcite clumped isotope thermometry approach to estimating Cambro-Ordovician seawater temperatures and isotopic composition[J]. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 2018, 224: 18-41.
- Buggisch W, Joachimski M M, Lehnert O, et al. Did intense volcanism trigger the first Late Ordovician icehouse?[J]. *Geology*, 2010, 38: 327-330.
- Finnegan S, Bergmann K, Eiler J M, et al. The magnitude and duration of Late Ordovician–Early Silurian glaciation[J]. *Science*, 2011, 331: 903-906.
- Goldberg S L, Present T M, Finnegan S, et al. A high-resolution record of early Paleozoic climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118: e2013083118. (原文链接)
- Hammarlund E U, Dahl T W, Harper D A T, et al. A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction[J]. *Earth Planet Science Letters*, 2012, 331/332: 128-139.
- Jones D S, Martini A M, Fike D A, et al. A volcanic trigger for the late Ordovician mass extinction? Mercury data from south China and Laurentia[J]. *Geology*, 2017, 45: 631-634.
- Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, et al., Arc-continent collisions in the tropics set Earth' s climate state[J]. *Science*, 2019, 364: 181-184.
- Rasmussen C M Ø, Ullmann C V, Jakobsen K G, et al. Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging mid Ordovician icehouse[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6: 18884.
- Swanson-Hysell N L, Macdonald F A. Tropical weathering of the Taconic orogeny as a driver for Ordovician cooling[J]. *Geology*, 2017, 45: 719-722.
- Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, et al. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry[J]. *Science*, 2008, 321: 550-554.
- Yang S, Hu W S, Wang X L, et al. Duration, evolution, and implications of volcanic activity across the Ordovician–Silurian transition in the Lower Yangtze region, South China[J]. *Earth Planet Science Letters*, 2019, 518: 13-25.

(撰稿：王旭 / 新生代室)



PNAS: 晚三叠世科罗拉多高原古气候重建——基于赤铁矿含量变化

以赤铁矿和针铁矿为代表的反铁磁性矿物在自然界中广泛存在，是土壤和沉积物中含量最为丰富的铁氧化物，其化学性质相对稳定，常以终产物的形式出现 (Barrón et al., 2003)。反铁磁性矿物在古地磁学和环境磁学研究中应用广泛。例如，赤铁矿是最为常见的古地磁信息载体之一 (Narumoto et al., 2006)。碎屑成因和自生成因的赤铁矿可以分别记录沉积剩磁 (DRM) 和化学剩磁 (CRM)。赤铁矿也是三叠纪红层的主要剩磁载体 (Walker et al., 1981)。由于形成环境条件不同，赤铁矿和针铁矿可以分别携带不同的环境演化信息 (Schwertmann and Taylor, 1989)。赤铁矿通常在相对温暖和干旱的环境下形成 (Claquin et al., 1999)。细颗粒赤铁矿是成土过程中的主要产物，其含量变化与控制成土作用强度变化的因素 (例如：降雨量等) 密切相关 (Balsam et al., 2004; Liu et al., 2007; Torrent et al., 2006)。针铁矿的地理分布范围更广，通常以含铁矿物的风化产物或者含铁溶液直接沉淀的形式广泛存在，相对湿润的环境更有利于针铁矿的形成 (Balsam et al., 2004)。长尺度黄土和红粘土序列中赤铁矿和针铁矿含量变化可以敏感地反映季风等气候干湿变化信息 (Deng et al., 2005; Hao et al., 2009; Ji et al., 2004)。

以赤铁矿为代表的反铁磁性矿物在古环境和古气候研究中具有重要的应用价值。但由于其磁性较弱、矫顽力偏高，常

规实验室的磁学测量仪器难以使其获得饱和。反铁磁性矿物具有特殊的反射光特征，因此前人常用漫反射光谱技术 (Diffuse Reflectance Spectroscopy, DRS) 来进行反铁磁性矿物的定性和定量化研究。漫反射是反射光的一种，当光线进入粉末状样品内部后，会在其内经历一系列的折射、反射、衍射和吸收，之后返回的总反射光即为漫反射光，因此其携带了物质内部结构与组成等细节信息。漫反射光谱技术具有检出限低、分析速度快和对样品无损等诸多优势 (Deaton and Balsam, 1991)，已广泛应用于从沉积物、土壤和气溶胶等天然样品中提取赤铁矿与针铁矿含量信息的研究 (Balsam et al., 2004; Ji et al., 2004; Shen et al., 2006)。

近日，来自美国罗格斯大学和哥伦比亚大学的 Christopher J. Lepre 和 Paul E. Olsen 利用漫反射光谱技术提取了北美科罗拉多高原 (图 1A) 晚三叠世钦尔组一套跨度约 14.5 Myr 红层 (图 1B, 红色泥岩) 中的赤铁矿含量变化信息，并基于此重建了该地区晚三叠世季风降水演化历史，相关成果发表在 *PNAS*。

漫反射光谱结果显示在岩心底部赤铁矿的特征光谱在 535 至 570 nm 之间 (图 1C)，岩心上部的特征光谱大都小于 550 nm。在排除 Al 元素替代的情况下，作者认为特征谱线的位置变化反映了岩心上部赤铁矿的粒径比岩心下部的相对较细。除赤

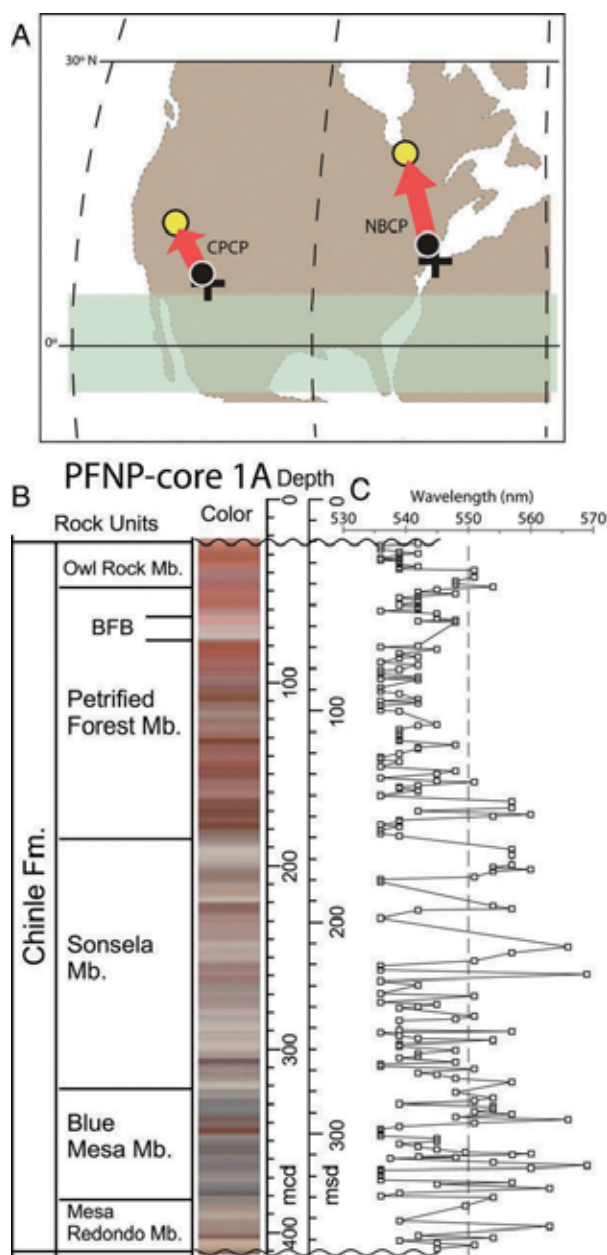


图 1 (A) 研究区位置图 (220 Ma 古地理重建格局)。CACP : 科罗拉多高原钻探计划 ; NBCP : 纽瓦克盆地钻探计划。箭头指示构造运动方向 ; (B) 岩心地层单位和岩心柱照片 ; (C) 赤铁矿漫反射光谱特征峰位置 (二阶导数) (Lepre and Olsen, 2021)

铁矿粒径变化之外, 漫反射光谱结果还显示赤铁矿的含量在这一阶段逐渐增加 (图 2B), 并且在此增加的大趋势之上, 赤铁矿的含量在 213 Ma 开始表现出周期性振荡变化。岩心赤铁矿含量的增加趋势与该地区

年均降雨量降低趋势 (图 2C) 较为相似, 反映了一个长期的干旱化过程, 在 215 Ma 开始干旱化的程度明显增强。岩心赤铁矿变化记录了科罗拉多高原晚三叠世古季风变化。考虑到泛大陆季风对天文气候强迫



的敏感性，记录的周期性振荡表明降水量变化可能受控于轨道因素。漫反射光谱结果反映了科罗拉多高原在晚三叠世期间干旱化程度和气候变化的振荡程度都在增加，这种气候变化在很大程度上归因于此时的构造运动格局，晚三叠世劳伦古陆向北运动使得科罗拉多高原进入干旱的亚热带地区。这一季风降水变化的时间与发生在 213-216 Ma 期间的 Adamanian–Revueltian

生物更替事件较为接近，作者推测季风降水变化是诱导该事件发生的原因之一。通过该研究，作者证明了赤铁矿含量变化可以敏感地追踪晚三叠世科罗拉多高原地区历时 14.5 Myr 之久的季风降雨变化，并利用这一信息评估了环境扰动、气候变化和陆生脊椎动物演化之间的联系。该研究成果进一步彰显了赤铁矿在古环境和古气候研究中的重要价值。

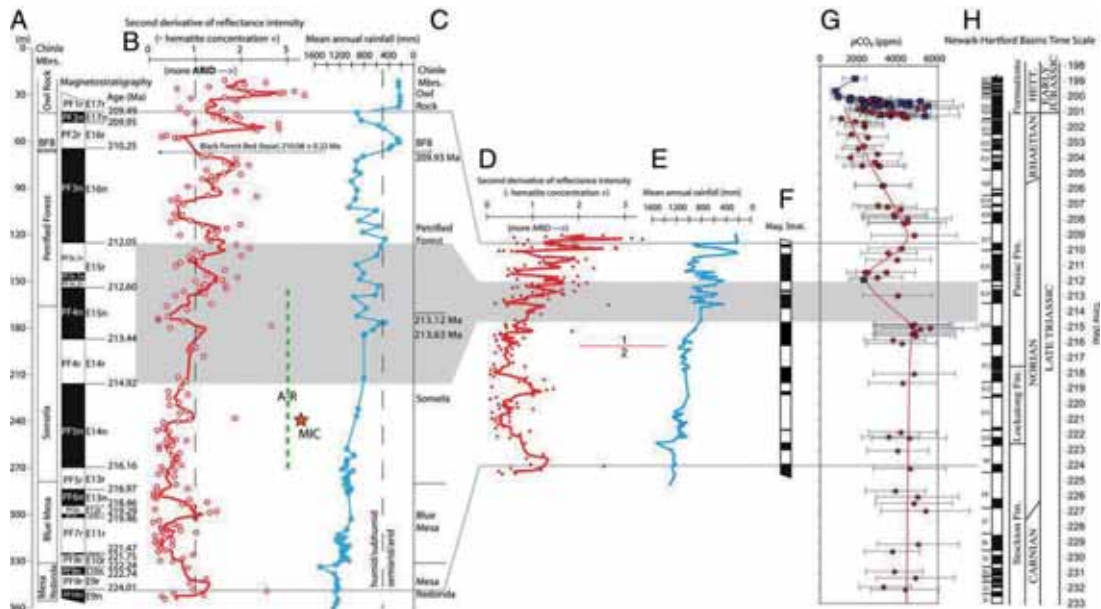


图 2 (A) 古地磁极性年表 ;(B) 基于漫反射光谱获得的岩心赤铁矿含量变化曲线 ;(C) 基于去钾化学蚀变指数 (CIA-K) 获得的研究区年均降水量变化 (mm) ;(D) 岩心赤铁矿含量变化 ;(E) 年均降水量变化 ;(F) 古地磁极性柱 ;(G) 晚三叠世至早侏罗世大气二氧化碳分压 ;(H) Newark–Hartford 天文年代地层极性年表 (Lepore and Olsen, 2021)

主要参考文献

- Balsam W, Ji J, Chen J. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 223(3-4): 335-348.
- Barrón V, Torrent J, De Grave E. Hydromaghemite, an intermediate in the hydrothermal transformation of 2-line ferrihydrite into hematite[J]. *American Mineralogist*, 2003, 88(11-12): 1679-1688.



- Claquin T, Schulz M, Balkanski Y J. Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1999, 104(D18): 22243-22256.
- Deaton B C, Balsam W L. Visible spectroscopy; a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1991, 61(4): 628-632.
- Deng C, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long term climatic variability[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2005, 110(B3).
- Hao Q, Oldfield F, Bloemendal J, et al. The record of changing hematite and goethite accumulation over the past 22 Myr on the Chinese Loess Plateau from magnetic measurements and diffuse reflectance spectroscopy[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, 114(B12).
- Ji J, Chen J, Balsam W, et al. High resolution hematite/goethite records from Chinese loess sequences for the last glacial interglacial cycle: Rapid climatic response of the East Asian Monsoon to the tropical Pacific[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(3).
- Lepre C J, Olsen P E. Hematite reconstruction of Late Triassic hydroclimate over the Colorado Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(7): e2004343118. (原文链接)
- Liu Q, Deng C, Torrent J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26(3-4): 368-385.
- Narumoto K, Yang Z, Takemoto K, et al. Anomalously shallow inclination in middle—northern part of the South China block: palaeomagnetic study of Late Cretaceous red beds from Yichang area[J]. *Geophysical Journal International*, 2006, 164(2): 290-300.
- Schwertmann U, Taylor R M. Iron oxides[J]. *Minerals in Soil Environments*, 1989, 1: 379-438.
- Shen Z X, Cao J J, Zhang X Y, et al. Spectroscopic analysis of iron-oxide minerals in aerosol particles from northern China[J]. *Science of the Total Environment*, 2006, 367(2-3): 899-907.
- Torrent J, Barrón V, Liu Q. Magnetic enhancement is linked to and precedes hematite formation in aerobic soil[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(2).
- Walker T R, Larson E E, Hoblitt R P. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, 86(B1): 317-333.

(撰稿：张强 / 岩石圈室)



Science: 白垩纪末植物灭绝事件和现代雨林的起源

发 生在白垩纪和古近纪交界 (K/Pg 界线, ~6600 万年前) 的小行星撞击地球事件, 造成了大规模的快速灭绝事件, 摧毁了地球上约 3/4 的生物。南美洲北部距离撞击点 Chicxulub 大约 1500 km, 坐落在白垩纪 - 古近纪的古赤道, K/Pg 事件对低纬热带雨林的影响仍然不清楚。

巴拿马史密森热带研究所的 Mónica Carvalho 博士、Carlos Jaramillo 教授及其团队最近在 *Science* 发表论文 (Carvalho et al., 2021)。该团队分析了哥伦比亚 K/Pg 界限前后 5 万多粒花粉和 6000 多块树叶化石, 探讨了事件前后低纬热带地区的植物多样性、植物组成和森林结构的变化, 以及 K/Pg 事件在重塑现代热带雨林方面的作用。

1. 热带植被的灭绝和反转

南美洲热带的孢粉类型多样性在马斯特里赫特阶 (Maastrichtian, ~72-66 Ma) 比古新世中晚期 (66-62 Ma) 高 (图 1A- 图 1E), 在生物灭绝的高峰期 (66 Ma), 孢粉类型多样性减少了 45%, 超出了在马斯特里赫特阶或古新世的灭绝量。在 K/Pg 界限之后, 孢粉多样性仍然维持在较低的水平, 直到 60 Ma 之后才基本恢复到灭绝前的水平, 之后进一步增加; PETM 事件发生时期 (~56 Ma) 甚至超过了灭绝前的数量 (Jaramillo et al., 2006, 2010)。

植被组成也在 K/Pg 界限前后发生了明显的变化 (图 1F, 图 1G), 并且这个变化是

永久性的。马斯特里赫特阶被子植物和蕨类植物的比例差别不大, 分别为 47.9% 和 49.5%, 而在古新世被子植物占主导, 达 84% (图 1H)。裸子植物 (主要是南洋杉科, Araucariaceae) 的含量减少, 从马斯特里赫特阶的 2.5%, 减少为古新世的 0.4%。

K/Pg 事件影响的范围、生物灭绝的程度以及生态系统恢复的格局, 存在明显的地区差异 (Jacobs and Currano, 2021)。在巴塔哥尼亚, 植物多样性恢复较快, 多达 90% 的植物类型重新出现在丹麦阶 (Danian, 66-61.6 Ma) (Barreda et al., 2012), 而在北美北部大平原, 大约 30% 的植物遭灭绝, 植物的恢复较慢, 直到古新世末期或始新世早期 (~56 Ma), 植物多样性才恢复到灭绝前的水平 (Peppe, 1998; Wing et al., 1995)。

2. 叶面形态和森林类型

叶面形态分析的样品来自马斯特里赫特阶 Guaduas 化石群 (2053 个化石)、中晚古新世 Bogotá 化石群和 Cerrejón 化石群 (4898 个化石)。

作者在马斯特里赫特阶 Guaduas 植物化石群识别出 41 种被子植物和 4 种蕨类植物, 古新世 Bogotá 植物化石群发现 46 种被子植物和 2 种蕨类植物, Cerrejón 植物化石群包含 58 种被子植物、5 种蕨类植物和 1 种针叶树。3 个古植物群中被子植物的叶面形态均与现代热带雨林相似, 叶子较大, 边缘没有

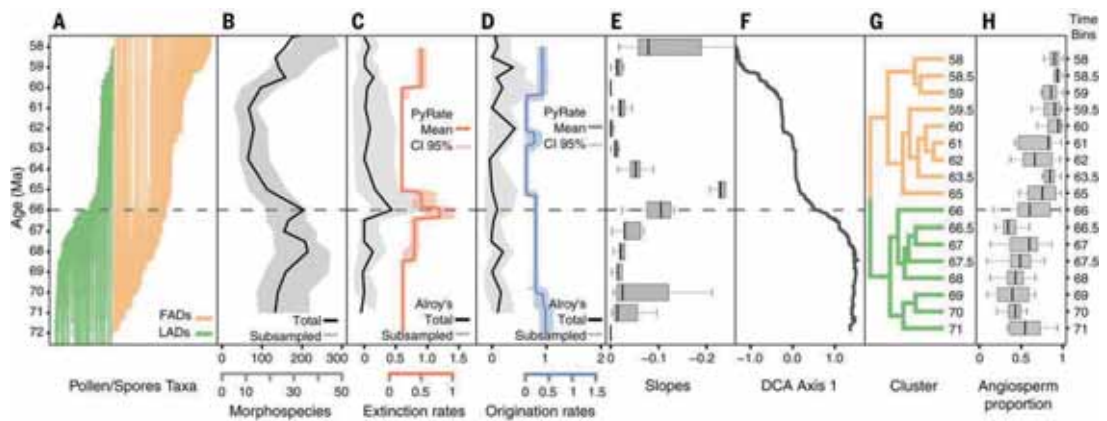


图 1 南美洲北部马斯特里赫特阶 - 古新世界植物多样性和植物组成的变化 (Carvalho et al., 2021)。(A) 马斯特里赫特阶 - 古新世界植物变化 (绿色: 灭绝植物; 桔黄色: 新生植物); (B) 植物多样性变化; (C) 植物灭绝速率; (D) 植物产生速率; (E) 存活率; (F) 植物组成数量; (G) 植物组成类型 (绿色: 马斯特里赫特阶; 桔黄色: 古新世); (H) 被子植物含量

锯齿, 叶尖细长 (图 2)。根据叶面积推测, 维持 Guaduas、Bogotá 和 Cerroejón 古植物群生长需要的年平均降水量分别为 234-293cm、

182-184cm 和 240-308cm。

作者比较了 Guaduas、Bogotá 和 Cerroejón 等 3 个古植物群与现代热带雨林树叶的亲

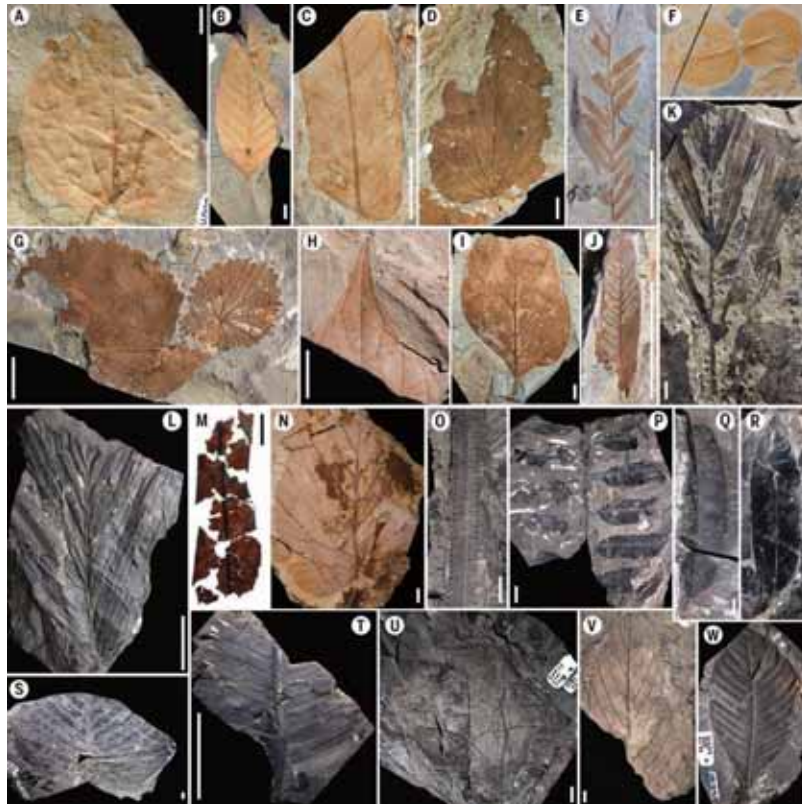


图 2 树叶化石形态 (Carvalho et al., 2021)



缘关系,发现与 *Guaduas* 古植物群具有亲缘关系的科一级的被子植物,广泛分布在热带低地,如 Lauraceae、Araceae、Theaceae、Arecaceae、Rhamnaceae、Piperaceae、Salicaceae、Canellaceae、Dilleniaceae、Urticaceae 和 Monimiaceae 等。古新世 Bogotá 古植物群和 Cerroejón 古植物群相似,则包含了现代热带雨林的主要树种,包括 Fabaceae、Euphorbiaceae、Lauraceae、Salicaceae、Violaceae、Malvaceae、Melastomataceae、Rhamnaceae、Arecaceae、Eleoocarpaceae 和 Araceae 等。因此在科一级的植物组成上,古新世古植物群比马斯特里赫特阶古植物群更接近现代雨林。

单位面积叶脉长度的分布 (leaf vein length per area: VLA) 和叶表皮 (leaf cuticles) 稳定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$) 可以反映森林的树冠结构 (Canopy structure)。*Guaduas* 古植物群 VLA 值相对较高,呈单峰分布,树叶 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低。相反, *Cerroejón* 古植物群 VLA 值呈双峰分布,树叶 $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围较大,与郁闭度高、多层结构的现代热带雨林相似。因此,作者推测马斯特里赫特阶的热带雨林,很有可能是较为开放的环境,有利于呼吸作用产生的 CO_2 和大气 CO_2 的混合,林下层和树冠层之间光照强度的垂直差异较小,与多层结构的古新世古植物群相比,这些开阔的森林通过蒸腾作用产生的降雨可能更少。

3. 现代雨林的起源

白垩纪以前,热带雨林相对开阔,植被由被子植物,蕨类植物和针叶树(主要是南洋杉科)组成。而古新世森林,则与现代植被非常相似,郁闭度高,多层结构,植被以被子植物为主,其组成在科一级的

水平上相似。

马斯特里赫特阶和古新世森林虽然在植物组成和树冠结构方面存在差异,但叶面形态的相似性表明这两个明显不同的生态系统,其气候状况却是相似的,均为湿润的热带气候。不同之处在于马斯特里赫特阶雨林相对开阔,被子植物种类不丰富,针叶树种类尽管很少,但数量相对稳定,另外,碳的固定速率、蒸腾蒸发作用和营养物质的循环可能也比古新世雨林小。而古新世雨林郁闭度的增加,导致光照和水的利用产生明显的垂直差异,为植物新种的出现和生长方式的改变创造了条件,形成了类似现代雨林那样复杂的垂直结构。

这些显著的差异引发 2 个问题:(1) 在白垩纪末,被子植物在种类和生态方面都呈现出多样性,从水生植被到高大树木 (Wing and Boucher, 1998; Jud et al., 2018),生长环境多种多样,完全具备形成郁闭树冠的有利条件,可是为何马斯特里赫特阶雨林的郁闭度较低?(2) 古新世和马斯特里赫特阶的气候条件十分相似,可是为何古新世雨林没有重新回到与马斯特里赫特阶相似的雨林,反而演变成另外一种不同的植物群落和结构?

由此,作者提出了以下三种现代雨林起源的假设:

(1) 大型食草动物的干扰。在撞击事件前,大型食草动物,主要是恐龙,通过不断践踏和大量进食,连续地干扰生境,产生林隙,减少了相邻植物对光照的竞争,从而保持了雨林的开放性。大型食草动物在白垩纪末灭绝,减少了林隙的形成,触发热带植物之间对光的竞争,产生了更多荫蔽的栖息地,导致对光和水分等生长需



求不同的新种的产生；

(2) 与土壤营养物质有关。马斯特里赫特阶南美洲北部为广袤稳定的低地，经历了持续几百万年的湿润气候，风化作用强烈，导致土壤贫瘠，营养物质较低，只能维持开阔的森林。而撞击事件产生的灰烬丰沃了热带土壤，有利于生长速度比针叶树和蕨类植物快的被子植物的繁殖；

(3) 与选择性的灭绝有关。尽管南洋杉科的种类不多，他们是形成晚白垩纪的

树冠结构的重要因素，由于南洋杉科的生态范围较窄，以及较少的树木生长方式，极易遭受大规模的灭绝事件。相比之下，马斯特里赫特阶被子植物较高的生态多样性，以及更高的全基因组复制能力，使他们更能抵抗灭绝。因此在白垩纪末，针叶树几乎从热带雨林中消失，为被子植物在古新世期间形成多样化的树冠创造了更多的生存空间。

主要参考文献

- Barreda V D, Cúneo N R, Wilf P, et al. Cretaceous/Paleogene floral turnover in Patagonia: drop in diversity, low extinction, and a Classopollis spike[J]. *PLoS One*, 2012, 7(12): e52455.
- Carvalho M R, Jaramillo C, de la Parra F, et al. Extinction at the end-Cretaceous and the origin of modern Neotropical rainforests[J]. *Science*, 2021, 372(6537): 63-68. ([原文链接](#))
- Jacobs B F, Currano E D. The impactful origin of neotropical rainforests[J]. *Science*, 2021, 372(6537): 28-29.
- Jaramillo C, Ochoa D, Contreras L, et al. Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on neotropical vegetation[J]. *Science*, 2010, 330(6006): 957-961.
- Jaramillo C, Rueda M J, Mora G. Cenozoic plant diversity in the Neotropics[J]. *Science*, 2006, 311(5769): 1893-1896.
- Jud N A, Michael D D, Williams S A, et al. A new fossil assemblage shows that large angiosperm trees grew in North America by the Turonian (Late Cretaceous)[J]. *Science Advances*, 2018, 4(9): eaar8568.
- Peppe D J. Megafloral change in the early and middle Paleocene in the Williston Basin, North Dakota, USA[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 298(3-4): 224-234.
- Wing S L, Alroy J, Hickey L J. Plant and mammal diversity in the Paleocene to early Eocene of the Bighorn Basin[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1995, 115(1-4): 117-155.
- Wing S L, Boucher L D. Ecological aspects of the Cretaceous flowering plant radiation[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26(1): 379-421.

(撰稿：姜文英 / 新生代室)



PNAS: 古新世 - 始新世极热事件沉积物中巨型针状化石磁小体的磁学识别

古老沉积物或岩石中的化石磁小体是由一类被称为趋磁细菌的原核微生物形成的，它们通常具有“独特的晶体形态、相对高的化学纯度、单畴尺寸（ $\sim 30-120$ nm）、链状结构”，因而“磁性强且稳定、形貌独特可识别”，被认为是开展“古地磁学、古环境和早期生命”研究理想的“一石三鸟”磁性纳米化石（Li et al., 2020a）。由于地质记录中的磁小体化石通常尺寸小、易被改造，且与其他类型磁性矿物杂居混生，因而它的精准识别和量化研究极富挑战（Li et al., 2020b）。

最近，来自美国犹他大学的博士生 Wagner 等人提出了一种基于多磁滞回线测量的 FORC 图的无损磁学方法，来鉴别沉积物中的“巨型化石磁小体”，并依此开展古环境研究。与常规的纳米尺寸的化石磁小体不同，这种“巨型化石磁小体”长度可达几个微米，首先发现于古新世 - 始新世极热事件（PETM）时期的沉积物中（Schumann et al., 2008）。尽管其生物学成因仍然存在争议，这些“巨型化石磁小体”通常与常规的“立方 - 八面体形、棱柱形和子弹头形化石磁小体”共存，因而被用来指示地质历史时期的极热气候事件（Schumann et al., 2008; Chang et al., 2012）。

作者应用 FORC 技术，对比研究了来自新泽西州威尔逊湖的 PETM 岩心沉积物样品 WL35950b 和来自瑞士的 Baldeggersee 沉积物样品 BAL13 中的化石磁小体的磁

学特征（图 1）。结果显示，两个样品的 FORC 图差别显著（图 1C、图 1D）。具体而言，WL35950b 样品的 FORC 图在水平和垂直方向的展布更大，指示含有高矫顽力的磁性组分。对 FORC 图的进一步的分析显示，BAL13 样品主要由两个狭窄的矫顽力成分组成，分别代表生物成因软磁组分（ $\sim 10-50$ mT, BS）和生物成因硬磁组分（ $\sim 50-100$ mT, BH），属于常规的化石磁小体（主要有纳米级的立方 - 八面体状、棱柱状和子弹头状等）（Egli, 2004）。相比较，WL35950b 样品除了有类似的两个矫顽力组分外，还存在一个高矫顽力组分（ $\sim 140-210$ mT, BN）。

为了进一步证实磁学观测，作者通过透射电镜观察沉积物样品中的化石磁小体种类（图 2）。他们在 WL35950b 样品发现了多种不同形态和不同尺寸的常规化石磁小体外，还发现了巨型的子弹头形、纺锤体形和针状磁铁矿晶体。微磁模拟进一步证明，由于颗粒高度拉长，这些巨型针状磁铁矿颗粒的矫顽力可高达 ~ 310 mT。

综合上述研究，作者认为 FORC 图的中脊偏移特征可明确识别沉积物中的巨型针状化石磁小体，所有化石磁小体的剩磁贡献至少为 40%，大大高于前人估计的 $\sim 10\%$ （Wang et al., 2015）。

迄今为止，前人仅在极热事件的沉积物中发现了巨针状化石磁小体，并且它们经常伴有其它形态的巨型化石磁小体（例

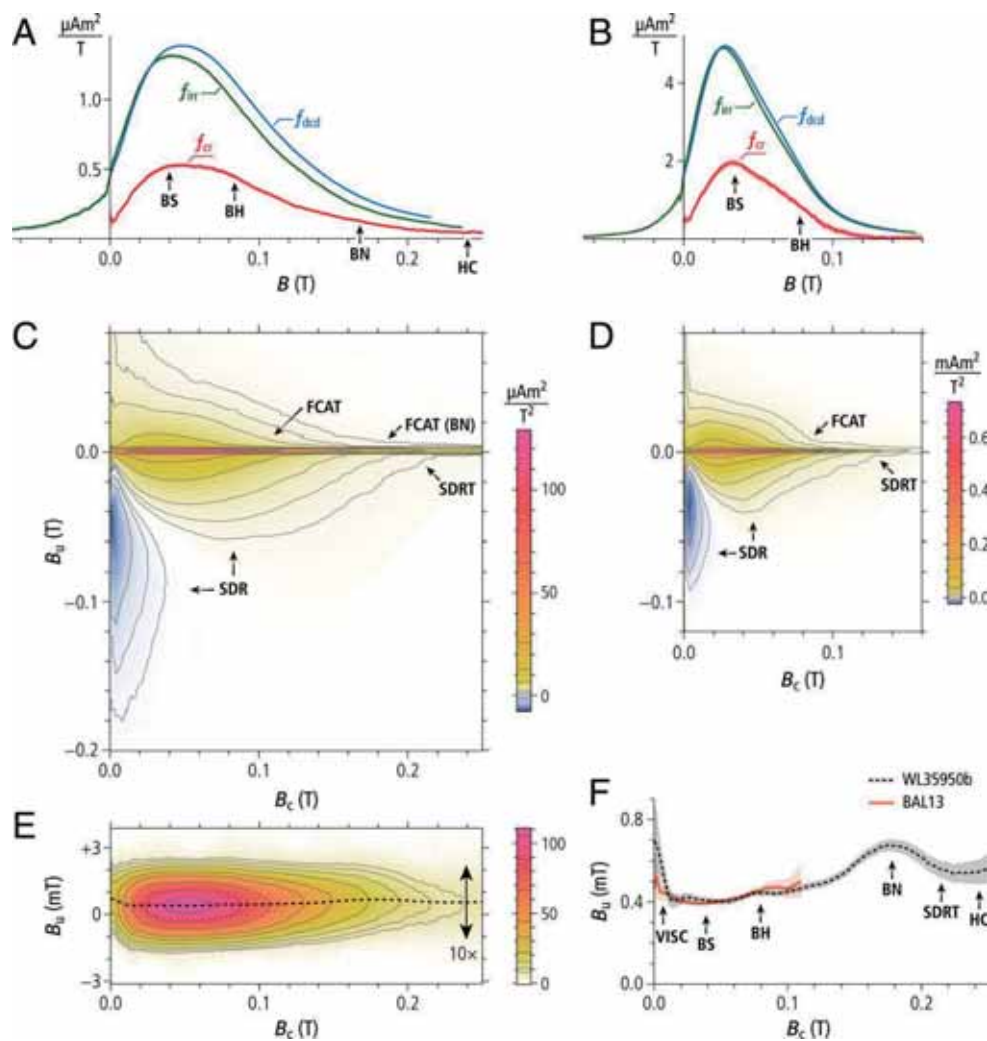


图 1 样品 WL35950b (A、C、E) 和 BAL13 (B、D) 的 FORC 图分析及其对比 (F) (Wagner et al., 2021)

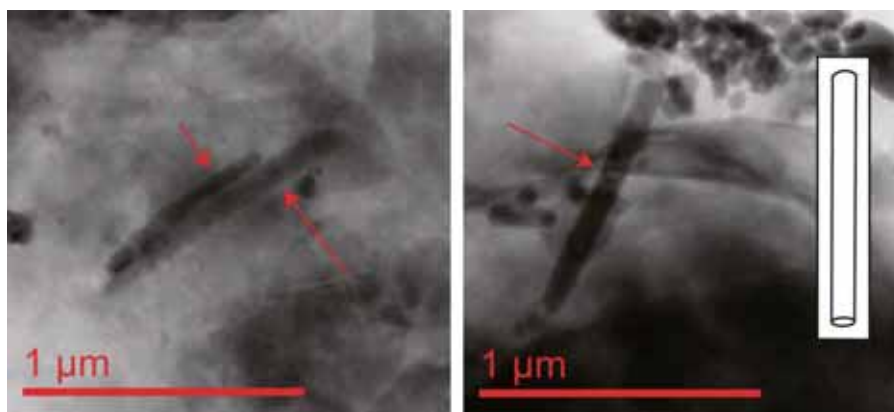


图 2 样品 WL35900 磁选物中巨型化石磁小体的透射电镜图 (红色箭头表示) (Wagner et al., 2021)



如矛头状、纺锤状和子弹头状) (Schumann et al., 2008; Chang et al., 2012)。尽管尚不清楚这些合成巨型化石磁小体的生物的生理学和生态学特征, 但这些化石磁小体与海水温度和海水化学的急剧变化等全球变化事件相关, 表明它们能够有效地识别海水环境扰动。相比于磁选后再用电镜观察的方法, 使用无损的磁学测量手段可以鉴别大量沉积物样品是否存在巨型针状化石磁

小体。快速在地质记录中找到巨型化石磁小体组合将有助于人们认识它们的起源及能够合成这些化石磁小体的生物的生态学特征。此外, 巨型化石磁小体似乎与快速行星变化, 特别是全球变暖事件所引发的海洋脱氧有关。通过研究巨型化石磁小体, 我们可以更好地了解敏感的海洋生态系统如何响应过去的气候变化事件。

主要参考文献

- Chang L, Roberts A P, Williams W, et al. Giant magnetofossils and hyperthermal events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 351: 258-269.
- Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments[J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 2004, 48(2): 391-446.
- Li J, Liu Y, Liu S, et al. Classification of a Complexly Mixed Magnetic Mineral Assemblage in Pacific Ocean Surface Sediment by Electron Microscopy and Supervised Magnetic Unmixing[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2020, 8: 609058.
- Li J, Menguy N, Roberts A P, et al. Bullet shaped magnetite biomineralization within a magnetotactic Deltaproteobacterium: implications for magnetofossil identification[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2020, 125(7): e2020JG005680.
- Schumann D, Raub T D, Kopp R E, et al. Gigantism in unique biogenic magnetite at the Paleocene–Eocene Thermal Maximum[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2008, 105(46): 17648-17653.
- Wang H, Wang J, Chen-Wiegart Y K, et al. Quantified abundance of magnetofossils at the Paleocene–Eocene boundary from synchrotron-based transmission X-ray microscopy[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2015, 112(41): 12598-12603.
- Wagner C L, Egli R, Lascu I, et al. In situ magnetic identification of giant, needle-shaped magnetofossils in Paleocene–Eocene Thermal Maximum sediments[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(6): e2018169118. (原文链接)

(撰稿: 何况, 李金华 / 地星室)



Nature: 上新世温暖期西风带减弱并向极地移动

中纬度西风带是气候系统的一个基本组成部分，其在驱动海洋循环和调节海洋与大气之间热量、动量和碳交换方面起着至关重要的作用。最近40年的研究表明，人类活动导致的全球变暖使得南半球西风带向南极移动且强度增强，这种趋势在北半球也有体现（Yang et al., 2020）。但是，随着大气二氧化碳进一步增加以及全球温度的持续升高，西风带的向极运动和增强是否会继续下去，仍存在广泛的争议。显然，重建地质温暖期西风带变化情况，将有助于量化未来中纬度环流的变化。

上新世（~3-5 Ma）是距离现代最近的一个稳定持久的温暖期。该时期大气二氧化碳含量与今天相似，约为350-450 ppmv，全球平均温度比工业革命前高~2-4°C，与预估的本世纪末全球温度相似，因此被认为是21世纪末全球变暖的相似型（Burke, 2018）。上新世-更新世之交，北半球冰盖大规模扩张，全球气候进入更新世冰期-间冰期旋回。因此，上新世-早更新世气候记录为探索西风带对未来气候变化的响应提供了切入点。

深海风尘沉积因连续性好、年代准确且分布范围广泛而成为研究古大气环流路径和强度的宝贵记录。北太平洋位于亚洲内陆干旱区的下风向地区，西风带将大量的粉尘物质输送到这一地区（Tanaka and Chiba, 2006）。因此，可以通过研究北太平

洋粉尘沉积通量重建西风带变化。最近，美国哥伦比亚大学拉蒙特-多尔蒂地球观测所的Jordan T. Abell及其合作者，通过重建上新世-早更新世北太平洋中纬地区（ODP1208孔和ODP885/886孔）粉尘通量、海洋生产力和海表温度（SST）变化，并与全球相关地质记录进行对比，揭示了不同气候背景下西风带的变化。

结果显示，重建的ODP1208孔和ODP885/886孔上新世-早更新世粉尘通量具有不同的变化趋势。对于地理位置偏南的ODP1208孔（图1b），粉尘通量在4.5-2.73 Ma间相对稳定且整体处于较低水平，期间的几次小幅增加与气候变冷相对应。2.73 Ma后，冰期时北半球冰盖增加，粉尘通量明显增高（峰值约为上新世平均值的2.2-5.4倍）；间冰期北半球冰盖减少，粉尘通量降低到上新世的水平。对于偏北的ODP885/886孔（图1c），粉尘通量在2.73 Ma前后没有发生明显的变化，且波动与冰期-间冰期旋回对应较差。

作者还分析了南部ODP1208孔的海表温度和海洋生产力变化，并与粉尘通量进行了对比。结果显示，海表温度（图3b）和海洋生产力（图3d-图3f）与粉尘通量具有相似的变化，即在2.73 Ma后冰期-间冰期的波动明显增大，暗示着西风带位置的摆动增强。

最后，为了验证西风带变化是否具有全球一致性，作者将北太平洋粉尘通量记

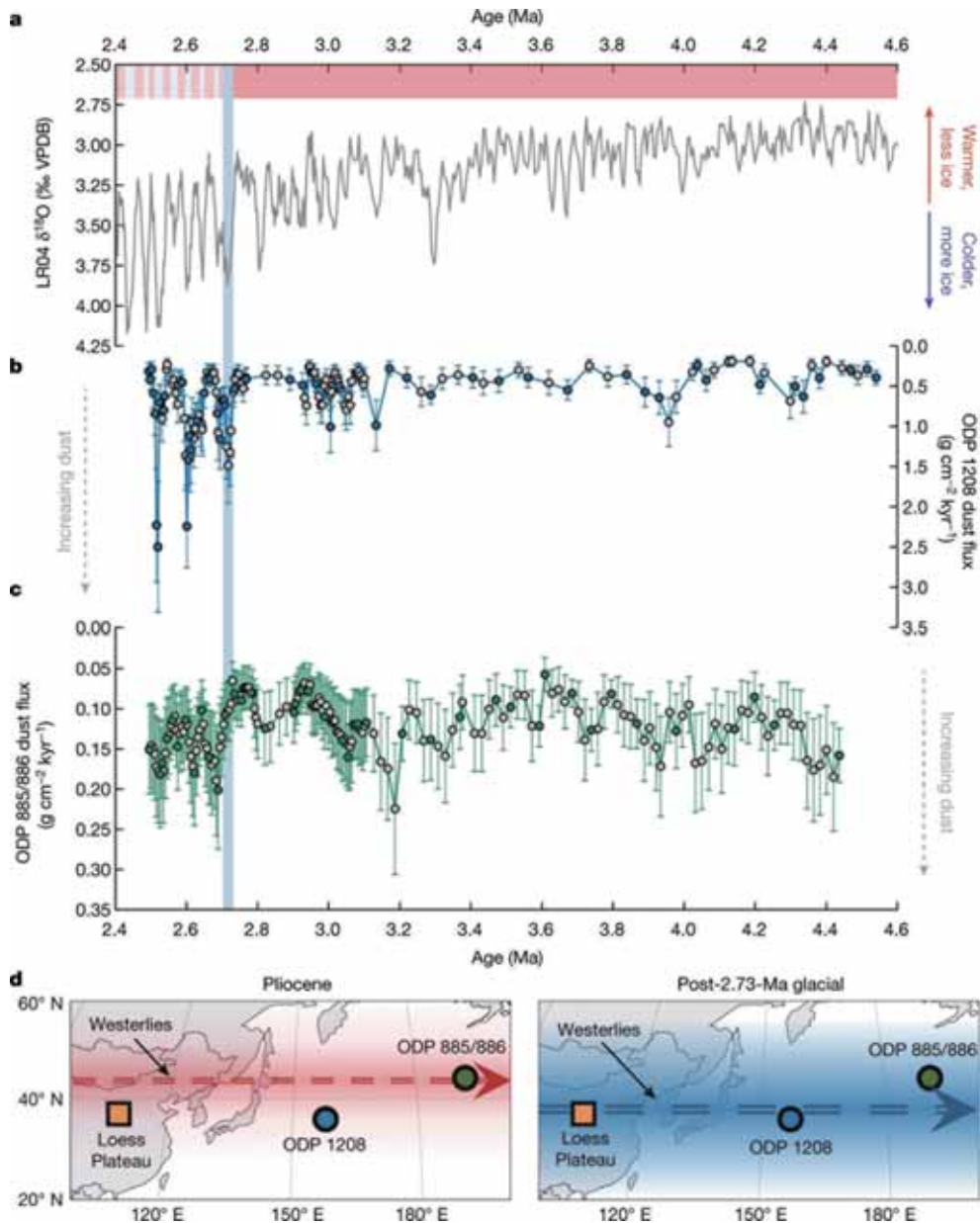


图 1 上新世 - 更新世北太平洋粉尘通量重建记录 (Abell et al., 2021) a. LR04 $\delta^{18}\text{O}$; b. ODP 1208 孔粉尘通量 ; c. ODP 885/886 孔粉尘通量 ; d. 西风带位置示意图

录与受西风影响的中国黄土高原地区 (图 3d)、北大西洋 (图 3e) 和南大西洋 (图 3f) 粉尘通量记录进行了对比, 发现不同地区的粉尘通量变化是一致的。

该研究表明, 冰量和经向温度梯度是上新世和早更新世西风的主要驱动机制。

不同地区地质记录的对比显示全球气候变化是同步的, 上新世温暖期西风带在北半球和南半球均向极地迁移, 其西风带强度弱于之后的更新世寒冷期。这意味着随着全球变暖加剧, 未来南北半球西风环流将继续向极地移动且强度进一步减弱。

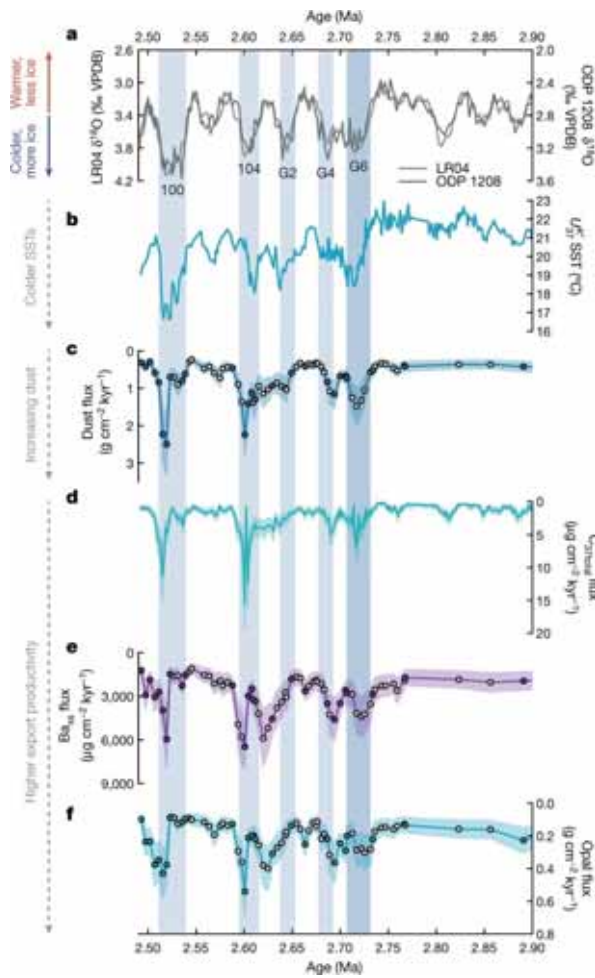


图2 北太平洋 ODP 1208 孔粉尘通量、海表温度和海洋生产力变化对比 (Abell et al., 2021) ; a. LR04 $\delta^{18}\text{O}$; b. SST ; c. 粉尘通量 ; d. $\text{C}_{37\text{total}}$ 通量 ; e. Ba_{XS} 通量 ; f. 蛋白石通量

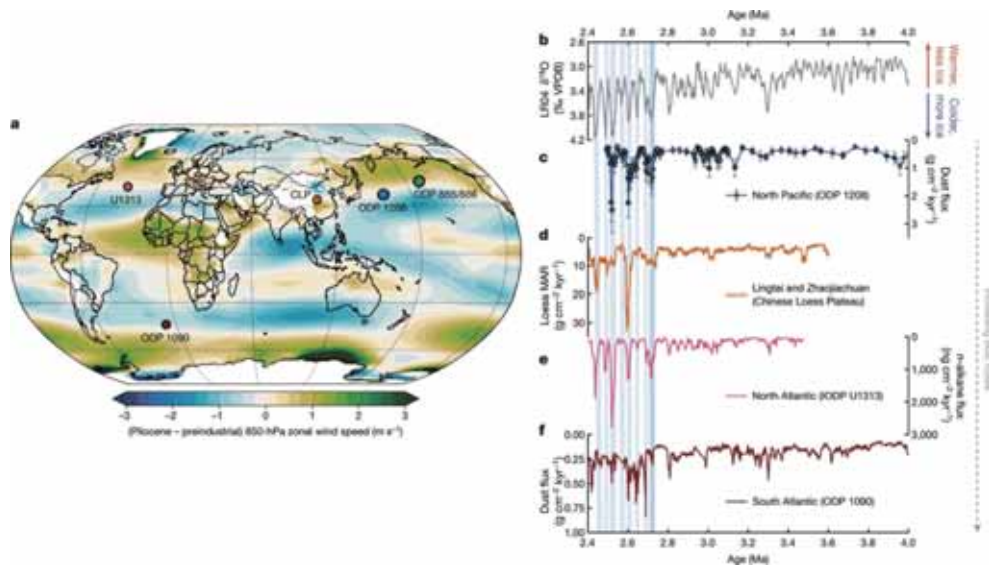


图3 北太平洋 (c)、中国黄土高原 (d)、北大西洋 (e) 和南大西洋 (f) 上新世 - 更新世粉尘通量变化对比 (Abell et al., 2021)



主要参考文献

- Abell J T, Winckler G, Anderson R F, et al. Poleward and weakened westerlies during Pliocene warmth[J]. Nature, 2021, 589(7840): 70-75. ([原文链接](#))
- Burke K D, Williams J W, Chandler M A, et al. Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2018, 115(52): 13288-13293.
- Burke K D, Williams J W, Chandler M A, et al. Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2018, 115(52): 13288-13293.
- Tanaka T Y, Chiba M. A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget[J]. Global and Planetary Change, 2006, 52(1-4): 88-104.
- Yang H, Lohmann G, Krebs K, Kanzow U, et al. Poleward shift of the major ocean gyres detected in a warming climate[J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(5): e2019GL085868.

(撰稿：黄晓芳，杨石岭 / 新生代室)



Science: 太阳辐射在间冰期末期激发的气候突变

气候突变是以短时间尺度内发生剧烈的气候变化为标志，是地球科学领域研究的前沿热点问题之一，对现代以及未来全球气候变化具有重要的指示意义。长期以来，大量的古气候地质记录显示在末次冰期发生了广泛的气候突变事件。然而，随着越来越多较长时间尺度、高分辨率地质证据的出现，气候突变事件被发现不仅出现在较冷的冰期，而且也出现在与我们现代气候息息相关的较温暖的间冰期，尤其是在间冰期的末期。然而，是什么因素导致了这种温暖时期的气候突变尚不清楚。

太阳辐射是地球气候系统最重要的外部驱动力之一，对区域和全球气候变化均发挥着至关重要的作用。然而，由地球轨道因素引起的地表所接收的太阳辐射的变化非常缓慢（轨道尺度，万年到十万年级别），使得太阳辐射的影响在气候突变研究中常被忽视。在 2021 年 8 月 27 日发表的 *Science* 期刊中 (Yin et al., 2021)，比利时新鲁汶大学 (UCLouvain) 的尹秋珍教授、新鲁汶大学和中科院地质与地球物理研究所联合培养的博士生吴志鹏等，通过对过去 80 万年以来 11 个间冰期阶段的气候瞬变模拟，发现在每个间冰期即将结束的时候，缓慢变化的太阳辐射都可以在全球范围内引起快速的气候突变事件。具体表现为，当北半球夏季太阳辐射降低到一个临界值时，大西洋经向翻转环流 (AMOC) 短时

间内突然剧烈减弱，随之发生大幅度的振荡（图 1）。AMOC 的这种变化在北半球引起大范围快速降温事件，同时在不同地区的降雨和植被中也引起快速的波动。他们的研究揭示，这种太阳辐射引起的快速降温事件在北半球高纬度地区短时间内形成大量的积雪，有可能是造成间冰期温暖气候结束、寒冷冰期开始的一个重要因素。这一通过气候模拟获得的间冰期后期突然变冷事件包括它们发生的时间，也得到了格陵兰冰芯记录、伊比利亚边缘海浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 以及其他高分辨率记录的进一步证实。

尹秋珍等的模拟结果显示，间冰期末期 AMOC 的突然减弱受控于北半球高纬度夏季太阳辐射，而温室气体只起到轻微调控太阳辐射的作用。随着太阳辐射的逐渐降低，北极海冰范围逐渐扩张。当太阳辐射降低到一个临界值时，海冰开始覆盖拉布拉多海的对流中心，导致其对流突然关闭，引起 AMOC 的突然减弱。同时在北欧海北部，海冰与海洋内部温度的相互作用使得那里的对流产生了百年尺度的高振幅振荡，从而引起了 AMOC 的大幅度振荡。只有当太阳辐射重新升高到一定程度，使得拉布拉多海和北欧海北部不再被海冰覆盖，这种 AMOC 的大幅振荡才会停止。

由于不同间冰期太阳辐射的纬度和季节性分布不同，太阳辐射的临界值在不同间冰期也会略有不同，但都足够低，且变



化范围较小，在 352.1 W/m^2 (MIS-15e) 到 358.2 W/m^2 (MIS-7a) 之间 (图 2)。北半球夏季平均太阳辐射的变化同时受控于岁差和斜率，其中岁差的影响更为显著。尹秋

珍等的研究表明，太阳辐射临界值的出现需要较大的岁差 (北半球夏季在远日点且偏心率较大) 以及较小的斜率。他们的研究显示，在过去 80 万年，这种太阳辐射临

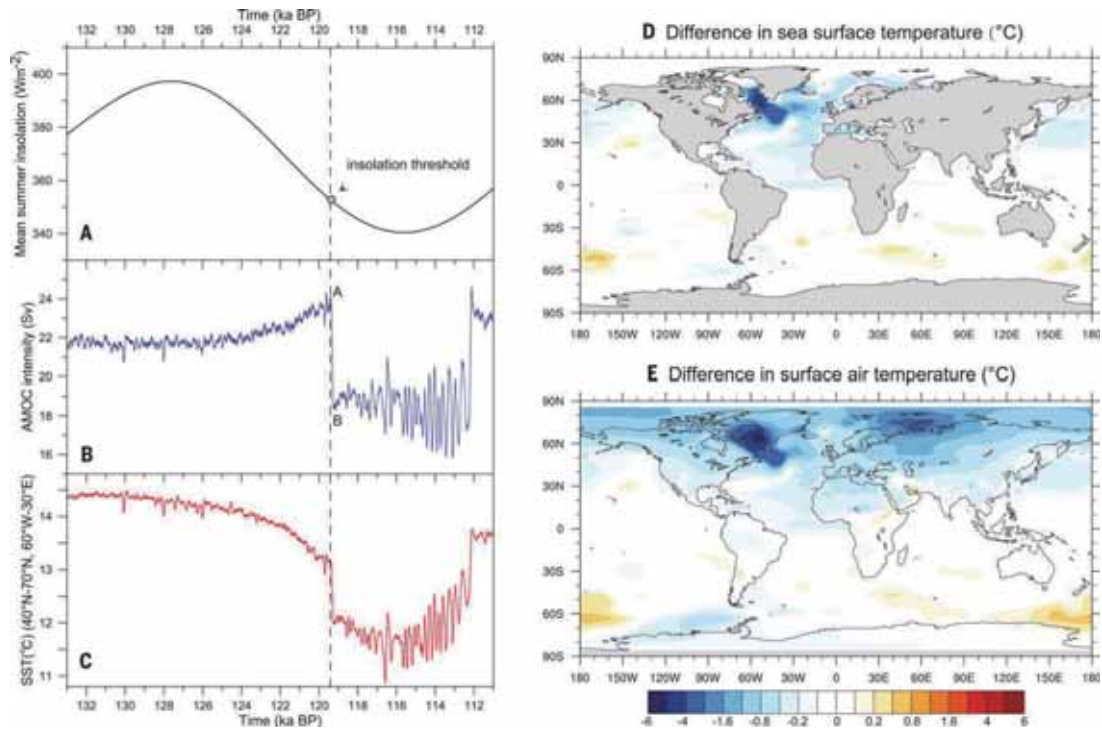


图 1 以末次间冰期为例显示的太阳辐射引起的 AMOC 和温度的变化 (Yin et al., 2021)。(A) 四个纬度 (55°N 、 65°N 、 75°N 和 85°N) 夏半年平均太阳辐射的平均值，夏半年平均太阳辐射是由北半球夏半年总的太阳辐射除以其时间长度所得；(B) 大西洋径向翻转流 (AMOC) 强度；(C) 北大西洋年均海面温度 (SST)；(D) 为 (B) 中“B”和“A”点的年均 SST 差异；(E) 为 (B) 中“B”和“A”点年均表面气温差异

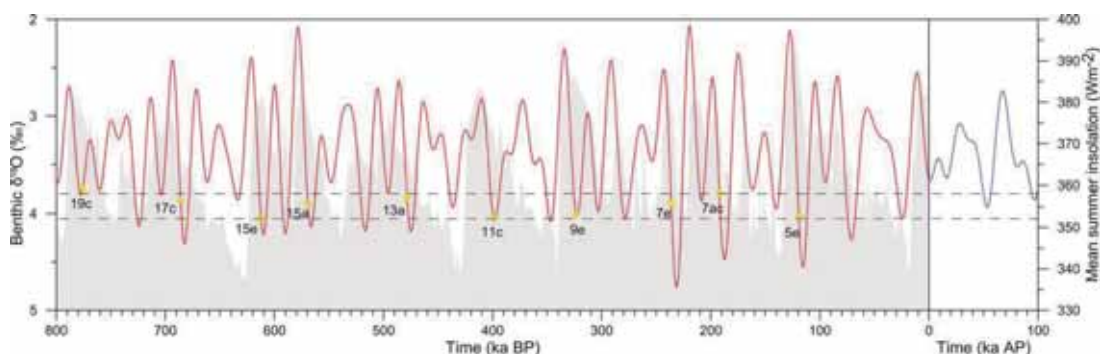


图 2 过去 80 万年至未来 10 万年太阳辐射的临界值变化 (Yin et al., 2021)。红色和蓝色曲线是平均夏半年太阳辐射 (定义见图 1)。灰色阴影是钻孔 U1385 底栖有孔虫 ^{18}O 曲线展示的冰期 - 间冰期旋回。两条水平虚线分别是太阳辐射的最高和最低临界值 (358.2 和 352.1 Wm^{-2})。黄点表示间冰期末 AMOC 突然减弱的时间点



界值不仅出现在间冰期，也出现在很多冰期（图 2）。但是由于冰期非常不同的气候条件（较大冰盖、较低温室气体等），冰期的太阳辐射临界值很有可能有别于间冰期的临界值。同时，他们的研究还显示，与过去 80 万年的间冰期相比，我们目前所处

的间冰期非常特别，在很长的一段时间内太阳辐射都太高，不足以达到临界值，临界值只出现在 5 万年后（图 2），与 Berger and Loutre (2002) 通过冰盖模拟得出我们目前所处的间冰期超长、下一个冰期在 5 万年后才可能出现的结论是一致的。

主要参考文献

Berger A, Loutre M F. An exceptionally long interglacial ahead?[J]. *Science*, 2002, 297(5585): 1287-1288.

Yin Q Z, Wu Z P, Berger A, et al. Insolation triggered abrupt weakening of Atlantic circulation at the end of interglacials [J]. *Science*, 2021, 373: 1035-1040. ([原文链接](#))

（撰稿：吴志鹏，史锋 / 新生代室）



Science: 四万两千年前的全球环境危机

地 磁场是地球重要的基本物理场之一，它源自地球外核流体运动，携带了地球内部的重要信息。地磁场阻挡了大量宇宙射线和太阳风高能粒子的侵袭，保护着地球上的生命。地磁漂移是指地球磁场的长期变化中存在的某些“异常”变化，当虚地磁极（VGP）的纬度变化超过 45° 时，可认为发生了地磁漂移事件。大多数地磁漂移表现为地磁极的反向变化 (Roberts, 2008)，并伴随地磁场强度的减弱，随后地磁极逐渐回到漂移前的方向，这个过程持续约几千年。地磁漂移事件发生时，地磁场强度变低，对于高能宇宙射线的屏蔽作用减弱，大量的高能带电粒子进入地球大气层，影响地球环境和生命。但地磁漂移事件对地球环境与生命会造成哪些影响及其造成这些影响的机制，目前仍不清楚。研究地磁漂移期间的地磁场和地球环境变化，对于了解地磁场对环境与生命的影响机制有重要意义。

拉尚漂移 (Laschamps Excursion) 是发生在大约 42-41 ka 的一次相对较短时间 (<1000 年) 的地磁漂移事件，1969 年首次在法国奥弗涅区的拉尚熔岩流的古地磁研究中发现 (Bonhommet and Zahringer, 1969)，随后在全球多地火山碎屑与沉积物中报道，是研究地磁场极性变化影响的最好时期之一。虽然对格陵兰冰芯的研究未能揭示拉尚漂移对高纬度古气候的影响 (Wanger, 2001)，但拉尚漂移时期，大洋洲

和安第斯山脉出现了局部冰川最大值，大气环流模式也发生了变化，澳大利亚发生了整个大陆的干旱化和巨型动物的灭绝。此外，该时期到达地球大气层的太阳和宇宙辐射水平显著增加，大气电离作用增强，臭氧水平减弱。这些环境变化的时间大致与拉尚漂移的时间一致，但由于对拉尚漂移发生的准确时间以及持续时间未能给出精确限定，先前研究尚不能确定这些环境变化与拉尚漂移事件之间是否存在因果联系。

近日，南澳大利亚博物馆的 Alan Cooper 等人针对拉尚漂移开展了年代学以及与环境变化的关联性研究。利用新西兰生长于 42 ka 前具有 1700 年年轮的贝壳杉 (Kauri Tree) 古树中记录的 ^{14}C 变化信息，结合气候模型模拟结果，将地磁场倒转与大规模的环境变化联系起来，认为在 42-41 ka 之间，地磁极发生了短暂的倒转，并引发地球一系列的环境危机，并可能对当时澳大利亚的大型哺乳动物的灭绝，尼安德特人从欧洲消失与智人占据统治地位，欧洲和亚洲开始出现洞穴壁画等产生了影响。

由于地磁场保护着地球免受来自外太空宇宙射线的辐射，当地磁场减弱时，进入大气层的宇宙射线变多，更多的 ^{14}C 由此产生，沉降的 ^{14}C 会被树木吸收并保留，因此 ^{14}C 的变化可以反映当时地磁场的变化。通过对四棵古树化石横截面进行 ^{14}C 同位素



分析，并结合古树的年轮数据获得了一份能够精确测定年代、连续 1700 年变化的大气放射性 ^{14}C 记录。将其与中国葫芦洞的 ^{14}C 曲线 (Cheng, 2018) 对照，得到了贝壳衫 - 葫芦洞 ^{14}C 变化曲线 (图 1)。

该曲线揭示，地磁场最显著的减弱并

非发生在地磁极倒转期间，而是在发生地磁极倒转之前约 500 年中，即大约 42.3-41.6 ka 前。在此期间，磁场强度减小到现今地磁场强度的 0-6%，而在磁极倒转期间，地磁场的强度约为现今的 28%，这一现象作者称之为“亚当斯地磁场过渡事件”。亚

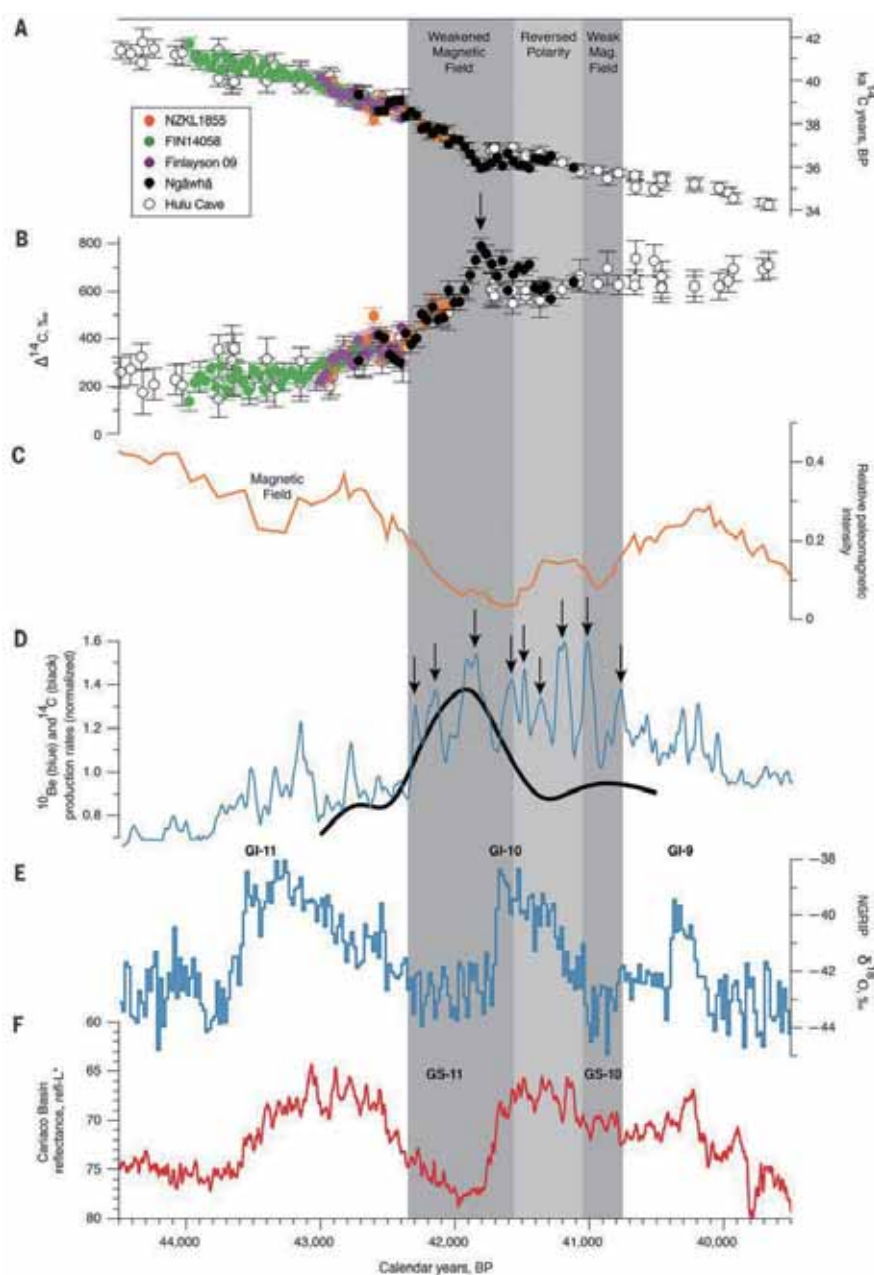


图 1 拉尚漂移期间的大气放射性碳浓度变化以及与关键环境数据的比较 (Cooper et al., 2021)



当斯地磁场过渡事件时期同时与太阳活动的极小期（Grand Solar minima）对应。

采用贝壳衫 - 葫芦洞 ^{14}C 变化曲线对多个 42 ka 附近的气候环境事件进行重新标定，发现这些气候环境变化均与亚当斯地磁场过渡事件时间一致。例如，奥克兰群岛 Pillar Rock 地区沉积记录揭示的南半球中纬度西风带向两极的倾斜发生在

$42.23 \pm 0.2 \text{ ka}$ ；西太平洋赤道附近苏拉威西岛托乌蒂湖沉积记录显示 ITCZ 的偏移发生在 $42.35 \pm 0.2 \text{ ka}$ （图 2）。这些气候变化均与拉尚漂移之前地磁场强度最小的地磁场过渡阶段年龄一致。同时，该阶段太平洋周围发生的重大环境变化还导致了安第斯山脉中南部局部冰川的扩张，澳大利亚巨型动物灭绝的高峰期（ $\sim 42.1 \text{ ka}$ ），澳大利

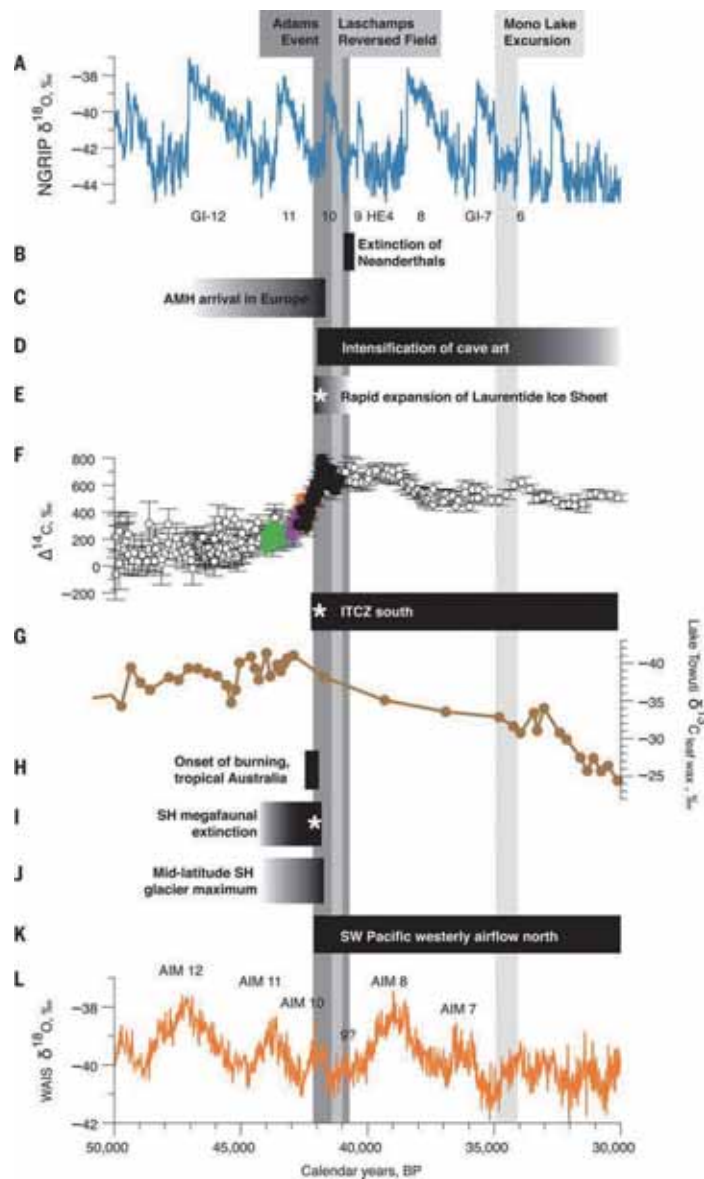


图 2 42 ka 亚当斯事件的气候和环境变化 (Cooper et al., 2021)



亚东北部林奇火山口大量燃烧的植物痕迹 (41.91 ± 0.4 ka), 澳大利亚内陆湖的消失等。其他比较显著的影响还有尼安德特人从欧洲消失, 智人占据统治地位, 欧洲和亚洲开始出现大量洞穴壁画等。因此, 拉尚漂移时期地磁场强度显著减弱可能是气候和环境一系列剧变的原因。

该研究同时建立了全球化学气候模型 (SOCOL-MPIOM), 使用现代地磁场偶极矩 (M) 和平均太阳调制势 (f) 的现代值对拉尚漂移前的全球环境条件进行了一系列模拟, 包括拉尚漂移时期减弱的地磁场对应的两种强弱的太阳活动状态。模拟结果显示, 当地磁场减弱 (对应拉尚漂移时

期) 与太阳调制强度减小时 (对应太阳极小期), 大气电离作用大大增加, 导致氢氧和氮氧化物 (HO_x 和 NO_x) 的大量生成, 降低了平流层的 O_3 混合比 ($\sim 5\%$), 增加了对流层的 O_3 混合比 ($\sim 5\%$), 整个大气的臭氧水平也随之改变 (图 3)。这些改变会对中高纬度地区的气候产生影响, 在北半球, 臭氧浓度降低改变了赤道到两极的温度梯度, 减弱了北极的极地涡旋, 导致极地平流层的暖效应增加。在南半球可能对中纬度气流和亚热带降水模式产生影响, 但此处模拟的显著性小于 10%, 需要更长时间的运行来证实。

虽然与拉尚漂移期间地磁倒转相关的

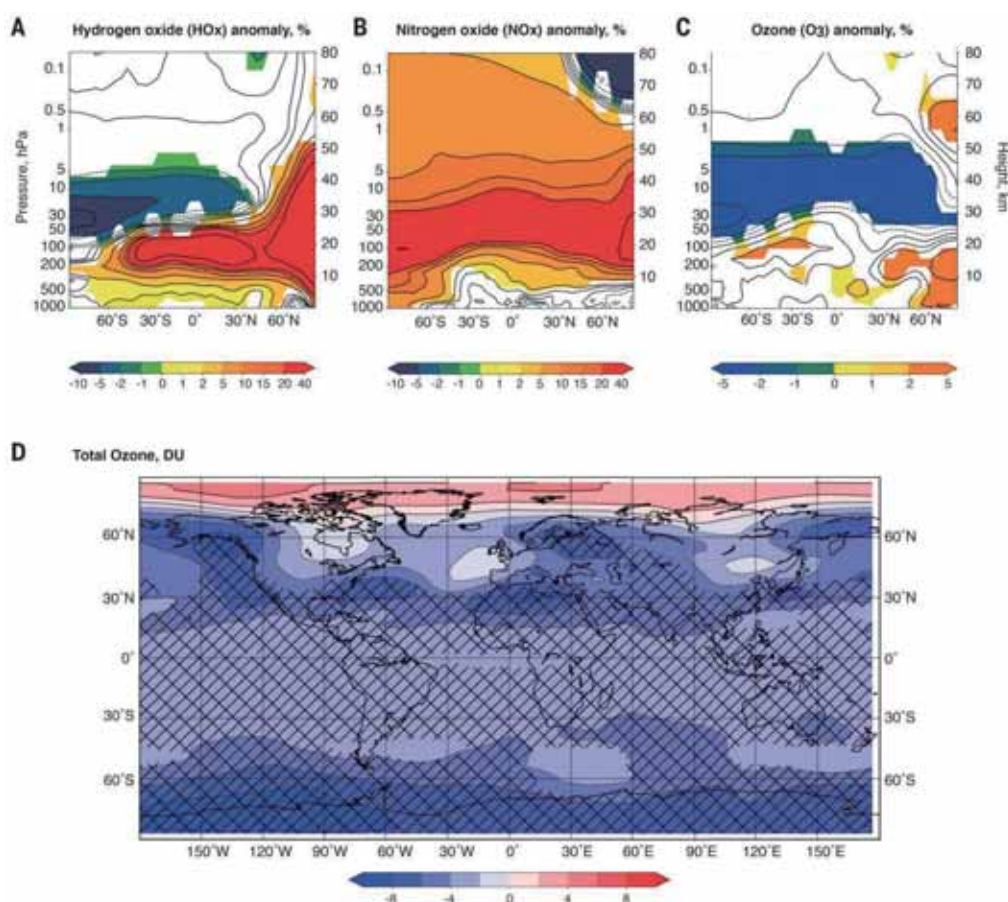


图 3 地磁场变弱和太阳活动极小期对全球化学 (气候) 的影响 (Cooper et al., 2021)



直接影响只持续了 800 年，但许多上述同步变化持续了数千年。该研究认为，可能是随着地球的轨道结构趋向完全冰期状态，全球海洋环流受到限制，气候系统可能对拉尚漂移前后相对较短但十分极端的驱动变化十分敏感。比如，在 39 至 37 ka，北美劳伦冰盖的某些部分可能已经扩大了 1000 公里以上，但在 42 ka，北美劳伦冰盖的局部最小范围开始迅速扩大。而它的扩大使得整个太平洋的大气环流重组。这种半球尺度对突然驱动的反应与由 Pillar Rock 研究揭示的南半球中纬度西风的同步运动相

一致。因此，该研究认为中低纬度在 42ka 左右同时发生的气候和环境的影响，与拉尚漂移之前的地磁场减弱是可以对应的。

总之，该研究将地磁强度漂移与全球气候和环境变化联系起来，揭示了地磁场强度变化和宇宙辐射变化的叠加可以影响全球气候变化，这一发现为气候突变的成因提供了新的见解。但地球磁场在历史时期发生过很多次倒转与漂移，这些地磁场倒转和漂移事件，特别是超静磁期结束后的地磁场倒转，是否会对当时的地球环境产生了影响，仍需要不断探索。

主要参考文献

- Bonhommet N, J ZaHringer. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1969, 6(1):43-46.
- Cheng H, Edwards R L, Southon J, et al. Atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ changes during the last glacial period from Hulu Cave[J]. *Science*, 2018, 362(6420):1293-1297.
- Cooper A, Turney C S M, Palmer J, et al. A global environmental crisis 42,000 years ago[J]. *Science*, 2021, 371(6531): 811-818. ([原文链接](#))
- O' Connor S, Ono R, Clarkson C. Pelagic fishing at 42,000 years before the present and the maritime skills of modern humans[J]. *Science*, 2011, 334(6059): 1117-1121.
- Roberts, A P. Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(17):L17307.
- Wagner G, Livingstone D M, Masarik J, et al. Some results relevant to the discussion of a possible link between cosmic rays and the Earth's climate[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 106: 3381-3387.

(撰稿：樊耘畅 / 地星室，赵盼 / 岩石圈)



Nature: 地下水记录的末次冰盛期大陆降温幅度 (6 °C)

末次冰盛期 (LGM, 末次冰期最寒冷的数千年间隔, 26.5-19.0 ka B.P.) 全球变冷的幅度是评估气候敏感性的一个重要约束因子。LGM 期间, 冰芯为高纬度地区提供了可靠的温度记录; 但是在低纬度地区, 不同代用指标的温度重建结果存在较大分歧, 且大陆上低海拔地区定

量记录很少。为了填补这一空白, 可以依据惰性气体溶解度随温度变化的直接物理关系, 利用古地下水中惰性气体溶解度来恢复过去时期地表温度。由于惰性气体不易受生物和化学过程影响, 且全球普遍存在 LGM 时期的地下水, 因此被认为是反演 LGM 时期古温度的合适指标 (图 1)。尽

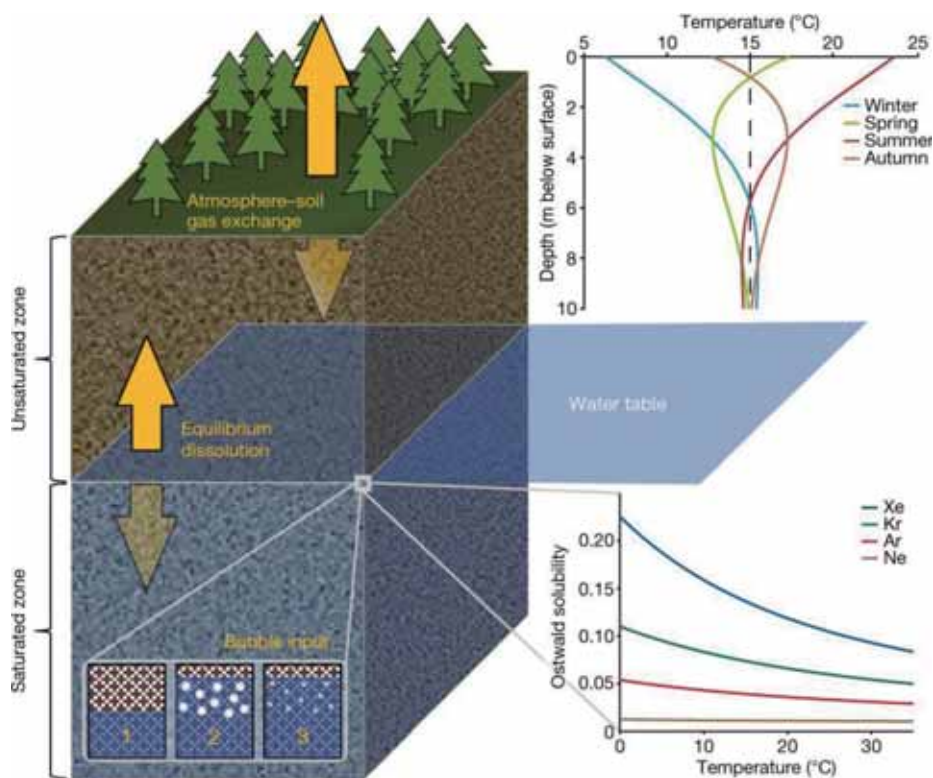


图 1 惰性气体来源及古温度计原理概述 (Seltzer et al., 2021)。一般认为, 地下水中惰性气体主要来自于两部分: 一是大气圈或包气带中, 即从大气经过包气带向下入渗过程中携带的部分, 在其进入地下水之前已达到溶解平衡, 且进入地下水后不发生衰减; 二是地下水中存在的过量空气, 即潜水位波动或地下水快速补给时, 静水压力增大导致地下水捕获的部分空气气泡。左图: 地下水水位处土壤空气平衡溶解以及过量空气捕获 (左下阶段 1-2) 及静水压力下部分捕获空气溶解 (阶段 2-3); 右上图: 大气气体经过包气带土壤孔隙并在地下水水位处溶解, 地下水水位通常位于土壤温度与年均地表温度 (黑色虚线) 靠近的最小深度以下位置; 右下图: 惰性气体溶解度与温度函数关系图



管之前已有独立的地下水惰性气体研究发现 LGM 期存在热带降温事件，但是它们未统一惰性气体的建模方法且研究覆盖范围有限。

基于以上问题，美国霍尔伍兹海洋研究所海洋化学和地球化学实验室 Alan M. Seltzer 等人，将全球六大洲 40 年以来的地下水惰性气体数据与新测量的热带地区地下水惰性气体数据相结合，生成了 LGM 时期惰性气体温度 (NGTs) 全球综合记录；通过对晚全新世年轻地下水 (补给年龄 ≤ 5 ka) 的 NGTs 和现代年均地表温度 (MAST, 温度范围在 2–33 °C 之间) 的观测结果进行对比 (图 2)，评估了 NGTs 的准确性以及常用于将惰性气体含量转换为温度的各种模型的适用性。研究发现，封闭系统平衡模型在精确度和拟合度方面明显优于其他模型，因此采用该模型，并结合 LGM 时期地下水惰性气体数据重建了 LGM 时期中低纬度地区大陆地表的温度。

LGM 降温 (ΔT_{LGM}) 被定义为从 LGM 时期地下水惰性气体温度减去晚全新世年轻地下水惰性气体加权平均温度。研究结果表明，在低、中纬度 (45° S 和 35° N 之间) 地下水惰性气体记录中，LGM 期地表降温估算达 5.8 ± 0.6 °C (平均 95% 置信区间)，结果具有显著的一致性 (图 3b)。另外，研究还发现 LGM 期间陆-海降温存在明显差异。来自以往基于不同数据集、不同方法所获得的 LGM 时期海面降温的区域平均值 (如：CLIMAP 项目：0.93 °C、基于 MARGO 全球海面温度模型-数据混合重建：2.0 °C)、数据同化重建：3.75 °C)，都低于本研究中对大陆降温的估算 (图 3a)。因此，将惰性气体纳入到未来模型-数据同化研究，可从大气动力学角度为 LGM 期间海陆差异降温提供新的认识。

同时，本研究认为当大气 CO₂ 每增加 1 倍时，平衡气候敏感度 (ECS) 预估为 3.4 °C，显著高于以往评估结果。这不仅为最

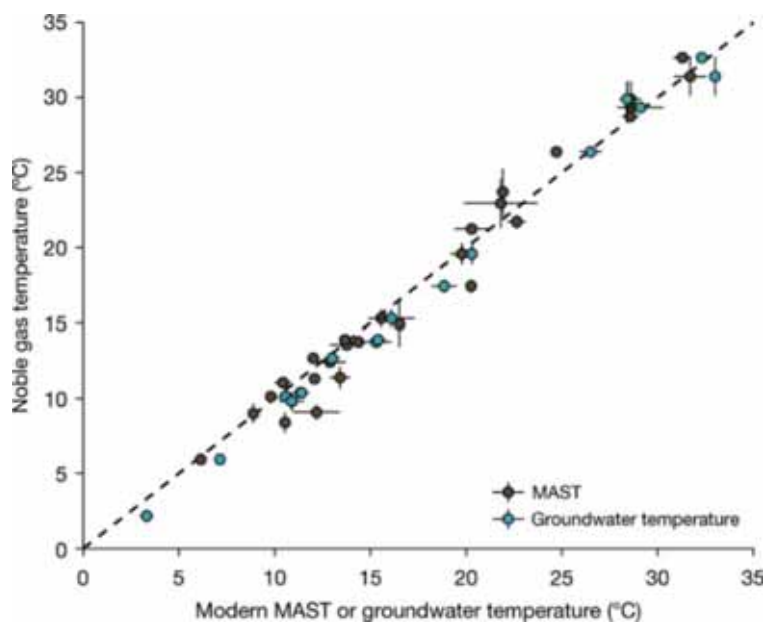


图 2 年轻地下水惰性气体温度可准确记录现代温度图 (Seltzer et al., 2021)

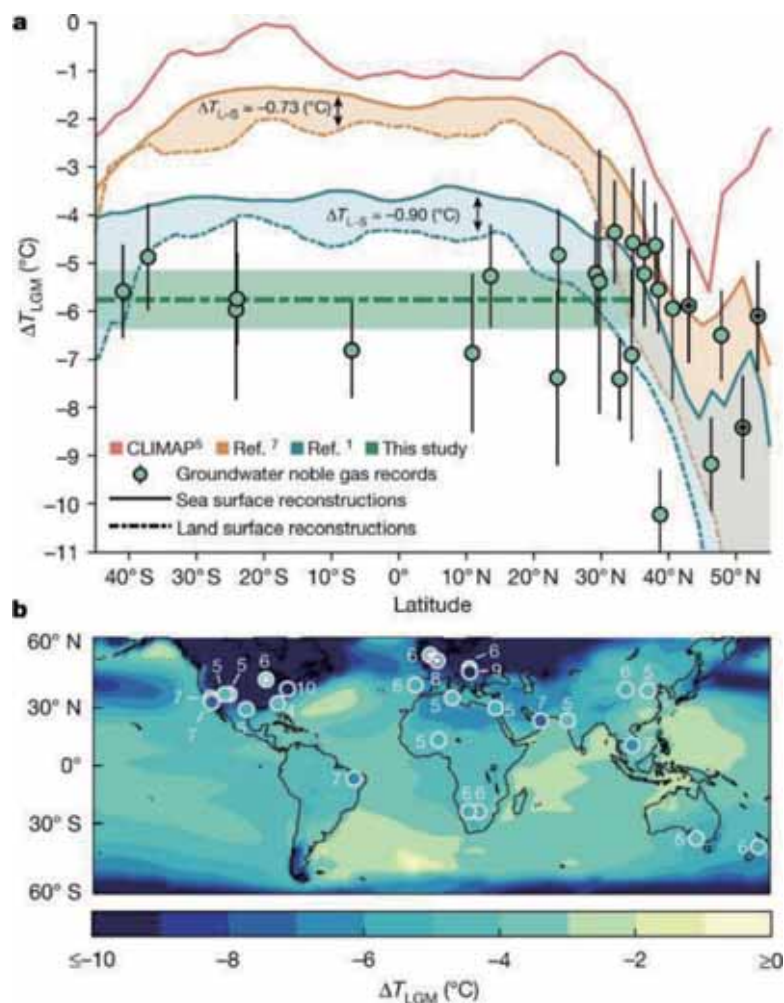


图3 惰性气体表明大陆上低海拔、低纬度 LGM 时期降温大约为 6 °C (Seltzer et al., 2021)。(a) 惰性气体温度重建 ΔT_{LGM} (本研究) 与前人研究比较, 在 45° S 和 35° N 之间, 大陆地表降温平均值为 5.8 ± 0.6 °C; (b) 全球地下水惰性气体温度重建 ΔT_{LGM}

近基于代用指标和模型的 ECS 估计提供了大陆代用指标的支持, 也强调了未来惰性气体古气候恢复的重要性, 从而更好地评

价区域水文气候对当前和未来气候变化敏感性的影响。

主要参考文献

Seltzer A M, Ng J, Aeschbach W, et al. Widespread six degrees Celsius cooling on land during the Last Glacial Maximum[J]. *Nature*, 2021, 593(7858): 228-232. (原文链接)

(撰稿: 张芬, 黄天明 / 页岩气与工程室)



Nature: 末次冰盛期以来的全球地表气温全时空重建

重建地球过去的气候，特别是针对仪器观测之前的地球气候，是了解自然气候变率的关键。地质记录是承载地球过去气候变化的重要证据，但其呈现的结果往往在空间上很难连续，气候模式的不断发展为古气候模拟提供了重要手段，其模拟结果可直接给出时空连续的气候分布。然而由于地质记录与气候模式各自存在不同程度的不确定性，导致二者之间的对比一直乏善可陈，甚至结论相左。古气候模拟先驱 John E. Kutzbach 曾指出气候研究必须将模拟与记录紧密结合才能更好地理解过去气候及预测未来气候变化。如何将地质记录与模拟结果结合，使其更全面

地还原地球历史气候是当今古气候研究领域的一个热点。在最近的研究中，美国华盛顿大学大气科学系学者们基于现代数值天气预报中的资料同化技术将地质记录（树轮、冰芯、珊瑚同位素等）约束、融和模拟结果获得了过去千年以来的全球网格化的古气温序列（Hakim et al., 2016, Tardif et al., 2019）；这一方法的应用开辟了古气候重建领域的新天地（Tierney et al., 2020）。

近日，来自美国亚利桑那大学地球科学系团队 Matthew B. Osman 博士、Jessica E. Tierney 博士等联合美国国家大气研究中心 Zhu Jiang 博士及美国华盛顿大学大气科学系团队 Robert Tardif、Gregory Hakim 等

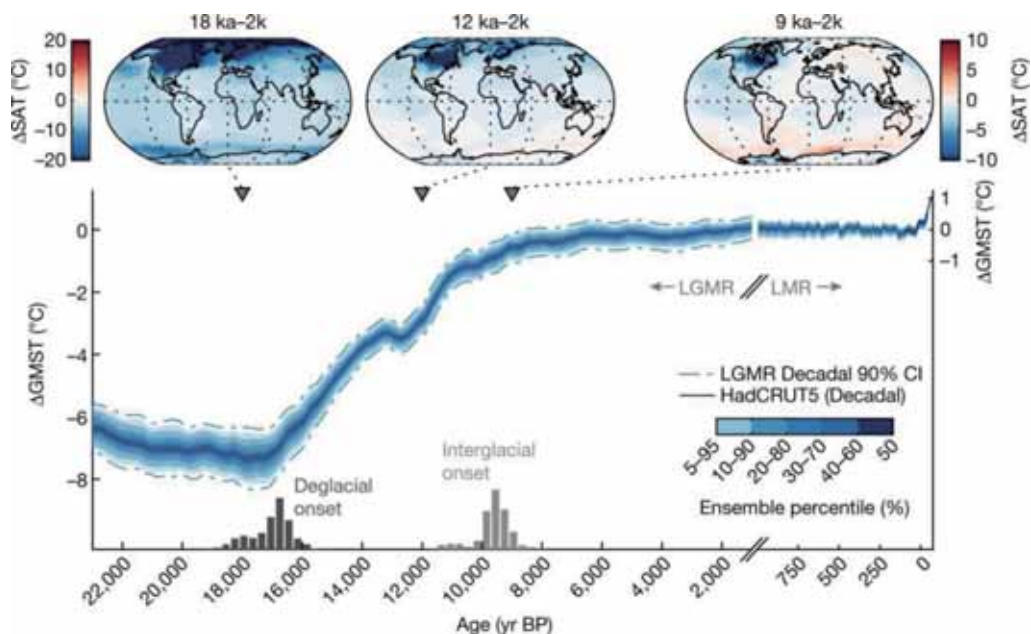


图 1 过去 24 千年 (ka) 以来全球平均地表气温重建 (Osman et al., 2021)



学者再次利用资料同化方法，将过去 24000 年（24 ka）以来的 500 多组海温重建序列与 17 组氧同位素耦合模型试验结果相融合，获得了首套高时间分辨率（200 年）的末次冰盛期以来的全球网格化分布的气温再分析场 (LGMR)，为理解末次冰盛期以来气候变化响应外部强迫提供了重要依据。

Osman 等的结果显示从 24 ka 至 17 ka 左右，地球一直处在寒冷的冰期状态；从 16.9 ka 开始，全球范围的冰消期突然建立，全球气温快速回升；在经历千年尺度的新仙女木冷事件后（12.8 ka-11.7 ka），地球气候进入了向现代间冰期的最后过渡阶段，从早中全新世开始至工业革命前，全球增温幅度放缓，但仍保持 0.5℃ 的显著弱增温（图 1）。Osman 等认为，24 ka 以来的气候变化可主要归因于两个方面：1) 冰盖及温室气体变化导致的辐射强迫；2) 大西洋经圈翻转环流变化叠加太阳辐射的季节性变化。基于其重建的气温序列结果，Osman 等进一步指出，与过去 24 ka 地球历史气候

相比，现代气候变暖的速度和幅度都是非同寻常的，这与 IPCC 第六次评估报告相呼应。

与已有的地质记录重建相比，Osman 等重建结果的主要差异体现在早中全新世至工业革命前这一时期（图 2）。基于海洋及陆地记录重建的气温序列均显示，从早中全新世开始（7 ka）至工业革命前，全球地表气温呈现逐渐下降的趋势（图 2 红色曲线；Marcott et al., 2013; Kaufmann et al., 2020）；而 Osman 等的重建则与瞬变模拟 TraCE 的结果较为一致（图 2 蓝色曲线；Liu et al., 2009），呈现缓慢增温的状态。作者给出的解释是因为地质记录点位空间分布不均匀，导致全球平均计算存在偏差。值得注意的是，Osman 等的重建结果的可靠性也存在一些挑战。首先，该套同化结果均是基于 iCESM1.2/1.3 单一的模式，虽然作者用了不同验证方法来强调结果的可靠性，但这的确需要后期更多的模式工作进行验证；此外，Osman 等的工作只融合了

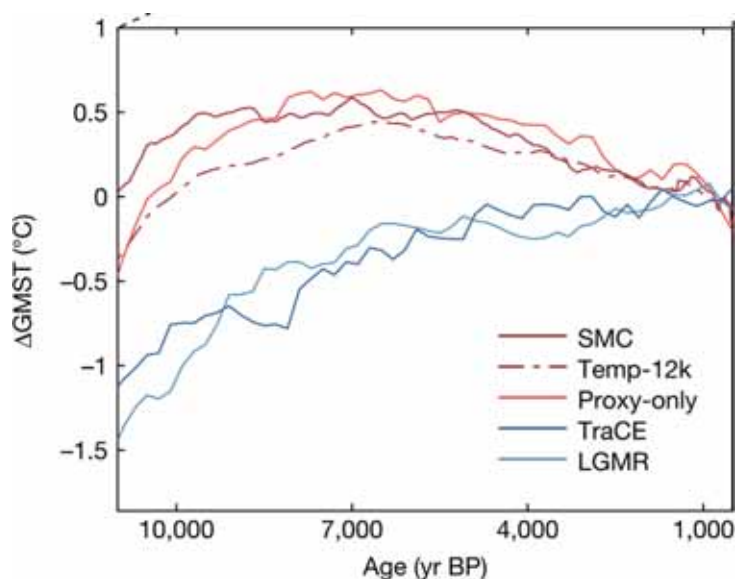


图 2 全新世以来全球地表气温重建及模拟结果对比 (Osman et al., 2021)



海温重建资料信息，并未加入陆地的重建资料，这势必会对现有的结果造成一定的影响，这也是未来研究工作中可以继续探讨的方向。

总而言之，Osman 等工作是地质记

录与模拟结合的成功典范，它不仅为人们研究 24 ka 以来的气候变化提供了重要依据，也为古气候学者重建更深时的地球气候提供了新思路。

主要参考文献

- Hakim G J, Emile Geay J, Steig E J, et al. The last millennium climate reanalysis project: Framework and first results[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(12): 6745-6764.
- Kaufman D, McKay N, Routson C, et al. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach[J]. *Scientific Data*, 2020, 7(1): 1-13.
- Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, et al. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming[J]. *Science*, 2009, 325(5938): 310-314.
- Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, et al. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years[J]. *Science*, 2013, 339(6124): 1198-1201.
- Osman M B, Tierney J E, Zhu J, et al. Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum[J]. *Nature*, 2021, 599: 239-244. ([原文链接](#))
- Tardif R, Hakim G J, Perkins W A, et al. Last Millennium Reanalysis with an expanded proxy database and seasonal proxy modeling[J]. *Climate of the Past*, 2019, 15(4): 1251-1273.
- Tierney J E, Zhu J, King J, et al. Glacial cooling and climate sensitivity revisited[J]. *Nature*, 2020, 584(7822): 569-573.

(撰稿：谭宁 / 新生代室)



Nature: 指标季节性的分离揭示全球变暖已持续上万年

工业革命以来，人类活动引发的CO₂浓度升高导致全球快速升温，显著影响着地球环境和人类社会。由于器测记录时限的有限性，通过地质记录定量重建过去温度，延长气候变化的历史，对全面认识现代全球变暖在地球系统自然变率中的位置至关重要。

尽管古气候量化目前已取得重要进展，但距我们最近的全新世（距今~11 700年以来），地质记录重建和古气候模拟的全球年均温变化存在显著差异。地质记录重建显示，温度在距今~10 000–6 000年处于峰值（“全新世大暖期”），其后逐渐下降，工业革命以来的全球变暖逆转了这一趋势（Marcott et al., 2013；Kaufman et al., 2020）；然而，古气候模拟则显示，全新世年均温呈现整体上升趋势（Liu et al., 2014）（图1）。上述温度变化的巨大差异，被称

为“全新世温度谜题（Holocene temperature conundrum）”（Liu et al., 2014），一直困扰着古气候学者。解开该谜团的关键在于厘清：气候代用指标是否存在季节性偏差？古气候模式的气候敏感性和反馈过程是否存在偏差？

最近，美国罗格斯大学的Bova博士和合作者在*Nature*上发表论文，提出了一种有效分离季节性信号新方法（seasonal to mean annual transformation, SAT），更好地重建了季节和年均温度变化（图2）。

该方法的原理是：假设海表温度线性响应太阳辐射变化，重建温度变化（SST_{SN}）与最相关的季节性太阳辐射的相关性，如高于其与年均太阳辐射的相关性，则认为重建温度存在季节性偏差；季节性偏差因子（ α_s ）由SST_{SN}与季节和年均太阳辐射的偏差值（ ΔI ）的线性回归获得（ $SST_{SN} = \alpha_s \Delta I + \epsilon_s$ ），由此，得出重建温度的季节性偏差值（ $\Delta SST = \alpha_s \Delta I$ ），进而获得校正后的年均温（MASST = SST_{SN} - ΔSST ）。季节性偏差因子的计算，基于末次间冰期（距今128 000–115 000年前）的海温重建数据，选择末次间冰期，原因在于该时期太阳辐射的季节性差异比全新世的大，而冰盖、温室气体等其他因素对温度的影响更弱，因此更易识别出温度的季节性信号。

首先，作者把这一方法应用到了位于巴布亚新几内亚东北部的海洋钻孔（IODP Site U1485）末次间冰期和全新世的温度重

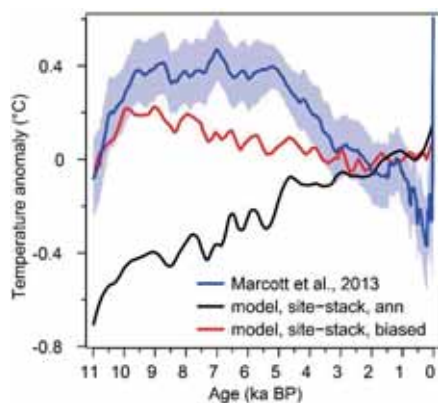


图1 重建和模拟的全新世全球年均温度变化，蓝线为多指标重建结果，黑线为模拟的年均温，红线为模拟的夏季温度（改自Liu et al., 2014）

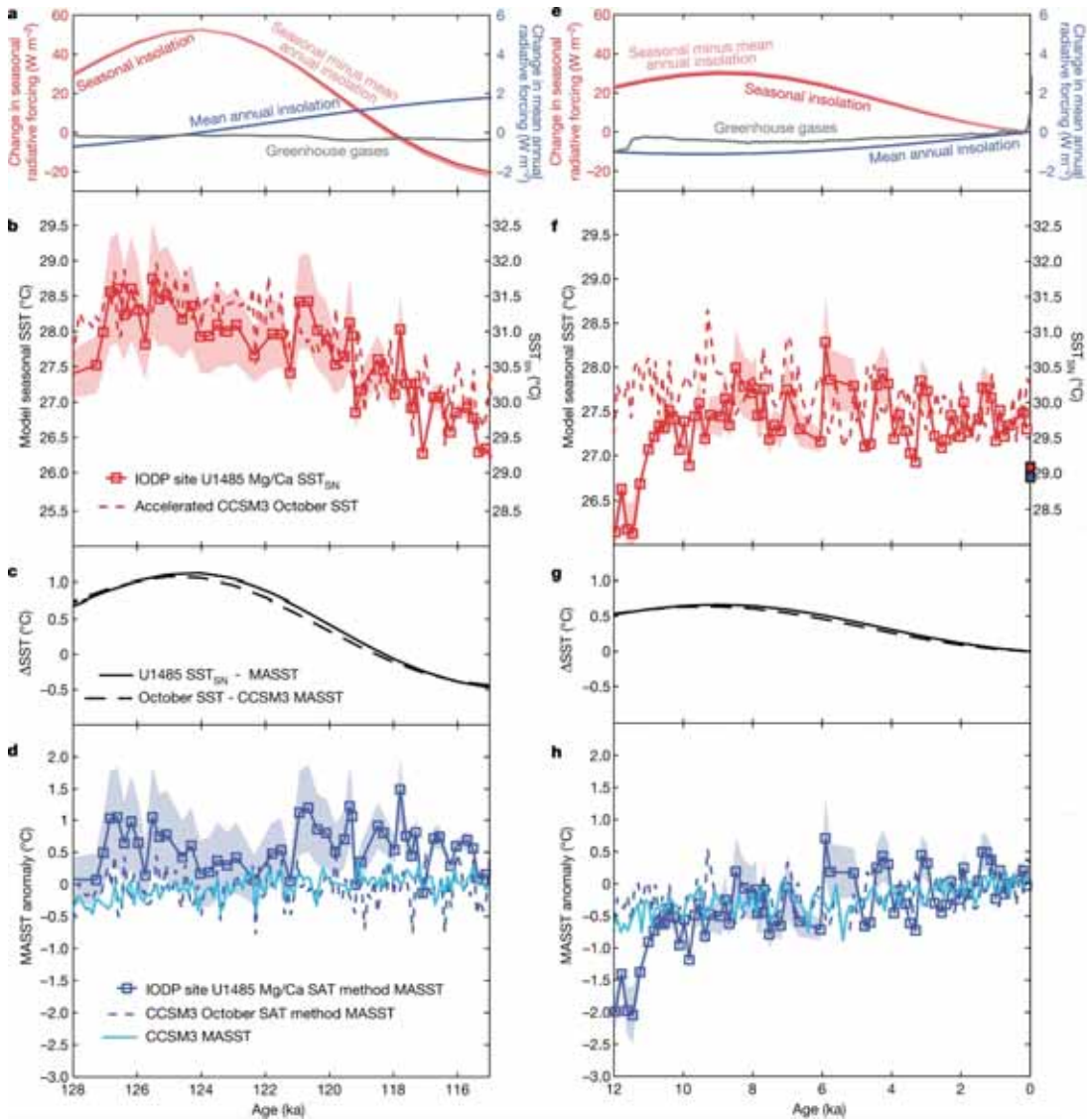


图2 SAT方法在IODP U1485钻孔末次间冰期和全新世时段温度重建中的应用 (Bova et al., 2021)。(a、e) 钻孔所在纬度(3° S)最相关季节(8月)和年均太阳辐射变化 (b、f) 重建和模拟的季节性温度变化; (c、g) 计算出的季节性偏差值 (Δ SST); (d、h) 校正后的年均海表温度变化

建(图2)。结果显示,重建温度与八月的太阳辐射变化最为相关,具有很好的季节性信号;校正后的年均海表温度变化在两个时段均呈现上升趋势,与同一地区的模拟结果基本一致(图2)。利用同样的方法,作者把模拟的季节性温度进行了校正,得到的年均温度变化趋势与模拟输出结果相

一致,因此验证了方法的可靠性(图2)。

其次,作者进一步把SAT方法应用到40° S-40° N之间的海表温度重建(图3b)。结果显示,多数重建结果存在季节性偏差,且主要偏向于夏秋季,导致重建结果存在早中全新世大暖期(图3a、图3b);然而,校正后的年均温则显示,全新世呈

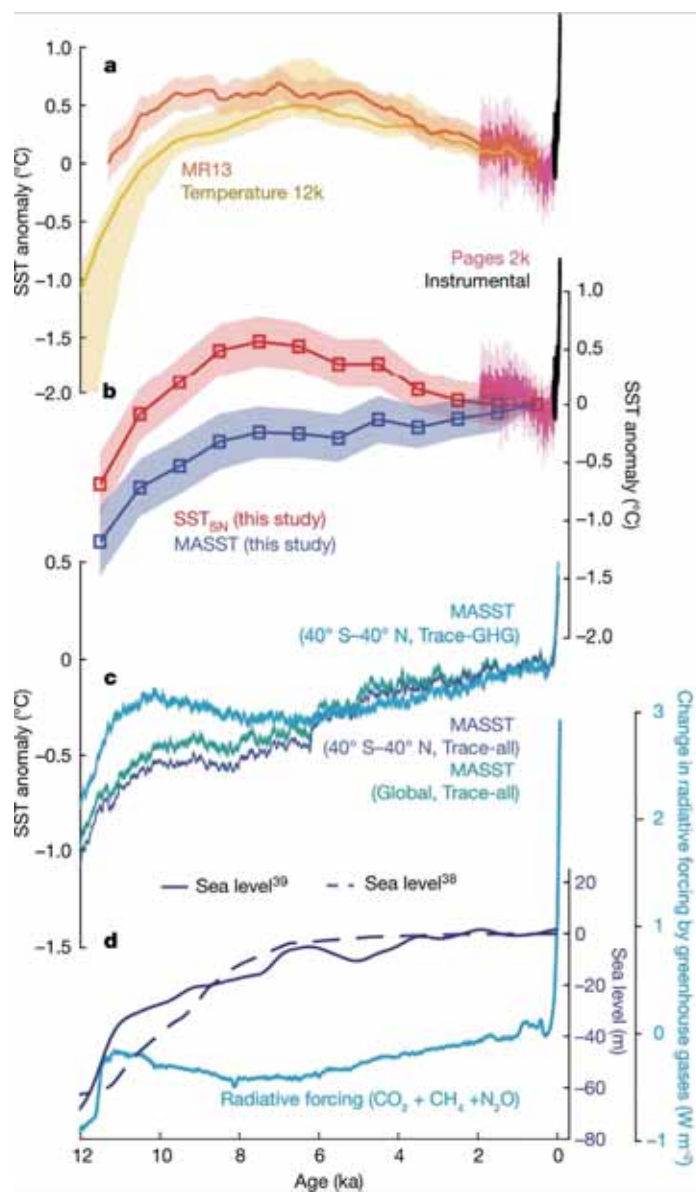


图3 全新世 40° S-40° N 海表温度重建、校正结果，以及温度变化机制 (Bova et al., 2021)。(a) 前人重建的全球年均温度变化 (Marcott et al., 2013 ; Kaufman et al., 2020) ; (b) 40° S-40° N 海表温度重建结果 (红线) 和校正后的年均温度变化 (蓝线) ; (c) 模拟的年均温度变化及温室气体的贡献 ; (d) 全球冰量变化和温室气体辐射强迫变化

持续升温趋势 (图 3b)，与模拟结果基本一致 (图 3c)；进而证实“全新世温度谜题”，可能主要源于气候代用指标的季节性偏差。

在上述基础上，作者揭示出全新世年均海表温度长期增加的机理，全新世早中期 (距今 12 000-6 500 年前) 主要受冰盖、

太阳辐射等驱动；而温室气体主导了包括工业革命以来，最近 6 500 年的全球变暖 (图 3c、图 3d)。

Bova et al. (2021) 的研究指出，气候代用指标的季节性偏差，对准确认识过去的温度变化至关重要，这是今后的古气候



重建需高度关注的科学问题。当然，SAT 方法也存在一定的局限性，因其建立在温度线性响应太阳辐射变化的假设前提下，尚缺乏对气候代用指标本身季节性响应机理的研究。尽管该方法对 40° S–40° N

之间的海洋记录行之有效，但在其他区域，尤其是陆地上，因冰盖、海冰、植被等的反馈过程可能导致温度非线性响应太阳辐射变化，此方法能否适用亟待进一步研究加以确认。

主要参考文献

- Bova S, Rosenthal Y, Liu Z, et al. Seasonal origin of the thermal maxima at the Holocene and the last interglacial [J]. *Nature*, 2021, 589(7843): 548–553. ([原文链接](#))
- Kaufman D, McKay N, Routson C, et al. A global database of Holocene paleotemperature records [J]. *Scientific Data*, 2020, 7(1): 115.
- Liu Z, Zhu J, Rosenthal Y, et al. The Holocene temperature conundrum [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(34): E3501–E3505.
- Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, et al. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years [J]. *Science*, 2013, 339(6124): 1198–1201.

（撰稿：张文超，吴海斌 / 新生代室）



Science: 气候系统的多年代际振荡可能是由火山活动引起的

气候系统最显著的多年代际振荡是北大西洋区域的海表温度变化，即大西洋多年代际振荡（Atlantic Multidecadal Oscillation，简称AMO）（Kerr, 2000）。AMO周期较长，约为50~70年，这一现象究竟是地球气候系统内部变率，亦或只是响应外强迫的表现，一直以来是悬而未决的问题。

基于仪器观测气象数据的研究认为，AMO来源于地球气候系统内部变率。基于树轮和冰芯的气候重建研究也表明，过去千年北大西洋和全球平均气候存在多年代际变率，但仅依赖观测和重建数据很难找到真正的归因。基于模式模拟的归因研究也仍未有定论，有模拟研究表明AMO可能是海表温度对大气随机扰动的响应，也可能是大西洋经圈翻转环流的外在表现，又或是对外部辐射强迫的响应。

最近，美国宾夕法尼亚州立大学的Michael E. Mann及其合作者在*Science*上发表论文（Mann et al., 2021），提出过去千年温度多年代际振荡是由火山活动引起的，气候系统本身并不存在多年代际的振荡。

作者认为内部变率与外强迫最大的区别在于：内部变率主要影响到全球能量的空间再分配，外强迫则影响全球能量的总收支，因此分析内部变率应从全球气候异常的空间入手。

作者采用了多锥度-奇异值分解方法（Multi-taper method singular value

decomposition，简称MTM-SVD），该方法是针对变量场进行频域分析，可避免因模式之间的差异对信号提取的影响，从而获得变量场的分数局地方差谱（Local Fractional Variance，简称LFV）。该方法的优点是可以获得特定频率带宽较窄信号的空间特征（模态）。作者使用该方法分析了参与第五次国际耦合模式比较计划（Coupled Model Intercomparison Project Phase 5，简称CMIP5）的所有模式的参照试验和过去千年模拟试验的全球温度场。

结果表明，与明显的厄尔尼诺-南方涛动年际信号不同，无外强迫参照试验模拟的全球温度中并不存在显著的年代际至多年代际的分量（图1A），而施加外强迫的结果则存在多个显著的年代际至多年代际振荡信号，其中包括以50~70年为周期的分量（图1B）。通过与多模式集合平均的全球平均温度（通常认为其代表对外强迫的响应）的功率谱（图1C）对比，发现过去千年模拟试验的多年代际振荡信号与集合平均的全球平均温度的多年代际变率的周期是一致的，即过去千年模拟试验中存在的多年代际气候变率模态极有可能是对外强迫的响应。

作者进一步使用能量平衡模式（一种根据能量平衡计算温度及其分布的简单气候模式，其不考虑内部变率），分析了在过去千年全球气候变化中最重要的两个外强迫因子（太阳辐射和火山活动）对全球温度

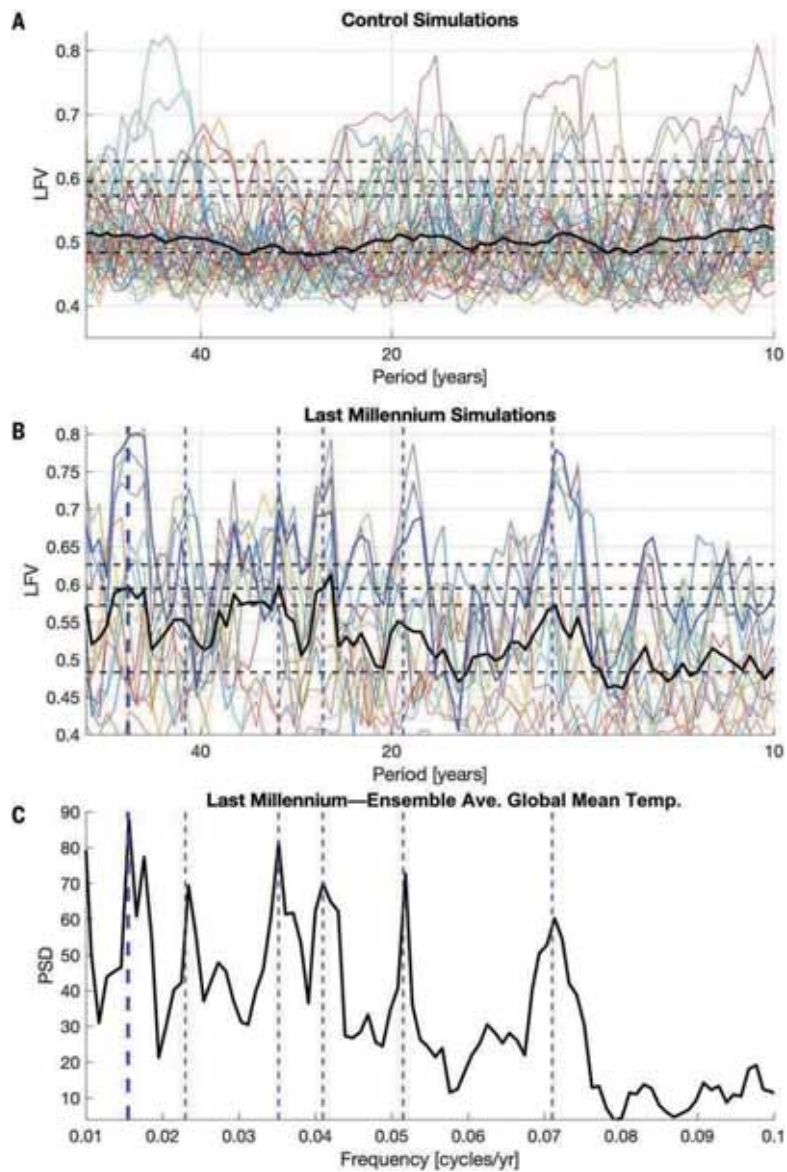


图 1 CMIP5 模式温度数据的谱分析结果 ;(A) CMIP5 参照试验温度场的 LFV 谱, 虚线表示蒙特卡洛方法计算的置信度, 从下至上分别为 $p=0.5$ 、 0.1 、 0.05 、 0.01 ; 每条彩线代表一个单成员 ($N=44$), 粗黑线为平均值 ;(B) 同 A, 分析的是 CMIP5 过去千年模拟试验 ($N=16$) ;(C) CMIP5 过去千年模拟试验集合平均 ($N=16$) 的全球平均温度的功率谱, 蓝色竖虚线指示 B 与 C 共有的谱峰 (Mann et al., 2021)

的影响。在使用多条火山活动和太阳辐射重建序列作为外强迫组合或单一驱动模式后, 发现只有火山活动可以导致全球平均温度的多年代际变化。说明火山活动是过去千年全球平均温度多年代际振荡的主因。

此外, 作者使用相同的方法对观测数

据与 CMIP5 历史气候模拟试验也进行过相同的分析 (Mann et al., 2020), 结果显示全强迫的历史气候模拟全球温度结果与观测数据一致, 均具有约 50 年周期的多年代际变化特征 (图 2)。但是在仅加入人为强迫的历史气候模拟结果中, 尽管也存在多年

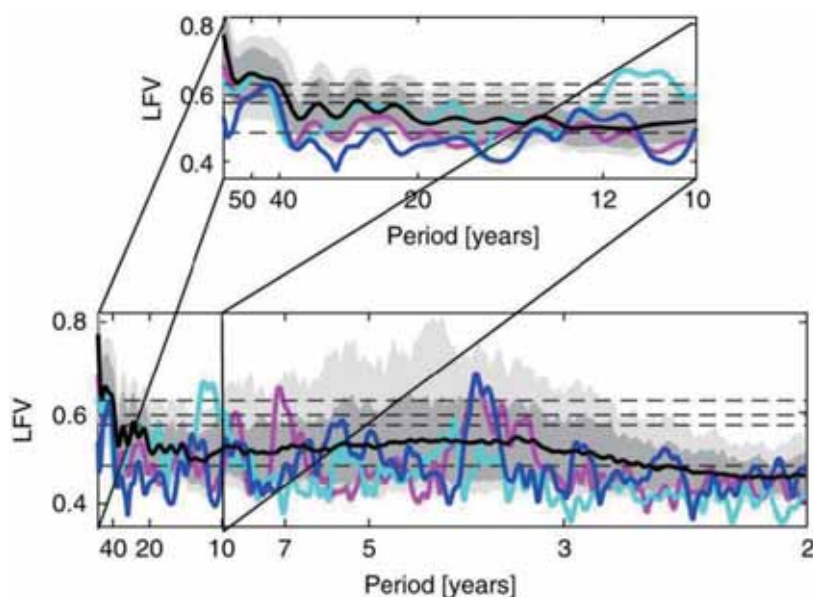


图2 CMIP5 历史气候模拟试验（自然强迫 + 人为强迫）和观测数据的温度场 LFV 谱分析；灰色阴影代表集合成员的分布范围（深灰色区域为 68% 的集合成员的分布范围、灰色区域为 95%），粗黑线为平均值，青线与紫线分别代表两个不同模式的结果，蓝线为观测结果（Mann et al., 2020）

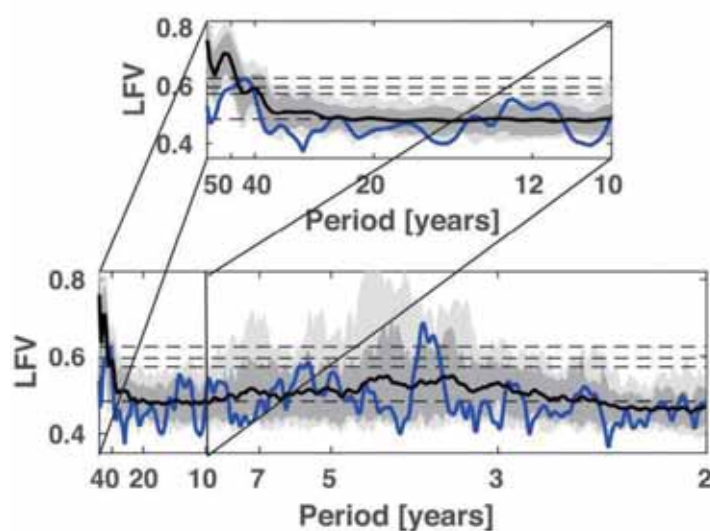


图3 CMIP5 历史气候模拟试验（人为强迫）和观测数据的温度场 LFV 谱分析；这里历史气候模拟试验是指不包括自然强迫的单一人为强迫试验，其余同图2（Mann et al., 2020）

代际变率模态，但是其周期并不相同，约为 60 年（图 3）。在对比观测数据和多个模式的结果后，发现这一多年代际振荡的相位在观测和不同模式中也较为一致，很明

显这不符合内在变率的随机特性。考虑到参照试验中并不存在多年代际振荡，这表明这一多年代际振荡是对外强迫（人为强迫和自然强迫）的响应。



总之，作者认为与气候系统年际尺度厄尔尼诺 - 南方涛动内部变率不同，气候系统很可能不存在多年代际的内在变率。工业革命以来，全球温度的多年代际变化是由人为强迫和自然强迫共同影响下产生的，而在人类影响较弱的过去千年，火山活动是全球温度多年代际振荡的驱动力。

由于作者的研究均是基于气候模式，其获得的结果主要是说明 CMIP5 模式中并没有多年代际内在变率，其结果的可靠性受当前模式对内在变率模拟能力的限制。

尽管如此，这一结果也再次表明火山活动对过去千年多年代际气候变化的重要影响。这与过去千年的全球温度重建工作认为火山活动是多年代际气候变化的主要驱动力相符 (PAGES 2k Consortium, 2019)。这些研究启发我们，深入探究火山活动年代际至多年代际气候影响过程的物理机制，有利于对气候变化做出更为深入的科学解释。

【致谢：感谢新生代室徐德克副研究员的审阅及宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Kerr R A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries[J]. *Science*, 2000, 288(5473): 1984-1985.
- Mann M E, Steinman B A, Miller S K. Absence of internal multidecadal and interdecadal oscillations in climate model simulations[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 49.
- Mann M E, Steinman B A, Brouillette D J, et al. Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing[J]. *Science*, 2021, 371(6533): 1014-1019. ([原文链接](#))
- PAGES 2k Consortium. Consistent multi-decadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era[J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12(8): 643-649.

(撰稿：刘威，史锋 / 新生代室)



Science+PNAS: 人类活动对全球植被生态系统产生深刻影响

生态环境是人类赖以生存和发展的基础，为人类提供了必要的水、食物和物质资源。末次冰消期（距今约 1.8 万年）以来，自然生态环境发生了巨大的变化，与此同时，人类社会先后经历了原始采集 - 渔猎、农业、工业化经济的发展模式，同时也深刻的影响了自然环境的变化。认识地质历史时期发生的人类活动与生态环境变迁的关系，这是目前人类社会应对全球气候变化的首要任务，也是理解和把握人类社会生存、发展过程和规律的重要途径，亦可为研究人类对未来气候变化的适应提供历史借鉴，这也是二十世纪末以来地球系统科学研究的前沿领域之一，是催生自然科学和社会科学取得重大理论突破的关键切入点。

传统观点认为，距今 1.8 -1 万年前的全球气候系统重大变革，是冰消期以来植被演替的最主要因素 (Nolan et al., 2018)，但越来越多的证据显示，人类活动对生态环境的改造也是不可忽视的，美国著名学者 Ruddiman 教授因此提出了著名的“早期人类活动假说” (Ruddiman, 2003)。但由于史前人类文化发展和气候变化的区域差异，以及生态系统在不同的时 - 空尺度上对人类活动的响应程度和过程存在差异，不同尺度下人类活动对生态环境，尤其是植被组成会造成何种影响，仍然存在争议。

因此，揭示人类社会发展过程中对自然生态系统的影响，既依赖于解剖局地尺

度上人类聚落影响生态系统的细节特征，又需要从大的时空尺度上把握宏观规律。但是目前关于全球生物多样性变化趋势的观测历史仅有几百年的时间，缺少轨道 - 亚轨道全球尺度的证据，化石数据也多为定性研究。因此，对于了解早期人类活动如何影响生物多样性和生态系统动态变化的模式和幅度，人们知之甚少。最近，发表在 Science (Mottl et al., 2021) 和 PNAS (Pavlik et al., 2021) 上的两篇论文，分别从全球尺度和聚落尺度上，研究了人类活动对生态系统，尤其是植被生态系统的影响过程，为人地关系研究提供了新的证据和机制解释。

其中，挪威卑尔根大学的 Mottl 等人基于贝叶斯年代模型，通过改进的算法重新估算了古生态的时间序列变化速率 (Rate of Change, RoC)。这一改进的算法首先将每个样品的间隔长度标准化，然后利用移动窗口法 (有别于传统的计算各个种属之间差异的方法)，计算连续时间间隔 (500 年) 之间的植被成分差异，利用这一方法可以最大限度地减少由于人为采样密度不均和沉积速率变化而导致的干扰。

他们重新计算了全球 1181 个花粉化石序列的 RoC 值，并将每 500 年时间间隔的 RoC 得分进行合并，然后计算 95% 分位数，分位数值越高，表明植被变化速率越快；他们还进一步确定了发生 RoC 大幅增加事件的时间窗口，称为峰值点，然后统计了



每个时间窗口中具有峰值点的序列的比例，这一比例越高，指示了区域内植被突变的同步性越一致。最后利用广义加性模型（非线性模型）对 RoC 和峰值曲线进行拟合，来测试并验证变化趋势的显著性和可靠性。

这些结果显示出在过去的七千年里，随着农业的发展，地球上的植被变化开始明显加速，而且可能已经超过了冰消期（1.8-1.1 万年）的速率（图 1）。由于全新世以来气候变化的速率远远低于冰消期，这进一步表明人类活动相比于冰消期气候变化，对陆地生态系统的影响在速率和范围上均更为显著，过去几千年全球植被变化

的加速主要是由人类活动造成的，近百年来的生物多样性的加速变化开始于数千年前，即使在工业革命以前，人类活动也能够推动全球大规模植被变化。此外，考虑到当前高排放情景下的气候变化与冰消期相似，本世纪的全球生态系统变化可能会更大，全球森林的数量正在加速减少（图 2）。

在聚落尺度上，人类与生态环境的关系又是如何呢？美国犹他大学的 Pavlik 等人，对科罗拉多高原 25 个遗址进行了系统民族学和植物学调查，并计算了每个遗址点中具有明确文化意义的（用于食物、医

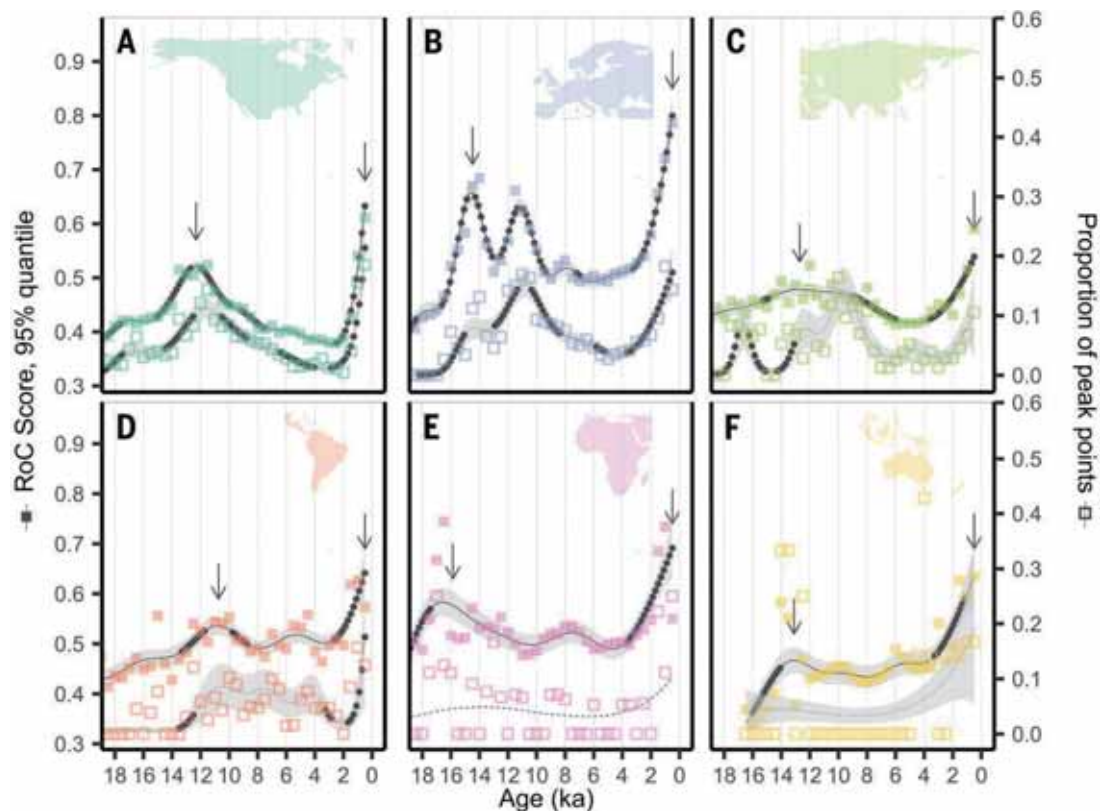


图 1 按大陆划分的 RoC 结果 (Mottl et al., 2021)。实心正方形代表每 500 年时间段 95% 分位数 RoC 得分 (左 y 轴)，实线曲线代表相应的广义加性模型 (GAM)，高值表示植被变化率高。空心正方形表示每个时间点 (右 y 轴) 内峰值点的比例，相应的 GAM 曲线用虚线表示，高值表示各序列间 RoC 的同步性高。当模型和记录的关系不显著时，GAM 线显示为虚线，并且没有误差包络线。GAM 曲线上的黑色星号表示植被 RoC 中显著加速的时期 (即导数显著增加的时期)。箭头表示晚全新世和更新世 - 全新世过渡期的最大 RoC 值



药、仪式和其他实用目的) 植物物种丰富度 (ethnographic species richness, ESR), 并通过多元广义加性模型来解释观测结果, 并预测了区域所有遗址点的 ESR。他们揭示出生长度日 (Growing degree days) 和考古遗址复杂性对物种丰富度影响最大, 而且

在环境变量相对稳定的情况下, 具有文化属性的物种丰富度, 会随着聚落的复杂性和聚落开发程度的增加而显著增长 (图 3), 说明即使是小型的聚落, 其中的人类活动也可以显著影响到生态系统, 而且现代植物多样性的结构也继承了过去人类活动对

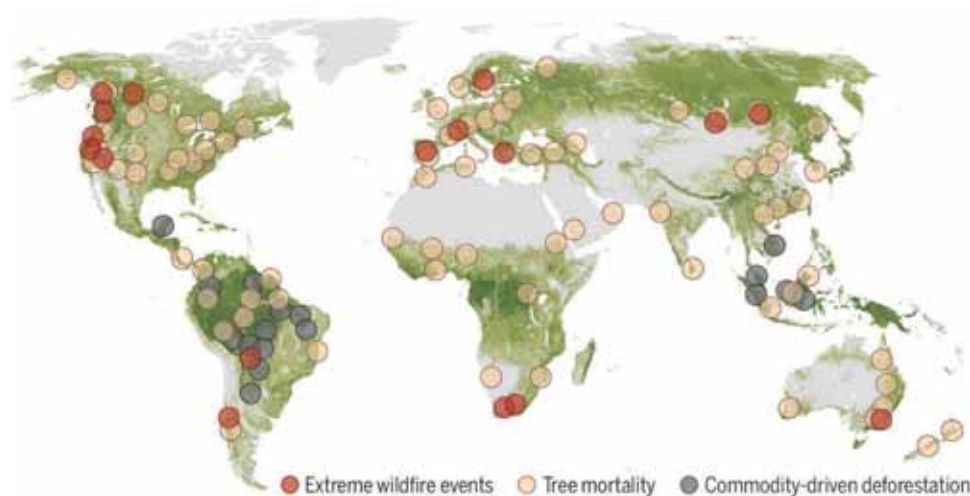


图 2 全球树木的减少归因于商品贸易活动带来的森林砍伐、野火损失、以及干旱和高温导致的死亡 (通常与害虫和病原体有关)。后两者与大气的需水量变化有关, 这会导致森林生长压力的变化。森林覆盖的区域通过树高显示, 树高范围从 5 米 (浅绿色) 到大于 60 米 (深绿色) (Overpeck and Breshears, 2021)

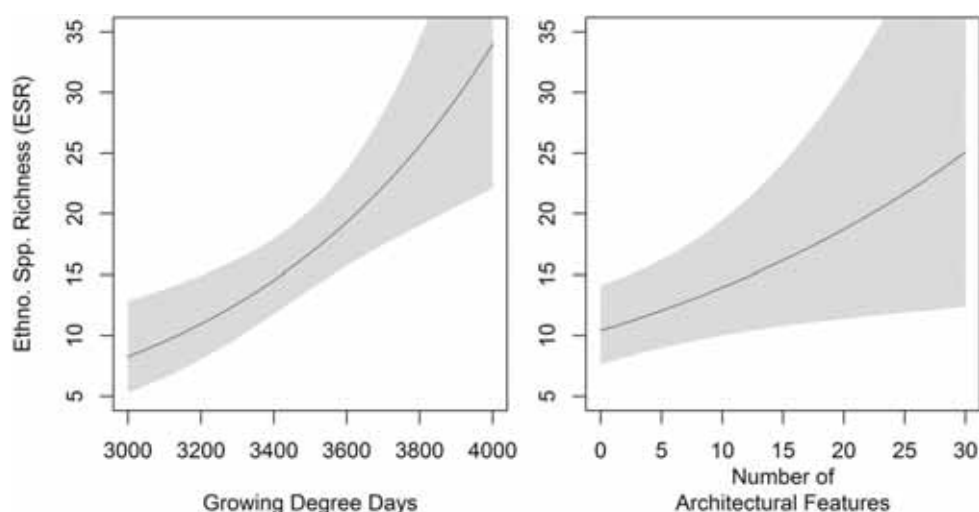


图 3 具有显著性 ($P < 0.05$) 的模型项响应图 (Pavlik et al., 2021)。揭示了在其他变量不变的情况下, 预测的 ESR 随生长度日 (GDD) 和考古遗址特征数的函数变化趋势。生长度日对 ESR 的影响最大, 在 GDD 的观察范围内从 8 增加到 30 以上。考古特征的数量是第二大的, 也是唯一的其他显著性影响, 随着特征数量的增加, 预测的 ESR 从 10 左右增加到 19。结果表明, 即使在环境变量不变的情况下, 建筑特征的数量仍然对今天存在的具有重要文化意义的植物物种的预期数量有显著影响



生态资源的影响。

上述两项研究的意义，从科学层面揭示了地球系统和人类活动关系背后更为复杂的动力学机制，明确了从全球到局地尺度上，人类活动均会对生态系统产生显著而且持续的影响；从现实意义上来说，因

为即使气候变化很快停止，全球气温也可能比工业革命前的水平高出 1.5℃ 到 2℃，这意味着全球植被将可能面临着人类活动和气候变化的双重压力，当代人类社会应对气候变化也将变得更具挑战性（Overpeck and Breshears, 2021）。

主要参考文献

- Mottl O, Flantua S G A, Bhatta K P, et al. Global acceleration in rates of vegetation change over the past 18,000 years[J]. Science, 2021, 372: 860-864. ([原文链接](#))
- Nolan C, Overpeck J T, Allen J R M, et al. Past and future global transformation of terrestrial ecosystems under climate change[J]. Science, 2018, 361: 920-923.
- Overpeck J T, Breshears D D. The growing challenge of vegetation change[J]. Science, 2021, 372: 786-787.
- Pavlik B M, Louderback L A, Vernon K B, et al. Plant species richness at archaeological sites suggests ecological legacy of indigenous subsistence on the colorado plateau[J]. Proc Natl Acad Sci U S A, 2021, 118: e2025047118. ([原文链接](#))
- Ruddiman W F. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago[J]. Climatic Change, 2003, 61: 261-293.

（撰稿：张健平 / 新生代室）



NG: 欧洲过去 20 年的极端干旱为两千多年来最严重

进入 21 世纪以来，欧洲连续发生极端干旱事件，对当地农业、葡萄酒和林业造成了巨大影响，2003 年极不寻常的酷热甚至造成欧洲南部大约七万人死亡。模拟结果显示，全球变暖背景下，干旱发生的频率和严重性都将进一步增强，将直接或间接影响人类的生存。最近 20 年欧洲异常干旱发生的原因是什么？如何评估最近的气候异常以及人类活动在其中的贡献？要回答这些问题，需要将最近的极端干旱异常放在长时间尺度的背景下进行探讨。然而，由于当前的器测记录较短以及工业革命以来人类活动对气候的影响，我们需要找到一种具有高分辨率、定年准确、且可以从机制上准确反映区域干湿变化的代用记录。

树木年轮以空间分布范围广泛、定年准确、分辨率高及复本量好等特点成为研究过去气候变化的首选代用资料之一。与传统的树轮宽度指标相比，树轮碳氧同位素受到树木“年龄效应”的影响很小，可以保留更多的气候低频信号。因此，树轮碳氧同位素被广泛用于区域干湿变化的重建。树轮氧同位素受蒸发和降水氧同位素的影响，树轮碳同位素主要受气孔导度和光合速率控制，这些都与区域水分条件密切相关。当水分胁迫或湿度降低时，树木中的碳氧同位素 (^{13}C 和 ^{18}O) 富集，树轮碳氧同位素值较高，而当水分充足或湿度较高时，树轮碳氧同位素值则较低。

最近，英国剑桥大学的 Ulf Büntgen 教授及其同事在 *Nature Geoscience* 上发表了他们的最新研究成果。他们测量了中欧地区现生树木、古老建筑和考古遗址的 147 棵橡树的 27080 个年轮的碳氧同位素比值 ($\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$)，建立了两条长达 2110 年的（公元前 75 年至公元 2018 年）的树轮碳氧同位素序列，这也是欧洲地区最长、最连续的树轮碳氧同位素年表（图 1）。

根据树轮碳氧同位素与夏季区域干旱指数（6-8 月，Palmer Drought Severity Index）的高度相关关系（相关系数为 0.73，自由度为 117），他们重建了过去两千多年来欧洲的干旱变化历史。重建结果显示，欧洲中部地区过去两千年的历史中，有两个最显著的干旱时期：1490-1540 年和 1970 年代中期 - 现在，而这两个时期中，最干旱的两个时段分别是 1508-1509 和 2015-2018 年。自公元 75 年以来，最干旱的 5 年分别是 1509、1508、2018、2016 和 2017 年。其中，2015-2018 年的极端干旱不仅是器测记录以来最干旱的时段，即使在两千多年的背景下来看，也是史无前例的。

同时，他们的重建序列也捕捉到了公元前后 100 年的相对干旱期，而这正是凯尔蒂人对中欧统治结束的时间。另一个较长的干旱期在 6 世纪（欧洲历史上，又称为晚古小冰期），那时欧洲内外出现了大规模的人口迁徙。而大摩拉维亚帝国（约 833 至 907 年统治中欧地区的帝国）时期的夏季

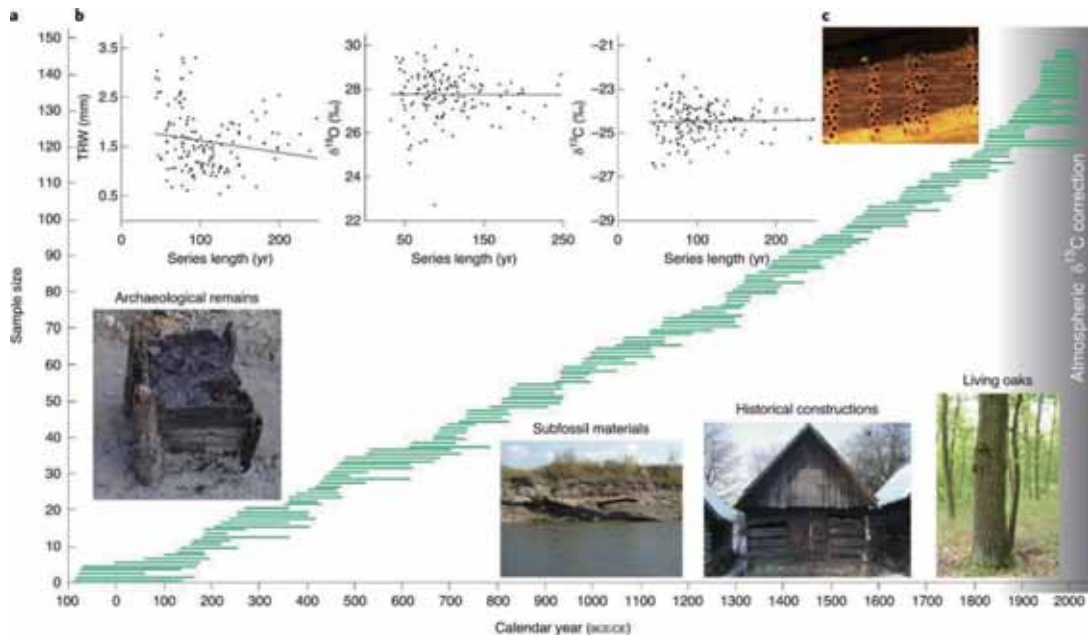


图 1 欧洲中部橡树稳定同位素年表所用树木材料。(a) 147 棵现生、历史遗迹、考古木材和亚化石橡树所覆盖时段的分布 (绿色柱), 图右侧的灰色阴影代表工业革命时期, 人类排放的化石燃料对 CO_2 同位素的影响 ;(b) 树轮宽度 (左) ^{18}O (中) 和 ^{13}C 的年均值与序列长度的线性关系 ;(c) 橡树样芯在显微镜下的放大图像 (Büntgen et al., 2021)

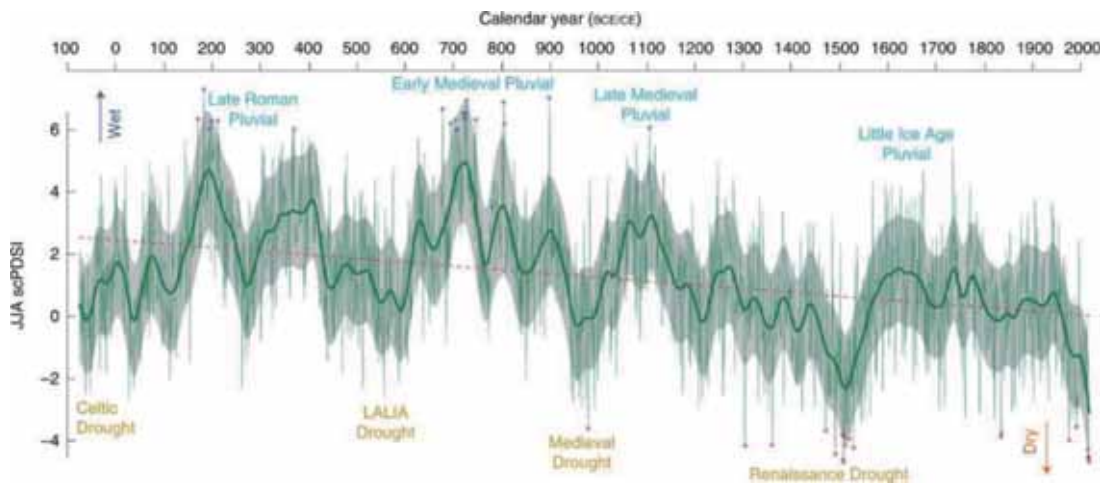


图 2 过去 2110 年(公元前 75 年到公元 2018 年)来欧洲中部干旱变化(夏季干旱指数)历史 (Büntgen et al., 2021)

则普遍比较湿润。相反, 16 世纪初的大干旱时期 (也被称为文艺复兴时期干旱), 据文献记载, 这一时期捷克地区出现了 7 万多座人工水体、渔场和长距离的水渠系统。

小冰期时期 (1600 到 18 世纪晚期) 欧洲中部则比较湿润。在年际尺度上, 蒙古从匈牙利突然撤退的 1242 的夏季是寒冷湿润的, 1348 和 1351 年黑死病快速传播时的夏季也



是寒冷湿润的，而 1540 年的超级干旱发生时则伴随着高温。

通过进一步分析，研究人员认为欧洲中部最近几十年的异常干旱，是由人类大量排放温室气体引起的全球增温导致的。研究者认为，与长期轨道尺度的夏季变冷相反，大规模的温室气体排放引起了全球变暖，这一现象在北半球高纬地区尤其显著，这种增温可能削弱了全球经向的温度梯度，从而造成中纬度地区的水汽传输和降水减少。

该研究的意义在于利用高分辨率的树轮碳氧同位素记录重建了欧洲中部两千多年来的干旱变化历史，分析了干湿事件在

年际到年代际尺度上的变化特征，并从统计上给出有力证据，揭示了最近二十年的极端干旱在气候变化历史上前所未有的干旱程度，以及人类活动在最近几十年极端干旱事件中扮演了重要角色。我国近年也做了类似研究，研究人员使用历史文献资料、树轮宽度、石笋等代表指标重建过去干湿或降水变化，发现我国北部和西南部地区在最近几十年干旱程度增强，而西北部则在最近几十年存在变湿的趋势。但是基于树轮碳氧同位素的千年或更长的干旱变化序列依然缺乏，不同区域干湿变化的机制还需要进一步的研究。

主要参考文献

- Büntgen U, Urban O, Krusic P J, et al. Recent European drought extremes beyond Common Era background variability[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(4): 190-196. ([原文链接](#))
- Farquhar G D, Ball M C, Von Caemmerer S, et al. Effect of salinity and humidity on ^{13}C value of halophytes—evidence for diffusional isotope fractionation determined by the ratio of intercellular/atmospheric partial pressure of CO_2 under different environmental conditions[J]. *Oecologia*, 1982, 52(1): 121-124.
- Ge Q, Zheng J, Hao Z, et al. Recent advances on reconstruction of climate and extreme events in China for the past 2000 years[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(7): 827-854.
- Roden J S, Lin G, Ehleringer J R. A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(1): 21-35.

(撰稿：安文玲 / 新生代室)



SA: 孟加拉湾深海沉积物预测未来南亚季风区降雨增加

南亚季风是全球季风系统重要组成部分，是连接印度洋和亚洲大陆的重要水热输送带，季风带来的降水直接影响亚洲 10 多亿人口的生产生活。已有气候模式模拟表明，21 世纪在全球持续百年增温情景下，快速增加的温室气体会加强南印度洋向南亚季风区的水汽输送，导致南亚降水的增加，而古气候代用记录可以为理解该地区这一降水变化机制提供历史参照。

深海沉积物沉积时间长且连续，蕴含丰富的物源、生物等信息，是研究古气候变化的重要载体。为了研究南亚季风变化过程和驱动机制，美国布朗大学的 Clemens 教授团队对孟加拉湾深海沉积物钻孔 (U1446) 中多种古气候指标进行了分析，重建了 900 ka 以来的南亚季风区的降水变化，结合气候模拟结果，揭示了南亚季风区降水的驱动机制，为未来南亚季风变化提供了历史相似型。该成果近日在 *Science Advances* 上发表 (Clemens et al., 2021)。

作者利用现代南亚降水、径流与孟加拉湾海表盐度的联系，解释了南亚降水量与钻孔 U1446 中代用记录的关系：南亚季风携带的降水由径流注入孟加拉湾，控制海表盐度和层结，而这一变化会记录在钻孔中的浮游生物壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物 Rb/Ca 等指标中，因此可利用孟加拉湾海底沉积物中的古气候指标重建南亚季风降水强度的变化。

文章通过 ^{14}C 测年和对比 LR04 的年代标尺建立钻孔 U1466 的年代框架 (图 1)，并借助钻孔中浮游生物壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物 Rb/Ca 等指标重建南亚季风区的降水变化过程，发现 900 ka BP 以来南亚季风降水以 100 ka 为主导周期，这与地球轨道参数引起的太阳辐射变化的主导周期不同 (图 1)。如果直接用轨道参数驱动气候模式是无法解释这一不一致现象，因为 Bosmans et al. (2018) 使用多个气候模式模拟了对太阳辐射贡献最大的岁差参数对南亚地区的降水影响，结果表明在气候变化的周期内，南亚季风区降水最大值出现在岁差最小值 (Pmin) 时。

前人研究表明，南亚季风降水除受地球轨道参数的影响外，全球冰量 (IV) 和温室气体 (GHG) 的强迫作用也十分显著。全球冰量的极小值往往出现在温室气体的极大值之后，温室气体和全球冰量的周期性也非常类似，因此文章将二者同化为 “IVGHG” 指标。结合 IVGHG 强迫、地球轨道参数和气候指标进行相位分析 (图 2)，降水极大值与辐射强迫有着显著的相位差 (图 2A)，这表明除轨道参数以外存在其他因素影响南亚降水的变化周期。通过不同轨道参数频率的相位分析以及与周边区域气候重建结果的综合对比，发现南亚季风降水对全球冰量和温室气体浓度强迫的响应高度敏感，这也得到前人模拟结果的支持 (Arayamelo et al., 2015)。同时，在岁差

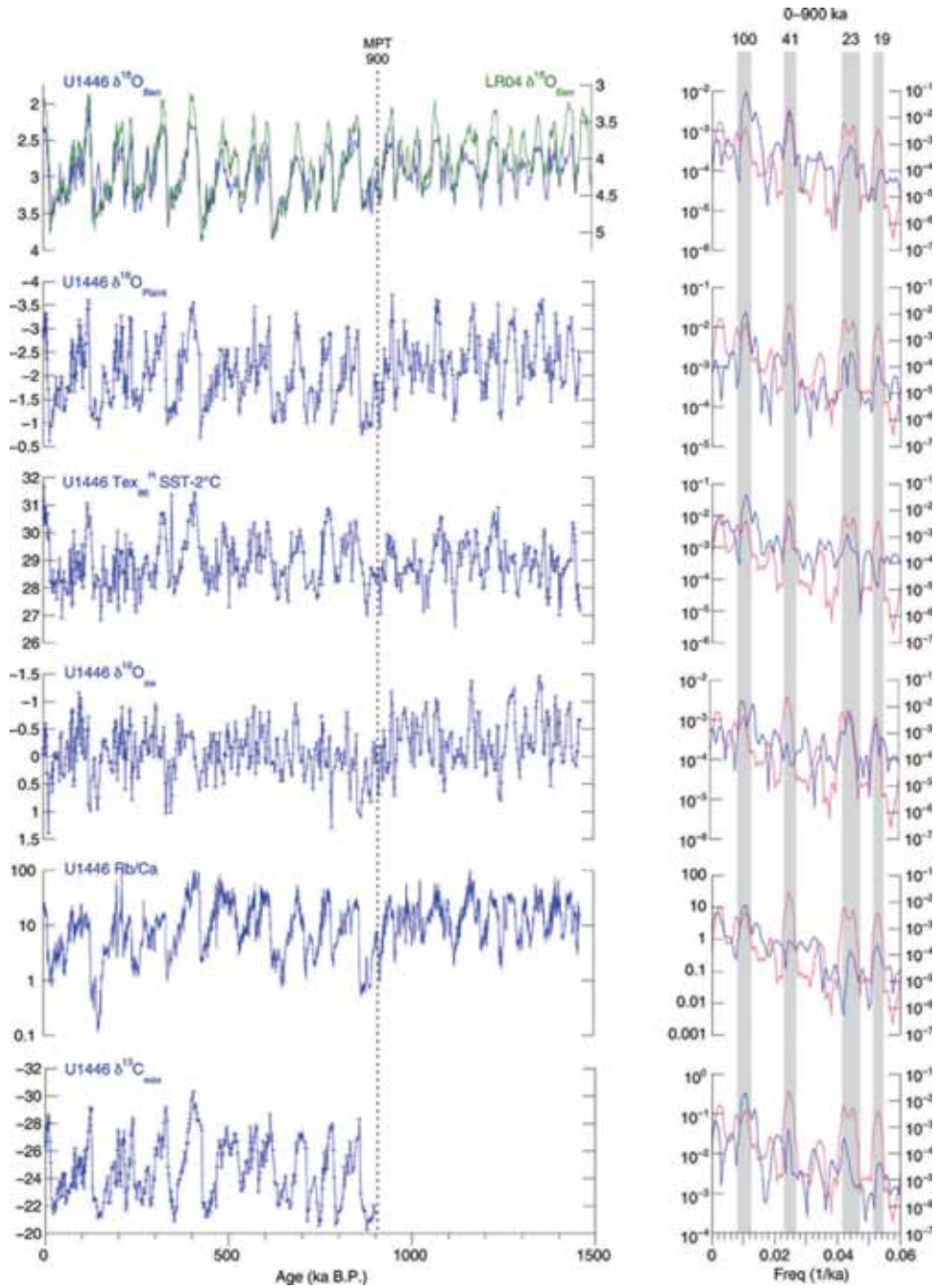


图 1 钻孔 U1446 的各种气候代用记录随时间变化和频谱 (蓝线), 以及太阳辐射的频谱 (红线)

频率段, 南亚季风区降水极大值的相位并未出现在 P_{min} 与 IVGHG 强迫极大值之间, 而是出现在 IVGHG 强迫极大值和 P_{max} 之间 (图 2C)。已有研究表明 P_{max} 对应于越

赤道气流最强时期。因此, 文章提出在越赤道气流 (水分供给 / 潜热) 和 IVGHG 强迫 (感热) 的共同作用下, 使得南亚季风降水在二者相位之间出现极大值。这一结

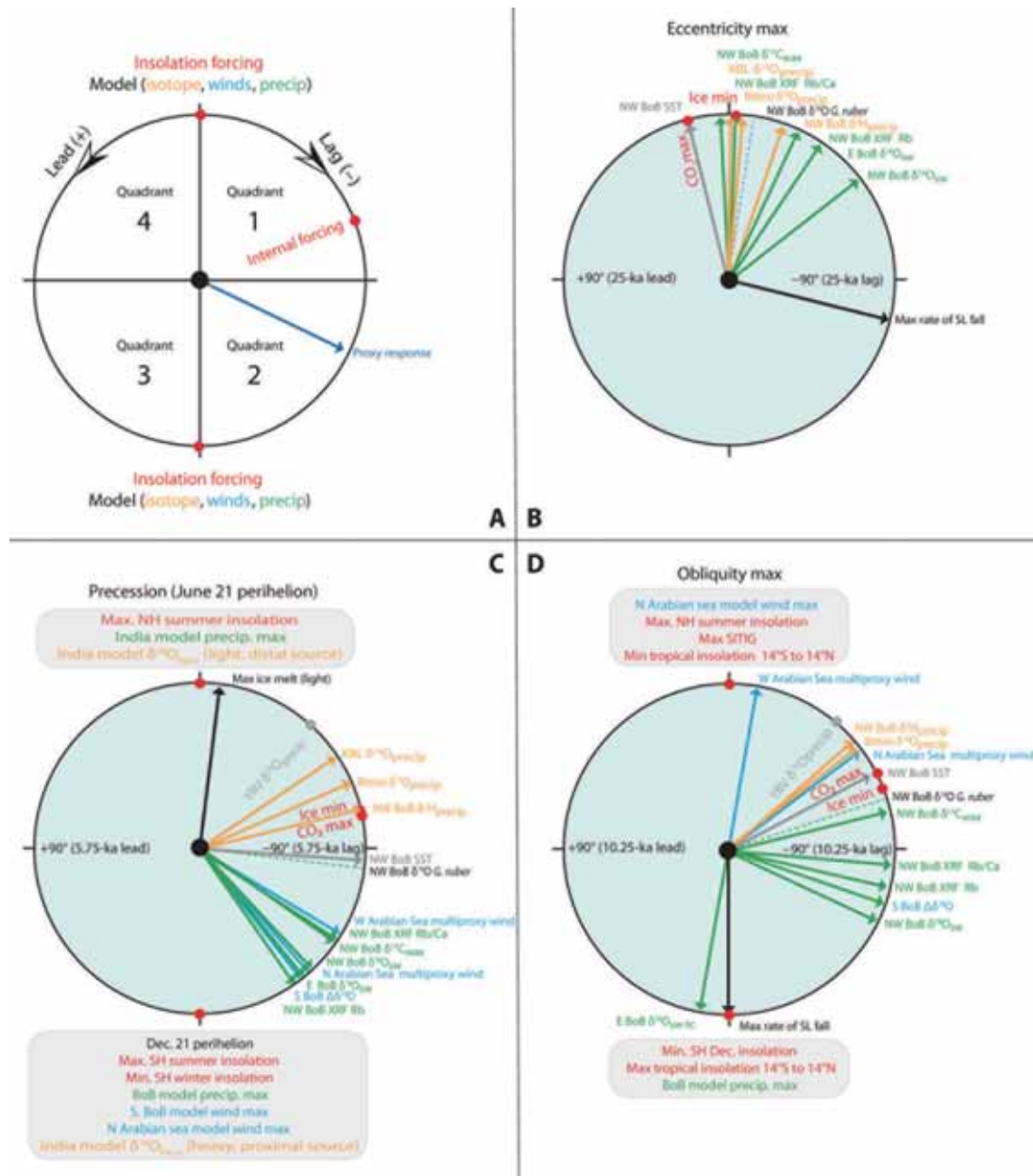


图 2 各指标在地球轨道周期上的相位

果得到了阿拉伯海等地区的风速重建和模式敏感性试验的支持。

总之，文章基于孟加拉湾海底沉积物中多项指标，结合气候模拟，探讨 900 ka BP 以来南亚季风与轨道参数、越赤道气流、全球冰量和温室气体的关系，表明越赤道

气流、全球冰量和温室气体浓度对南亚季风降水有重要影响。启发我们，在温室气体持续增加、全球冰量不断减少以及南半球印度洋水分供应不断增加的未来情景下，南亚季风降水也将会增加。

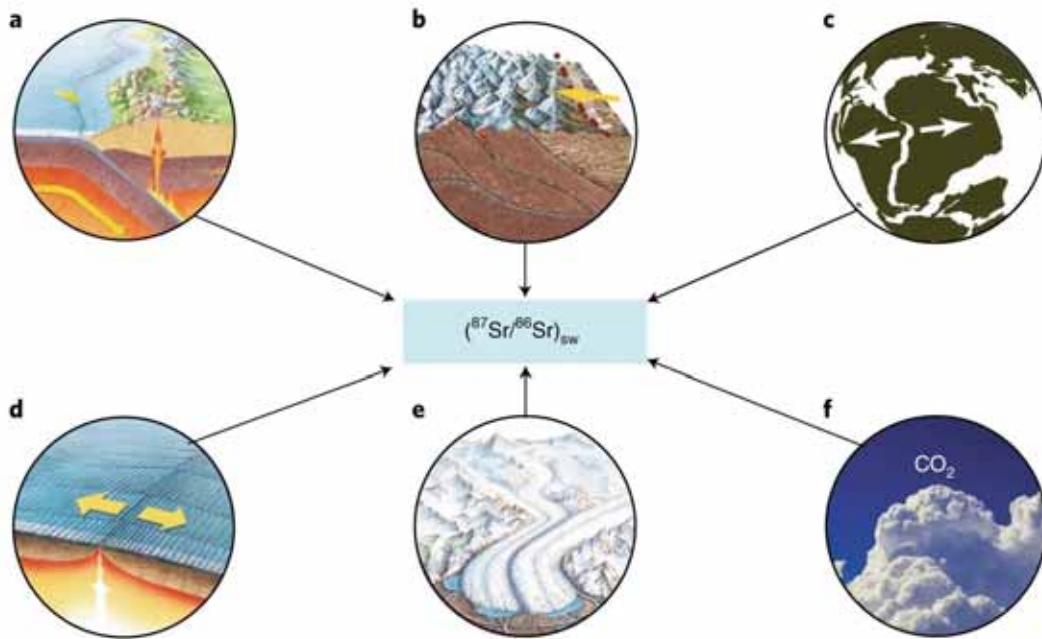


主要参考文献

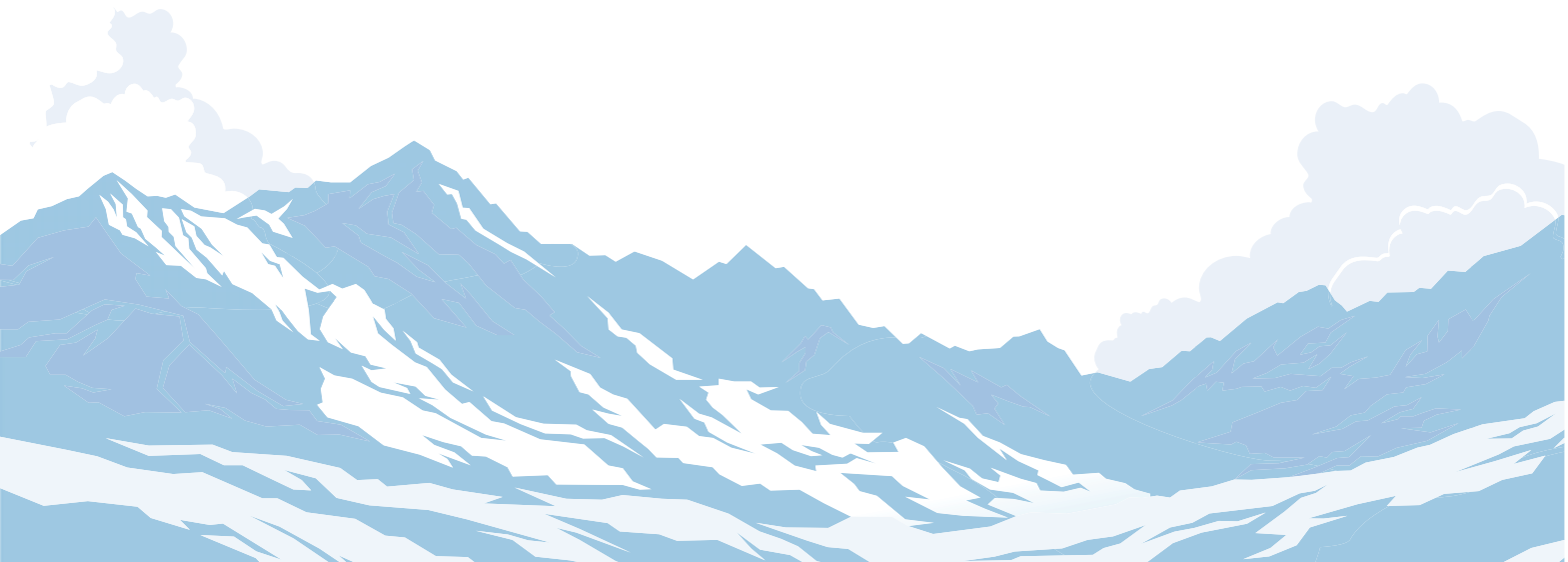
- Arayamelo P A , Crucifix M , Bounceur N . Global sensitivity analysis of the Indian monsoon during the Pleistocene[J]. *Climate of the Past*, 2015, 11(1): 45-61.
- Bosmans J , Erb M P , Dolan A M , et al. Response of the Asian summer monsoons to idealized precession and obliquity forcing in a set of GCMs[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 188: 121-135.
- Clemens S C , Yamamoto M , Thirumalai K , et al. Remote and local drivers of Pleistocene South Asian summer monsoon precipitation: A test for future predictions[J]. *Science Advances*, 2021, 7(23): eabg3848. ([原文链接](#))

(撰稿：史运坤，史锋 / 新生代室)

4. 碳 循 环



(Geron et al., 2021, Nature Geoscience)





Science: 1.5 温控场景下的中国路线图

美国主办的领导人气候峰会刚刚落幕。会上，习近平主席倡议“构建人与自然生命共同体”赢得了国际社会的广泛关注。这不仅标志着美国重返气候变化多方合作轨道，而且意味着气候变化成为中美合作重要舞台。

4月18日，中美在上海就气候危机举行会谈并共同发表声明。双方强调：中美致力于相互合作，并与其他国家一道解决气候危机。双方肯定了巴黎协定中的温升限制目标，到本世纪末，气温上升控制在2°C以内，努力限制在1.5°C以内，承诺继续努力强化行动，促使实现上述温控目标。

2°C温控目标是在哥本哈根气候变化大

会之后成为全球共识的，1.5°C温控目标在2015年巴黎气候变化大会之后成为新的热点。已有研究表明，1.5°C温控目标的经济成本至少是2°C温控目标的3倍(Hof et al., 2017)。但是，相对于2022年即将发布的IPCC第六次气候变化评估报告，关于1.5度温控目标的研究远远不足：不但1.5°C的温控目标没有达成共识，而且相关减缓策略分歧巨大。

作为负责任的大国，中国政府在第75届联合国大会上承诺“二氧化碳排放力争于2030年前达到峰值，努力争取2060年前实现碳中和”，为实现全球温控目标迈出了坚实步伐。但是，对比我国和发达国家的碳排放历史曲线（图1），可以清晰感受

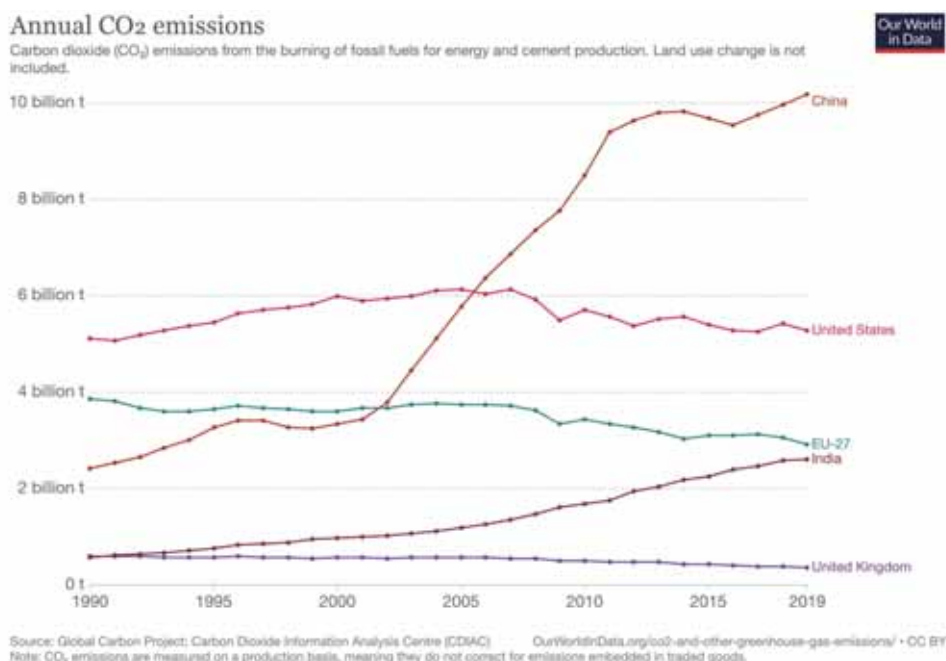


图1 2000-2019年主要经济体CO₂排放量（来源：CDIAC）



到我国履行“碳达峰”和“碳中和”承诺的巨大压力。

IPCC 首次气候变化评估报告发布于 1990 年。由此，1990 年成为许多气候变化国际协定的参考节点。英国是世界上最早完成工业化的国家，温室气体排放早在 1979 年就达到历史峰值。1990 年后稳步降低，到 2019 年排放量仅为 1990 年的 51%。4 月 20 日，英国政府宣布：到 2035 年，温室气体排放量将比 1990 年降低 78%。美国是历史累积碳排放第一大国，2005 年温室气体排放达到峰值 66 亿吨后逐渐降低，2020 年受疫情影响降幅高达 7%，低于 1990 年的排放量。就在 4 月 22 日，美国总统拜登进一步宣布，到 2030 年，美国温室气体排放量减少到 2005 年的一半，并于 2050 年实现碳中和。

正是在 2005 年，中国温室气体排放量首次超越美国，并保持了长期增长势头。迄今，仅在 2014-2016 年间出现了每年 2.4 亿吨的微弱下降。2019 年，我国温室气体排放量是 1990 年的 4.8 倍。尽管过去数年中，我国温室气体排放增长速度放缓，能源利用效率大幅提高，新能源开发进一步深入，但始终面临着强大的减排压力。

2018 年发布的《中国实现全球 1.5°C 目标下的能源排放情景研究报告》显示，我国二氧化碳排放量需要在 2020 年后每年减少 3.84 亿吨二氧化碳当量。该报告要求的减排速度远远大于我国 2014-2016 年间的减排速度，2030 年碳达峰和 2060 年碳中和承诺履约困难重重。因此，有必要全面、详细评估中国的减排策略和经济后果。

从 1990 年代中期开始，评价碳排放及其后果的有力工具之一就是综合评估模

型。综合评估模型不但可以量化气候稳定的条件，评估国际气候协议的经济影响，还可以评价全球或区域范围内快速变革的可行性。从 2013 年开始，德国波茨坦气候影响研究所主持的 ADVANCE 项目开发了新一代先进综合评估模型，并应用改进后的模型探索巴黎协议后不同气候缓解政策备选方案 (Luderer et al., 2018; Vrontisi et al., 2018)。整个模型运行持续三年，2016 年 12 月结束，产生了海量数据，成为各国、各行业研究气候适应的重要数据库。

近日，中国科学院大学段宏波团队从 ADVANCE 数据库中调取了 6 个综合评价模型的数据，进行了必需的比较和敏感性实验后，又整合 3 个中国研发的综合评价模型结果，建立多模型比较框架。在 IPCC 第 5 次评估报告推荐的 1.5°C 温控条件下，首次系统评估了巴黎协定温控目标下中国低碳转型路径问题 (Duan et al., 2021)。

所有模型都显示，不加政策干预，中国的碳排放将在 2050 年前达到峰值，2050 年碳排放值的范围为 102 到 198 亿吨。多数模型显示，中国有望在 2035-2040 年间实现碳达峰 (图 2)。

而在 1.5°C 温控场景中，中国 2050 年的碳排放量为 19 到 23 亿吨二氧化碳。所有模型一致显示，2020 年开始中国的碳排放将显著降低。并且，大多数模型在 2050 年前后将实现近零甚至是负排放。这一结果显示，碳达峰越早，减排越快，对负排放技术的依赖越少。这意味着，在设计 1.5°C 温控目标路径时，存在着早期减排行动和依赖负排放技术的权衡。多个模型还显示，尽管非碳温室气体 (主要包括甲烷和一氧化氮) 份额较小，但是它们的减排不可或

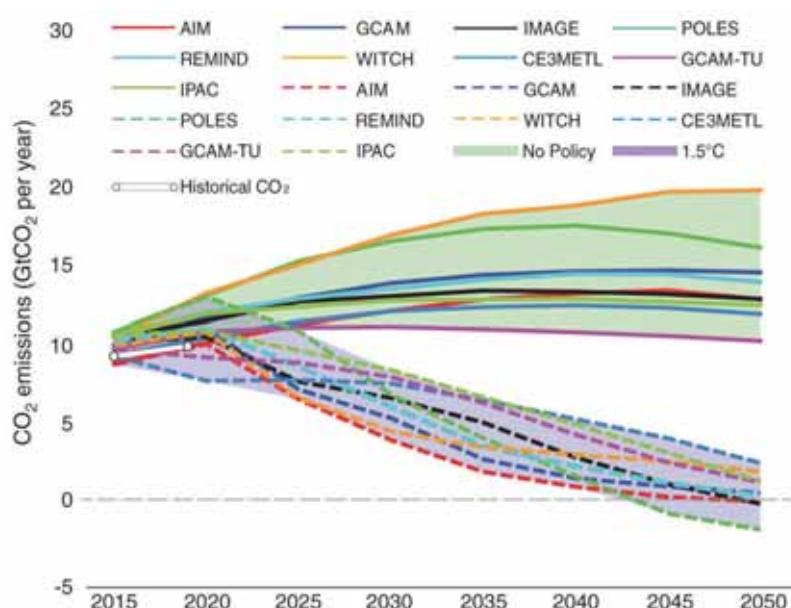


图2 不同场景中国二氧化碳排放总量的变化（绿色，不控制排放；紫色，1.5℃温控场景）(Duan et al., 2021)

缺。为实现1.5℃温控目标，二氧化碳需要减排90%，甲烷需要减排70.6%，一氧化氮需要减排52.2%。

不同部门受减缓政策影响程度不同，工业首当其冲。模拟显示，不控制排放情景下，工业占中国能源需求总排放的份额2030年为48.7%-75.2%。到2050年，工业占能源需求总排放的比例降低到50%左右。至少有三个因素共同促成了这一变化：工业结构调整、能源利用的低碳转化，以及

能源利用效率提高（图3）。

而1.5℃温控场景明显降低了部门的二氧化碳排放。模型平均结果显示，到2030年电力部门将降低65.6%。随着脱碳的深入，有可能实现近零甚至负排放。跨模型分析显示，电力部门碳减缓最主要来自能源消费总量降低，其次是清洁能源替代的增加，而碳封存技术贡献中等。这意味着，严格控制能源需求，发展清洁能源，是实现1.5℃温控目标的关键。

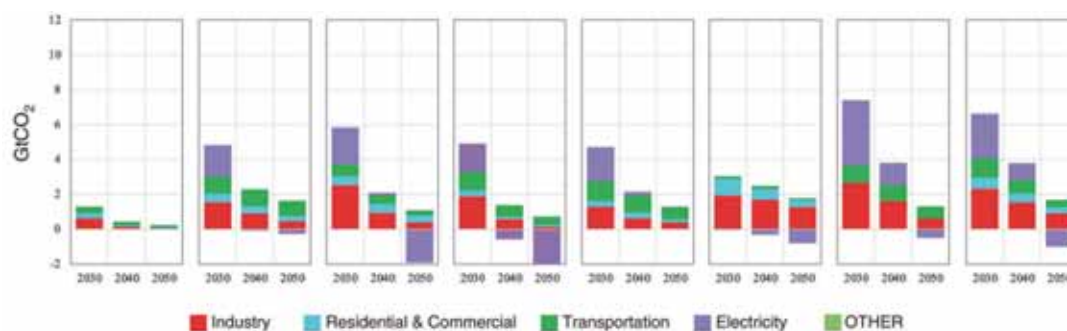


图3 1.5℃温控场景中不同部门的碳排放 (Duan et al., 2021)



政策干预的效果可以用碳强度来表示。通常，碳强度是指单位终端利用能源的碳排放量。尽管碳强度的改善不是气候政策的直接目标，却是能源政策落实的有效途径。跨模型一致的结果显示，1.5°C温控目标需要碳强度降低60%。多个模拟结果显示，2050年碳强度低于每吨标准煤的能量排放1吨二氧化碳。这主要得益于单一能源利用效率的提高，以及终端能源消费结构的优化（图4）。

实现1.5°C温控目标，很大程度上取决于可再生能源对化石燃料的替代。到2050年，化石能源消耗将降低40.4亿吨标准煤当量，比无政策干预的不控制排放场景减少73.9%。相应地，2030年非化石燃料（包

括生物质能、风能和核能）在初级能源消费中将达到30%，到2050年达到62.8%，相当于增长了13亿吨标准煤当量。

电力行业长期以化石燃料为主，因此面临巨大减排压力。实际上，碳减缓推高了碳价格，进而提高了终端能源价格，而电力部门有许多途径脱碳，电价相对于化石燃料价格下降，终端能源消费更倾向于用电。可以预见，中国电力部门有望在2050年实现碳中和，各种低碳技术（如风能和太阳能）将快速增长（图5）。

工业是终端能源消费的主要部门。为实现全行业的深度脱碳，达到预期温控目标，能源利用将迎来深刻变化。但总体上，工业能量需求在终端能量需求总量的比例

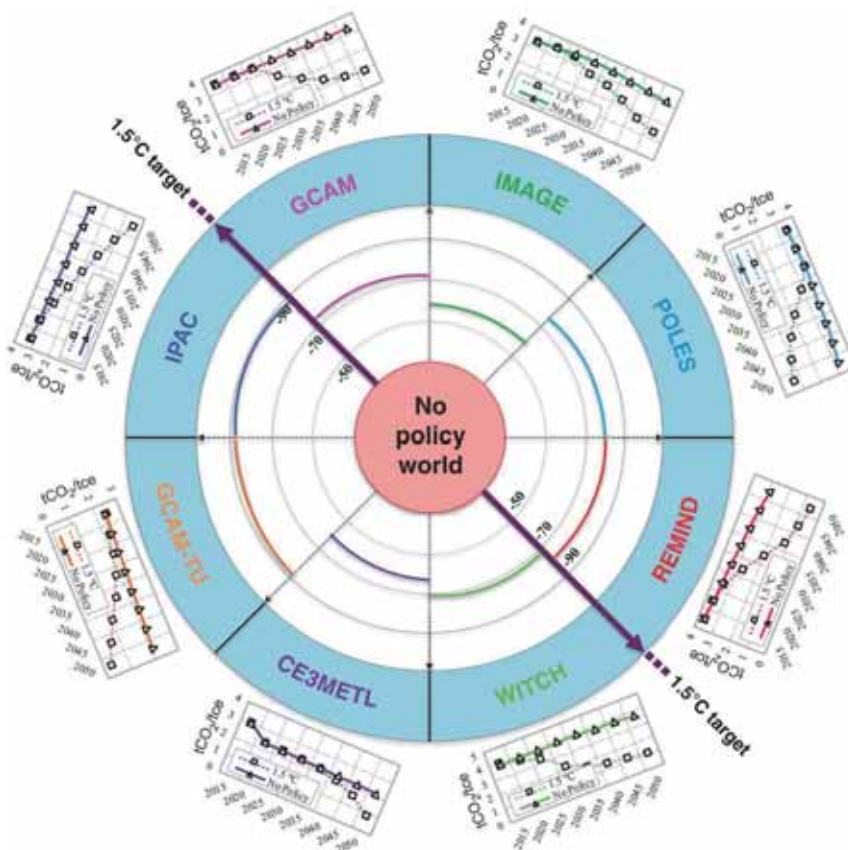


图4 不同模型中，1.5°C温控场景下碳强度的变化（Duan et al., 2021）

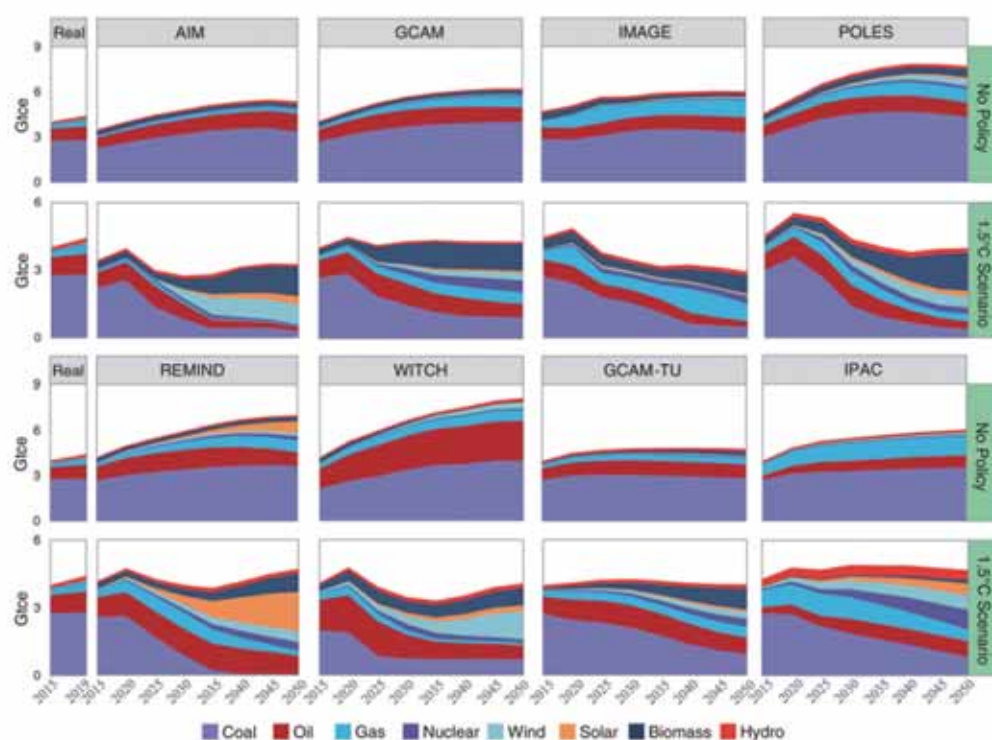


图5 不同模型的能量重建 (Duan et al., 2021)

相对稳定。这很大程度上反映了产业结构调整中，中国工业结构相对稳定和工业能源利用效率的提高。

这些综合评估模型在降低初级能源消费总量、减排温室气体，以及发展负排放技术等方面有高度共识。以上模拟结果同时显示，中国2060年实现碳中和与1.5°C温控目标大体一致。全球1.5°C的温控目标要求，2050年中国化石能源消费总量降低73%，初级能源消费总量降低39%；二氧化碳排放量降低90%，甲烷降低70.6%，一氧化氮52.2%，碳强度降低至少60%；不但碳捕集和封存技术对实现温控目标意义重大，还应推广可再生能源开发利用，加快替代碳基燃料。

同时，也必须注意到，现有模型仍需进一步完善。一个突出的方面是模型对气

候政策的经济意义表征整体欠佳。严格的气候目标需要显著降低能量消费，不可避免地会对经济有负面影响 (Davis et al., 2019)。模拟显示，1.5°C的温控目标或导致2050年GDP降低2.3%到10.9%，不同模型差异巨大。即使从累计角度来看，模型间的变幅依然介于2.8%-5.7%。不同模型输出的2050年中国碳社会成本(碳价格)从每吨315美元到2440美元不等。此外，绝大多数模型对气候变化导致的经济损失缺少量化 (Bretschger and Pattakou, 2019)。这固然与模型的参数化水平有关，同时也受制于气象-气候-古气候研究者的预测能力。

温室气体排放过程为人类提供了大量产品和服务。由于产品用途和服务功能的差异，相关的温室气体排放责任在国内和国际间都有明显差异。通常使用产品



碳足迹来刻画产品从原材料开采、制造、运输、分销、使用到最终废弃阶段所产生的温室气体排放量，为精确量化温室气体排放责任提供了有力工具。

有 研 究 显 示 (Hertwich and Peters, 2009)，非洲国家人均碳足迹每年 1 吨二氧化碳，而卢森堡和美国人均每年约 30 吨二氧化碳。同时，发展中国家食品和服务在碳足迹中贡献突出，发达国家则以流动性和制成品为主。

评估结果显示，2009 年美资跨国公司境外碳足迹约为 5.1 亿吨二氧化碳 (López et al., 2019)，与英国或澳大利亚排放量相当，表明跨国公司在应对气候变化中的角色值得关注。该研究还揭示，相同工业增加值，美资跨国公司在境外的碳足迹显著高于美国国内的平均水平，相应的技术转移或可减少这一影响。

目前中国每年产生的超 100 亿吨的温室气体排放有很大部分是由产品出口导致的，减排策略的制定需要准确认识因全球消费造成本地碳排放空间的变化，促进减排主体与下游消费者之间的合作减排。对中国 2012 年的碳足迹测度显示，出口驱动

的碳排放总量为 14.66 亿吨，占同年中国工业二氧化碳排放总量的 14.6%。如果作为一个国家，将是仅次于中国、美国、印度和俄罗斯的第五大排放国。这些出口驱动碳排放主要产生于电力、热力、燃气、水的生产和供应业 (42.3%) 与金属冶炼和压延加工业 (13.6%)。高分辨率制图显示，我国出口驱动的碳足迹热点集中在制造业中心，包括长三角、珠三角和华北平原等，大约 1% 的国土面积容纳了 75% 的出口驱动碳排放。由美国进口中国产品驱动的碳排放占我国出口驱动碳排放的 23.0%。不同类型的消费在我国产生的碳足迹有明显的空间差异 (图 6)。

实现 1.5°C 温控目标，需要清晰的碳排放减缓和清洁能源发展目标。综合评价结果不但描绘了我国零碳或低碳情境下能源系统的结构演化，而且肯定了我国碳中和目标与巴黎协定中 1.5°C 的温控目标殊途同归——我国减排战略及政策制定具有突出的科学支撑。

全球协作、共同削减温室气体排放是实现巴黎协定 1.5°C 温控目标、减缓气候变化带来灾难损害的关键。我国政府的碳达

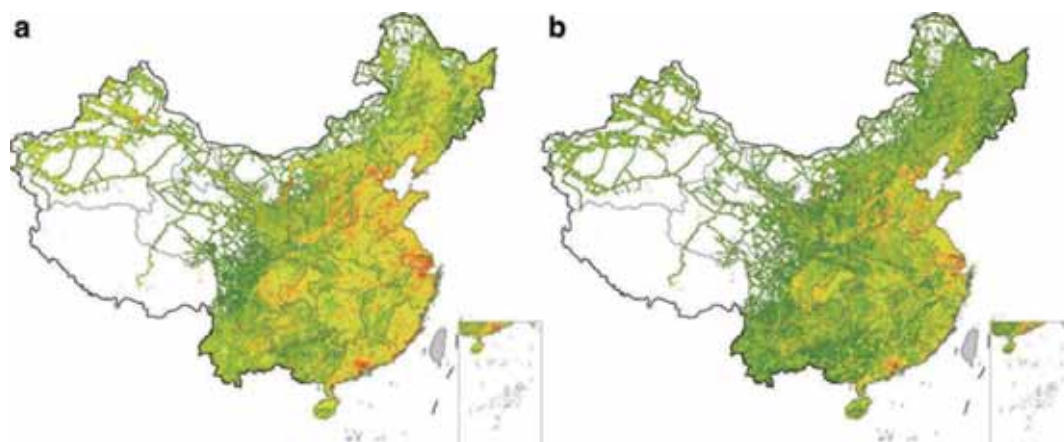


图 6 2012 年美国家庭消费 (a) 和固定资本形成总值 (b) 导致的中国碳排放分布图 (Yang et al., 2020)



峰和碳中和承诺不仅向国际社会释放主动应对气候挑战的积极信号，而且可以有效降低我国潜在的气候损失。

广泛适应行动的开展还提高温室气体减排全球合作的可能性。碳足迹精确测算

不但为制定基于消费的减排政策提供参考，还将推动发达国家通过技术转移等手段降低自身碳足迹、通过区域合作实现协同减排。

主要参考文献

- Bretschger L, Pattakou A. As bad as it gets: how climate damage functions affect growth and the social cost of carbon[J]. *Environmental and Resource Economics*, 2019, 72(1): 5-26.
- Davis S J, Lewis N S, Shaner M, et al. Net-zero emissions energy systems[J]. *Science*, 2018, 360(6396): eaas9793.
- Duan H, Zhou S, Jiang K, et al. Assessing China's efforts to pursue the 1.5 °C warming limit[J]. *Science*, 2021, 372(6540): 378-385. (原文链接)
- Hertwich E G, Peters G P. Carbon footprint of nations: A global, trade-linked analysis[J]. *Environmental Science & Technology*, 2009, 43(16): 6414-6420.
- Hof A F, den Elzen M G J, Admiraal A, et al. Global and regional abatement costs of Nationally Determined Contributions (NDCs) and of enhanced action to levels well below 2 °C and 1.5 °C [J]. *Environmental Science & Policy*, 2017, 71: 30-40.
- López L A, Cadarso M Á, Zafrilla J, et al. The carbon footprint of the US multinationals' foreign affiliates[J]. *Nature Communications*, 2019, 10: 1672.
- Luderer G, Vrontisi Z, Bertram C, et al. Residual fossil CO₂ emissions in 1.5–2 °C pathways[J]. *Nature Climate Change*, 2018, 8(7): 626-633.
- Vrontisi Z, Luderer G, Saveyn B, et al. Enhancing global climate policy ambition towards a 1.5 °C stabilization: a short-term multi-model assessment[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(4): 044039.
- Yang Y, Qu S, Cai B, et al. Mapping global carbon footprint in China[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 2237.

(撰稿：唐自华 / 新生代室)



NC: 直接空气捕获技术 (DAC) 发展政策路线图

从 18 世纪至今，大气中 CO_2 等温室气体浓度逐年增加，致使温室效应加剧，深刻影响着全球气候变化。在 2016 年签定的《巴黎协定》中，制定了在 21 世纪末全球平均气温升幅与前工业化时期相比控制在 2°C 以内的目标，且力争控制在 1.5°C 之内。科学家发现，要实现 1.5°C 调控目标，必须采取负排放措施 (Masson-Delmotte et al., 2018)。在此背景下，直接空气 CO_2 捕获 (DAC) 技术的大规模应用对于气候调控具有重要意义。近期，美国学者 Meckling and Biber (2021) 对 DAC 技术的发展前景进行了积极展望，并在已有低碳技术发展经验的基础上提出了适于 DAC 发展的政策路线图。

为了减缓全球变暖，人们提出了一系列温室气体减排增汇技术，例如植树造林、优化森林与农作物管理、生物能源碳捕获和封存 (BECCS)、电力和工业来源碳捕获和封存 / 利用 (CCS/CCUS)、DAC 及其封存

或利用 (DACs) (图 1)。这些方法都有其自身局限性，植树造林、森林与农作物管理和 BECCS 所固定的碳可能并不稳定 (土地利用和气候变化可以导致这些碳重返大气)，而且这些项目的建设均会受到土地供应的限制，同时还会对自然栖息地、农田与粮食价格造成潜在影响；CCS 则由于项目成本高、规模大、工期长且选址条件严苛等问题而不易广泛部署。与其它负排放技术或减排技术相比，DAC 具有多种优势。首先，将 DAC 与地质封存技术结合，可以实现相对永久性固碳；其次，建设 DAC 项目所需的土地面积远远低于农林管理或 BECCS，而且 DAC 可以建在农作物或森林无法生长的荒漠地区 (可能会受到基础设施与 DACs 所需地质条件等方面的限制)；再次，DAC 设施相对于 CCS 一般较小，选址更灵活，且可以模块化建设，即一个大型 DAC 项目可以由多个小型 DAC 单元组成。可见，DAC 是一种理想的负排放技术，但

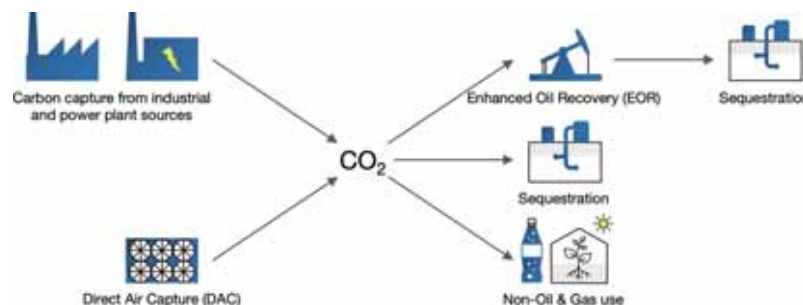


图 1 CO_2 捕获、利用与封存 (Meckling and Biber, 2021)。 CO_2 捕获有两种方式：对电厂或工厂排放的 CO_2 进行捕获 (CCS) 和从空气中直接捕获 (DAC)。图中，“Sequestration”是指将 CO_2 注入地下深部岩层进行长期封存；“Non-Oil & Gas use”包括化学加工、饮料添加和温室种植



目前仍然难以实现大规模部署，主要原因在于：1) DAC 成本非常高，每捕获一吨碳需 100 美元到 1000 美元不等，显著高于全球碳市场交易价格（World Bank Group, 2019）；2) DAC 的产品（CO₂）主要应用于提高石油采收率（EOR），即把 CO₂ 气体注入油藏中来提高石油产量，但这种需求的规模很小。因此，DAC 技术的推广仅通过市场机制无法实现，还需依靠较大力度的政策支持。

本文通过对现有主要低碳技术的发展历程进行分析，发现要实现某种低碳技术转型，关键在于制定并执行合理的政策序列（policy sequencing），即在初始阶段相关政策首先以降低技术成本和加强政治支持为目的，后续逐步采取更积极政策以推动低碳技术的持续发展。具体来说，政策的制定应以推动投资、并创造一个利基市场为导向，这样便可以促进新技术和新产业的出现，最终形成良性循环。已有经验证明，“财政激励+强制部署”是最有效的政策模式。

财政激励主要包括补贴和退税两种方式，是世界上多数国家推动可再生能源技术和电动汽车部署所采取的重要措施。相比之下，基于“碳价格”的市场调控政策则很少被使用。考虑到 DAC 的成本高昂，政府应出台扶持力度更大的财政措施，如抵免税收、加强信贷、提供奖励等。但是推行激励措施会给政府部门带来沉重财政负担，继而引发政治压力，尤其是随着部署规模的不断增大，财政激励更是难以为继。此时，通过发布行政指令推行强制部署则是保障低碳技术持续发展的一个必要举措。如中国、美国和欧盟等很多国家和地区都

直接或间接实行了针对电动汽车、可再生能源等低碳技术的强制措施。

对于 DAC 的强制部署可分为两种方式：上游管制（石油和天然气公司化石燃料生产、加工环节）和下游管制（用户端化石燃料购买、使用环节）。上游管制可以要求油气公司每开采一桶石油必须捕获和存储一定量的 CO₂，这种方式易于执行和监管，并且企业可以通过 EOR 提高石油产量而获得经济效益。上游管制措施有利于 DAC 项目的初始投资和部署，但仅依赖这种方式也难以实现 DAC 的大规模部署。首先，上游管制只能适用于石油出产国或地区；其次，EOR 在提高石油产量的同时，也增加了生产成本，企业能否持续部署 DAC 依赖于投入与产出之间的平衡（受油价、成本、政策等因素影响）。

鉴于化石燃料消费的普遍性，下游监管措施几乎可以适用于所有国家。2009 年美国加利福尼亚州率先推行了低碳燃料标准（LCFS），旨在降低交通运输燃料单位能量能源所含的碳强度，从而达到降低碳排放的目的。标准执行者（如油气供应商）可以通过技术创新、降低燃料碳强度方式、也可以通过购买低碳燃料（如天然气、生物燃料等）和排放权（或使用以前积累的排放权）等市场机制来达到标准要求。其中，部署 DAC 所获得的排放权积分已被纳入该低碳燃料标准的考核体系。目前，已有不少国家开始制定或实施各自的低碳燃料标准和可再生能源标准，这些标准可借鉴上述做法，将 DAC 纳入考核体系。燃料标准在执行过程中可以逐步提高，比如从低碳排放到碳中性再到碳负排放，持续向石油和天然气行业施加压力，不断促进



DAC 的创新与发展。石油与天然气行业为推动 DAC 部署提供了切入口，但任何企业，如电力部门、汽车制造商等都应被鼓励参与 DAC 相关业务，允许其由此所获得的碳排放权积分在市场上进行交易或换取其它形式奖励（如信贷），以期形成 DAC 发展的市场竞争态势。

根据对现有低碳技术发展过程的观察，制定并执行 DAC 激励措施一般不会有较大的政治障碍，而要推行强制政策往往会面临诸多问题。但是，只有通过强制部署才能有效地为 DAC 发展创造市场机制，迫使相关企业继续为 DAC 进行投资，否则它们会忽视或拒绝。在国际层面，先行国家可以组成一个国际联盟（类似于气候俱乐部组织），各成员就制定低碳燃料标准、强制部署政策和监管措施等签订协议，并执行定期审查和监督。另外，除了“激励+强制”政策，政府还可以通过支持项目研发、采购相关产品等额外措施来促进 DAC 的发展。

为保障低碳技术转型能够在调控气候变化中真正发挥作用，政策序列的制定还需考虑先行者如何影响跟随者来推动该技术的全球扩散。通过对建筑节能、可再生能源、DAC、电动汽车这四种低碳技术各

自对市场的依赖和影响程度进行分析，发现它们的全球扩散效应依次增强（图 2）。DAC 技术的全球扩散机制与可再生能源和电动汽车相似，但也有区别。石油与天然气巨头作为 DAC 技术的主要先行者，除了可以通过示范作用和降低成本来影响跟随者外，还可以快速实现知识与技术的跨国转移。但是，DAC 并不属于石油企业的核心技术，因此它们可能只在需要的地方而非全球范围内开展 DAC 项目。相比之下，电动汽车技术则可以通过市场杠杆实现快速的全球转移，因为汽车制造商通常在全球范围内研发和制造新型产品，一个市场的创新很容易复制到全球所有主要市场；电力公司作为可再生能源先行者，行业性质决定了其影响力主要体现在示范和成本方面，而向他国市场扩散的潜力有限。综上所述，DAC 的全球扩散不能依赖市场杠杆效应，而应通过持续的“激励+强制”政策促进 DAC 在类似可再生能源政策落地的国家或地区进行大规模部署。

本研究认为大规模部署 DAC 是一个务实可行的气候调控措施，并描绘了一个比较清晰的发展政策路线图，对于有意愿布局 DAC 技术的国家或组织具有借鉴意义。虽

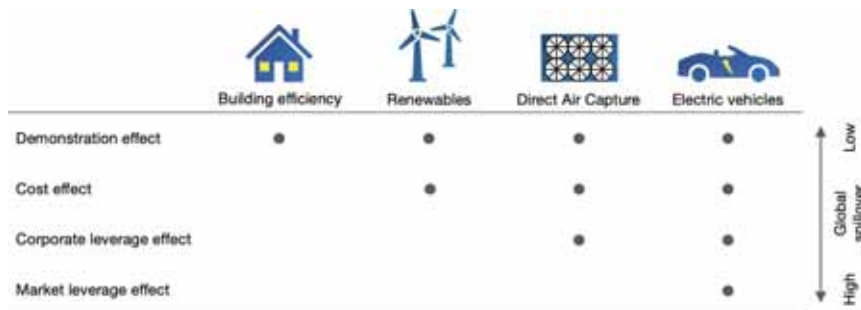


图 2 建筑节能、可再生能源、DAC 与电动汽车技术转型的全球扩散效应（Meckling and Biber, 2021）。在所有低碳技术转型中，先行者都可以对跟随者产生示范作用（demonstration effects），通常还能降低跟随者的技术成本（cost effects）；在某些情况下，先行者还可以通过企业杠杆（corporate leverage effects）和市场杠杆（market leverage effects）带动跟随者参与新技术的全球扩散



然目前 DAC 的发展仍然存在一些关键制约, 面临一定程度的不确定性, 如高昂的成本、可扩散性尚未得到证明以及潜在负面效应还需进一步研究等 (Fuss et al., 2018), 但这也为先行国家掌握最成熟 DAC 技术、拥有知识产权、在未来获取经济利益提供了先机。近年来, 欧美发达国家已纷纷开始 DAC 技术的研发、示范和商业化 (National

Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2019)。我国从国情出发实行的是“节能减碳, 能源转型”为核心的低碳发展战略, 对 DAC 等负排放技术的研究还十分不足。在当前“碳中和”目标下, 我国应尽早启动和制定负排放发展战略, 加强相关技术的创新和储备, 为更好参与全球气候治理和保障国内经济增长提供有利条件。

主要参考文献

- Fuss, S. et al. Negative emissions—Part 2: Costs, potentials and side effects[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13: 063002.
- Masson-Delmotte V, Zhai P, Pörtner H O, et al. Global Warming of 1.5 (SR15) [R]. IPCC, 2018.
- Meckling J, Biber E. A policy roadmap for negative emissions using direct air capture[J]. *Nature Communications*, 2021, 12(1): 1-6. (原文链接)
- National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. Negative Emissions Technologies and Reliable Sequestration: A Research Agenda[M]. Washington, DC: The National Academies Press, 2019.
- World Bank. State and Trends of Carbon Pricing[M]. Washington, DC: World Bank, 2020.

(撰稿: 武恩鹏, 孙会国 / 新生代室)



NG: 上地幔的碳含量与熔融深度正相关

上地幔部分熔融控制着地球内部热演化、挥发份输送到大气圈的通量及地幔地球化学与地球物理属性等 (Dasgupta et al., 2013)。碳在地球内部以多种形式存在, 包括存在于岩浆、流体和矿物晶格中等, 与上地幔的熔融行为密切相关 (Aiuppa et al., 2021)。固体地球深部的碳元素通过休眠或喷发期的火山脱气作用, 主要以二氧化碳的形式释放至地表的大气圈, 从而控制着地球内部与表层系统的长时间尺度物质与能量循环, 并被认为在形成宜居星球的过程中发挥了重要作用。但是有多少碳储存在地球内部, 其对上地幔的熔融过程影响如何等科学问题, 一直困扰并阻碍着地球科学家对地球深部碳循环过程与机理的深入理解。

过去几十年, 人们尝试用不同的方法获得地球上地幔的碳含量。例如: (1) 直接法, 即测量幔源岩浆熔体包裹体或者深源金刚石、地幔包体中捕获的二氧化碳; (2) 间接法, 利用微量元素比值 (如 CO_2/Nb , CO_2/Ba 等) 估算幔源岩浆喷发前后碳含量的变化; (3) 实验法, 即通过实验室量化在地球内部温压条件下自然岩浆中溶解二氧化碳的最大值估算上地幔碳含量。其中, 熔体包裹体的测量方法曾被认为是直接限定上地幔碳含量的有效方法之一, 但随着研究的深入发现其在随岩浆上升至地表的过程中存在严重的脱气, 特别是对于那些地幔源区本身富含碳的岩

浆。例如, 形成于洋岛 (OIB) 和大陆裂谷 (CR) 等背景下的岩浆, 它们对地史时期的气候变化较关键 (Foley and Fischer, 2017); 由于岩浆中所含的流体在较深的位置就达到饱和并发生脱气, 熔体包裹体的测量往往不能获得原始的碳含量。另外, 上述三种方法对地幔碳含量的估算结果也存在数量级的差别, 这也限制了人们对地幔中碳含量在垂向 (深度) 和横向 (不同地质背景, 如从大洋到大陆) 二维空间分布及其熔融行为的深入理解。

最近, 来自意大利的学者采用了一种新方法, 利用火山气体中的碳含量获取岩浆及其地幔源区中碳含量的信息, 研究成果发表在 *Nature Geoscience* 上。文章系统整理了板内和大陆裂谷构造背景下火山气体和火山岩的地化数据, 采用的主要参数为高温火山气体 ($> 450^\circ\text{C}$) 的 CO_2/S_T 比值 ($S_T = \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$), 参数中总硫含量 (S_T) 受岩浆脱气的影响较小, 可以利用橄榄石熔体包裹体测试获得。高温火山气体, 特别是火山喷发柱及喷气孔的气体, 直接来自于岩浆脱气作用, 很少受到地表水热系统的脱碳影响; 此外, CO_2/S_T 比值与火山岩全岩微量元素比值之间呈现明显的正相关关系 (图 1), 表明其主要受岩浆源区物质组成、而非上升脱气分馏过程的控制。

计算结果显示, 岩浆中 CO_2 含量介于 0.12-6.20 wt.% 之间, 明显高于通过熔体



包裹体获得的碳含量，证实了岩浆脱气对熔体包裹体碳含量的显著影响；同时碳含量随岩浆碱度的升高而升高，获得的 CO_2 含量与 Ba、Nb 等微量元素的比值 (CO_2/Ba 、 CO_2/Nb) 均落于地幔的范围内，结合岩浆岩地球化学特征，表明这些岩浆在上升过程中地壳碳酸盐对 CO_2/Sr 比值的影响可忽略不计。

研究者进一步利用获得的岩浆碳含量和部分熔融程度重建了全球 12 个典型热点

和裂谷型火山地幔源区中的碳含量(图 2)。结果表明，这些 OIB、CR 型岩浆的地幔源区碳含量变化范围较大，介于 100-700 ppm 之间，上地幔 (200 km 以上) 平均碳含量约为 ~350 ppm，明显高于利用洋脊玄武岩得出的结论 (20-56 ppm)，表明上地幔的碳含量是不均一的，这一新的估算结果将上地幔的总碳量限定在约 $\sim 1.2 (0.95-1.4) \times 10^{23} \text{ g}$ 。此外，超深金刚石的研究表明更多的碳被储存在地球深部，自深部

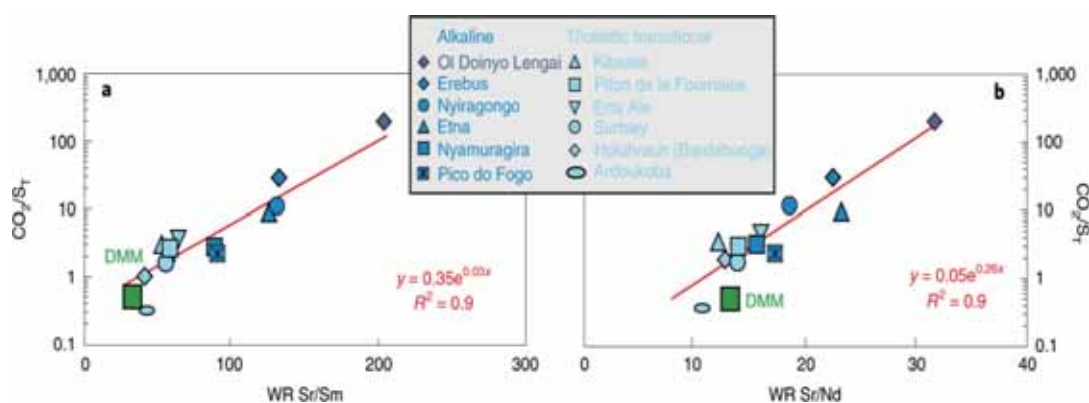


图 1 火山气体 CO_2/Sr 与全岩微量元素 Sr/Sm 、 Sr/Nd 比值之间的相关关系 (Aiuppa et al., 2021)。由于 Sr、Sm 与 Nd 等微量元素具有相似的地幔地球化学行为 (如相容性)，因此在部分熔融、岩浆分异过程中，其比值基本不发生分异，可以代表岩浆源区的特征

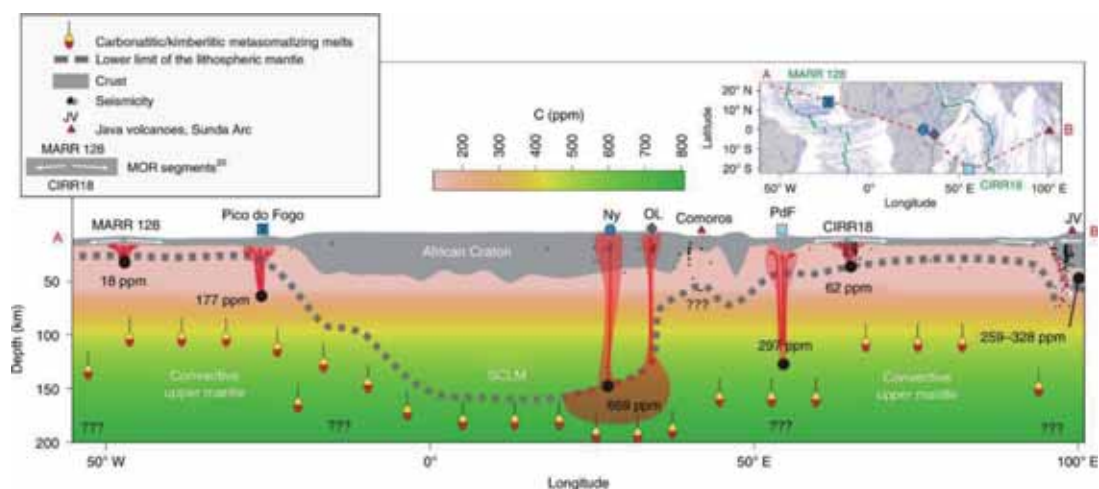


图 2 从大西洋到印度洋的横截面示意图，展示了洋中脊 (板块离散边界)、洋岛及大陆裂谷 (板内) 等典型岩浆的地幔源区碳含量变化特征 (Aiuppa et al., 2021)



主要参考文献

- Aiuppa, A, Casetta F, Coltorti M, et al. Carbon concentration increases with depth of melting in Earth's upper mantle [J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 697–703. ([原文链接](#))
- Dasgupta R, Mallik A, Tsuno K, et al. Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle [J]. *Nature*, 2013, 493: 211–215.
- Foley S F, Fischer T P. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle [J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(12): 897–902.
- Gibson A A, Richards M A. Delivery of deep-sourced, volatile-rich plume material to the global ridge system [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 499: 205–218.
- Schobben M, van de Schootbrugge B, Wignall P B. Interpreting the Carbon Isotope Record of Mass Extinctions [J]. *Elements*, 2019, 15 (5): 331-337.

(撰稿：赵文斌，郭正府 / 新生代室)



NG: 水库在全球碳循环中为碳源而非碳汇

2009年的哥本哈根气候会议之后，减排温室气体成为全世界最热门的话题，大量学者展开了对碳循环的研究工作。在碳循环中，有两个重要概念，碳源和碳汇。根据政府间气候专门委员会（IPCC）的有关定义，碳源是向空气中释放二氧化碳等温室气体的场所，碳汇是指从空气中吸收二氧化碳等温室气体的系统或区域。

近年来，一些科学家对其他人类活动是否显著地增加了碳排放进行了深入的研究，其中，水库这一人工水利设施成为新的研究热点。同一般的内陆水生生态系统一样，水库水体二氧化碳是过饱和的，全球水库每年向大气中排放约 800t_g 二氧化碳当量（Deemer et al., 2016）。由于水库的温室气体排放可能影响灌溉和水电生产的碳足迹，因此其被视为碳中性能量。此外，水库可从集水区和库区内积累有机物从而实现碳埋藏，且研究表明水库比天然湖泊埋藏碳的速率更高。据前人估计，全球范围内，水库中有机碳（OC）的埋藏率超过了水库中碳的排放率（Mendonça et al., 2017），即水库为碳汇。

然而，受水文动力学和水管理的双重驱动，水库的水位不断变化，被水淹没的土地周期性出露于水面，这一特殊区域被称为消落区。这对水库碳通量的估算有两个重要影响：1) 计算基于水面的碳通量时必须考虑可变表面积；2) 计算水库碳排放

预算时必须考虑消落区的温室气体排放。尽管这一理论已被学术界广泛认同，但目前仍未被考虑到全球水库的碳通量计算中。

为了厘清全球水库消落区分布，将消落区碳排放纳入水库的碳排放预算，并最终纳入全球碳排放清单，德国亥姆霍兹环境研究中心 Philipp S. Keller 等在 *Nature Geoscience* 发表文章对这一问题进行了专项研究（Keller et al., 2021）。研究人员统计了 1985~2015 年期间全球范围内 6794 个水库每月消落区的空间范围（图 1），结果表明，以月为单位，水库消落区面积占总水库面积的 9%~15%；全球水库并非完全充满水，其中约有 15% 的面积是干涸的；消落区面积与水库规模密切相关，小规模水库的消落区面积更大，且规模 100 km² 到 1000 km² 之间的水库的消落区面积总计 12349 km²，占总消落区面积的 28%。

研究发现，全球范围内消落区面积分布不均（图 1），水库年平均消落区面积与纬度相关（图 2a），在高纬度地区的水库中，典型消落区面积较小；而在接近热带地区的水库中，消落区的面积较大。根据纬度的不同，总消落区面积具有明显的季节性，对于位于 40° N 和 90° N 之间的水库，年最大消落区面积出现在秋季，而对于位于 10° N 和 40° N 之间以及 10° S 和 60° S 之间的水库，则出现夏季或春季。同时，消落区的面积分布也受水库类型的影响，一般用于灌溉或防洪的水库消落区

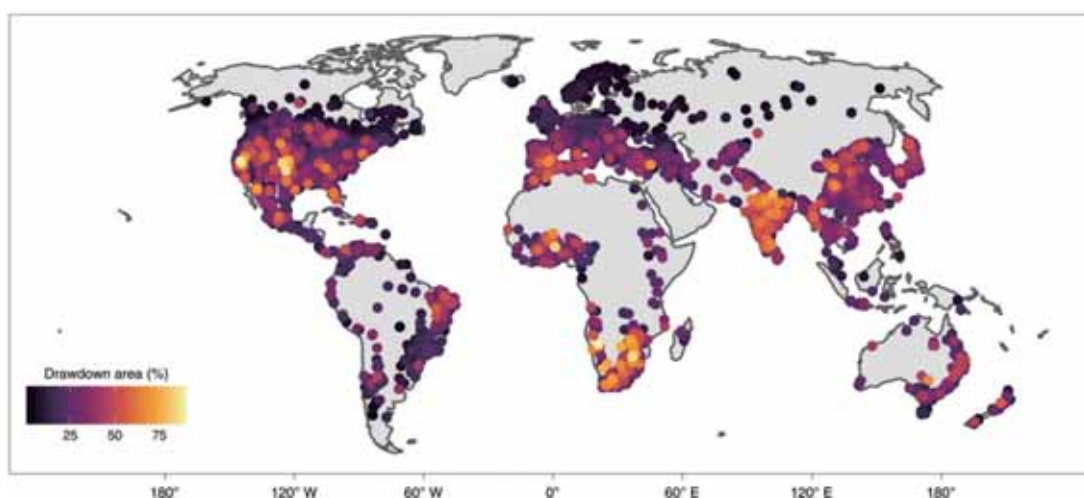


图 1 全球 6749 个水库消落区分布图 (Keller et al., 2021)

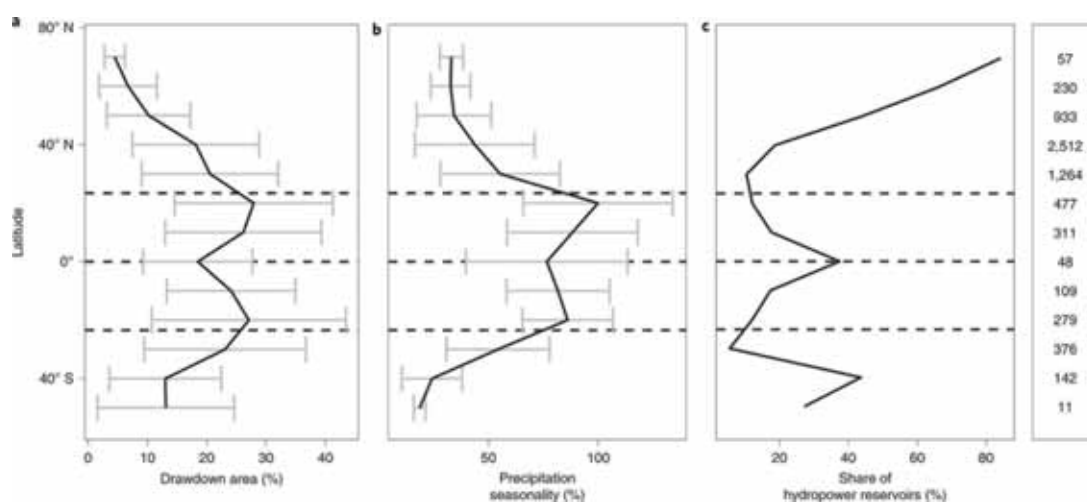


图 2 消落区的纬度分布及影响参数 (Keller et al., 2021) (a) 水库平均消落区面积 (b) 降水季节性; (c) 水电水库占水库总数的比重。数据被分成 10° 纬度区间。数据为平均值 \pm 标准差 (a,b)。虚线表示北回归线、赤道和南回归线。右边方框中的数字表示每个纬度库的总储层数

的面积较大, 水电水库的消落区面积往往较小, 因此高纬度地区的水电水库所占比例越大, 高纬度地区的消落区面积也越小 (图 2c)。在此基础上, 研究人员采用逐步多元线性回归 (MLR) 方法分析了气候变量 (降水季节性、年平均温度、水压) 和人为因素的变量 (最大面积、主要用途) 对消落

区面积的影响, 确定了影响消落区面积的驱动因素。

目前, 全球水库温室气体排放量的计算方法为全球平均温室气体排放速率乘以全球水库面积, 这一方法仅仅是基于水生温室气体的排放, 且计算过程中假设所有的水库都被完全填满。但在水库消落区,



干燥的水生沉积物可以排放大量的二氧化碳 (Keller et al., 2020)。因此, 基于全球水库消落区的时空分布特征, 分别考虑水库被水淹没区域和干燥区域的碳排放率, 研究人员重新估计了全球水库的二氧化碳排放量, 结果显示最新的全球水库二氧化碳排放量比原来增加了 53%。前人认为, 全球范围内水库的碳排放是其埋藏碳的 1.26(0.66-2.58) 倍 (Mendonça et al., 2017), 然而, Keller 等人的研究表明通过计算消落区面积对气态碳排放 (包括干燥地区) 和有机碳掩埋 (计算中减去干燥地区) 的影响, 发现全球排放 - 埋藏比可大幅增加至 2.02 (1.04-4.26) (图 3)。这表明考虑消落区面积的影响, 全球水库的气态碳排放量将大大

超过有机碳埋藏, 尤其是在未来全球水库消落区面积增加的情况下 (图 3)。因此, 在全球碳循环过程中, 水库更倾向于碳源, 而非碳汇。

Keller 等人的研究揭示了水库消落区对全球碳循环的重大影响, 对全球碳预算体系的升级提出了新的要求。然而本文中部分数据量较小, 部分研究内容仍未细化, 例如不同气候区之间内陆干旱水域的二氧化碳通量变化如何, 消落区碳排放的季节性变动和长期动态变化是怎样的, 不同水库基于消落区面积的碳排放和有机碳埋藏过程是怎样变化的等等。同时, 本文的研究表明, 水库水位管理可能是控制水库碳排放和最大限度减少温室气体来源的有力手段。

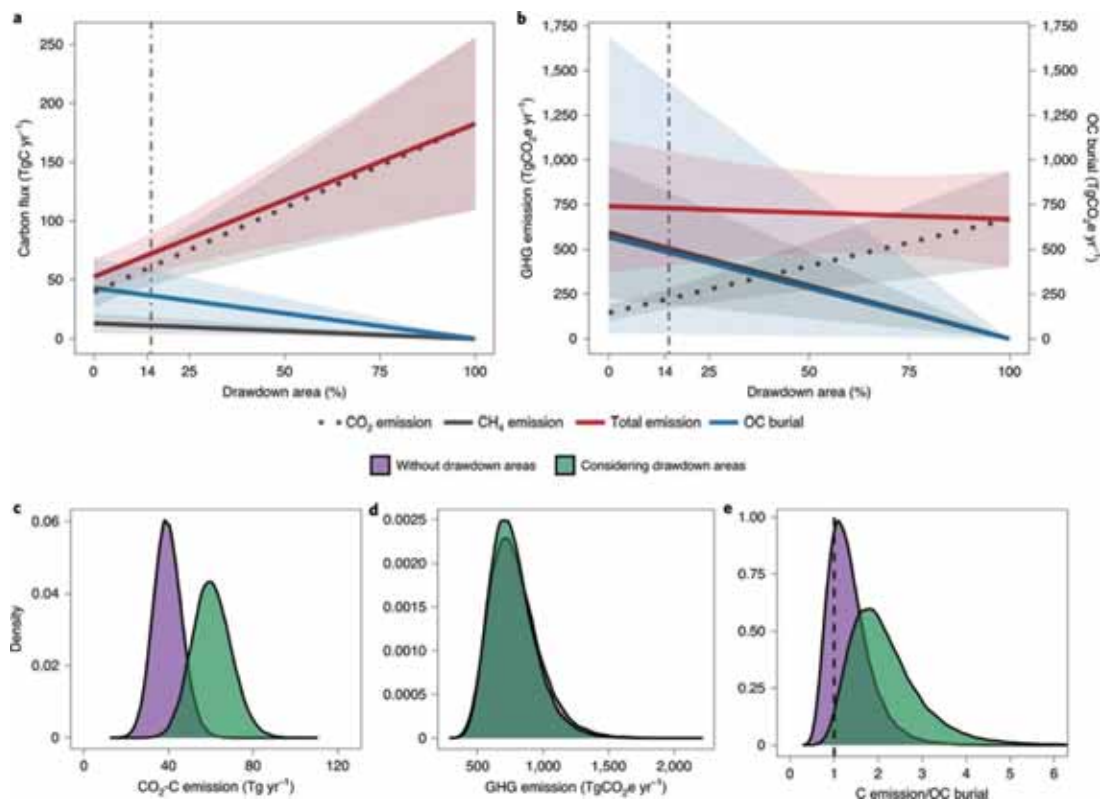


图 3 全球水库中气态碳排放和有机碳掩埋 (Keller et al., 2021)



主要参考文献

- Keller P S, Marcé R, Obrador B, et al. Global carbon budget of reservoirs is overturned by the quantification of drawdown areas[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 402–408. ([原文链接](#))
- Deemer B R, Harrison J A, Li S, et al. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: a new global synthesis[J]. *BioScience*, 2016, 66(11): 949-964.
- Mendonça R, Müller R A, Clow D, et al. Organic carbon burial in global lakes and reservoirs[J]. *Nature Communications*, 2017, 8: 1694.
- Keller P S, Catalán N, von Schiller D, et al. Global CO₂ emissions from dry inland waters share common drivers across ecosystems[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 2126.

(撰稿：祁生文 / 页岩气与工程室)

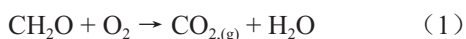


NG: 沉积岩风化的二氧化碳释放对大气升温的正反馈

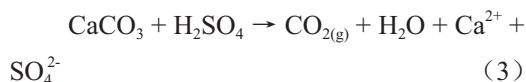
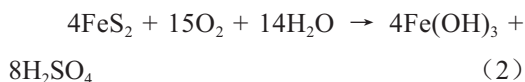
沉积岩在近地表分布广泛，约占大陆面积的64%，储碳量丰富。沉积岩的化学风化导致封存在岩石圈中的碳活化，从而改变短时间尺度上的全球碳循环模式，对全球气候变化产生重要影响。传统观点认为岩石的化学风化提供了重要的气候负反馈控制机制：钙硅酸盐(岩)的化学风化作用通过碳酸盐沉积($\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$)产生负反馈作用使大气 CO_2 浓度降低，从而显著降低了人类活动产生的大气 CO_2 增加造成的影响，而碳酸盐的化学风化作用不具有这一功能，因为碳酸盐溶解过程中消耗的所有 CO_2 又通过海洋中相对快速的碳酸盐沉积释放而返回大气(刘再化等, 2011; Berner et al., 1983; Li et al., 2016)。然而，最近英国杜伦大学 Guillaume Soulet 团队的研究结果对化学风化如何影响长期碳循环的现有模型提出了挑战(Soulet et al., 2021)。

沉积岩中含有大量以有机碳和碳酸盐矿物(如方解石)形式存在的碳，剥蚀作用使得沉积岩暴露于大气和水环境中并主要通过以下三种方式释放二氧化碳。

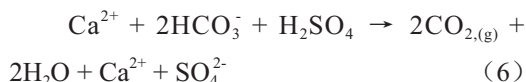
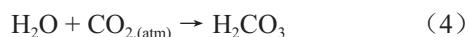
①有机化合物(OC_{petro})与氧气反应产生二氧化碳



②硫化物矿物氧化过程产生的硫酸溶解碳酸盐矿物并使其快速释放二氧化碳。



③大气中的二氧化碳溶解在大气降水生成碳酸，碳酸与碳酸盐矿物与硫酸反应释放出二氧化碳。



沉积岩风化过程中产生的二氧化碳是全球碳循环中的关键部分，因此作者对气候(温度，水文)条件对风化过程中二氧化碳释放量的控制作用进行了专门研究。

作者设计了新方法，直接在岩石露头尺度上对岩石风化产生的碳释放量进行月到年度变化值的测量，从而可以约束它是如何通过温度变化来调节的。

以法国 INRAE Draix-Bléone 观测站的拉瓦尔集水区为研究区，在区内侏罗纪灰岩上进行钻孔(H4,H6,H7,H8,H13)，利用二氧化碳分析仪及 MS^3 (分子筛取样系统)测量钻孔内岩石风化过程中产生的二氧化碳通量。

如图1，岩石钻孔内的总体二氧化碳通量展示出了时间和空间上的差异性：二氧化碳通量随季节而变，温暖月份通量更高。H6钻孔内的二氧化碳通量值总是高于其一米之下的H4通量值。

作者提出了钻孔内气温与二氧化碳通量的普遍对应规律：



$$F = F_0 \times \exp(\alpha T) \quad (7)$$

其中：F 是二氧化碳通量，T 是孔内温度，F₀ 为振幅或者 0°C 时二氧化碳通量，α 是增长率参数，每个钻孔内值相近，变化范围 0.057-0.079°C⁻¹。将测得的二氧化碳通量

归一化为振幅参数 (F/F₀) 时，这五个钻孔共同揭示了二氧化碳通量的季节性模式 (图 2)：平均来讲，夏季通量 (6, 7, 8 月) 比冬季通量 (12, 1, 2) 大五倍。增长率参数 α 为 0.070 ± 0.007°C⁻¹。

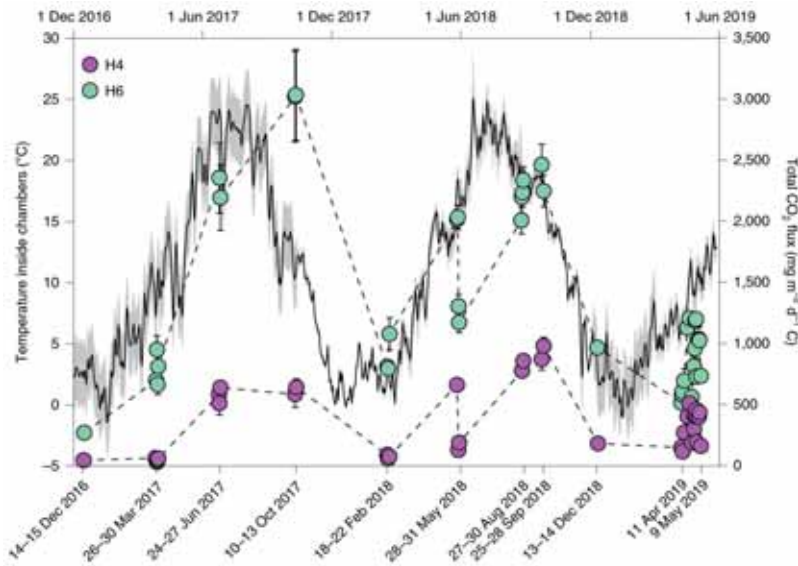


图 1 在拉瓦尔集水区岩石空洞内测量的二氧化碳通量与温度 (黑线) 比较图 (Soulet et al., 2021)

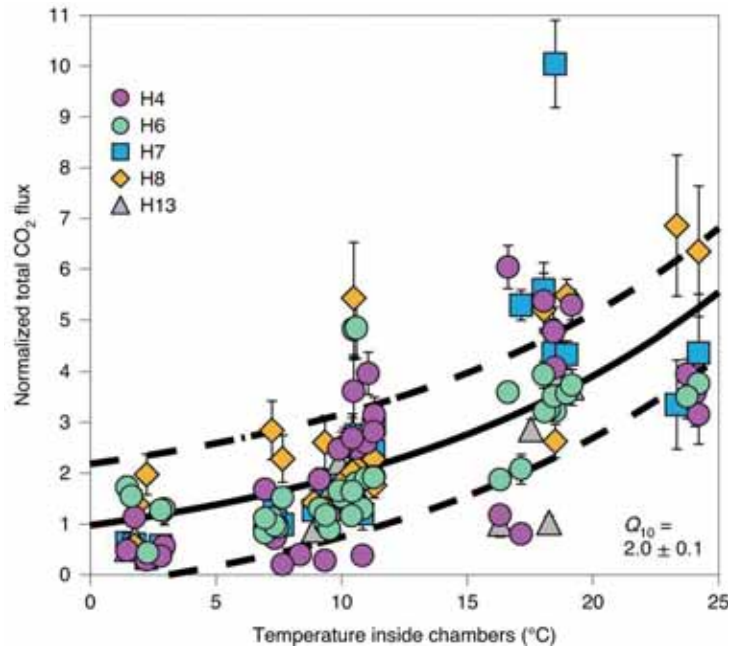


图 2 对五个钻孔内二氧化碳通量归一化后进行拟合 (实线) 及其 1 包络线 (虚线) (Soulet et al., 2021)



总通量与 F_0 随钻孔高程的不同而变化，与钻孔和拉瓦尔河床的相对高程呈正相关（图 3）。海拔越高，氧气扩散至岩石孔隙中充满空气，氧气扩散促进黄铁矿和有机碳的氧化作用，二氧化碳在风化过程中释放至岩石表面。而越接近地下水位，充满水的孔隙越可能会减慢氧气和二氧化碳的扩散，从而减少有机碳的氧化作用以及硫酸作用下的碳酸盐溶解反应。

综上，二氧化碳通量的变化可以与降水、渗透和径流联系起来。事实上，作者观测到 2017 年十月中旬在经历了四个月的干旱期后，二氧化碳通量值达到最大。所有的钻孔对水文条件表现出了相似的反应，

表明气体运动——氧气进入和二氧化碳释放受到水饱和度的控制。

岩石风化及二氧化碳排放量对温度的敏感性由温度敏感性系数 Q_{10} 来表征，即温度每增加 10°C ，二氧化碳通量的变化量。

$$Q_{10} = \exp(10\alpha) \quad (8)$$

其中 α 为公式 (7) 中的平均增长率系数。在拉瓦尔集水区， $0\text{-}25^{\circ}\text{C}$ 温度范围内的 Q_{10} 约 2.0 ± 0.1 。

如果该有机碳氧化的 Q_{10} 测量值分布更广泛的话， 2°C 到 4°C 的全球气温升高可能使二氧化碳增加 15%-30%。然而这种地质二氧化碳排放的不平衡不太可能持续超过 10^6 年。因此全球化学风化作用下气温维

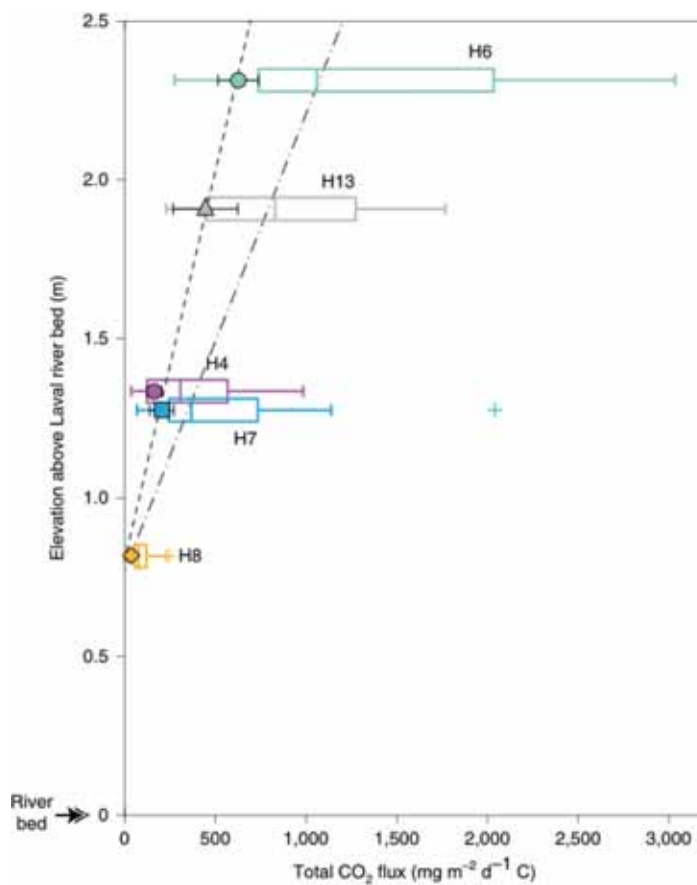


图 3 二氧化碳通量与钻孔高程的相关性：点线是高程与二氧化碳通量中位数的线性拟合，符号是通过每个孔的数据进行指数增长拟合获得的 F_0 ，虚线是高程与 F_0 的线性拟合（Soulet et al., 2021）



持平衡的机制需要被重新审视。目前全球尺度上我们对沉积岩中硫化物氧化和碳酸盐矿物在硫酸作用下的风化知之甚少，但是 Q_{10} 的测量值表明这可以进一步增强与氧化风化相关的大气 CO_2 浓度的正反馈。

总体而言，作者认为沉积岩的风化是对全球气候变化做出的一种正反馈反应，

而这种反馈以前被人们所忽视。目前的地质碳循环模型仍未考虑这种温度控制下的通过有机化合物 OC_{petro} 氧化和 / 或通过硫酸溶解 $CaCO_3$ 的 CO_2 释放现象。然而试验数据表明，它们应该被考虑，并且它们的温度敏感性应该与硅酸盐风化的温度敏感性一起考虑。

主要参考文献

- 刘再华, Dreybrodt W, 刘涓等. 大气 CO_2 汇: 硅酸盐风化还是碳酸盐风化的贡献?[J]. 第四纪研究, 2011, 31(3):426-430.
- Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years[J]. *American Journal of Science*, 1983, 283: 641-683.
- Li G, Hartmann J, Derry L A, et al. Temperature dependence of basalt weathering[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 443: 59-69.
- Soulet G, Hilton R G, Garnett M H, et al. Temperature control on CO_2 emissions from the weathering of sedimentary rocks[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(9): 665-671. ([原文链接](#))

(撰稿: 李丽慧, 陈旭蕾, 庞忠和 / 页岩气与工程室)



NG: 侵蚀作用控制下硅酸盐、碳酸盐和硫化物风化对二氧化碳释放的影响

全球气候变化被认为受到大陆风化及其调控下碳循环的影响。硅酸盐岩风化消耗大气二氧化碳，而碳酸盐和硫化物风化在地质历史时间尺度是大气二氧化碳的源，后者会在一定程度上抵消硅酸盐风化对大气二氧化碳的吸收作用，甚至影响气候变化。不同矿物种类与风化流体的反应在自然界中同时发生，但目前还缺乏碳酸盐和硅酸盐的不同风化反应类型对物理侵蚀作用的响应，以及它们对大气二氧化碳源汇作用的定量研究，尤其是在造山带区域，构造隆升导致的强烈侵蚀作用不断将岩石新鲜面暴露在地表风化流体中，使其持续发生水岩反应。不同种类岩石的化学风化对地球气候的影响效应不同，比如，土壤中的二氧化碳与硅酸盐和碳酸盐矿物发生反应，是一个将大气二氧化碳长期封存的过程；另一种情况是，硫化物矿物（比如黄铁矿）风化产生的硫酸，与碳酸盐反应，这个过程释放 CO_2 。造山运动和化学风化的关系被认为在百万年时间尺度上影响气候变化，然而，目前还有很多环节没有弄清，尤其是阿尔卑斯和喜马拉雅等造山带的隆升对气候的影响。它们是否引起了硅酸盐风化和 CO_2 消耗的加速，进而导致全球气候变冷？抑或是硫酸风化碳酸盐并释放二氧化碳作为主导，使得大气 CO_2 水平在一定程度上有所升高？

为回答这些问题，来自 German Research Center for Geosciences 的研究人员 Aaron

Bufe 等对中国台湾南部侵蚀速率跨越三个数量级、但年平均降雨量和径流量变化较小的 40 个页岩和砂岩小流域进行样品采集和水化学分析，研究侵蚀速率对流域硅酸盐、碳酸盐、硫化物风化及 CO_2 消耗 - 释放速率的影响。

研究人员运用宇宙成因核素 ^{10}Be 得到侵蚀速率与流域平均坡度指数 (k_{sn}) 的拟合关系，反推研究流域的侵蚀速率，得到的最小侵蚀速率 $<0.004 \text{ mm/yr}$ ，最大侵蚀速率 $>2 \text{ mm/yr}$ 。水化学数据显示 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 浓度随着侵蚀速率的增大而升高，而 Na^+ 和溶解性 Si 浓度在低侵蚀速率时相对稳定，当侵蚀速率增高时，反而呈现明显的降低。运用反演法计算来自硅酸盐、碳酸盐等不同物质端元的溶质贡献，以及碳酸盐风化贡献的总阳离子份额，进一步计算硫化物氧化贡献的硫酸根、以及发生次生沉淀的 Ca^{2+} 份额。结果显示，风化输入平均占到总溶解质的 88%。在侵蚀速率小于 0.1 mm/yr 的时候，硅酸盐和碳酸盐风化贡献的阳离子份额相近。当侵蚀速率升高， $[\text{Cat}]_{\text{carb}}$ 升高了 5-10 倍，而 $[\text{Cat}]_{\text{sil}}$ 却保持不变，甚至发生降低，也就是说，侵蚀速率升高时碳酸盐岩风化逐渐占主导。同时，硫化物风化产生的硫酸根浓度也从 $<50 \mu \text{ mol/L}$ 升高到了 $>2000 \mu \text{ mol/L}$ （图 1）。不同流域之间径流量和温度的变化幅度不足以解释碳酸盐风化速率及其对流域河水溶质贡献份额的升高。作者通过探讨碳酸钙过饱和



状态下河水样品的平衡 pH 值 (pH_{eq}) 与硫酸导致的 pH 值 (pH_{SO_4}), 以及侵蚀速率变化之间的关系 (图 2), 提出碳酸盐风化随着侵蚀速率的升高而持续增强, 并且这一现象与硫酸的供应密切相关。所研究小流域的硅酸盐风化呈现较为稳定的状态, 并不随侵蚀速率的大幅升高而发生明显升高, 甚至还发生了一定程度的降低, 说明整个研究区的硅酸盐风化处于被反应动力学限制的状态。pH 值虽然也是限制硅酸盐风化过程的一个重要因素, 但在 $\sim 6-8$ 的 pH 值之下, 长石风化速率对 pH 值的变化响应是不敏感的, 硫酸的存在甚至会通过降低风化流体的 pH 值, 抑制硅酸盐风化反应的进行。本研究发现硫化物风化并不会同时增强流域内碳酸盐和硅酸盐的风化作用, 尤

其是对于页岩, 变质沉积岩等富含碳酸盐基岩为主的流域, 这一现象更加明显。另外, 基于丰水期和枯水期两个水文季节的样品数据, 作者认为以上现象不受水量变化的影响。

当前碳循环模型的一个基本前提为, 所有矿物的风化速率都随着侵蚀作用加强而升高, 并且具有相对的独立性。新生代以来大气 CO_2 水平的降低, 也被认为是 Alpine-Himalayan 造山带隆升, 侵蚀作用增强导致的硅酸盐风化加速消耗大气 CO_2 导致。本研究显示, 海相碎屑沉积岩侵蚀速率的升高, 并不能直接导致硅酸盐风化的加强, 甚至会在一定程度上抑制硅酸盐风化反应的进行; 同时, 碳酸盐和硫化物的风化反应还会向大气中释放 CO_2 。

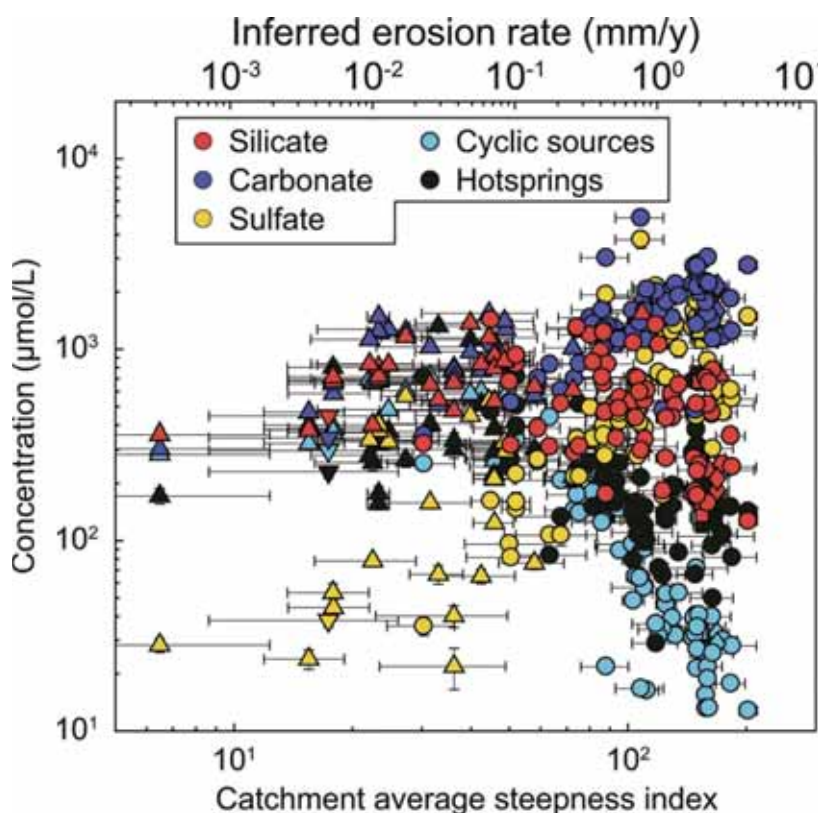


图 1 流域水化学与侵蚀速率的变化关系 (Bufe et al., 2021)

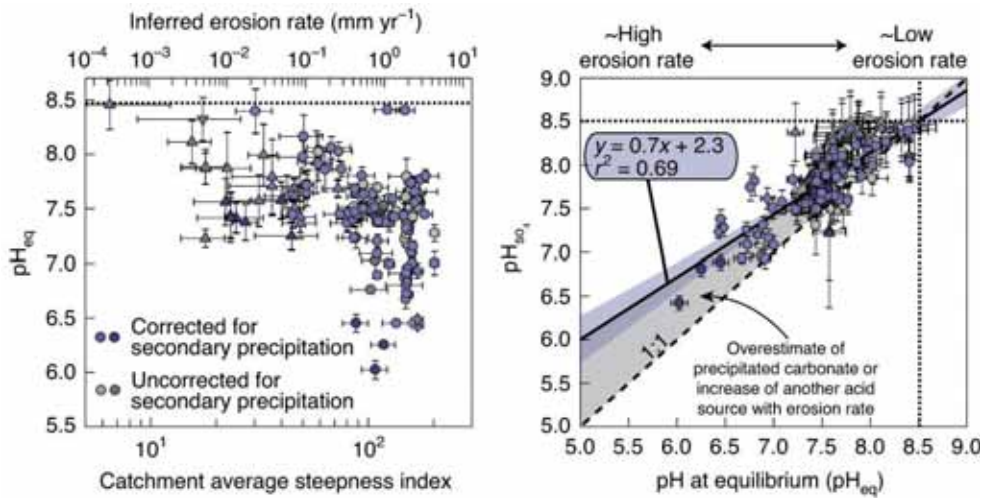


图 2 流域水 pH 值与侵蚀速率、硫酸风化的关系 (Bufe et al., 2021)

硅酸盐、碳酸盐和硫化物风化速率的相对变化在百万年时间尺度上调节大气 CO₂ 的收支。尤其是在侵蚀作用加剧时，硫化物风化相对于硅酸盐风化的增强，将会导致地表的风化作用由碳汇转化为碳源。在

本文的研究区台湾南部，源汇的拐点出现在 0.3-0.8 mm/yr 的侵蚀速率之下，侵蚀速率大于 1 mm/yr 流域的碳释放速率均高于侵蚀速率小于 0.1 mm/yr 流域的碳消耗速率 (图 3)。在百万年时间尺度上，硫化物氧

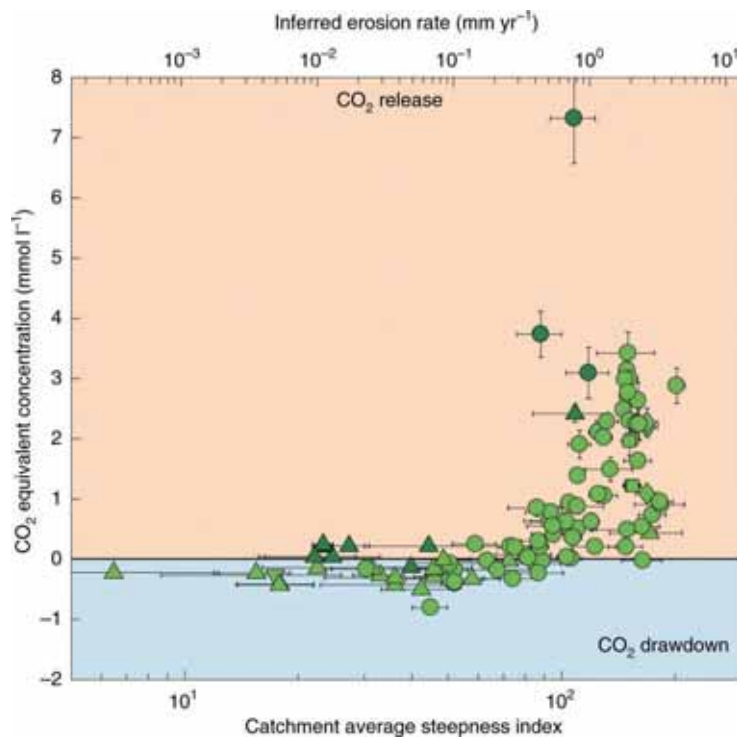


图 3 侵蚀作用对长期碳循环的影响 (Bufe et al., 2021)



化产生硫酸根与海洋硫酸根还原作用是平衡的。因此，以上碳酸盐被硫酸风化释放CO₂引起的风化碳源汇转化机制，在碳酸盐补偿（~ 10³-10⁴ 年）和海洋沉积物硫化物形成（~ 10⁶-10⁷ 年）之间的时间尺度上是普遍适用的。这也是长期气候变化和造山运动的时间尺度。作者将本研究的发现拓

展到新生代，认为新生代大气CO₂水平的降低，不能确定是造山运动导致的新鲜硅酸盐矿物暴露增加的直接结果。在整个地史时期，富含碳酸盐的大陆架沉积物在地壳的暴露，会将造山带由碳汇转化为碳源，本研究的结果对新生代以来的造山带风化，及其气候效应研究可能具有普遍性的意义。

主要参考文献

Bufe A, Hovius N, Emberson R, et al. Co-variation of silicate, carbonate and sulfide weathering drives CO₂ release with erosion[J]. Nature Geoscience, 2021, 14(4): 211-216. ([原文链接](#))

（撰稿：刘文景 / 新生代室）



Nature: 从锂同位素来看地球历史上碳和硅循环演化

在我们生活的地球上，太阳亮度、大气氧浓度和地壳化学演化都发生了很大的变化，但是在过去 35 亿年大部分时期地球表面一直保持着气候温和 (Jaffrés et al., 2007)。气候的稳定使地球能够在数十亿年期间维系宜居性和复杂生命的增殖。通过调节大气的 CO_2 水平，地球耦合的碳和硅循环内的反馈使这种稳定性保持着 (Berner et al., 1983)，例如大陆硅酸盐风化作用的反馈在风化过程中移除大气 CO_2 ，将硅和溶解的无机碳迁移至海洋。这种依赖气候的机制是最常被用作稳定地球长期气候 (Berner et al., 1983)。

然而，近十年来大陆硅酸盐风化调节着地球历史上的气候并起主导作用的观点受到了挑战。例如，有人提出海洋中沉积作用和热液活动会强烈地影响大气 CO_2 含量，特别是在地球早期 (Isson and Planavsky, 2018)；有人认为地球历史上大部分时期海洋是富含硅的，沉积物中广泛的自生粘土形成 (逆风化) 是导致气候温暖的关键因素 (Isson and Planavsky, 2018；McMahon and Davies, 2018；Krissansen-Totton and Catling, 2020)。按照后一种观点，只有含硅的生物 (海绵、放射虫、后来的硅藻) 出现和辐射才使溶解硅的含量下降，逆风化程度才显著降低。此外，陆生植物是否、如何，以及何时改变硅酸盐风化的反馈也存在广泛的争议 (McMahon and Davies, 2018)。

锂同位素体系可用于示踪控制长期 C 和 Si 循环的那些作用。海水的 Li 同位素值强烈地受粘土形成的主要方式和全球程度影响，可以被用来确定全球的风化状 (Dellinger et al., 2015)。地壳中锂主要存在硅酸盐矿物中，Li 同位素的最高分馏出现在次生硅酸盐矿物的低温形成过程中，主要是粘土。粘土矿物优先吸附轻同位素 ^6Li ，留下的水富含 ^7Li 。粘土形成发生在陆地上不一致的硅酸盐风化期间，在海洋中出现于离轴海底蚀变期间和沉积物逆风化期间。因此，海洋和陆地上粘土形成可能使溶解于海水的 Li 同位素朝向比地壳平均值更重的方向变化，地壳的值大致为 0‰ (Dellinger et al., 2015)。通过示踪粘土的形成及其同大陆和海洋风化的联系，Li 同位素体系因此为研究 C 和 Si 循环的长期控制因素提供了强有力的手段。

鉴于碳酸盐岩是海水 $\delta^7\text{Li}$ 的可靠记录，Kalderon-Asael et al. (2021) 完成一个新的地球历史上碳酸盐 Li 同位素分布记录。他们分析了 600 多个浅水海相碳酸盐岩样品，来自 101 个地层单元，从 30 亿年前到现代 (图 1)。样品主要是泥晶碳酸盐岩，也有颗粒岩、礁基质、微生物岩和腕足动物。结合常规和阴极发光的岩相分析选定样品。

沉积记录中浅水海洋碳酸盐的 Li 同位素组成取决于沉积物中主要矿物 (文石与方解石) 和早期埋藏期间的蚀变类型。

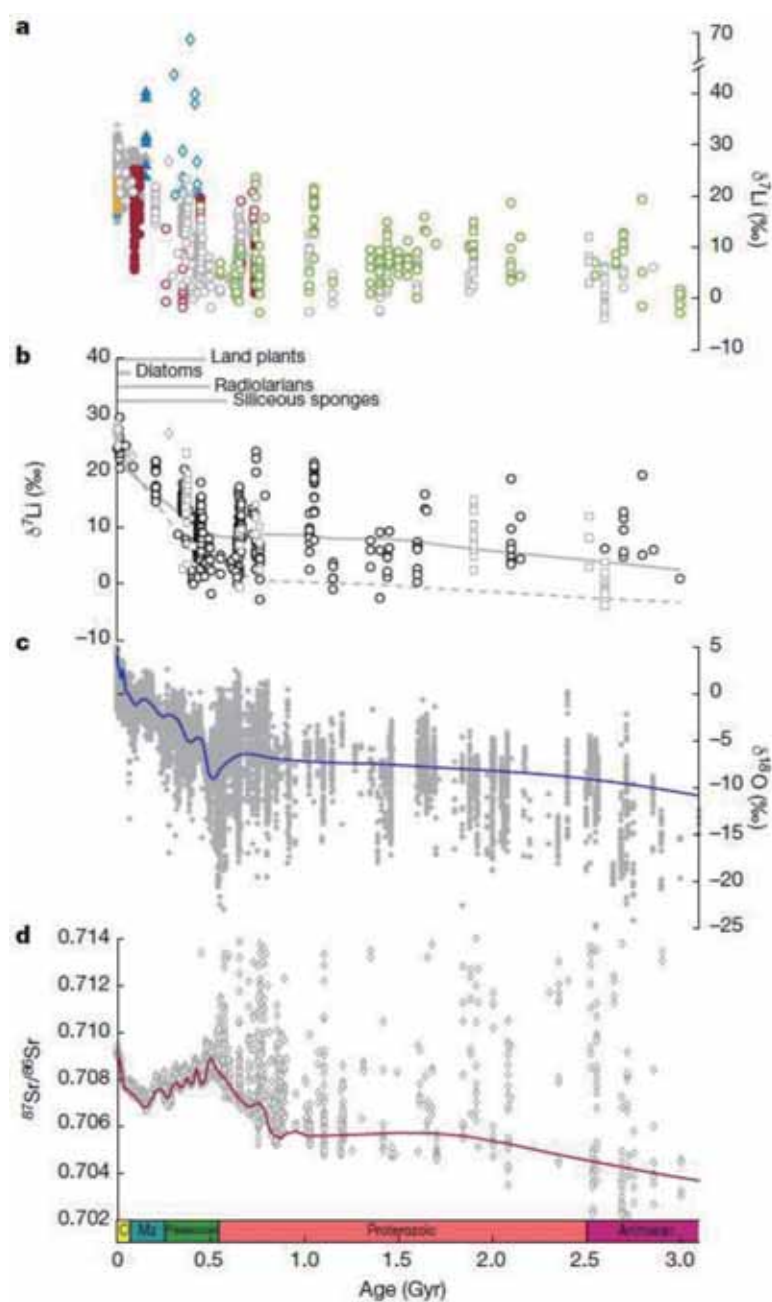


图 1 随时间变化的碳酸盐同位素记录 (Kalderon-Asael et al., 2021)。(a) 所测各类碳酸盐 Li 同位素值。图中空心符号为 Kalderon-Asael 等新数据和实心符号为收集前人的 ($n_{\text{总数}}=1,396$)。灰色:方解石;黄色:文石;绿色:白云石;蓝色:成岩蚀变的;红色:对应 C 同位素漂移时期。从形态看,正方形:胶结物;十字形:有孔虫;菱形:腕足动物;三角形:箭石;星形:珊瑚。(b) 新过滤的 Li 同位素数据 ($n_{\text{过滤}}=525$; $n_{\text{新的}}=712$)。去掉了成岩蚀变或高碎屑输入的(即 Al/Ca 比值超过 0.00054 ppm/ppm)样品。浅灰色正方形表示新的保存完好的海洋胶结物数据 ($n=74$)。浅灰色菱形表示腕足动物。浅灰色实线表示数据平均值的 LOWESS 拟合。浅灰色虚线表示最低 10% 值的 LOWESS 拟合。(c) 所测碳酸盐的氧同位素值。蓝色曲线表示数据的稳健 LOESS 拟合。(d) 所测碳酸盐的锶同位素比值。红色曲线表示最低 10% 值的稳健 LOESS 拟合。C, 新生代;Mz, 中生代



此外，碳酸盐样品可能会发生后期蚀变。Kalderon-Asael 等根据碳酸盐的记录，通过四种方式重建海水的值。首先，用保存完好的早期胶结物（碳酸盐）数据为依据，判别显生宙和前寒武纪岩石受成岩蚀变影响的程度，来筛选数据。其次，还采用地球化学方法，包括主、次元素和微量元素比值来鉴别。第三，避免采集和使用地质上碳同位素漂移时段的样品和数据，这些漂移可能被解释为短期碳循环的扰动或成岩事件的信号。最后，完成一套已经具有钙同位素数据的地质碳酸盐样品的 Li 同位素分析，因为钙同位素数据能够成为判别浅水海洋碳酸盐的成岩蚀变程度和类型的有力手段。

图 1 上碳酸盐 Li 同位素值随时间的推移发生了很大变化。新生代和中生代值的范围从 14.6% 到 29.5%，平均值为 $23.1 \pm 3.8\%$ (1σ) ($n=45$)。这与范围从 20.1% 到 33.7%，平均为 $25.9 \pm 2.7\%$ (1σ) ($n=319$) 的新生代有孔虫的记录相似。古生代大部分时期碳酸盐的 $\delta^7\text{Li}$ 值持续较低，平均 $\delta^7\text{Li}$ 为 $10.1 \pm 4.3\%$ (1σ) ($n=263$)。前寒武纪 $\delta^7\text{Li}$ 值的范围从 -3.8% 到 23.5%，但平均为 $7.7 \pm 5.7\%$ (1σ) ($n=217$)。随时间推移，碳酸盐的 Li 同位素值在统计学上存在显著的变化，如 Welch 方差分析 (ANOVA) 检验表明从现在到中生代末期 (0-252 Ma)， $\delta^7\text{Li}$ 值 ($n=45$) 同采自古生代 (252 Ma 到 541 Ma, $n=263$) 和前寒武纪 (541 Ma 到 3,000 Ma, $n=217$) 的样品有着显著的不同 ($F=273.6$, $P<0.001$)。重要的是，这些低值也被发现在很好保存的、微钻钻取的海相胶结物中 (图 1, 图 2)。碳酸盐中 $\delta^7\text{Li}$ 记录随时间变化的总体趋势与碳酸盐

Sr 同位素变化趋势呈一级相似 (图 1c)。

所观察到的 Li 同位素值变化趋势可以是沉积物蚀变程度的信号，或者是环境演变的信号。然而，几方面证据与设想碳酸盐 Li 同位素记录反映蚀变程度的差异是不一致的。浅水碳酸盐的 Li 同位素值可以比同期海水值低 0% 到 10%，这取决于原生矿物和埋藏成岩的形式 (Dellinger et al., 2020)。没有任何证据能够解释随着时间的推移是早期海洋的成岩作用造成了所观察到的浅水碳酸盐平均 $\delta^7\text{Li}$ 值增加了大约 15%，包括能够示踪成岩作用的 Sr/Ca、和 $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 等地球化学指标。此外，Kalderon-Asael 等利用一系列地球化学指标筛选样品，包括限定原生矿物的 Sr/Ca 和 Mg/Ca、示踪碎屑污染的 Al/Ca 和 Rb/Ca，以及指示成岩作用程度的 Mn/Sr 和 Pb/Ca 的比值等，结果显示筛过的与未筛选的碳酸盐 Li 同位素数据具有相似的变化趋势 (图 1a 和 1b)。更重要的是，迄今为止的研究表明晚期成岩蚀变好像只能提升 $\delta^7\text{Li}$ 值 (Ullmann et al., 2013)。因此，如果能够排除碎屑的贡献，则图 1 中 $\delta^7\text{Li}$ 的下边界值将能更确切地代表地球上海水的演化。如此，可以用类似 Sr 同位素数据的解释来解释碳酸盐 Li 同位素的长期变化规律。此外，这就不难理解为什么原始沉积结构和构造保持完好的碳酸盐胶结物的 Li 同位素具有相同的变化趋势 (图 1a)。

过滤了碎屑影响的样品，假设浅水碳酸盐与海水的 $\delta^7\text{Li}$ 值相差 $4 \pm 5\%$ (Dellinger et al., 2020)，Kalderon-Asael 等重现了前人的新生代，以及中生代和古生代的 $\delta^7\text{Li}_{\text{sw}}$ 值 (图 1a)。假设前寒武纪具有相同的碳酸盐对海水分馏值，他们估计

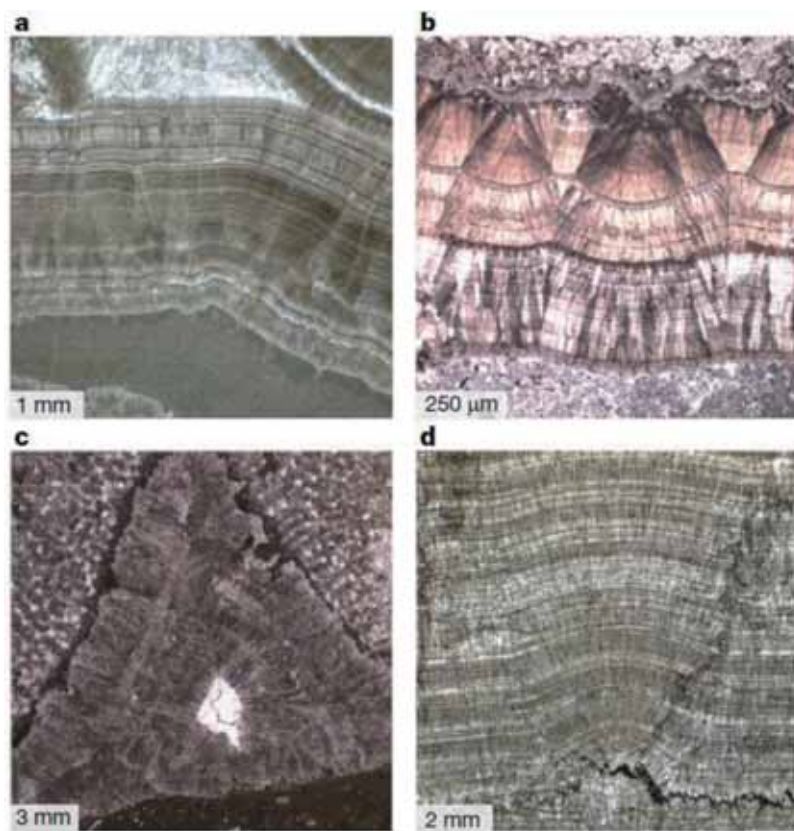


图 2 样品（保存完好）薄片碳酸盐岩显微照片（Kalderon-Asael et al., 2021）。（a、b）新元古代碳酸盐岩。a 为纳米比亚 Tonian Devede 地层多个世代的白云石（原白云石化的方解石）胶结物和泥晶岩，b 为美国 Tonian Beck Spring Dolomite 中保存完好的白云石化方解石胶结物。（c）古生代碳酸盐岩：澳大利亚泥盆系 Napier 组中方解石胶结的海绵。（d）前寒武纪碳酸盐岩：南非新太古代 Campbellrand 群中方解石海底扇。保存完好的碳酸盐岩结构排除曾发生过广泛的次生交代

前寒武纪的 $\delta^7\text{Li}_{\text{sw}}$ 值平均在 6–16‰，明显低于现代海洋的 31‰（Jeffcoate et al., 2004）。然而，对浅水碳酸盐 Li 同位素数据变化的最直接解释应是海水的 Li 同位素值在地球历史上发生了重大变化。

为评估可能导致海水 Li 同位素值长期变化的机制，Kalderon-Asael 等使用了随机质量平衡的建模方法（图 3），即用同位素质量平衡模型来探索合理的解。他们以一百万年为时间间隔求解 Li 同位素质量平衡，允许高温和低温的热液流量、河水流量和它们的同位素值有大范围的变化。在计算每个时间段时，使用蒙特卡罗程序去

重新取样，均匀地分配重要参数 1000 次，可接受的解是与所估计误差界内的那些 Li 同位素记录的数据。

根据所建的模型分析，前寒武纪持续低的 $\delta^7\text{Li}_{\text{sw}}$ 值好像要求地球上陆地和海洋的 Li 循环与现在不同，变化了。例如，对前寒武纪数据最好的拟合（图 3）（即优选的 Li 循环参数组合）要求，河流具有低的 Li 同位素值（ $\delta^7\text{Li}_{\text{riv}}$ 小于 10‰），同时具有温和的同位素分馏（ $\Delta^7\text{Li}$ 小于 10‰），海洋中 Li 的埋藏时期经过了自生粘土的生成（maac）和低温玄武岩的蚀变（lowT）。前寒武纪低的 $\delta^7\text{Li}_{\text{sw}}$ 值可能与高的高温热

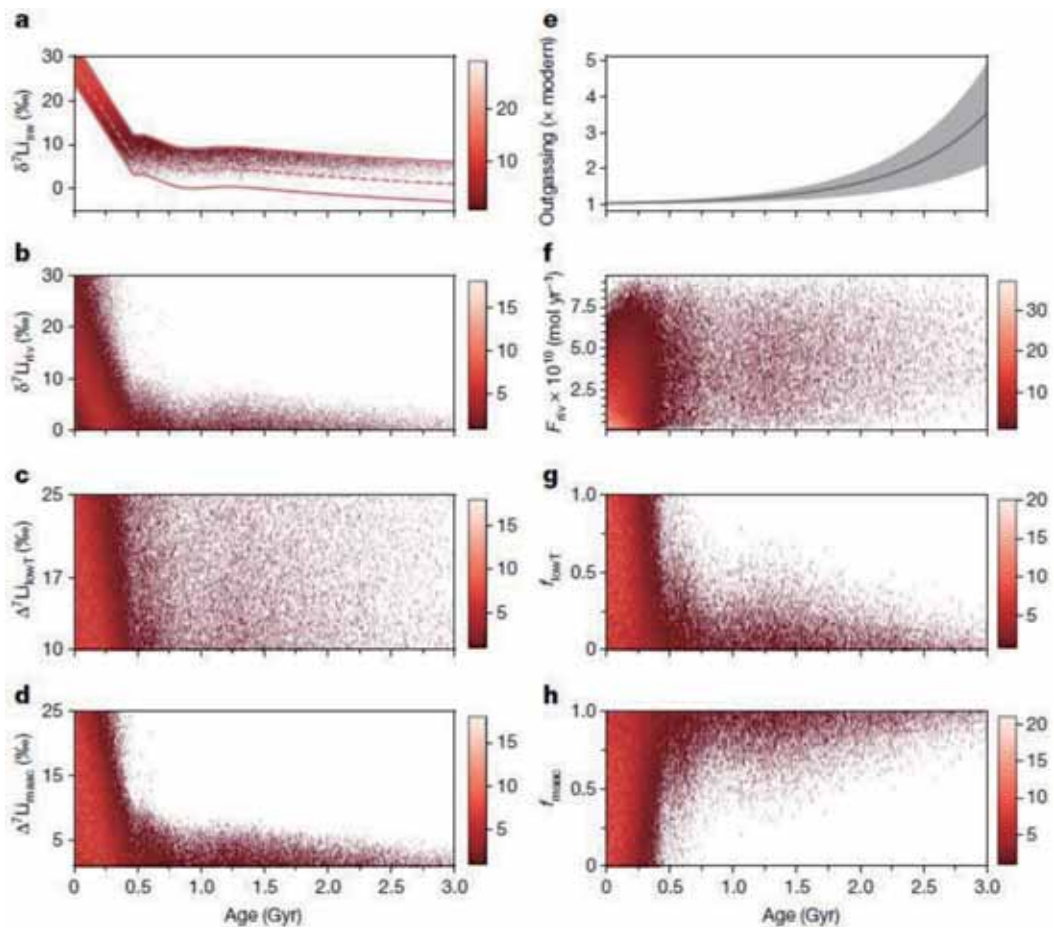


图3 Li 同位素质量平衡结果的二维密度热图 (Kalderon-Asael et al., 2021)。每张图显示与实验测定的 LOWESS 平滑处理过地球历史上 Li 同位素记录成功匹配的参数密度。浅红色表示每点计数相对高些，而红色则相对低些；空白区表示其解无法满足海水 Li 同位素的稳定状态（即 $F_{in} = F_{out}$ ），稳态值由实验测定的。(a) 海水的 Li 同位素值 (δ^7Li_{SW})、(b) 河流的 (riv) Li 同位素值。(c) 玄武岩蚀变期间 Li 从海水移出的有关同位素分馏 ($^7Li_{lowT}$)。(d) 海洋自生粘土形成时期 Li 从海水移出的有关同位素分馏 ($^7Li_{maac}$)、(e) 去气值。(f) 河流的 Li 流量。(g) 玄武岩蚀变失去 Li 的比例 (f_{lowT})、(h) 海洋自生粘土形成失去 Li 的比例 (f_{maac})。其它详见原图。

液 Li 流量有关，而源区 Li 的同位素相对轻（大约 6.3‰）。不过，大多数地球物理模型表明到古元古代已经接近现代的热液活动，有些还估计热液的热流量恒定，所以长期的热液 Li 流量近似不变 (Korenaga, 2013)。这与模拟结果一致，因此高温热液通量增加不太可能是前寒武纪具有低的 δ^7Li_{SW} 值的原因。

陆生植物的扩展和多样化使显生宙

大部分时期可能在陆地有更广泛的粘土矿物形成和保有 (McMahon and Davies, 2018)。 δ^7Li_{Riv} 值随时间的增加 (图 3) 支持这一看法。植物有多种方式来改变风化，而促进土壤发育和增加水-岩相互作用的时间是增进粘土形成的一种方式 (McMahon and Davies, 2018)。陆生植物兴起之前，具有粘土矿物的生土形成很有限。直到大约 80 Ma 被子植物主导陆地，风化状态才有所



改观。

正如已经提出的前寒武纪，海洋沉积柱中粘土的广泛形成明显地改变了海洋的Li循环。地球早期Li埋藏期间（ $\Delta^7\text{Li}_{\text{maac}}$ 和 $\Delta^7\text{Li}_{\text{lowT}}$ ）更有限的、有效同位素分馏可能与粘土形成的速率快有关系，导致Li的快速摄取，在与海水有限接触处进行。大部分地球历史时期都没出现硅的生物矿化者，海水中的硅高度过饱和，可能导致快速和广泛的粘土形成（Isson and Planavsky, 2018）。这种逆风化和Li去除的方式可能限制了Li同位素的有效分馏。因此，显生宙海洋的硅浓度在逐渐下降，这与过渡到受生物控制的硅循环有关，它可能使海水Li同位素值发生变化。

前寒武纪和古生代早期普遍出现的低 $\delta^7\text{Li}_{\text{sw}}$ 值支持这样一个假设，即与现在相比，在地球历史的大部分时期的碳循环以一种根本不同的方式运行。尽管人们不能使用Li同位素值来约束一个单独的地球系统，但海水Li同位素值随时间的变化表明粘土矿物工厂在整个地球历史上已经发生了重大变化——可能由于陆地上生成的粘土增加和海洋中形成的粘土减少。粘土形成是耦合C-Si循环的关键部分，这意味着地球上气候调节的模式随着时间的推移发生了巨大变化。从前寒武纪地球状态到现代状态的转变可能是因为重要的生物创生——海绵、放射虫、硅藻和陆地植物的辐射。

主要参考文献

- Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years[J]. *American Journal of Science*, 1983, 283: 641-683.
- Dellinger M, Gaillardet J, Bouchez J, et al. Riverine Li isotope fractionation in the Amazon River basin controlled by the weathering regimes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, 164: 71-93.
- Dellinger M, Hardisty D S, Planavsky N J, et al. The effects of diagenesis on lithium isotope ratios of shallow marine carbonates[J]. *American Journal of Science*, 2020, 320(2): 150-184.
- Isson T T, Planavsky N J. Reverse weathering as a long-term stabilizer of marine pH and planetary climate[J]. *Nature*, 2018, 560(7719): 471-475.
- Jaffrés J B D, Shields G A, Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years[J]. *Earth-Science Reviews*, 2007, 83(1-2): 83-122.
- Jeffcoate A B, Elliott T, Thomas A, et al. Precise/small sample size determinations of lithium isotopic compositions of geological reference materials and modern seawater by MC-ICP-MS[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28(1): 161-172.
- Kalderon-Asael B, Katchinoff J A R, Planavsky N J, et al. A lithium-isotope perspective on the evolution of carbon and silicon cycles[J]. *Nature*, 2021, 595(7867): 394-398. ([原文链接](#))
- Korenaga J. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations[J]. *Annual*



Review of Earth and Planetary Sciences, 2013, 41: 117-151.

Krissansen-Totton J, Catling D C. A coupled carbon-silicon cycle model over Earth history: Reverse weathering as a possible explanation of a warm mid-Proterozoic climate[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 537: 116181.

McMahon W J, Davies N S. Evolution of alluvial mudrock forced by early land plants[J]. *Science*, 2018, 359(6379): 1022-1024.

Ullmann C V, Campbell H J, Frei R, et al. Partial diagenetic overprint of Late Jurassic belemnites from New Zealand: Implications for the preservation potential of ^7Li values in calcite fossils[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 120: 80-96.

(编译：储雪蕾 / 地质地球所)



PNAS: 早期地球 CO₂ 温室效应可解释“黯淡太阳悖论”和低海水 ¹⁸O/¹⁶O 比值

如果太古宙时期海水氧同位素的组成与现在相近，那么根据古沉积物较低的 ¹⁸O/¹⁶O 的比值 ($\delta^{18}\text{O}$)，可以推断当时海洋温度可达 70°C，这与地球早期气候并不寒冷、有液态水存在相吻合。但是，由于新生太阳辐射强度较低（约为现在的 70%），地球本应较现今地球寒冷得多、不应存在液态水（图 1），这就是 1972 年由天文学家 Carl Sagan 和 George Mullen 提出、但迄今悬而未决的“黯淡太阳悖论”（Faint Young Sun Paradox）。为解决这一难题，以德国科隆大学为首的科学家 Daniel Herwartz 及其合作者通过研究太古宙早期沉积物的三氧同位素组成，在原“温室假说”基础上做出了进一步解释：早期地球大气富含二氧化碳，导致当时的洋壳发生强烈碳酸盐化和硅酸盐岩风化作用，消耗大量的 ¹⁸O，导致海水中 ¹⁸O/¹⁶O 比值随时间不断发生改变，最终使得估算的海水温度偏高（即没有 ~ 70°C 那么高）； $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 在 32 亿年以前大约为 -5%，之后逐渐升高趋于稳定，大约 30 亿年时，海洋具有与现今相似的氧同位素组成。30 亿年前地球高大气二氧化碳分压产生的温室效应，有效抵消了“早期黯淡太阳”的影响，使当时的地球处于温暖但不炎热的气候。此外，Daniel Herwartz 等认为上述事件的时间节点，可能与地球早期板块构造诞生、大陆地壳生长等重大地质事件相关。

在 45 亿年以前的地球形成初期，从

凝固的岩浆洋中脱气形成的二氧化碳含量与现在金星上测得的含量（二氧化碳分压 $p\text{CO}_2$ 为 ~ 90 bar）很可能是相近的。后来，在早期地球的大气 R_A 、海洋 R_O 以及洋壳 R_{OC} 储库之间的动态碳循环最终将大气二氧化碳分压 ($p\text{CO}_2$) 稳定在 1.5 bar 左右。地球演化历史过程中不断降低的 $p\text{CO}_2$ 反映了碳从大气 - 海洋 - 洋壳储库系统 (R_{A+O+OC}) 到地幔和新形成的陆壳碳储库 (R_{CC}) 中的净转移，后者提供长期的碳汇，其中碳以无机碳（碳酸盐岩）和有机物（有机质—丰富的页岩、煤、石油以及天然气）的形式被储存。

早期碳循环模式预测太古宙时期大气二氧化碳分压 $p\text{CO}_2$ 普遍较高，以解释“黯淡太阳悖论”假说（Goldblatt and Zahnle, 2011; Feulner et al., 2012）。而事实上太古宙末期 $p\text{CO}_2$ 估计值却很低（~0.01 到 0.1 bar）。已有的沉积记录证据表明，相较于 29–27 亿年（即太古宙末期），32–30 亿年期间 $p\text{CO}_2$ 却高得多。前人认为，在 32–30 亿年期间 $p\text{CO}_2$ 甚至会有几 bars 的变化，这与新太古代相对低得多的 $p\text{CO}_2$ 估算值（图 2）或 27 亿年时古大气压力估算值（小于 2 bar 和 <0.5 bar）相符合。大气 CO₂ 混合比的下降也反映在 30 亿年以前的太古宙时期，当时镁铁质地壳（绿岩带）通常以显著的碳酸盐化和硅酸盐风化为特征，这与现今表现显著不同。这些观测结果为 30 亿年之前以 $p\text{CO}_2$ 骤降开始的古大气二

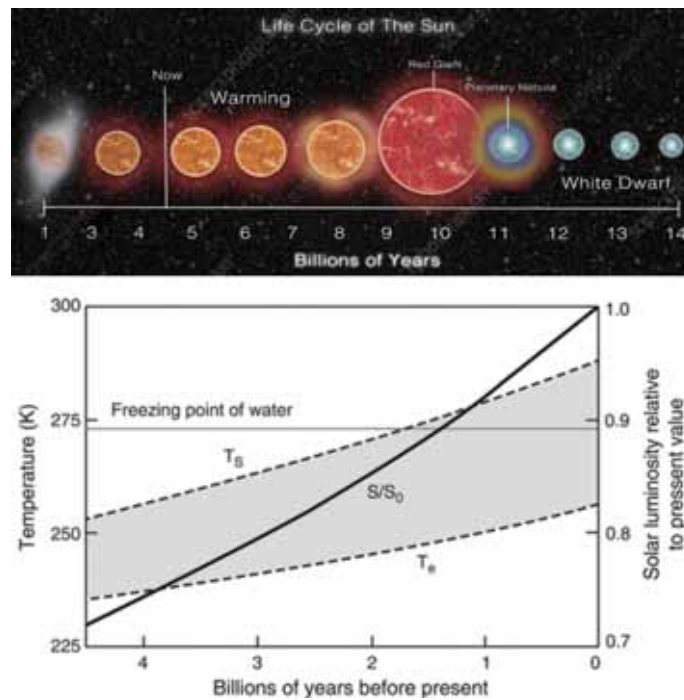


图 1 太阳的生命演化周期及“黯淡太阳悖论”。新生太阳辐射强度较低，约为现在的 70%，但是早期地球并不寒冷、有液态水存在。这就是著名的“黯淡太阳悖论”(Güdel, 2011)

氧化碳分压的波动提供了证据。

今天，碳酸盐化作用（即洋壳蚀变形成碳酸盐）主要发生在地壳形成后的前 2000 万年 (Gillis and Coogan, 2011) 洋中脊相对较冷的离轴热液系统中。白垩纪-侏罗纪时期，洋壳的高度碳酸盐化形成较高含量的溶解无机碳。因此， $p\text{CO}_2$ 越高（即 $R_{\text{A}+\text{O}+\text{OC}}$ 碳储库越大）意味着碳酸盐化程度越高。如今，碳酸盐岩多呈脉状充填在洋壳上部 300 米 (Gillis and Coogan, 2011) 至 2 公里深处，它广泛地取代了太古宙绿岩带中的玻璃质和火成岩矿物。32 亿年时期，澳大利亚 Pilbara 地区古洋壳固定的二氧化碳含量约为 $1.2 \text{ Ga} \times 10^7 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} (\pm 10\%)$ ，这个显著的数值比当今大了两个数量级。而在 26 亿年，洋壳中碳酸盐化程度要低得多，这反映了中太古代时期 $p\text{CO}_2$ 的急剧下降 (图 2a)。

由于二氧化碳分压的量化转换需要做出一些假设，已提出的 $p\text{CO}_2$ 变化曲线并没有考虑来自沉积物记录和洋壳碳酸盐化、硅酸盐化程度 (Shibuya et al., 2017) 方面的定性证据。尽管如此，太古宙早期 $p\text{CO}_2$ 可能与最初预测的一样高，随后中太古代显著下降 (Shibuya et al., 2017)，达到与新太古代古大气二氧化碳分压一致的水平 (图 2c 中“c”)。相较于 $R_{\text{A}+\text{O}+\text{OC}}$ 碳储库的减少， $p\text{CO}_2$ 向当今水平的进一步降低反映在海洋 pH 值的增加上 (图 2)。因此，在太古宙晚期，碳酸盐化作用对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 值影响不大。在这里，Herwartz et al.(2021) 重点讨论了中太古代 $p\text{CO}_2$ 下降前，高度碳酸盐化 (Shibuya et al., 2017) 和硅酸盐风化作用产生的碳通量，并模拟了各自对古海洋 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 的影响。

海水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 值受岩石圈和海洋之

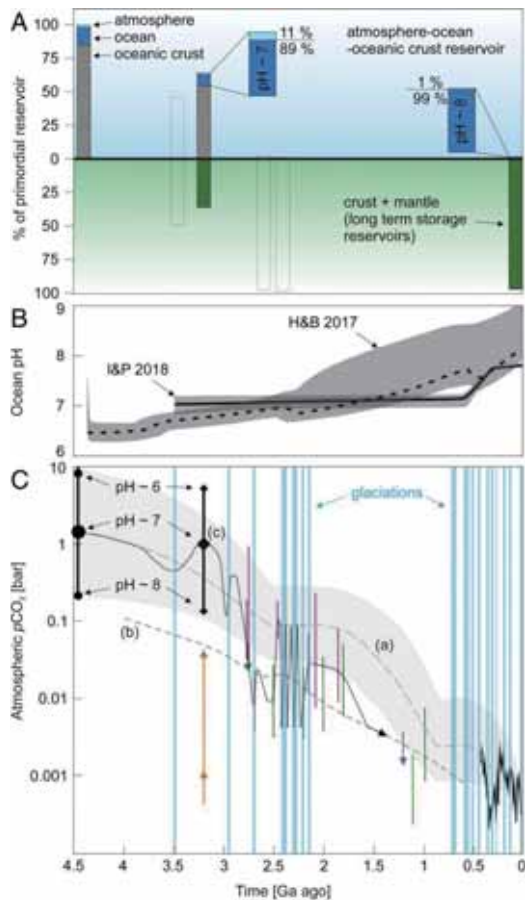


图2 碳的大气-海洋-洋壳储库 (R_{A+O+OC}) 大小随时间的变化及其对 pCO_2 的影响 (Herwartz et al., 2021)。A 图所示为 R_{A+O+OC} 碳储库的大小及其在洋壳 (R_{OC} 灰色部分)、海水 (R_O 深蓝色部分) 和大气碳库 (R_A 浅蓝色部分) 之间的分配。碳向长期碳库 R_{CC} 和地幔 (绿色部分) 的转移降低了 R_{A+O+OC} 碳储库的大小, 后者在 32 亿年时所占比例仍然很大, 在 24 亿年全球冰川作用开始时最小。B 图显示在地球历史上海洋的两条 pH 变化曲线, 以说明在给定时间内, R_A 和 R_O 固碳量与 pCO_2 的转换关系

间的氧通量 F_i 控制。相较原始硅酸盐地壳 ($\delta^{18}O$ 值约为 5.5~12‰), 低温风化产物 (如粘土: $\delta^{18}O$ 值约为 ~20‰, 甚至 25‰ 以上) 通常具有更高的 $\delta^{18}O$ 值。因此, 大陆低温风化作用 (以通量 F_{cw} 表示) 和洋底低温风化 (F_{sfw}) 通过从水圈提取重的 ^{18}O , 从而降低了海水的 $\delta^{18}O_{sw}$ 值。洋壳发生热液蚀变

(约 250~350 °C), 形成的岩石 $\delta^{18}O$ 值 (约 4.5‰) 比原始洋壳玄武岩 (约 5.8‰) 低 1~2‰, 从而增加了海洋中 (F_{sp}) ^{18}O 含量。经典的质量平衡模型也考虑了地幔水循环 (F_r) 和大陆增生 (F_{cg}) 的次要影响。

为了解释化学沉积物中近 15‰ 的 $\delta^{18}O$ 随时间发生的转移, 需要氧通量 F_i 发生极端且难以协调的变化。如图 3 所示, 即使是海水中发生 5‰ $\delta^{18}O_{sw}$ 的转移, 都需要非常低的大陆风化速率 (F_{cw} 高于当今速率的 10 倍) 或非常低的热液蚀变通量 (F_{sp} 低于当今通量的 0.15 倍)。除了对前寒武纪古环境造成的显著影响外, 这种通量变化也将导致前寒武纪硅质岩具有比文献记载更高的 $\Delta^{17}O$ (图 3)。这是目前公认的对用海洋较低的 $\delta^{18}O_{sw}$ 来解释前寒武纪化学沉积物具低 $\delta^{18}O$ 值的有力论据 (Sengupta and Pack, 2018)。大部分硅质岩 $\Delta^{17}O$ 数据没有落在图 3b 中的黑色平衡曲线上, 表明这些样品受到了沉积后蚀变过程的影响。蚀变会降低 $\delta^{18}O$ 和 $\Delta^{17}O$ 值, 因此, 大多数三氧同位素数据似乎表明沉积后蚀变是影响 $\delta^{18}O$ 长期变化的最可行的解释 (Sengupta and Pack, 2018)。由于取样大小的要求, 在自然条件下对 $\delta^{18}O$ 的测量表明, 相较于最原始的 $\delta^{18}O$, 用于测量 $\Delta^{17}O_{chert}$ 蚀变最少的硅质岩的 $\delta^{18}O$ 含量要低一些。然而, 南非巴伯顿绿岩带保存完好的硅质岩的三氧同位素组成落在与太古宙热海水一致的平衡线上 (Lowe et al., 2020)。结合两种技术的数据, Lowe et al. (2020) 得出结论: “太古宙时期的地球表面温度远远高于当今温度, 可能高达 66~76 °C”。

这一解释基于海洋的 $\delta^{18}O_{sw}$ 总是

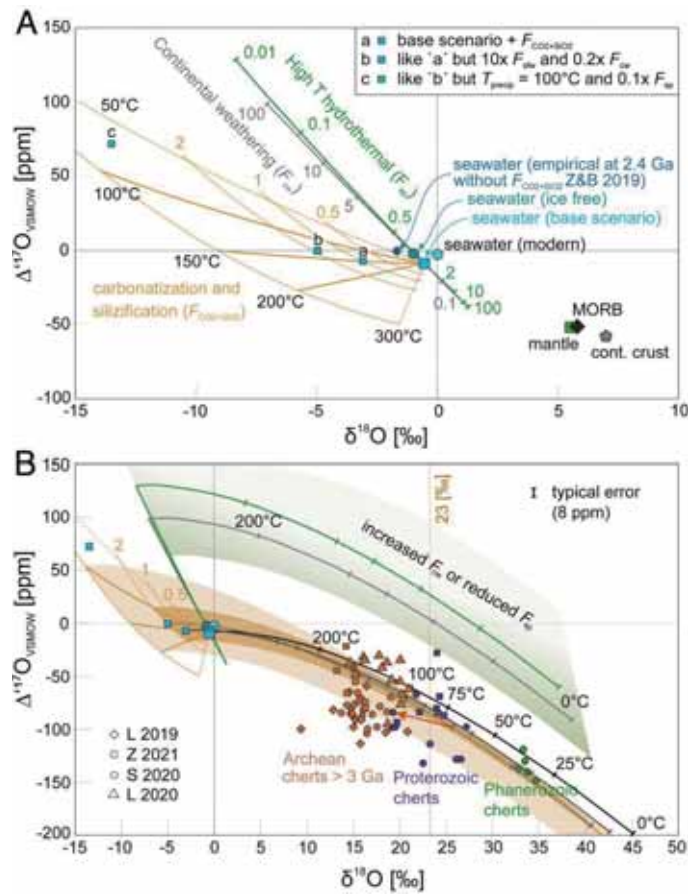


图 3 不同模式下 $^{17}\text{O}_{\text{sw}}$ 与 ^{18}O 的关系图及已报道的硅质岩同位素组成 (Herwartz et al., 2021)。A 图显示了单个通量变化对海水成分的影响。当 F_{sp} (绿色) 明显降低或 F_{cw} (灰色) 明显升高时, 海水的 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 降低, 但相应地 $^{17}\text{O}_{\text{sw}}$ 增加。B 图显示实测硅质岩三氧同位素组成与模式的差异。与现代海水相平衡而沉积的二氧化硅在各自的沉淀温度下必然落在图中黑色平衡曲线上。模式预测 F_{cw} 增加或 F_{sp} 降低将导致海水具低 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, 图中绿色区域显示了在 F_{cw} 增加或 F_{sp} 降低将导致海水具低 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 条件下, 沉积的硅质岩 ^{17}O 的预期组成。灰色实线和点状虚线分别表示在情景 a 和 b 下的沉淀。浅棕色区域涵盖了所有可能的方案

与现在较接近的假设。海洋的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 是恒定的, 这一经典、似乎有力的观点源于洋壳剖面具有大致恒定的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成。有人提出, 低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 组成的海水会驱使蚀变洋壳的氧同位素组成发生改变, 使其达到与受富轻同位素大气降水蚀变的岩石一样的较低水平。然而, 大气降水引起的局部地壳蚀变是一个开放系统, 而海洋储库对洋壳的整体蚀变应视为一个封闭系统。为了从海水中提取 ^{18}O , 相

应地作为补充储库必定包含 ^{18}O 。有趣的是, 太古宙绿岩倾向于轻微富集 $\delta^{18}\text{O}$, 从而提供了 ^{18}O 汇。30 亿年以前太古宙地体的典型特征是高度硅酸盐风化, 这可以很好地解释太古宙绿岩 $\delta^{18}\text{O}$ 整体升高的现象, 在本文中, 绿岩即为补充储库, 其高 $\delta^{18}\text{O}$ 用于补充海洋贫化的 $\delta^{18}\text{O}$ 。Herwartz et al. (2021) 认为, 通过碳酸盐化和强烈硅酸盐风化固碳的重要意义被忽视了, 两者都与太古宙的高



pCO₂ 有关，它们可以解释地质历史时期在化学沉积物中长期存在的氧同位素谜题。

即使在海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 相对偏低、沉降温度较高的情况下，大部分前寒武纪硅质岩的三氧同位素组成仍需要蚀变来解释 (图 3)。层状硅质岩通常认为是海底暖/热水或热液柱沉积作用的产物。然而，前寒武纪苏必利尔型条带状硅铁构造无疑来源于大陆棚等较浅的海洋环境的原生沉淀物。由于陆表海内的地表水一部分源于大气降水，所以其 $\delta^{18}\text{O}$ 可能较低，相应地 $\Delta^{17}\text{O}$ 可能仅略微升高。另外，铁相 (具有低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{FeOx}}$) 和二氧化硅条带 (具有高

$\delta^{18}\text{O}_{\text{opaIA}}$) 之间的同位素交换降低了硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{chert}}$ ，生成了位于平衡曲线之下的 $\Delta^{17}\text{O}_{\text{chert}}$ 。伴随大气降水的蚀变与一种被认为能够导致较低的 $\Delta^{17}\text{O}_{\text{chert}}$ 组成的混合机制相似。随着时间的推移，这些过程的不同组合导致化学沉积物的氧同位素组成相当分散 (图 4)。总的来说，太古宙 $\delta^{18}\text{O}$ 记录可以结合经典的观点进行合理解释：1) 一个相对较低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ；2) 温暖的海洋温度；3) 蚀变。

尽管即使最原始的太古宙硅质岩也有一定程度的蚀变，但由于 30 亿年以前发生强烈碳酸盐化和硅酸盐风化作用，它们的氧同位素组成仍然反映出太古宙

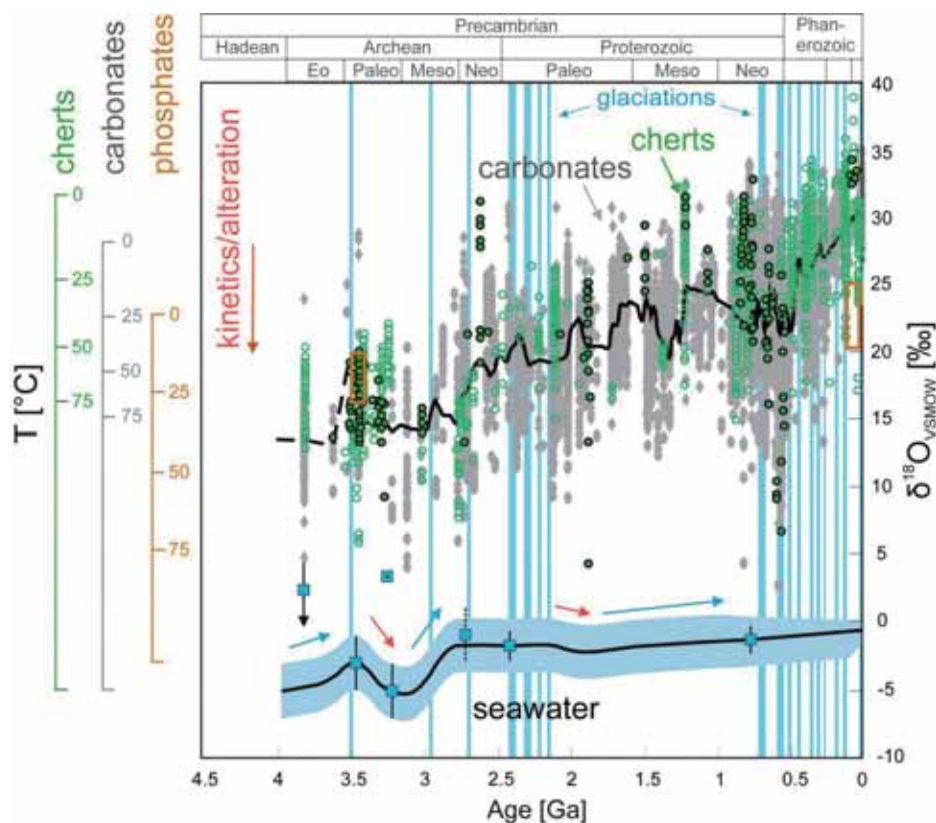


图 4 根据提出的 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 变化绘制的地球历史时期氧同位素组成记录 (Herwartz et al., 2021)。箭头表示 $R_{\text{A}+\text{O}+\text{OC}}$ 碳储库规模变化所带来的预期的升温 (红色) 和降温 (蓝色) 趋势。硅质岩和方解石的温度校准定在 $^{18}\text{O}_{\text{sw}} = -5\text{‰}$ ，磷酸盐的温度校准定在 $^{18}\text{O}_{\text{sw}} = -3\text{‰}$ 。显然，具有更高 ^{18}O 的碳酸盐矿物是白云石，其 ^{18}O 一般比方解石高约 2‰。



海水较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 。这一推测有待其他类型化学沉积物的高精度三氧同位素分析进一步验证。最终，“看透”成岩作用的概念可以揭示太古宙海水最切实可行的三氧同位素组成。对明显未蚀变的磷酸盐的三氧同位素组成的分析甚至可能会直接约束太古宙海水的 $\Delta'^{17}\text{O}_{\text{sw}}$ 和沉淀温度。精确的 $\Delta'^{17}\text{O}_{\text{sw}}$ 将进一步限定可能的太古宙氧通量，包括固碳量在其中所占的相对比例。约束条件还可以提供在特定时间内处于活跃状态的相关构造信息（例如，拗沉作用 (Sagduction) 和俯冲作用 (Subduction)，高与低的扩张速率等）。

从这里提出的模式来看，降低海水 $\delta^{18}\text{O}$ 组成需要较高的 CO_2 通量，这对于高 pCO_2 的大气组成是最可行的。太古宙 pCO_2 的精确水平很可能像过去的十亿年一样剧烈波动。 pCO_2 的巨大波动，如中太古代时期的骤降，应当会引起 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 的显著变化。事实上，氧同位素记录的确记录了相应地变化（图 4），这意味着当时碳酸盐化和硅酸盐风化过程确实大到足以显著降低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 。根据化学沉积物中得到的相对较低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 值，结合 30 亿年以前没有发现冰川的证据，由此推断出早期地球的气候非常温暖。就激烈争论的“黯淡太阳悖论”而言，这意味着在太古宙大部分时期，温室气体的浓度普遍很高。Herwartz et al.(2021) 的研究支持最初的观点，即至少在中太古代 pCO_2 明显下降之前，二氧化碳（而不是 CH_4 ）产生的温室效应引起气温升高，从而抵消了“早期黯淡太阳”

的较低辐射强度造成的影响。由于高温会加速二氧化碳的风化速率，从而导致 pCO_2 的下降，那么与显生宙相比，明显更加温暖的太古宙时期的温度便引出了一个问题，即 pCO_2 是如何在持续温暖的气候中保持高浓度水平，并将地球表面维持在一个“刚刚好”的温度窗口。

早期地球的碳从 $R_{\text{A+O+OC}}$ 储库向 R_{cc} 和地幔储库（即长期储层）转移的效率可能是很低的。那时的陆壳少得多，因此陆壳储库较小。由于碳在薄的地壳边缘的有效循环和酸雨的存在（由于高 pCO_2 ），碳在早期大陆上的停留时间可能比现在要短。为早期地球提出的拗沉构造与高热梯度相关，后者会导致碳的有效循环，从而降低地幔固碳的效率。现代板块构造理论为陆块增长和加厚陆壳，地形和陆表的产生提供了一种机制 (Dhuime et al., 2015)。这对 pCO_2 产生的两个负反馈是：1) 建立了稳定的、长期存在的碳储库；2) 增加了风化岩石的含量，从而提高大陆上 CO_2 风化通量。在新太古代之前，仅有较小的古陆（称为陆核）存在，直到 25 亿年前，海平面上开始有大规模的陆块出现。在此之前的几亿年间， $R_{\text{A+O+OC}}$ 碳储库的规模急剧减小，表明碳已经被重新分配到正在演化的大陆地台的长期储库中 (Dhuime et al., 2015)，在原始显生宙类型的俯冲带中，碳向地幔的转移更加有效。因此， pCO_2 的急剧减少可能是垂向拗沉构造向水平俯冲型构造快速或逐渐转变的结果，并从大约 30 亿年前开始产生了厚的、富硅的大陆地壳 (Dhuime et al., 2015)。



主要参考文献

- Dhuime B, Wuestefeld A, Hawkesworth C J. Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(7): 552-555.
- Feulner G. The faint young Sun problem[J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(2): RG2006.
- Gillis K M, Coogan L A. Secular variation in carbon uptake into the ocean crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 302(3-4): 385-392.
- Güdel M. Faint Young Sun Paradox//Gargaud M. et al. (eds). *Encyclopedia of Astrobiology*. 2011. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Goldblatt C, Zahnle K J. Faint young Sun paradox remains[J]. *Nature*, 2011, 474(7349): E1-E1.
- Herwartz D, Pack A, Nagel T J. A CO₂ greenhouse efficiently warmed the early Earth and decreased seawater ¹⁸O/¹⁶O before the onset of plate tectonics[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(23). (原文链接)
- Lowe D R, Ibarra D E, Drabon N, et al. Constraints on surface temperature 3.4 billion years ago based on triple oxygen isotopes of cherts from the Barberton Greenstone Belt, South Africa, and the problem of sample selection[J]. *American Journal of Science*, 2020, 320(9): 790-814.
- Sengupta S, Pack A. Triple oxygen isotope mass balance for the Earth's oceans with application to Archean cherts[J]. *Chemical Geology*, 2018, 495: 18-26.
- Shibuya T, Komiya T, Takai K, et al. Weak hydrothermal carbonation of the Ongeluk volcanics: evidence for low CO₂ concentrations in seawater and atmosphere during the paleoproterozoic global glaciation[J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 2017, 4: 31.

(撰稿：侯康师，王佳敏 / 岩石圈室)



NG: 大陆弧主导的中古生代以来的全球化学风化

在地质时间尺度 (~1-10 Myr) 上, 地球的火山排气作用和硅酸盐化学风化会控制全球碳循环, 进而调节地球气候。目前, 造山活动 (Edmond, 1992; Raymo and Ruddiman, 1992)、大陆弧岩浆活动 (McKenzie et al., 2016)、热带地区弧—陆碰撞 (Macdonald et al., 2019) 等均被看作是全局化学风化通量的关键控制因素。在以往研究中, 这些因素 (或过程) 常被看作单一因素或变量进行单独考虑, 事实上, 这些过程的发生通常是紧密耦合的。究竟哪种因素在控制全局化学风化通量中起主导作用, 需要进一步明确。

为回答这一问题, 英国南安普顿大学 Thomas M. Gernon 教授及其合作者构建了一个深时贝叶斯网络 (deep-time Bayesian Network, BN), 利用经验排序相关性 (C_{Emp})、贝叶斯网络排序相关性 (C_{BN}) 和条件排序相关性 (C_{Cond}) 三种参数, 以期定量刻画大陆弧长度、缝合带长度、陆块离散程度、洋壳增生、冰川纬度分布和大气 CO_2 浓度等六种关键地质过程对全局化学风化通量 (用海水的锶同位素组成即 $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 表示) 的贡献 (图 1)。

结果表明, 大陆弧长度 (图 1c) 和 $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 值相关性最强 ($C_{Emp} = -0.79$; $C_{Cond} = -0.70$; 图 2, 图 3a, 图 4a), 即大陆弧火山作用增强会导致海水非放射性 Sr 的增加 (或 $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 值降低), 反之亦然 (图 2, 图 3a)。中生代全球大陆弧的长度 (~37500

km) 是现今 (~14000 km) 的三倍多 (图 1c), 指示当时洋底扩张速率剧增 (图 1c-图 1d)。与此同时, $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 值对大陆弧长度变化的响应也很迅速 (<0.5 Myr) (图 4a)。

近期有研究认为, 热带地区弧—陆碰撞能够促进 (超) 基性岩的风化, 导致 pCO_2 降低, 进而导致冰川增生 (Macdonald et al., 2019)。与此同时, 超基性岩的化学风化也会造成大量非放射成因锶通过河流输入海水, 导致 $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 值降低, 因此, 两者应该表现为负相关性。然而, 本研究模拟结果显示, 弧—陆碰撞作用的强度 (用缝合带长度来表征; 图 1e) 和 $^{87}Sr/^{86}Sr_{sw}$ 值具有显著的正相关性 (图 4b)。因此, 作者推测弧—陆碰撞主要促进富含放射成因锶 (即 ^{87}Sr) 的陆壳物质风化, 而不是先前所认为的超基性岩的风化 (Macdonald et al., 2019)。尽管如此, 该观测结果仍与传统的“构造隆升—风化”假说相一致 (Edmond, 1992), 即弧—陆碰撞能够通过造山、侵蚀作用促进富含放射成因锶的陆壳物质风化、移除大量 CO_2 , 进而引起全球降温 (或冰川发育)。

与此同时, 由于陆块越分散, 海水的湿气便越容易到达陆块内部, 因此, 化学风化也对大陆离散程度 (或海陆分布格局) 较为敏感。本研究中, 作者采用陆块的周长/面积比值来定量表示陆块的离散程度 (图 1f)。结果显示, 大陆离散程度

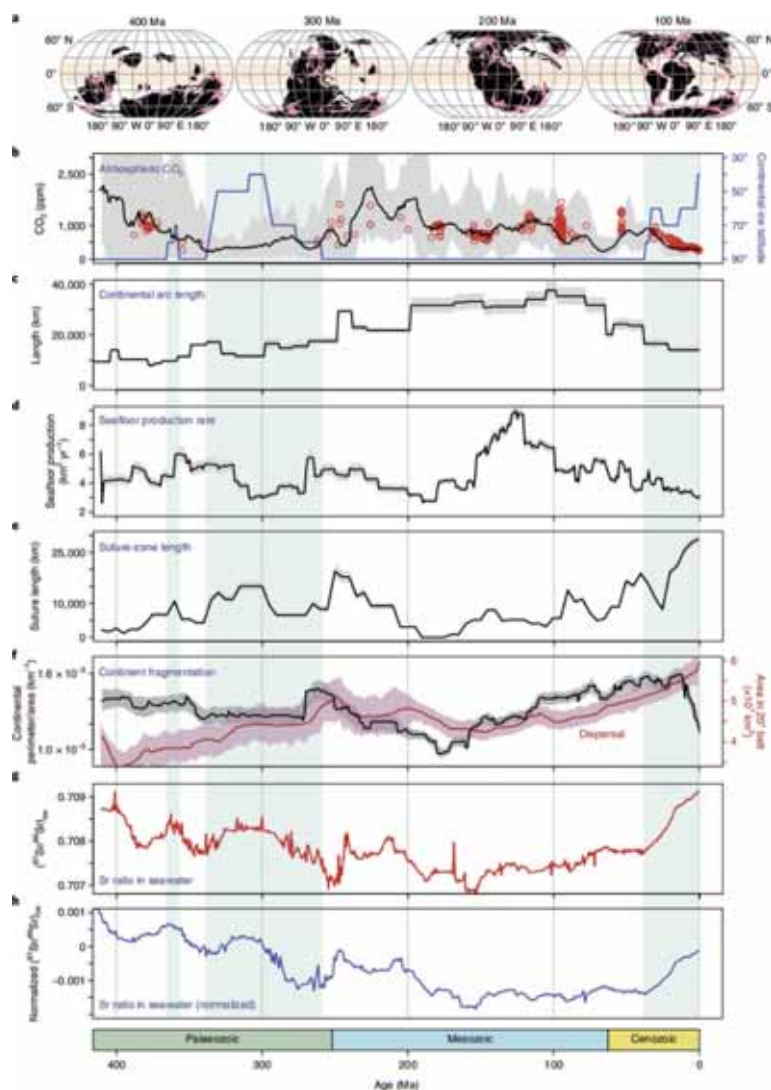


图 1 410 Ma 至今全球构造、气候及海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值演化趋势。(a) 全球海陆格局。其中，粉色代表陆地，黑色代表现今海岸线轮廓，米黄色代表热带地区（距赤道 $\pm 20^\circ$ ）的范围。(b) 大气 CO_2 浓度。黑色实线代表基于多重指标重建的结果，红色空心圆圈代表基于植烷的重建结果。深蓝色实线代表大陆冰盖的纬度分布，浅蓝色阴影区域代表冰川。(c) 大陆弧长。(d) 海底扩张速率。(e) 缝合带长度。(f) 陆块破碎指数（即陆块周长与面积的比值，用黑色实线表示）和位于赤道地区的陆块总面积（红色实线）。(g) 海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值演化趋势（红色实线），时间步长为 0.25 Myr (h) 海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值经过标准化（即扣除地壳中放射性 ^{87}Rb 衰变的化学信号）后的演化趋势。上述各指标的最大（小）误差用灰色（或子图 f 中的粉色）阴影表示（Gernon et al., 2021）

和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值间具有中等至低的正相关性（ C_{Cond} 的最大值为 0.31），这与陆块离散时期富含放射成因锶的陆壳物质风化增强一致。此外， C_{Cond} 的最大值出现的时间同 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值变化存在 $\sim 12.5\text{--}15$ Myr 的时

间滞后（图 4c），这与大陆解体后完成由裂谷—漂移至盆地连通所需的时间相当。更重要的是，这一时间滞后效应的存在对于正确解释大陆离散程度同海洋生物多样性时间的成因联系至关重要（Fan et al., 2020）。



热带地区较高的温度和降雨量能够促进化学风化的进行，因此，位于热带地区的陆块面积增加也有可能显著影响全球化学风化通量。然而，计算结果表明，尽管在过去 400 Myr 以来位于热带地区的陆地面积呈增加趋势（图 1f），但对全球化学风化通量的贡献却可忽略不计，这可能同热带地区的土壤剖面较深且质地坚硬，因而不易被风化、搬运有关。类似地，大火成岩省（LIP）的时空分布仅和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值具有极弱的相关性，可能源自 LIP 的地势相对平坦，因而无法贡献可观的风化通量。该结果表明 LIP 主要通过火山排气作用而非通过增强基性岩的化学风化来对环境造成扰动的。

通常认为，海底玄武岩蚀变或海底热液喷口的存在会导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值降低 (Edmond, 1992)，因此， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值与洋壳增生速率（本研究中用洋中脊的长度和扩张速率的乘积来表示）应该具有负相关性（图 1d）。结果显示，洋壳增生速率与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值确实表现为负相关关系，并且两者存在的滞后时间很短（图 4d），可能与洋中脊轴部玄武岩的早期高温蚀变作用有关。此外，海底玄武岩蚀变对 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值的影响在玄武岩形成后约 15-20 Myr 后变得可以忽略不计，表明洋底此后不再向海水中输入非放射成因锶。这一结果与现有的热液模型及洋壳中次生矿物的观测结果吻合较好，说明 ~70%-80% 的流体交换作用只发生在洋壳形成初期的 20 Myr 以内。此后，富含放射成因锶的陆壳物质风化开始主导 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 变化，造成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值与洋壳增生速率转变为正相关（图 4d）。

冰量大小也会影响 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值的变化。研究发现冰量的纬度分布（图 1b）同 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值具有显著的相关性 (-0.72；图 3b、图 4e)，支持冰川作用会增强陆壳风化的观点，这可能和冰川移动所致下伏基岩破碎后富含放射成因锶矿物（如黑云母）优先被风化有关。此外，观测结果表明，化学风化会改变大气 CO_2 浓度（图 1f），同

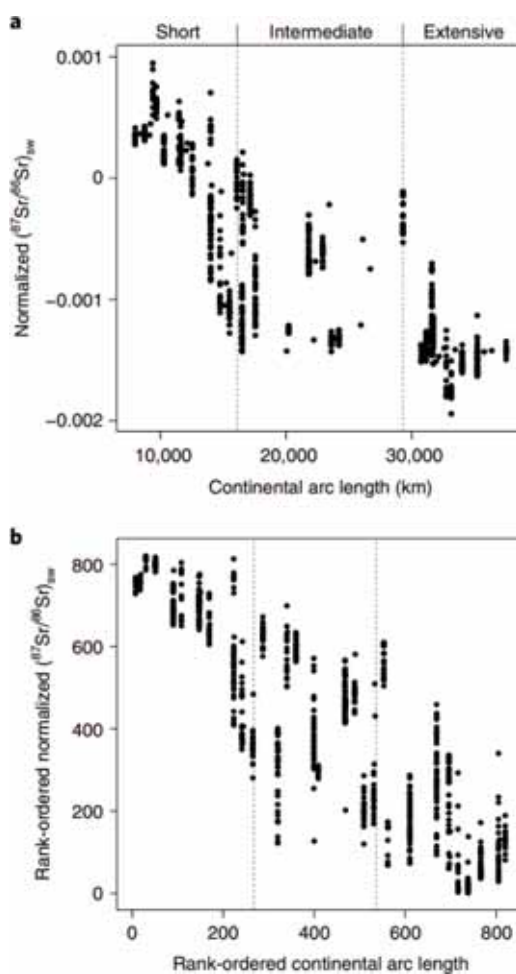


图 2 大陆弧长对海水锶同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$) 的影响。(a) 标准化后的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$ 和大陆弧长度间的关系。垂直虚线表示短 (小于 16100 km)、中 (16100-29300 km) 和长 (大于等于 29300 km) 不同长度的大陆弧。(b) 标准化后的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$ 值和大陆弧长的排序相关图，注意最小值排序为 1 (Gernon et al., 2021)



时, CO_2 也会反过来影响化学风化 ($C_{\text{Emp}} = 0.58$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值滞后 CO_2 变化 0.5-2.5 Myr; 图 4f)。当滞后时间超过 10 Myr 时, CO_2 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值之间存在具有统计学意义的弱正相关性 (图 4f), 表明二氧化碳浓度—硅酸盐风化负反馈机制可在数十个百万年时间尺度上存在。

上述分析表明, 大陆弧的长度 (尤其是在温室气候背景下) 对全球化学风化通量的控制作用最为显著。这一结论与已有的实例研究及岛弧化学风化主导现今海水 Sr 循环的观测结果相一致 (Allègre et al., 2010)。大陆弧长度和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 间表现出的强烈负相关性 (图 2, 图 3a, 图 4a), 也和其形成与分布控制了全球冰室—温室气候状态转换相一致 (McKenzie et al., 2016)。

大陆弧长度增加会增加 CO_2 排气速率, 有利于促进化学风化作用的进行。今天, 大陆弧是地球表面地势最高、剥蚀速率最快的场所, 向海水中源源不断地输入富 Ca-Mg 的硅酸盐风化产物。例如, 安第斯山脉主导了进入亚马逊河中的溶解铁通量。此外, 现今大陆弧的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值为 0.7044, 仅略高于典型的洋中脊玄武岩 (MRB) 和洋岛玄武岩 (OIB)。因此, 大陆弧的剥蚀、风化会造成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值降低 (图 2-图 4)。与此同时, 温室气候背景下洋底温度增加也会增强洋壳风化, 进一步导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值降低。因此, 大陆弧的长度主导了全球化学风化通量, 从而驱动 400 Ma 以来 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值的变化。这一认识修正了 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值受控于洋壳和陆源风化通量相对贡献大小的传统认识。同时, 该结论有助于解释温室气候背景下 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{sw}}$ 值却呈

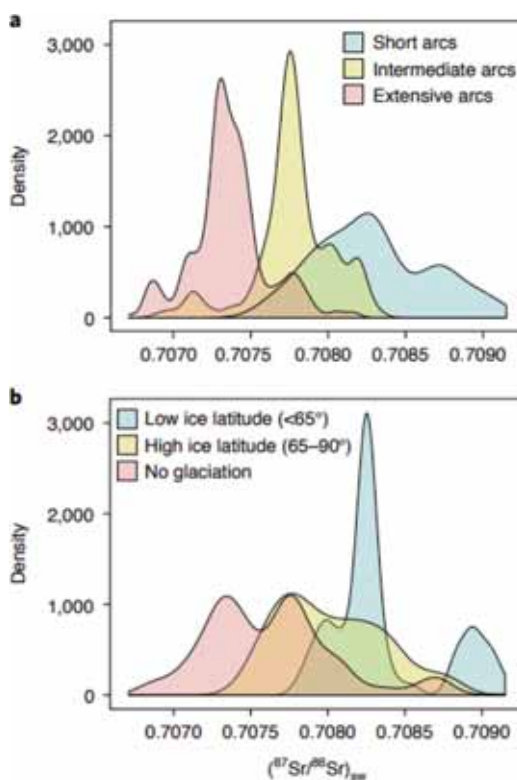


图 3 大陆弧长和全球冰量分布对海水锶同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$) 的影响。(a) 大陆弧长的概率密度图, 大陆弧长度范划分同图 2。大陆弧长度越大, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$ 值越低。(b) 冰量纬度分布概率密度图, 表明冰川分布的纬度越低, 即冰川作用越发育, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{w}}$ 值越高 (Gernon et al., 2021)

现低值的“矛盾”现象。

此外, 该研究的结论也表明, 大陆弧扮演着“地质空调”的角色。当大陆弧长度较大时, CO_2 排气速率较高, 导致化学风化增强, 便会消耗过多的 CO_2 , 导致气候变冷; 相反, 当大陆弧的长度降低时, CO_2 排气速率降低, 化学风化速率也随之降低, CO_2 消耗就会减小, 气候相对转暖。正是通过这种对大气 CO_2 浓度的自我调节作用, 大陆弧能够在地质历史时期维系地球环境的宜居性。

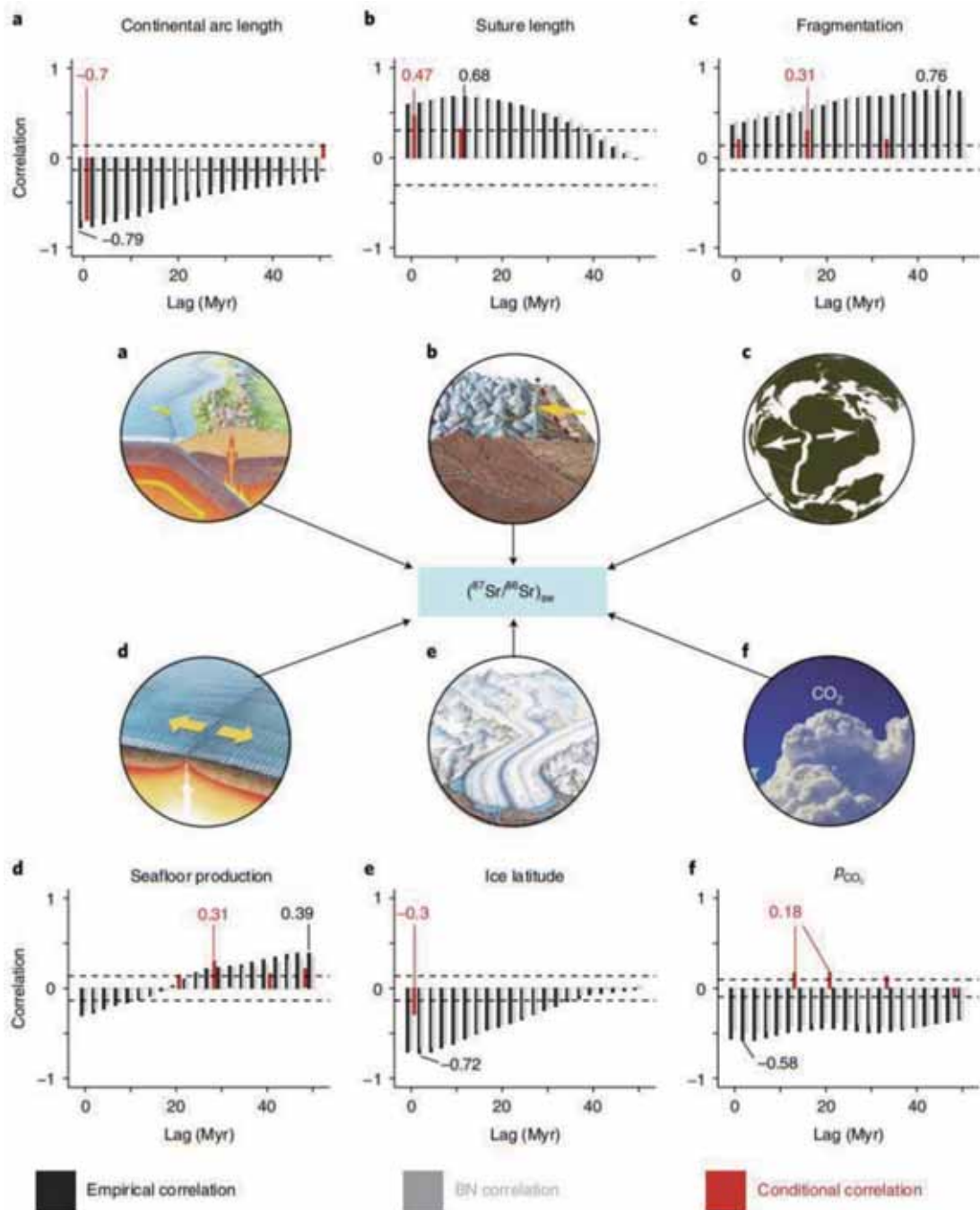


图 4 表示关键地质过程与海水锶同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_w$) 耦合关系示意图。a-f 分别表示 6 种地质过程, 即大陆弧长度 (a) 缝合带长度 (b) 陆块离散程度 (c) 洋壳增生 (d) 冰川纬度分布 (e) 和大气 CO_2 浓度 (f)。图中表示 410-0.5 Ma 区间内各个地质过程同 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_w$ 的相关性时采用 0.5 Myr 的时间步长 (考虑时间滞后共计 720 个时间步长)。 C_{Emp} 、 C_{BN} 和 C_{Cond} 是在 0 至 50 Myr 的滞后时间区间内以 2.5 Myr 的时间步长计算得到。滞后时间为 0 说明该过程发生在同一 0.5 Myr 的时间步长内。黑色数字表示 C_{Emp} 的最大绝对值; 如果单独考虑每个地质过程, 该值则为主要的时间滞后。然而, 由于自相关性以及互相依赖关系的存在, 各个关键地质过程及其滞后时间需用 C_{Cond} 的峰值表示 (红色数字)。水平虚线表示基于给定某一变量原始数据数量计算所得的 99% 置信区间 (Gernon et al., 2021)



主要参考文献

- Allègre C J, Louvat P, Gaillardet J, et al. The fundamental role of island arc weathering in the oceanic Sr isotope budget[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 292: 51-56.
- Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones[J]. *Science*, 1992, 258: 1594-1597.
- Fan J X, Shen S Z, Erwin D H, et al. A high-resolution summary of Cambrian to Early Triassic marine invertebrate biodiversity[J]. *Science*, 2020, 367: 272-277.
- Gernon T M, Hincks T K, Merdith A S, et al. Global chemical weathering dominated by continental arcs since the mid-Palaeozoic[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 690-696. ([原文链接](#))
- Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, et al. Arc-continent collisions in the tropics set Earth' s climate state[J]. *Science*, 2019, 364: 181-184.
- McKenzie N R, Horton B K, Loomis S E, et al. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability[J]. *Science*, 2016, 352: 444-447.
- Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359: 117-122.

(撰稿：刘康，陈代钊 / 新生代室)



PNAS: 德干 LIPs 早期岩浆脱气与晚白垩世全球气候变化

火山活动是地球深部碳释放的主要方式之一。洋中脊、大陆裂谷以及弧火山作用的碳释放被认为是影响地球系统长时间尺度 (10^6 - 10^7 yr) 气候与环境变化的主要因素 (Suarez et al., 2019); 大火成岩省 (LIPs) 可以在短时间内喷出巨量岩浆, 同时伴随大量深部流体 (例如 CO_2) 释放至地表, 在相对短的时间尺度内造成地球系统剧烈的碳扰动, 并引发气候、环境的剧变与生物灾难事件。

尽管如此, LIPs 的碳释放与气候环境事件之间的联系还存在争议, 原因在于: (1) 缺乏直接测量的证据约束 LIPs 的碳库和碳释放通量; (2) 目前获得的岩浆成因碳释放量较低; (3) 以往的研究未考虑侵入岩浆脱气以及围岩变质作用的影响。

印度德干大火成岩省 (Deccan Traps) 是形成于白垩纪末期至古近纪早期 (KPB) 的一次大规模火山活动, 仅溢流玄武岩体积就接近 $(0.6\sim 1.3)\times 10^6 \text{ km}^3$ 。与此同时, 地球上的气候与环境也发生了重大转变。例如晚白垩世升温事件 (LMWE, Latest Maastrichtian warming event), 导致全球升温达 $2\sim 4^\circ\text{C}$, 引发了地史时期第五次生物大灭绝事件 (KPB), 造成了恐龙的灭绝 (图 1)。海洋软体动物化石中高 Hg 含量也意味着这一升温事件与同期的德干大火成岩省具有密不可分的联系 (Barnet et al., 2017; Meyer et al., 2019)。但值得注意的是: (1) LMWE 升温事件发生在 KPB 之前约 30 万

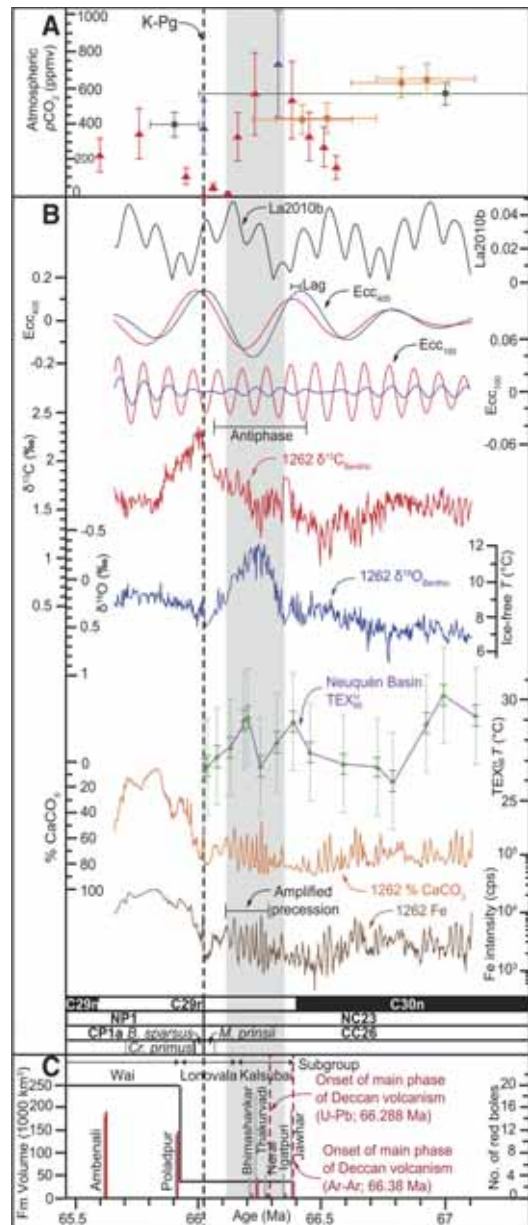


图 1 白垩纪末期至古近纪早期全球气候环境指标与德干大火成岩省之间的关系。灰色条带区域即 LMWE 事件, 虚线为 KPB 界限 (详细内容请参考 Barnet et al., 2019)



年, 但这一事件之前喷出岩浆的体积远小于事件之后的岩浆体积; (2) 目前尚缺乏同期火山活动释放碳规模的直接证据, 同时这一时期碳同位素负漂的程度较小 (约 0.5% 左右)。

德干玄武岩高精度的年代学框架和同时期系统的生物与气候事件记录为开展两者的相互联系奠定了基础; 同时, 前人研究表明, 德干玄武岩的围岩多数为贫碳岩性, 因此围岩变质产生的碳释放可以忽略。在此基础上, 美国纽约城市大学的研究者及其合作者选择 KPB 之前的德干溢流玄武岩作为研究对象, 利用 Nano-SIMS、拉曼等手段开展了橄榄石 (高 Fo) 中熔体包裹体的直接测定和微量元素 (包括 Nb、Ba) 地球化学反演研究, 在综合考虑侵入岩浆脱气的基础上, 探讨了德干大火成岩省深部碳释放与同时期气候、环境事件之间的联系。研究成果发表于 *PNAS* 上 (Nava et al., 2021)。

首先, 研究者选择高镁玄武岩样品, 利用 Nano-SIMS 和拉曼光谱分别测定了橄榄石中熔体包裹体玻璃质及气泡中的 CO_2 含量。结果显示, 早期 Saurashtra 层玄武岩中 CO_2 的含量明显高于其后的 Thakuvadi 层, 并且气泡中的 CO_2 含量比玻璃质中高一个数量级。此外, 研究者利用微量元素代用指标反演了脱气前原始岩浆的 CO_2 含量。在上地幔的部分熔融过程中, 微量元素 Ba、Nb 与 CO_2 表现出相似的不相容性, 但在岩浆上升过程中, 它们不随减压脱气过程而改变, 因此 CO_2/Ba 及 CO_2/Nb 比值可以作为脱气前原始岩浆中 CO_2 含量的代用指标。据此反演的结果与测试数据之间具有相似分布特征, 即德干玄武岩早期

原始岩浆中 CO_2 含量较高, 介于 0.5~1.3 wt% 之间; 随着时间演化, 岩浆中 CO_2 含量降至 0.25 wt%。而 KPB 界限之后的原始岩浆 CO_2 含量低于 0.2 wt%。

为了探讨德干大火成岩省与升温事件之间的联系, 该研究在综合考虑岩浆体积和脱气效率影响的基础上, 重建了岩浆活动碳释放通量的演化序列 (图 2)。与喷发至地表的岩浆相比, 大规模的岩浆可能以侵入岩的形式存在。例如, 德干大火成岩省的侵入岩 (Intrusive) 与喷出岩 (Extrusive) 体积比例 (I:E) 约为 5:1 (Coffin and Eldholm, 1994)。研究者基于 LOSCAR 模型进行了火山碳释放影响的模拟研究, 结果显示, 仅喷出岩浆的碳释放无法解释 LMWE 事件期间的升温幅度; 而在考虑侵入岩浆脱碳 (假设效率为 60%) 的情况下, 可以使全球升温约 3~6°C (图 2), 进而导致 LMWE 事件。但值得注意的是, 德干大火成岩省的碳释放可能并不是导致 KPB 之交生物灭绝事件的主导因素, 因为至今并未观察到德干后期岩浆具有较高的碳释放通量以及与之有关的海表温度变化记录。

此外, 模拟结果还显示德干玄武岩岩浆在 Moho 面或下地壳深度即达到 CO_2 饱和点, 并且同一深度早期岩浆中析出 CO_2 的比例较晚期更高。这意味着德干早期岩浆可能是低程度部分熔融的产物, 具有更高的初始 CO_2 含量, 同时较高的 I:E 比值 (即以侵入岩岩浆脱碳为主) 以及更深的碳饱和点导致巨量 CO_2 释放至地表, 引发了晚白垩 LMWE 升温事件; 而晚期原始岩浆中 CO_2 含量偏低, 碳饱和点更浅, 同时 I:E 比值相对较小, 尽管有大量玄武岩喷出地表, 但相较于早期碳释放通量却明显降低 (图 3)。

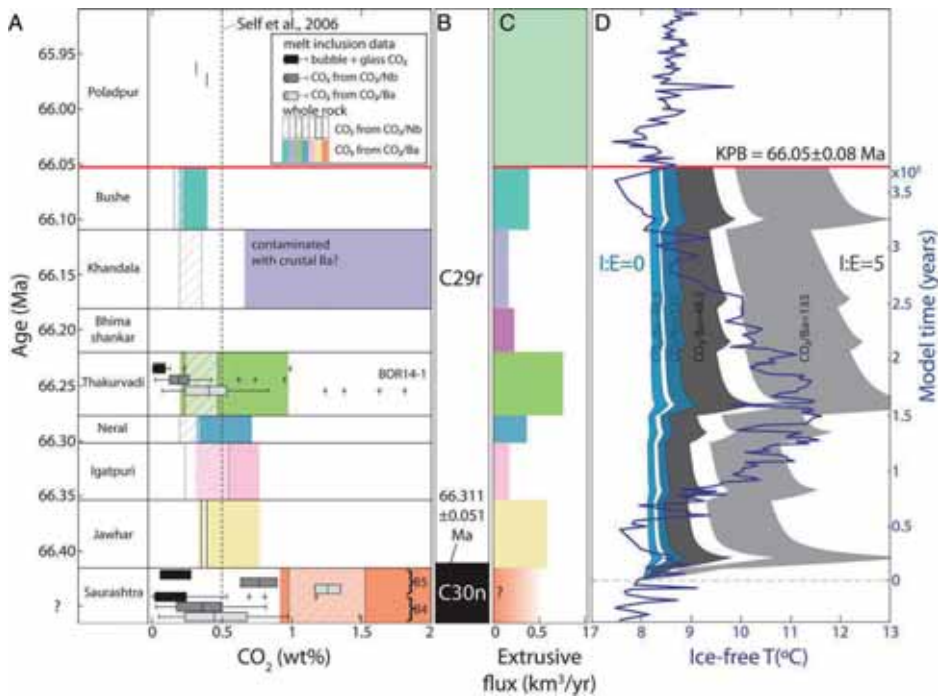


图 2 德干大火成岩省早期岩浆作用碳释放演变特征与晚白垩世气候、环境事件之间的联系。(A) 利用德干玄武岩熔体包裹体及微量元素含量反演的原始岩浆 CO_2 含量变化, 假设 CO_2/Ba 及 CO_2/Nb 分别为 48.3 和 391 ; (B) 磁性地层学结果 ; (C) 基于岩浆体积和年龄估算的喷出岩浆的通量 (km^3/yr) ; (D) LOSCAR 模拟结果与其他观测结果对比 (I:E 即侵入岩与喷出岩体积比) (Nava et al., 2021)

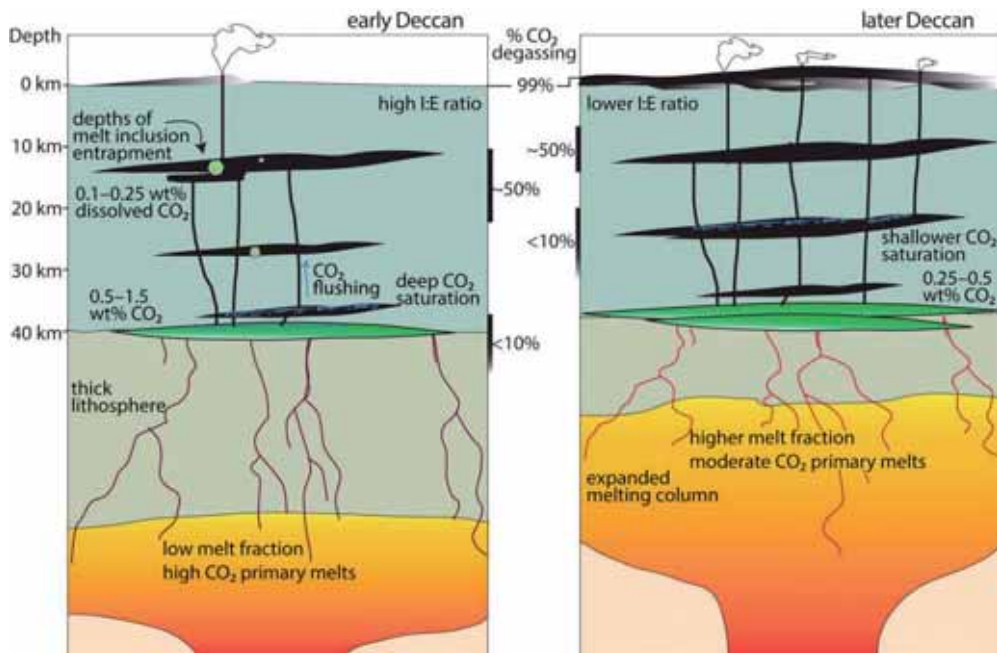


图 3 基于原始岩浆 CO_2 含量以及碳饱和压力 (深度) 重建德干大火成岩省早期 (KPB 之前) 与晚期岩浆碳释放过程。该研究假设, 晚期岩浆中 CO_2 含量降低与源区熔融区域扩大导致的部分熔融程度升高有关, 而早期原始岩浆较高的 CO_2 含量可能提高碳交代的程度, 进而导致侵入岩浆脱碳效率的提高 (Nava et al., 2021)



该研究直接测定了德干大火成岩省橄榄石中熔体包裹体的 CO_2 浓度，并利用微量元素指标反演了初始岩浆中的 CO_2 含量，结合模型计算结果，探讨了德干 LIPs 早期岩浆活动中侵入岩深部脱碳对 LMWE 升温事件的重要影响，为德干大火成岩省与同时期气候、环境事件之间的内在联系提供了直接的证据，同时也为揭示大火成岩省对全球气候变化的贡献提供了有力的约束和证据。

地史时期大规模的生物灭绝事件往往与大火成岩省的出现存在时间上的关联（图 4）。例如，二叠与三叠纪之交（252 Ma, PTB）以及晚三叠纪（201 Ma, End Triassic）的生物灭绝事件可能与同时期的西伯利亚大火成岩省以及中大西洋大火成岩省有关（Schobben et al., 2019）。大火成

岩省导致生物灭绝的原因，包括与之相关的全球升温、海洋缺氧、海水酸化等地球系统环境剧变。

以往研究还发现，中大西洋火山岩省（CAMP）幕式岩浆作用结束后，大气 CO_2 浓度在约三十万年内持续降低至喷发前的水平，这可能与大规模暴露地表的新鲜玄武岩风化作用有关（Schaller et al., 2011）。在高温潮湿的环境中，新鲜玄武岩的风化效率远高于其他类型岩石（Li et al., 2016）。印度大陆在白垩纪末期至新生代早期向北漂移过程中穿过赤道附近的热带-亚热带地区。因此，在综合考虑德干大火成岩省深部碳释放与气候、环境事件的关系过程中，不能忽略玄武岩风化导致碳汇效应的影响（Kent and Muttoni, 2008）。

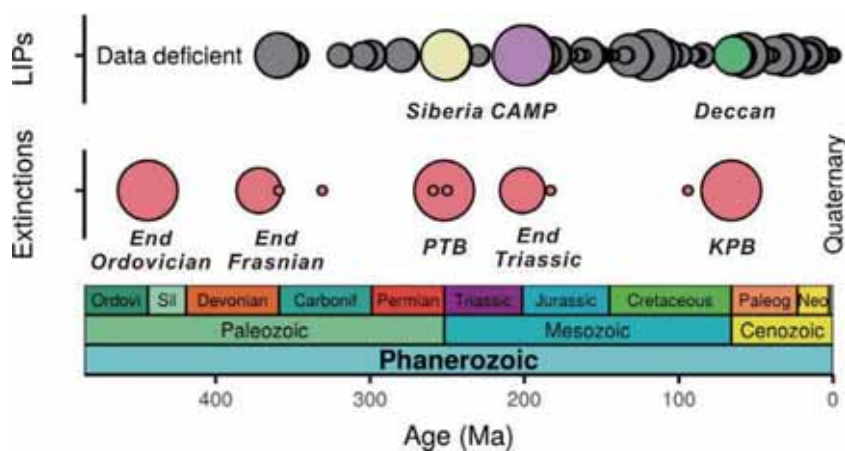


图 4 奥陶纪以来生物灭绝事件与大火成岩省之间的关系（修改自 Schobben et al., 2019）

主要参考文献

Barnet J S K, Littler K, Kroon D, et al. A new high-resolution chronology for the late Maastrichtian warming event: Establishing robust temporal links with the onset of Deccan volcanism[J]. *Geology*, 2018, 46(2): 147-150.

Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external



- consequences[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(1): 1-36.
- Kent D V, Muttoni G. Equatorial convergence of India and early Cenozoic climate trends[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2008, 105(42): 16065-16070.
- Li G, Hartmann J, Derry L A, et al. Temperature dependence of basalt weathering[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 443: 59-69.
- Meyer K W, Petersen S V, Lohmann K C, et al. Biogenic carbonate mercury and marine temperature records reveal global influence of Late Cretaceous Deccan Traps[J]. *Nature Communications*, 2019, 10(1): 1-8.
- Nava A H, Black B A, Gibson S A, et al. Reconciling early Deccan Traps CO₂ outgassing and pre-KPB global climate[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(14) : e2007797118.
([原文链接](#))
- Schaller M F, Wright J D, Kent D V. Atmospheric pCO₂ perturbations associated with the Central Atlantic magmatic province[J]. *Science*, 2011, 331(6023): 1404-1409.
- Schobben M, Van De Schootbrugge B, Wignall P B. Interpreting the carbon isotope record of mass extinctions[J]. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 2019, 15(5): 331-337.
- Suarez C A, Edmonds M, Jones A P. Earth catastrophes and their impact on the carbon cycle[J]. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 2019, 15(5): 301-306.

(撰稿：赵文斌，马琳 / 新生代室；校对：郭正府 / 新生代室)



SA: 协调新生代大气 CO₂ 浓度、风化和碳酸盐补偿深度

钻石恒远，但这并不意味着所有的钻石都有共同的历史。每一颗钻石在成分和成因上都与其他钻石不同，但根据国际矿物学协会（IMA）的权威规定，它们都被归类为“钻石”。对于物理学家而言，这种不一致不构成任何问题，但是对于行星科学家以及其他努力了解矿物历史背景的人，这种分类系统埋下了问题。

科学的进步取决于不断发展的分类规定，即将自然物体和现象划分为“自然种类”。由于自然种类对于阐述成功的科学理论具有核心作用，因此人们认为它代表了自然界的真正的划分。在物理科学中，理论上有效的分类系统（如元素周期表），通常与时间无关。类似地，国际矿物学协会（IMA）新矿物命名和分类委员会提出的矿物种类的分类标准取决于理想的化学组成和晶体结构，这些属性是基于化学理论和固体物理的理论考量而选择的，亦与时间无关。然而，在行星演化的背景下考虑矿物种类时，则需要一个不同的依赖于时间的分类方案。

基于对矿物在行星系统起源和发展中的作用的认知，作者提出一个“进化的”矿物分类系统。新的矿物分类系统，将基于 IMA 矿物定义和分类，加入时间因素的考量，聚焦矿物的起源和之后经历的环境变化。该分类方案（1）涉及的具有时间信息的属性，包括微量元素、同位素、流体和固体包裹体、晶体粒度和形态、伴生矿物、

新生代环境变化最显著的特点是早始新世以来长期降温，并伴随大气 CO₂ 浓度降低、两极冰盖出现和扩张，从“温室地球”演变为“冰室地球”（Zachos et al., 2001）。现有地质证据表明，新生代长期降温主要是由大气 CO₂ 浓度的持续降低引起（Beerling and Royer, 2011）（图 1C）。但什么原因导致 CO₂ 浓度降低，仍然是古气候研究的重要科学问题。

从长尺度碳循环角度来看（百万年时间尺度），岩浆活动的去气作用与大陆硅酸盐化学风化消耗的 CO₂ 通量整体上维持动态平衡，调控大气 CO₂ 浓度（Berner and Caldeira, 1997）。新生代持续降温，导致大陆化学风化减弱，向海洋输送的碱度通量降低，最终会促使海洋碳酸盐补偿深度（CCD）变浅以维持海洋的碱度平衡。然而，深海碳酸盐沉积记录显示：早始新世以来，伴随全球持续降温，CCD 加深了 ~1 km（图 1D）。如何调和大气 CO₂ 浓度、大陆风化和 CCD 变化之间的关系，是新生代碳循环研究的一个难题。

Raymo and Ruddiman（1992）基于海水锶同位素记录提出著名的“构造抬升 - 风化”假说：认为青藏高原隆升促使大陆硅酸盐风化加强，消耗大气 CO₂，同时向海洋输送的碱度通量增加，CCD 加深。这一假说虽然能很好地调和新生代以来 CO₂ 浓度、大陆风化和 CCD 变化之间的关系，但却和许多地质事实不符，受到质疑。其一，考

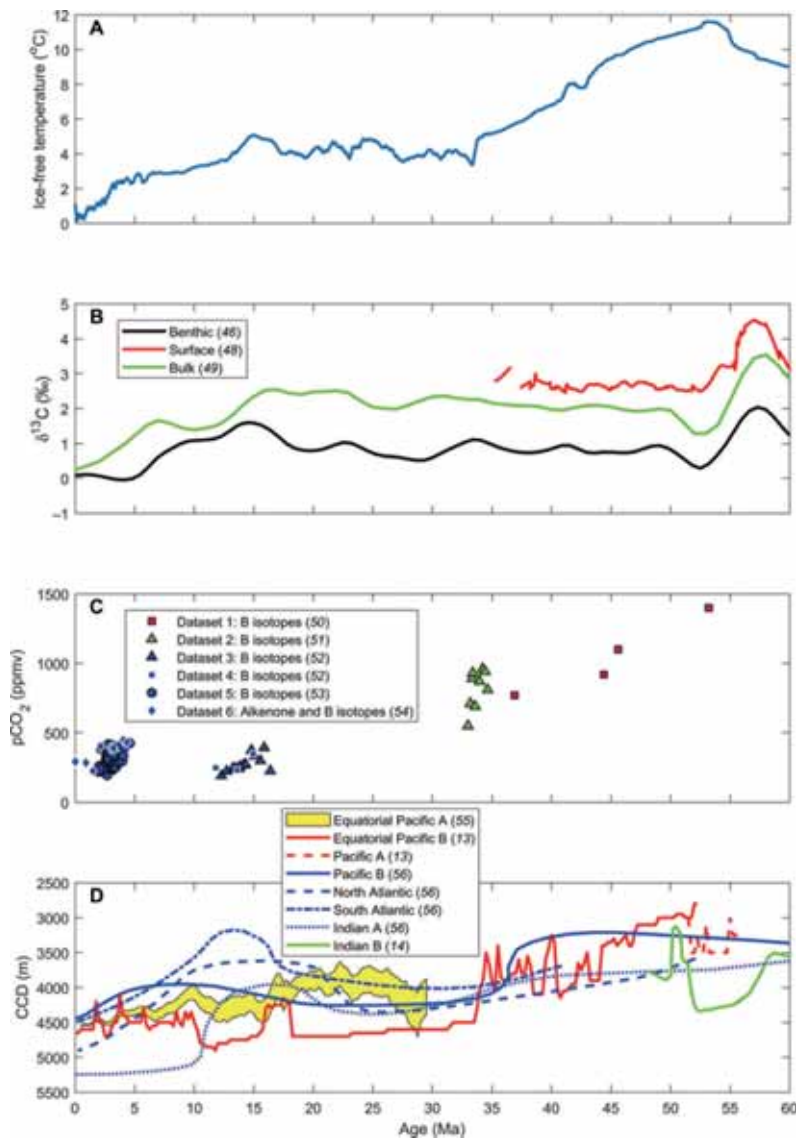


图 1 新生代温度、 ^{13}C 、 CO_2 浓度和各洋盆 CCD 集成曲线 (Komar and Zeebe, 2021)

考虑到地球深部去气速率在新生代并未发生显著变化，大陆风化增加势必导致碳源和碳汇的不平衡，这种不平衡在百万年时间内就会消耗掉所有的大气 CO_2 (Berner and Caldeira, 1997)；其二，大陆风化通量的增加会向海洋输送大量磷等营养物质，但新生代海洋的磷沉积速率并未增加 (Delaney and Filippelli, 1994)；其三，海洋 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 证据表明晚新生代以来全球硅酸盐风化通

量并没有明显变化 (Willenbring and von Blanckenburg, 2010)。这些记录事实上表明，尽管造山带隆升确实会导致抬升区域风化剥蚀的加强，但全球化学风化通量并未发生显著变化。

如果大陆化学风化通量不变，如何解释新生代大气 CO_2 浓度降低以及 CCD 的加深？1997 年，Kump 和 Arthur 曾为这一问题提出一个新的概念模型：保持风



化剥蚀通量恒定，增加硅酸盐风化效率（weatherability）可以更有效地吸收碳，从而降低 CO₂ 浓度。但该方案缺少量化模型模拟和地质数据的对比分析来加以佐证，而且难以解释风化与 CCD 加深之间的解耦关系。

最近，夏威夷大学海洋与地球科学与技术学院 Nemanja Komar 研究团队在 Kump and Arthur (1997) 研究的基础上，通过海洋 - 大气沉积碳储库长期耦合模型 LOSCAR 和碳循环模型 GEOCARB，结合地质数据，对新生代大气 CO₂ 浓度、风化和 CCD 进行综合模拟 (Komar and Zeebe, 2021)，成功解释了新生代大气 CO₂ 浓度、风化和碳酸盐补偿深度的关系。相关成果发表于 *Science Advances*。

(1) 温度对海洋有机物矿化速率的影响是调控碳循环的关键因素，这一点在新生代暖期时尤为突出。温度对海洋有机物的影响主要体现在两个竞争方面，一是增温有利于提高海洋初级生产力，导致输出生产力的增加；二是温度越高，有机物在水体中的分解速率越快。新生代温暖期，高温更有利于有机物的矿化分解，最终导致有机碳净埋藏通量减少 (图 2A)，大气 CO₂ 浓度增加。在模型中考虑温度的竞争效应能很好地模拟出新

生代 $p\text{CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化趋势。

(2) 在大陆风化剥蚀通量基本不变的前提下，通过改变海洋碳酸盐在大陆架和深海的埋藏比例，可以实现风化与 CCD 变化之间的解耦 (图 2)。早新生代温暖期 (图 2A)，两个因素提高了大陆架碳酸盐的埋藏通量。一是该时期两极冰盖尚未形成，加之温度的热膨胀效应，海平面较高，大陆架面积增加，碳酸盐在大陆架的沉积通量显著提高；二是暖期海洋钙化生物的物种多样性和丰度均较高，有利于增加大陆架碳酸盐的埋藏通量。因此，在风化通量不变的前提下，为了维持海洋的碱度平衡，CCD 势必变浅，深海沉积碳酸盐通量减少。而晚新生代持续降温和两极冰盖的形成，导致海平面降低、钙化生物物种多样性和丰富度减少，碳酸盐埋藏位置由大陆架转移到深海，CCD 加深 (图 2B)。

综合考虑硅酸盐风化效率、温度效应和碳酸盐埋藏位置，该模拟结果与地质记录呈现出非常好的一致性 (图 3)。该研究首次将新生代碳循环的关键部分定量联系起来，提出硅酸盐埋藏位置的变化是新生代 CCD 变化的主因。这一结论使得“构造抬升 - 风化”假说的核心受到质疑。

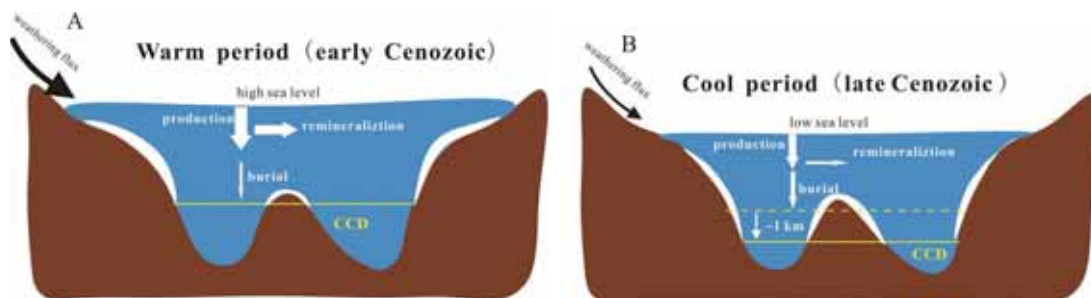


图 2 新生代海洋碳循环模型概念图

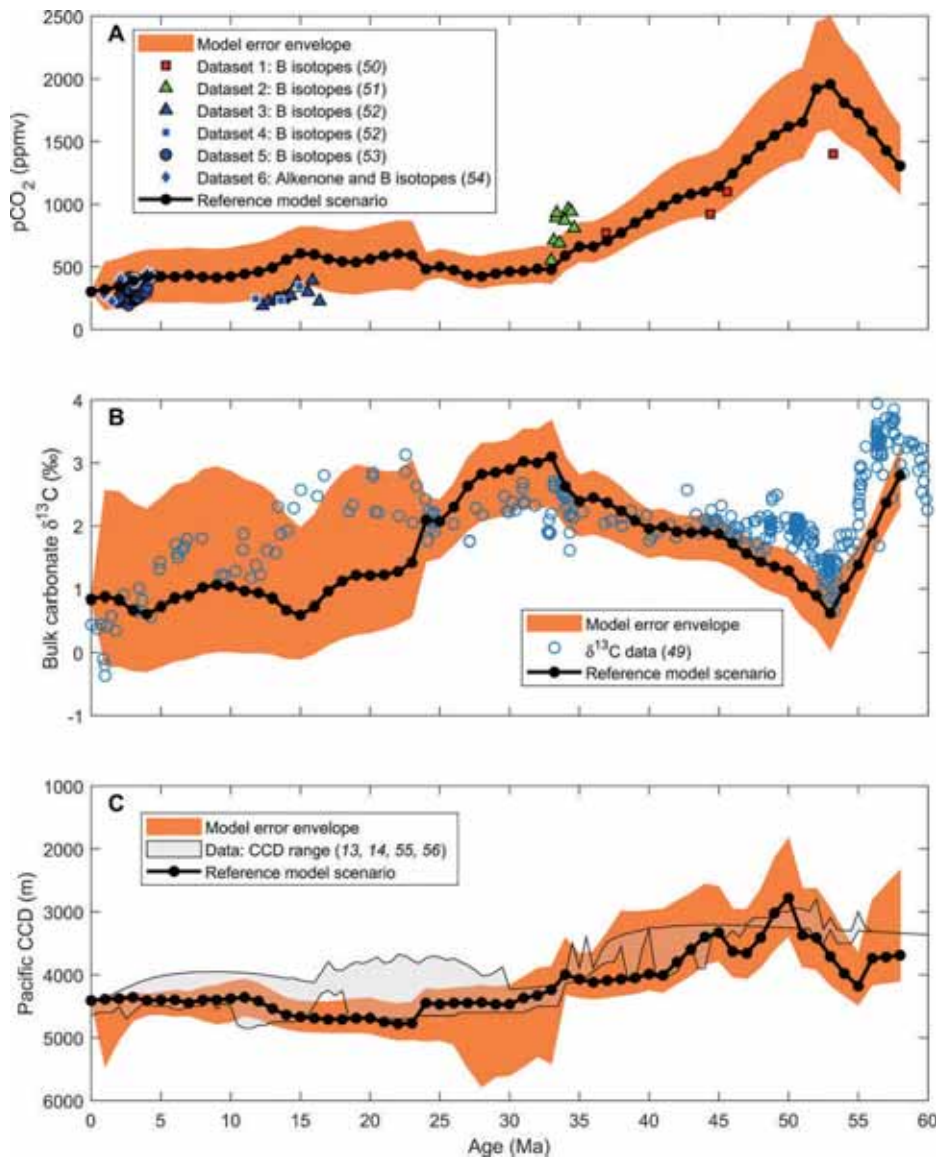


图 3 综合模拟结果与地质记录对比 (Komar and Zeebe, 2021)

【致谢：感谢孙继敏研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Beerling D J, Royer D L, Convergent cenozoic CO₂ history[J]. *Nature Geosciences*, 2011, 4: 418–420.
- Delaney M L, Filippelli G M, An apparent contradiction in the role of phosphorus in Cenozoic chemical mass balances for the world ocean[J]. *Paleoceanography*, 1994, 9: 513–527.
- Komar N, Zeebe R E. Reconciling atmospheric CO₂, weathering, and calcite compensation depth across



the Cenozoic[J]. *Science Advances*, 2021,7: eabd4876. (原文链接)

Kump L R, Arthur M A. Tectonic Uplift and Climate Change[M]. Springer, 1997: 399-426.

Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359(6391): 117-122.

Willenbring J K, von Blanckenburg F. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling[J]. *Nature*, 2010, 465(7295): 211-214.

Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. *Science*, 2001, 292(5517): 686-693.

(撰稿：陈祚伶 / 新生代室)



NC: 火山活动触发古新世 / 始新世碳释放的正反馈

古新世 - 始新世极热事件 (PETM; ~56 Ma) 发生在早新生代长期增温背景下, 为一历时极端短暂的快速增温和大规模海洋底栖生物灭绝事件。在地质记录上, 该事件主要表现为大幅度的碳同位素负漂和显著的碳酸盐补偿深度 (CCD) 变浅。这些观测事实说明该事件是由巨量轻碳快速注入到海 - 气系统而引起。然而, 关于巨量轻碳的来源及释放机制, 目前学术界存在很大争议。潜在的碳源包括海底天然气水合物、泥炭燃烧、冻土分解、热变质成因甲烷和地幔去气 (McInerney and Wing, 2011)。一个核心问题是什么原因诱

发了巨量轻碳的释放? 部分学者提出晚古新世北大西洋火山岩省的剧烈活动是巨量轻碳释放的“触发器” (trigger), 但由于年代数据的稀少, 且精度较低, 火山活动与轻碳释放的关系并不明确。

大规模的火山活动会释放大量的 Hg, 这些火山来源的 Hg 在年际尺度以有机物吸附的方式被保存在沉积物中。因此, 通过测定沉积物中 Hg 的含量, 可以揭示地质历史时期的火山活动强度。近期, 英国埃克塞特大学 Kender 教授及合作者对北海 (North Sea) 盆地 (图 1) 两个钻孔岩心 (22/10a-4 和 E-8X) 进行高分辨率的碳同位

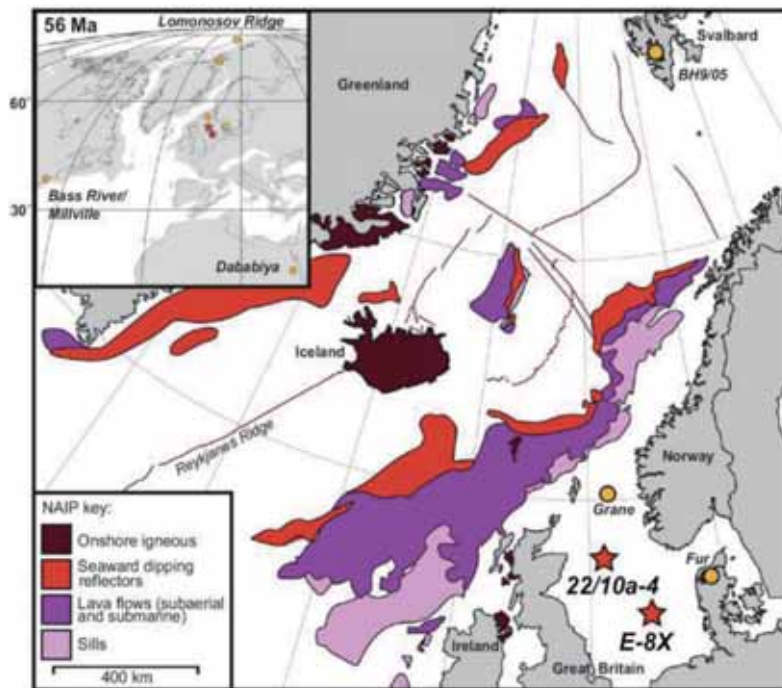


图 1 北大西洋火山岩省和钻孔位置图 (Kender et al., 2021)



素组成和 Hg 含量分析, 详细梳理了 PETM 时期火山活动同碳释放之间的耦合关系, 相关成果发表于 *Nature Communication*。Kender 等人发现, 经有机碳 (TOC) 标准化后的 Hg 含量 (Hg/TOC) 呈现出两个显著特征 (图 2): (1) 碳同位素负漂开始阶段, Hg/TOC 值剧烈波动, 整体上显著高于事件发生前的背景值; (2) 距离北大西洋火成岩省越远, 沉积物中 Hg/TOC 值波动幅度和频率逐渐递减。这些观测事实证明沉积物中 Hg 的异常富集主要来源于北大西洋火山岩省的剧烈活动, 且火山喷发发生在海底。

为了进一步厘清火山活动和碳排放之间的关系, Kender 教授团队对 E-8X 钻孔进行了高分辨率碳同位素分析, 结果显示碳同位素负漂分两步实现, 每一步负漂的幅度接近 2‰ (图 3)。对比 Hg 数据, 碳同位素负漂第一阶段 (图 3, CIE step 1) 与大幅度的 Hg/TOC 异常富集同步, 说明这一阶段北大西洋火山岩省活动剧烈, 火山去气或岩浆侵入到富含有机质的沉积物中导致热变质成因甲烷的释放, 是该阶段轻碳的主

要来源; 碳同位素负漂第二阶段 (图 3, CIE step 2), Hg/TOC 相对背景值并未发生明显的变化, 说明该阶段火山活动相对较弱, 气候系统内在的反馈过程可能诱发了天然气水合物和冻土有机碳的热分解, 导致这一阶段的同位素负漂。

Armstrong McKay and Lenton(2018) 曾对早新生代海洋碳氧同位素进行系统的集成分析, 发现随着晚古新世长期持续的缓慢增温, 碳循环系统“韧性”逐渐减弱, 也就是碳循环系统不稳定性增加, 对外在扰动的敏感性增强, 容易突破系统的临界点 (tipping point)。PETM 时期温度集成数据表明, 碳同位素负漂发生之前, 全球存在一个持续的增温过程 (Frieling et al., 2019)。基于前人的这些研究成果, Kender 教授团队结合最新的 Hg 含量数据, 提出北大西洋火山岩省的剧烈活动, 向大气中注入大量 CO₂, 通过温室驱动导致全球范围的持续升温, 使得碳循环系统不稳定性增加, 最终突破系统临界点, 诱发巨量还原性碳库 (天然气水合物、冻土) 分解释放, 导致快速

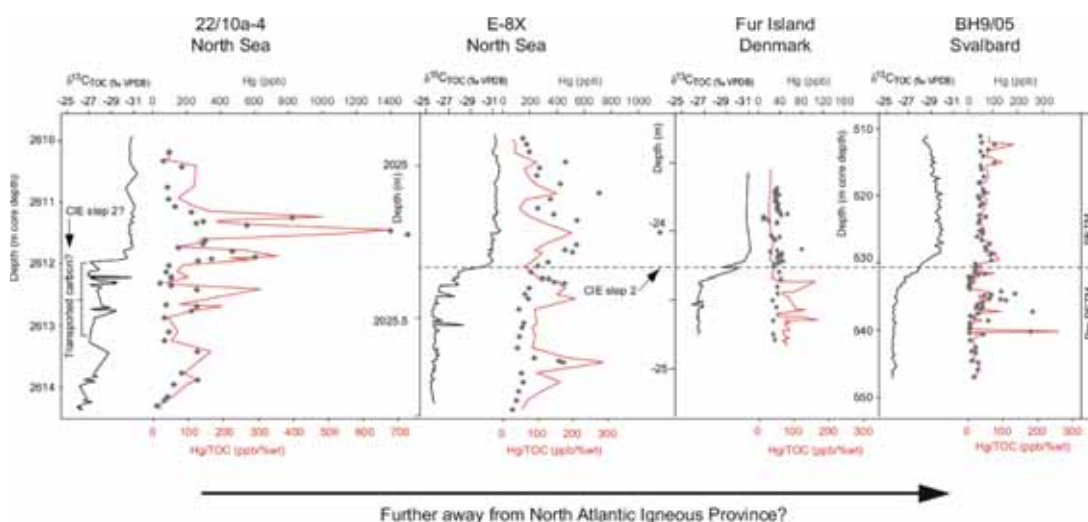


图 2 PETM 负漂期不同研究点 Hg 和 Hg/TOC 数据 (Kender et al., 2021)

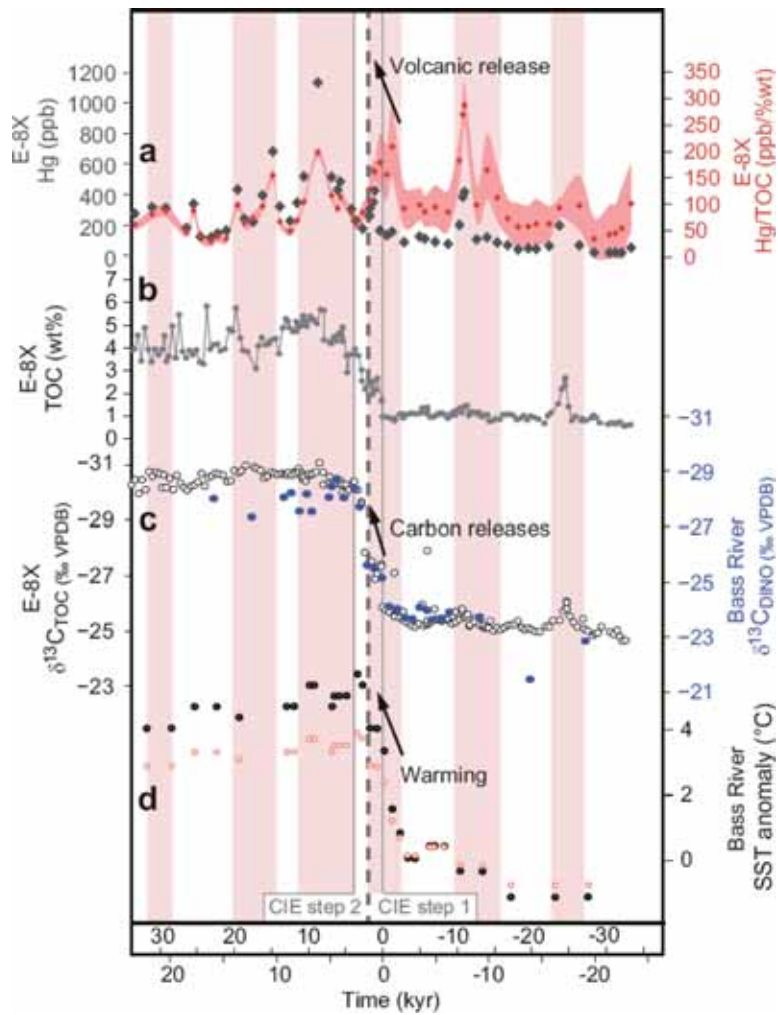


图 3 PETM 触发期火山活动、碳排放和温度记录 (Kender et al., 2021)

增温，开启轻碳分解释放 - 增温的正反馈过程。

这一认识具有重要的现实意义。当前人类活动正以燃烧化石燃料等方式向大气中注入大量的 CO_2 ，其排放过程与 PETM 时期碳排放非常相似，但排放速率比 PETM

时期碳排放速率高一个数量级。由于人类排放导致温室气体浓度的快速增加，全球气候系统通过辐射强迫将具有远快于 PETM 时期的增温潜力，很可能诱发海底天然气水合物等还原碳库的大量分解，形成正反馈，加剧全球变暖。

主要参考文献

Armstrong McKay D I, Lenton T M. Reduced carbon cycle resilience across the Palaeocene–Eocene



Thermal Maximum[J]. *Climate of the Past*, 2018, 14(10): 1515-1527.

Frieling J, Peterse F, Lunt D J, et al. Widespread warming before and elevated barium burial during the Paleocene Eocene Thermal Maximum: Evidence for methane hydrate release?[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2019, 34(4): 546-566.

Kender S, Bogus K, Pedersen G K, et al. Paleocene/Eocene carbon feedbacks triggered by volcanic activity[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 5186. (原文链接)

McInerney F A, Wing S L. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2011, 39: 489-516.

(撰稿：陈祚伶 / 新生代室)



Science: 温度对海洋弱光带碳循环和生物演化的控制

“生物碳泵”（BCP）是指表层海水生成的颗粒有机碳（POC）通过沉降转移到深海的过程，此过程对全球碳循环及海洋生物循环有重要的影响，备受学者关注。由于生物的光合作用和呼吸作用都受温度控制，研究认为 BCP 对温度变化也非常敏感。近期发表在 *Science* 的一项研究，聚焦于距今 15 Ma 以来全球变冷的过程，应用数值模拟方法研究了全球海洋碳和营养物质的循环速率，发现 BCP 效率会随着全球海洋变冷而逐渐增加，文章将之归因于温控细菌呼吸作用速率减缓，对深部水体更多的食物供给促进了深海生物环境体系的发展，也触发了深海浮游生物演化及半远洋（中深海）弱光带生态系统的扩展。

温度对于全球碳循环起到了举足轻重的作用，这是由于生物的新陈代谢速率与温度关系密切。其中，呼吸作用比光合作用对温度的响应更敏感和显著，当全球温度升高时，理论上应该有更多的有机碳通过较强的呼吸作用被转化为 CO_2 ，从而潜在地对全球平均气温变化造成正反馈作用。另一方面，海洋“生物碳泵”（Biological carbon pump-BCP）也是全球碳循环重要一环，其中，光合作用在海洋表层固碳并以沉降颗粒有机碳（Particulate organic carbon-POC）转移到水柱中。下沉过程中，细菌呼吸作用可以将部分 POC 降解（再矿化），因此只有一部分残留有机质埋藏进入海洋沉积物。BCP 的强度（海洋透光层之下的

POC 沉降流通量）和转移效率（进入透光层之下的 POC 所占总通量的比例）共同决定了多少碳可以被转移到半深海或深海。而控制 BCP 转移效率的一个重要因素就是对 POC 的降解速率，当降解速率较快时，从表层海水转移到半深海的弱光带（200-1000m）或深海的碳则会大大减少 (Kwon et al., 2009 ; Martin et al., 2020)。

为了研究长时间尺度条件下温度如何通过 BCP 影响碳循环作用，英国加的夫大学的 Boscolo-Galazzo et al. (2021) 对中新世中期（约 15 Ma）至今的生物碳泵效应进行了研究。在该时间段内，已知全球平均表层海水和深部海水温度下降了 4°C - 6°C (图 1 ; Zhang et al., 2014)。有孔虫是钙化的异养生物，广泛生活在从海水表面混合层到温跃层和亚温跃层中等水域的一系列深度的海水中。有孔虫的壳堆积在海底，保留了它们生长所在深度的水柱环境条件信息的地球化学信号。因此，团队采集了生活在不同纬度和

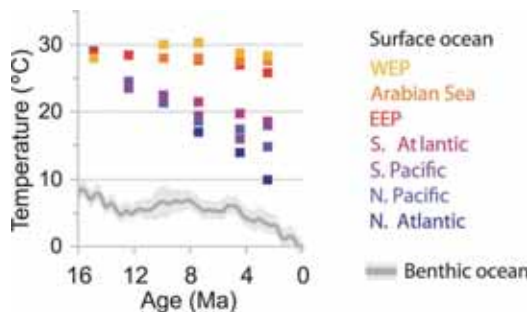


图 1 过去 15Ma 全球表层和深部海水温度变化趋势的整合数据 (Boscolo-Galazzo et al., 2021)



深度的浮游有孔虫化石（图2），在约束种属、有孔虫生态特性的基础上，分析了壳体原生 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和 Mg/Ca 比值。

通过校正，有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 不仅反映出了近 15 Ma 全球海水降温趋势，还响应了随着深度加深海水温度降低的现象（图2）；而壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 则可以反映出海水中不同深度溶解无机碳的同位素特征。研究人员将古地理数据以及海洋循环最优化特征输入 cGENIE 地球系统模型，并添加了全新的“温控模型”模块（temperature-dependent model configuration- “Tdep”），将表层和深部海水中生物呼吸作用吸收营养受温度改变的过程纳入模型，新模型显示了自 15 Ma 至今，伴随着全球海洋变冷，POC 逐渐降低，但是转移效率增长了三倍，综合加权后发现：气候变冷反而使 BCP 的效率大大提升。

为了研究生物新陈代谢速率对海洋碳循环的影响，研究者计算了不同水深生活的浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 与海水深度关系的斜

率（图3A）。同时，将深度— $\delta^{13}\text{C}$ 斜率与 cGENIE 模型含 Tdep 模块和不含 Tdep 的标准模式进行对比，并可以看到含 Tdep 模块和不含两套结果斜率趋势截然相反（图3B）。这是因为不含 Tdep 的 cGENIE 模型中，气候变冷导致的海洋循环加速作用可以增加 POC 的输出（图3B 中的蓝色虚线），而含 Tdep 的 cGENIE 模型中，表层海水中营养与碳循环速率的降低抵消了上述“非生物”因素，因此呈现了截然相反的斜率结果（图3B 中的红色虚线）。

海洋中大多数浮游有孔虫生活在表层海水或温度跃层附近，这里光照和食物供给充足，而一些生活在深海的有孔虫靠沉降下来的植物碎屑或捕食一些远洋生物为生。研究发现，伴随着海洋温度降低，深海有孔虫栖息深度随之逐渐加深，一些甚至从透光带（< 200 m 水深）逐渐迁入半透光带（200-1000 m 水深；图4）。根据模型结果，自 15 Ma 以来，全球 POC 降解速

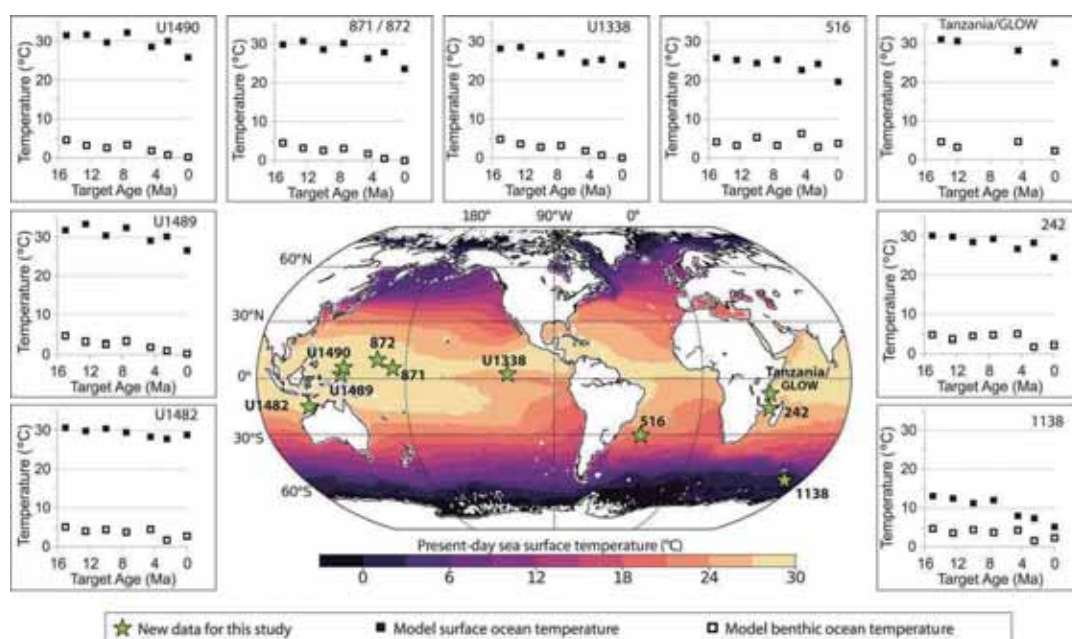


图2 样品采集点及各点模型计算得到的温度结果 (Boscolo-Galazzo et al., 2021)

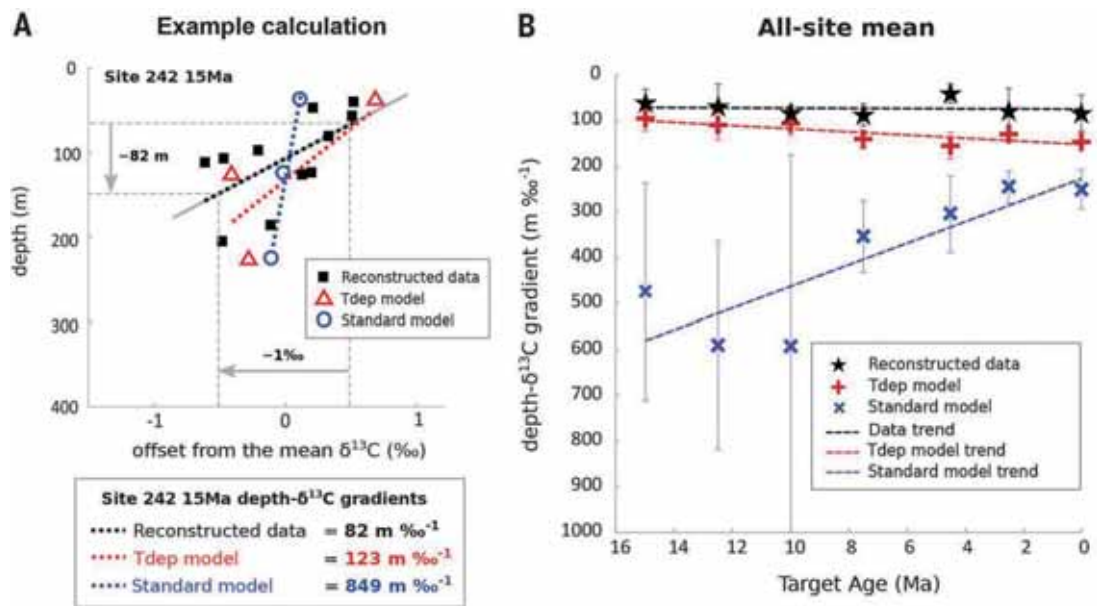


图 3 对比不同参数环境下的模型得到的 ^{13}C 与海水深度关系的斜率 (Boscolo-Galazzo et al., 2021)

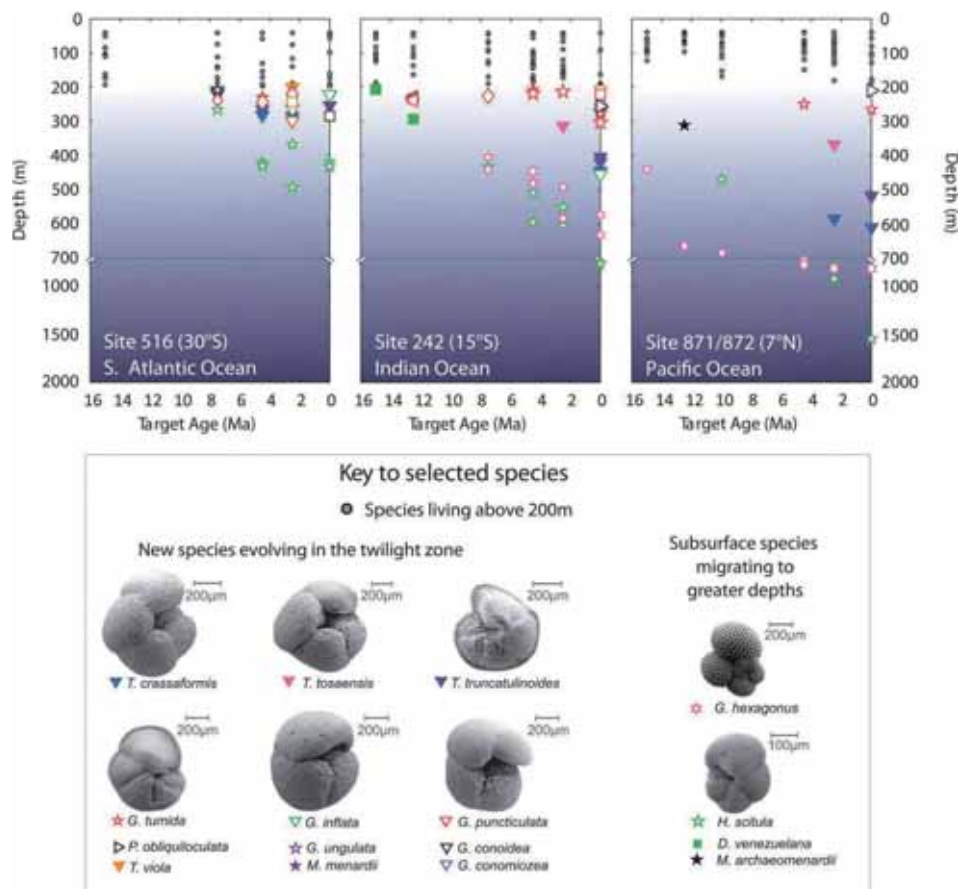


图 4 最近 15 Ma 浮游有孔虫栖息深度的逐渐扩张 (Boscolo-Galazzo et al., 2021)



率降低，这导致了可直接供给深海生物营养的沉降 POC 量更大，从而也使得最小含氧带（oxygen minimum zones-OMZ）加深，也使得 OMZ 内氧气含量有所提升，这些都有利于需氧生物的呼吸作用（图 5）。

本研究显示过去 15 Ma 里，通过 BCP 作用进入海底的有机碳相对含量逐渐增加，可用食物增加，促进了深海浮游生物生境的发育和生物的繁盛（大约 2 倍生物量增加）和演化辐射。但这弱光带生态系统是脆弱的，人类活动导致温室气体大量排放导致全球气温也可能会降低其生物碳泵的转化

效率。研究提供了全球数据，验证了海洋生态体系对于温度响应的变化，为研究生态环境、生物地球化学循环与气候乃至人类活动的关系提供了参考和依据。

备注：cGENIE 是一个由广泛的地球系统模块（如大气、冰川、海洋、生物等）构成，用于跨千年尺度进行的模型，用于研究全球尺度下过去地球中各个系统对各种重要变化的响应，下载地址：https://www.ercim.eu/publication/Ercim_News/enw61/price.html

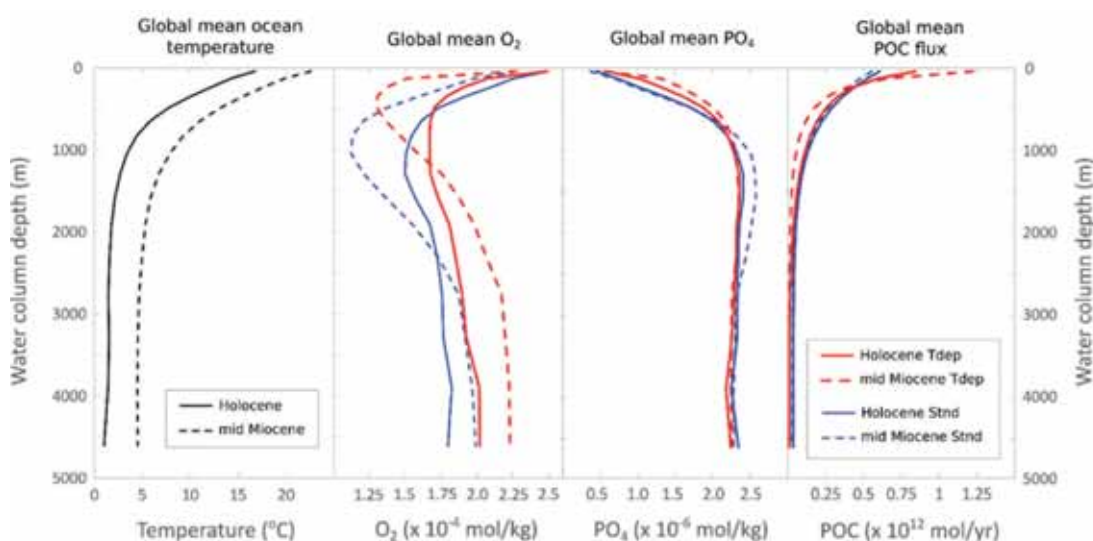


图 5 全新世及中新世（15 Ma）的模型参数随海水深度变化的对比（模拟全球海洋平均温度，溶解氧，磷酸盐及 POC 通量）（见 Boscolo-Galazzo et al., 2021 附件）

主要参考文献

- Boscolo-Galazzo F, Crichton K A, Ridgwell A, et al. Temperature controls carbon cycling and biological evolution in the ocean twilight zone[J]. *Science*, 2021, 371(6534): 1148-1152. (原文链接)
- Buesseler K O, Boyd P W, Black E E, et al. Metrics that matter for assessing the ocean biological carbon pump[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(18): 9679-9687.
- Kwon E Y, Primeau F, Sarmiento J L. The impact of remineralization depth on the air-sea carbon



balance[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(9): 630-635.

Martin A, Boyd P, Buesseler K, et al. The oceans' twilight zone must be studied now, before it is too late[J]. *Nature*, 2020, 580:26-28.

Zhang Y G, Pagani M, Liu Z. A 12-million-year temperature history of the tropical Pacific Ocean[J]. *Science*, 2014, 344(6179): 84-87.

(撰稿：刘牧，陈代钊 / 新生代室)



NC: 现代层化湖泊含铁沉积物中有机质的矿化作用

地质历史时期有机质的矿化（有机质转化为二氧化碳或甲烷等）一定程度上控制了温室气体的含量变化 (Keil et al., 2011)。现代海洋沉积物中，有机质可通过与氧气或硫酸盐直接反应进行矿化，同时产甲烷菌也可利用有机质产生甲烷。由于现代海水中的硫酸根浓度高，可与沉积物中生成的甲烷反应，因而通过沉积物矿化进入到上部水体甚至于大气中的甲烷含量基本可以忽略 (Knittel and Boetius, 2009)。与现代整体氧化的海洋相比，前寒武纪海水尤其是下部海水缺氧富铁以及含有较低的硫酸根浓度，不仅有利于有机质的埋藏保存，也会造成大量富铁沉积物（如条带状铁建造）的形成。此外，大量实验和沉积物实例（淡水和湿地沉积物）证明 (Roden and Wetzel, 2003)，有机质的矿化作用在富铁沉积物中可能主要为有机质与三价铁的氢氧化物或氧化物的反应，生成二氧化碳等。然而，此结论却并未在前寒武纪海洋富铁沉积物得到证实，这极大影响了我们对前寒武纪碳和铁表生循环的理解。

为此，德国地球科学研究中心 André Friese 等人选择了印度尼西亚 Towuti 湖富铁沉积物进行了研究，力图直接获得有机质矿化的途径和速率 (Friese et al., 2021)。由于 Towuti 湖上部氧化，下部富铁低硫，与前寒武纪海洋相似，因而可为前寒武纪海洋沉积物有机质的矿化作用提供指示信息。

他们首先采取不同的溶液逐步提取沉

积物中的铁组分，来全面了解沉积物铁的赋存形式和价态（图 1）。其中，0.5 N 盐酸 (Fe_{HCl}) 可用来提取无定形或结晶不好的三价铁的氢氧化物（如水铁矿）及其吸收的二价铁、菱铁矿和绿锈，但这一部分中并未发现三价铁，主要为二价铁，说明这类三价铁的氢氧化物及其类似物可能在水体中或沉积物最上层已经发生了还原作用变成了二价铁；醋酸钠溶液 (Fe_{aca}) 可用来提取结晶的碳酸盐（如菱铁矿），发现孔隙水中二价铁和无机碳的含量存在协同变化，说明含铁碳酸盐矿物形成于成岩孔隙水中；连二亚硫酸钠 (Fe_{dith}) 溶液可用来提取针铁矿、赤铁矿、磁铁矿和少量三价铁的粘土矿物，发现这部分铁在沉积物中含量最高，其中三价铁矿物主要为针铁矿；草酸铵 (Fe_{oxa}) 溶液可提取磁铁矿可供反应的铁。

在此基础上，根据孔隙水二价铁的含量和硫酸根浓度等分别计算获得了三价铁和硫酸盐的还原速率（图 2），但这两种作用在有机质的降解过程中贡献都较小。另外，根据孔隙水甲烷的含量和碳同位素特征等计算获得了产甲烷作用的速率（图 3），说明产甲烷作用在有机质的降解过程中起到了主导作用，其次才是铁还原和硫酸盐还原作用。

综合来看，Towuti 湖富铁沉积物中有机质的矿化方式对前寒武纪海洋的铁和碳循环有启示性意义。Towuti 湖沉积物中三

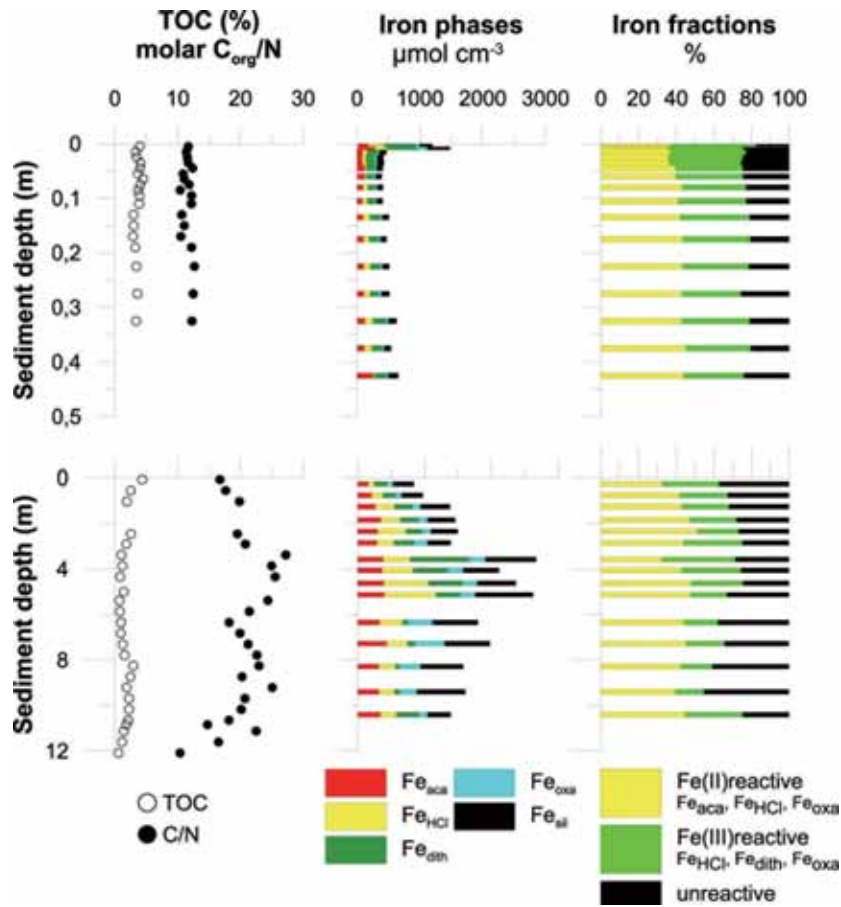


图 1 Towuti 湖中钻孔上部 12 米的沉积物特征 (Friese et al., 2021)。重力柱 ($< 0.4\text{ m}$) (上) 和钻孔 (12m) (下) 沉积物的有机质总含量和有机碳与氮 ($\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$) 的摩尔比 (左列)、逐步提取的铁组分 (中部) 以及各种铁组分所占的比例 (右列)。值得注意的是, 由于 Fe_{HCl} 中三价铁含量低于检测限, 因而可供反应的三价铁由 Fe_{dith} 和 Fe_{oxa} 两部分组成。

价铁矿物主要为结晶较差的针铁矿组成, 而前寒武纪中富铁沉积物如条带状铁建造经推测原始三价铁的氢氧化物应为无定形三价铁的氢氧化物。相比而言, 针铁矿可反应程度较低 (Schwertmann et al., 1985), 而无定形的三价铁的氢氧化物表面积大, 可反应程度高 (Roden, 2003), 因而前者在后期过程中可保持稳定, 不会被还原, 而后者在沉积-成岩过程中会发生还原, 形成一系列含二价铁的矿物相。考虑到前寒武纪海洋的高硅浓度会进一步阻碍无定形三价铁氧化物转化为结晶较差的三价铁氧化

物 (Jones et al., 2009), 可进一步推测前寒武纪沉积物中有机质的矿化应主要通过三价铁的还原作用进行, 这与前寒武纪沉积物中主要为二价铁的矿物一致。由于前寒武纪海洋普遍具有较低的硫酸根浓度, 因而通过 Towuti 湖富铁沉积物的研究可知, 前寒武纪大气中甲烷的含量变化可能与三价铁的氢氧化物的矿物结晶程度和活性有关。因此, 加强开展前寒武纪海洋中三价铁的氢氧化物沉淀的矿物学特征及其影响因素的研究对于理解大气甲烷含量的演变规律显得尤为必要。

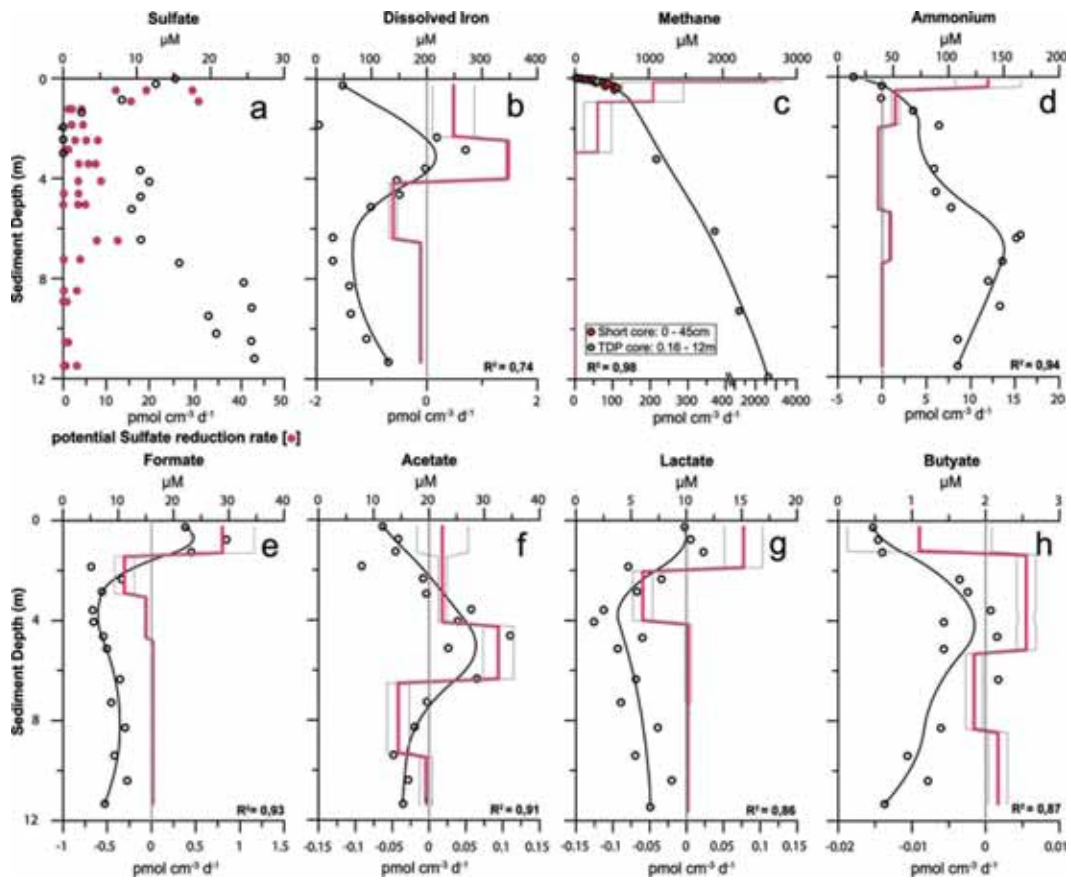


图 2 孔隙水的化学特征和有机质矿化中涉及到的反应物的通量 (Friese et al., 2021)。空心圆圈代表沉积物孔隙水的化学组成。黑色线代表拟合的浓度剖面, 其中 R^2 为拟合线的相关系数。橙色的实体线代表平均反应速率剖面, 灰色线代表该剖面的标准差。顶部 x 轴代表含量, 底部 x 轴代表反应速率。正值为净生产值; 负值为各个化合物的净消耗值。a 图中红色圆圈代表的每个硫酸盐的还原速率通过放射性示踪发酵实验测定。硫酸盐 (a) 和三价铁 (b) 的还原速率明显小于甲烷产生的速率 (c)。铵基 (d) 和不同的挥发性脂肪酸 (e-h) 的净生产值说明有足量的沉积有机质促进异化的微生物活动

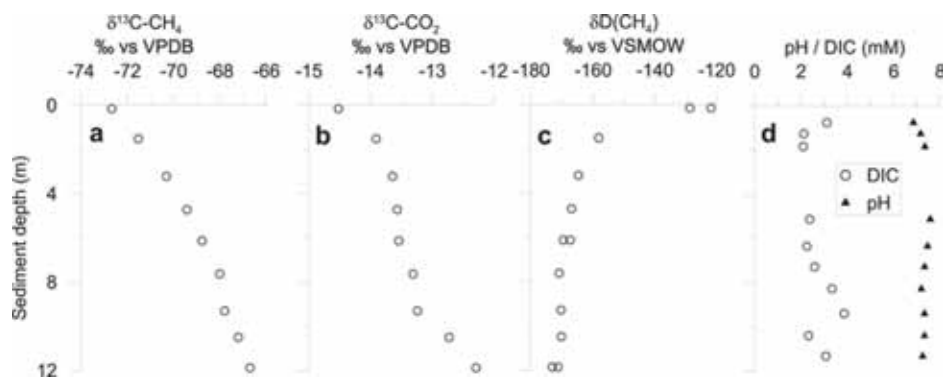


图 3 Towuti 湖沉积物中孔隙水溶解的甲烷和二氧化碳的碳同位素组成以及孔隙水的酸碱度 (pH) 值和无机碳的含量 (Friese et al., 2021)。(a) 甲烷的碳同位素组成 ;(b) 二氧化碳的碳同位素组成 ;(c) 甲烷的氘组成 ;(d) 孔隙水 pH 值和无机碳含量

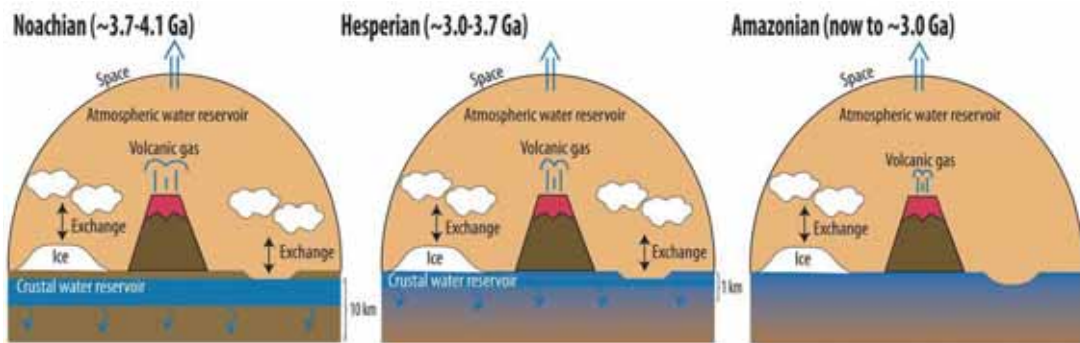


主要参考文献

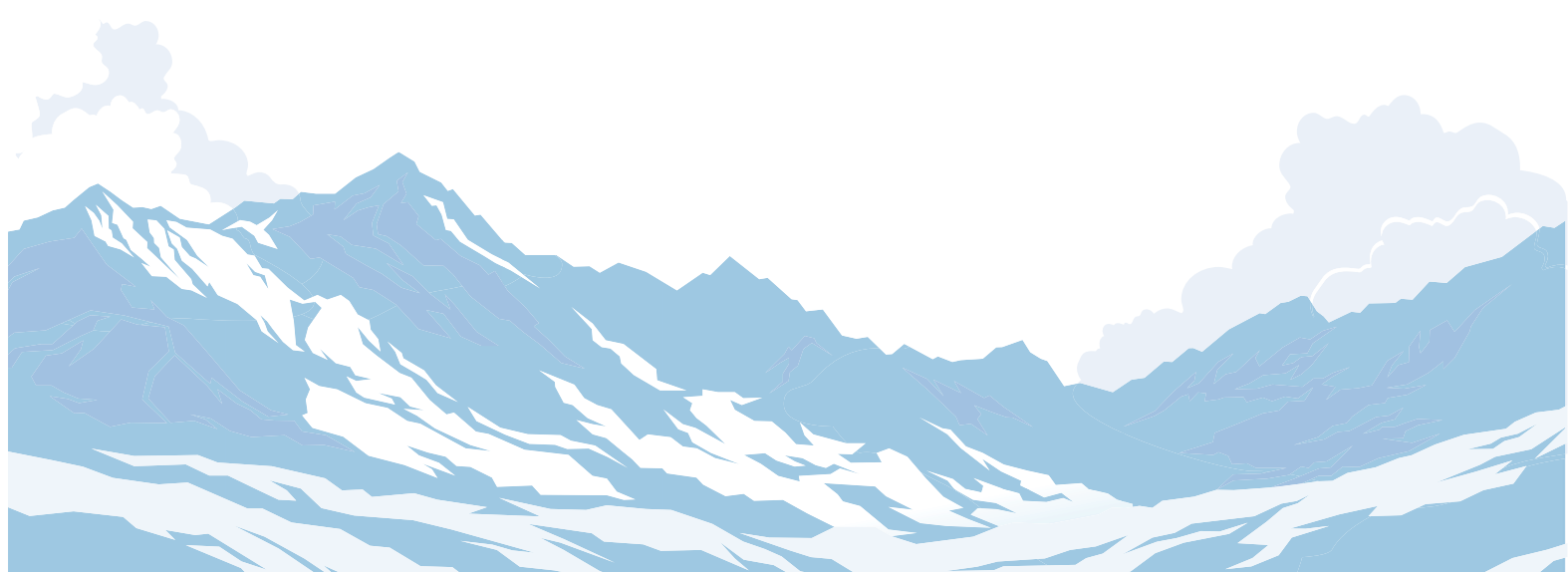
- Friese A, Bauer K, Glombitza C, et al. Organic matter mineralization in modern and ancient ferruginous sediments[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 2216. (原文链接)
- Jones A M, Collins R N, Rose J, et al. The effect of silica and natural organic matter on the Fe(II)-catalysed transformation and reactivity of Fe(III) minerals[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73: 4409-4422.
- Keil R G. Terrestrial influences on carbon burial at sea[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2011, 108: 9729-9730.
- Knittel K, Boetius A. Anaerobic oxidation of methane: progress with an unknown process[J]. *Annual Review of Microbiology*, 2009, 63: 311-334.
- Roden E E, Wetzel R G. Competition between Fe (III)-reducing and methanogenic bacteria for acetate in iron-rich freshwater sediments[J]. *Microbial Ecology*, 2003, 45: 252-258.
- Roden E E. Fe(III) oxide reactivity toward biological versus chemical reduction[J]. *Environmental Science & Technology*, 2003, 37: 1319-1324.
- Schwertmann U, Cambier P, Murad E. Properties of Goethites of varying crystallinity[J]. *Clays and Clay Minerals*, 1985, 33: 369-378.

(撰稿: 王长乐 / 矿产室)

5. 行星科学



(Scheller et al., 2021, Science)





Nature: 中国发现世界级天文和行星光学台址——冷湖

地基光学观测一直是天文学和行星科学不可或缺的重要探测手段。从1609年伽利略首次将自制的光学望远镜对准星空开始，天文和行星光学望远镜的口径从几厘米提升到了10米量级，我们将行星看得更加清晰，也能看到更深远的宇宙。但地基光学观测受到了我们头顶大气层的影响。大气湍流严重干扰了光辐射的传输，降低了光学观测分辨率，对于红外光学观测，还受到水汽吸收的干扰。因此，大型光学望远镜几乎都集中在世界上少有的几个地方，譬如智利的阿塔卡玛沙漠、夏威夷的莫纳凯亚山、西班牙的加纳利群岛和南极的冰穹（Lawrence et al., 2004; Schöck et al., 2009; Ma et al., 2020），如图1所示。可以看到，已有的光学台址都分布在西半球，整个东半球是个巨大的空缺。

国际天文和行星科学界都寄希望在中国能找到世界级的光学台址，特别是在“世界屋脊”青藏高原上。

优良的光学台址的主要衡量指标包括：

（1）高质量晴夜数——决定了每年的可观测时间，使用全天空相机连续拍照，监测夜天空云含量。

（2）天空背景亮度——决定了可观测的最弱目标，使用天空质量监测仪（SQM：Sky Quality Meter）进行测量，并给出天顶方向极限星等。

（3）大气稳定程度——决定了观测图像的分辨率，使用差分像移监测器（DIMM：Differential Image Motion Monitor；Sarazin and Roddier, 1990）对恒星目标进行观测，计算星点弥散斑尺寸。

（4）位置、物流和基础设施条件——

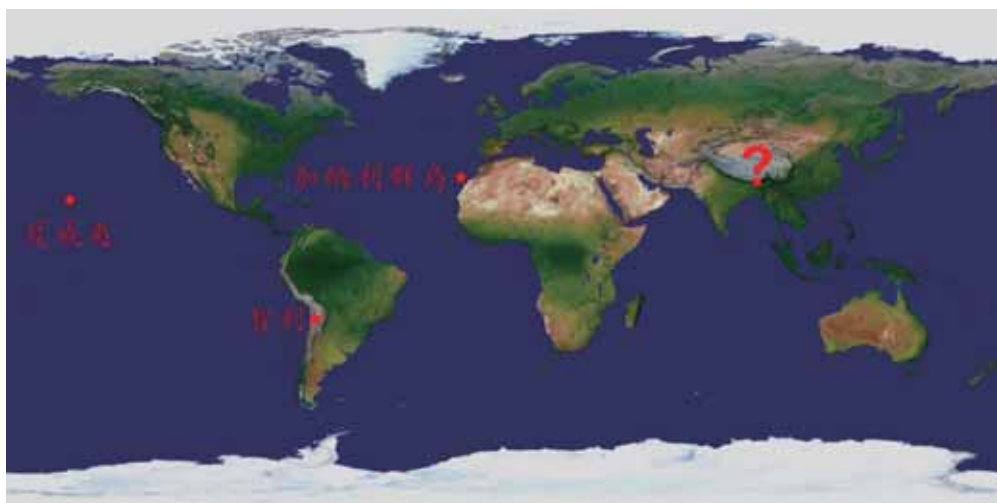


图1 世界主要天文台址分布图



决定了人员和大型设施能否到达，设备长期运维是否有保障。

(5) 暗夜星空的长期保护政策——决定了台址的长期高质量发展。

指标(1)和(5)限定了台址一般只能位于人烟稀少甚至无人区光污染少的地方，比如广袤的中国西部地区。青藏高原高海拔和人口稀少的优势，一直被国际和国内天文与行星科学界寄予厚望。中国天文界曾组织开展了西部选址项目，通过历史气象资料分析(日照、降水)和实地勘测等，初步发现了一些候选台址，如四川稻城、西藏阿里、新疆慕斯塔格等，但都存在不同程度的不足之处，如水汽含量、光污染、可到达性等(Stone, 2010; Feng et

al., 2020)。冷湖也很早进入了天文选址的视野，因为这里除了夜空晴朗和日照充沛之外，还具有比上述地区更优越的交通便利和区域安全。但冷湖地区位于柴达木盆地北缘，存在大面积的风蚀地貌，且毗邻塔克拉玛干沙漠，对风沙的担忧使得前人将这个地区排除在了潜在天文台址的队列之外。但是，这个结论是在没有人实际到达的时代预估的。

2017年底，冷湖行委为寻求经济发展转型，依托星空资源发展文旅，邀请国家天文台邓李才研究员赴冷湖考察，首次踏勘了位于冷湖东部的赛什腾山，壮美绚丽的星空令人震撼(图2，图3)。方圆百公里的无人区，使得这里几乎无光污染，非

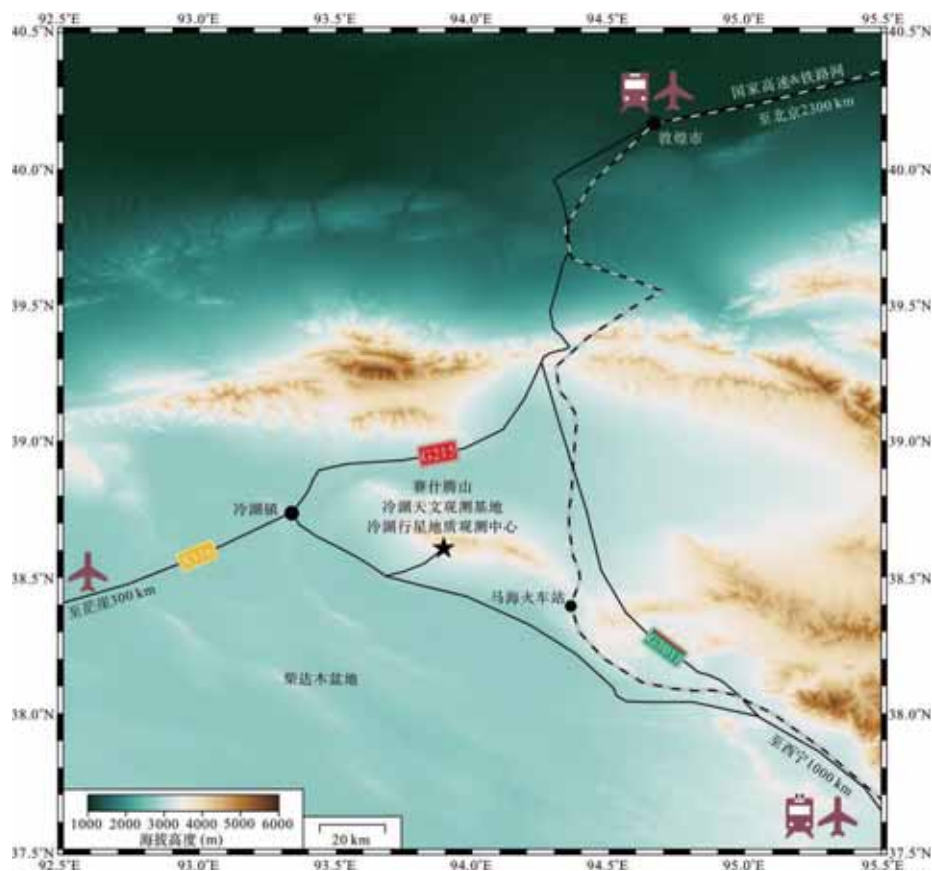


图2 冷湖天文观测基地地理位置



常适合建设天文台。

2018年，海西州政府决定由州财政支持，启动冷湖天文选址项目，对台址参数进行全方位监测。在道路未达到赛什腾山顶前，海西州政府为了保障选址顺利开展，投入巨资把基础数据测量需要的设备和建筑材料用直升机吊运上山，安装在4200米台址点。经过历时3年的连续监测，研究团队（国家天文台、紫金山天文台、西华师范大学和地质与地球物理研究所）获得了关于赛什腾山台址区域的各种参数，包括大气总视宁度、天光背景、晴夜数量、气象、大气湍流和可降水汽的大量数据，并将分析研究结果发表在 *Nature* (Deng et al., 2021)。

冷湖台址区域的优质晴夜时间（可开展精密光度测量）占比达70%，外加大约15%的部分有云的光谱观测时间，每年观测可用的时间达300天。夜间可降水汽柱密度在2毫米以下的时间占比优于美国的夏威夷天文台（54%），远优于智利和其它地区的大型光学天文台。对于光学观测而

言，大气视宁度无疑是最受关注的台址参数。赛什腾山4200米台址点的大气视宁度中位值0.75角秒（如图4），与夏威夷持平，优于智利和其它地区的大型光学天文台，包括青藏高原上其他的台址普查点。夜间台址点气温起伏（峰谷差）中位值仅为2.4摄氏度，这也意味着地面层的大气非常稳定。所有这些台址参数都证明冷湖赛什腾山是世界一流的光学台址，成为我国为全世界贡献的天文和行星科学的战略资源。

目前，已有若干光学望远镜与青海省地方政府签约落户。国家天文台、紫金山天文台、地质与地球物理研究所、中国科技大学、南京大学、西华师范大学的望远镜项目已经处于基础建设阶段。特别是地质与地球物理研究所冷湖行星地质观测中心口径分别为0.8米PAST望远镜和1.8米TINTIN望远镜（何飞等，2021），将分别在2021年9月和2023年初建成，成为我国首个地基行星光学观测中心和行星科学实习基地，有力支撑我国行星科学的科教融合发展。



图3 赛什腾首次踏勘实景，由24幅手机照片拼接（供图/国家天文台邓李才）

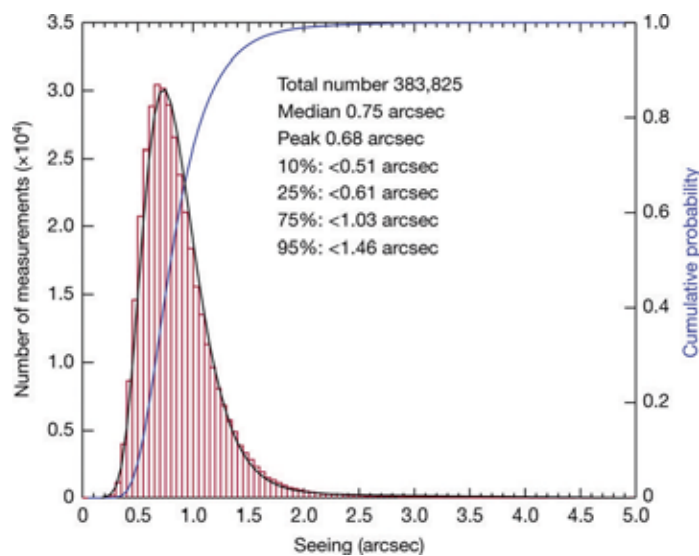


图4 冷湖台址大气视宁度统计直方图 (Deng et al., 2021)

主要参考文献

- 何飞, 尧中华, 魏勇. 冷湖行星光学遥感发展与展望 [J]. 地球与行星物理论评, 52(4): 361-372 (2021)
- Deng L, Yang F, Chen X, He F, *et al.* Lenghu on the Tibetan Plateau as an astronomical observing site[J]. *Nature*, 2021, 596:353-356. (原文链接)
- Feng L, Hao J X, Cao Z H, *et al.* Site testing campaign for the Large Optical/infrared Telescope of China: overview[J]. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 2020, 20(6): 80-94.
- Lawrence J S, Ashley M C B, Tokovinin A, *et al.* Exceptional astronomical seeing conditions above Dome C in Antarctica[J]. *Nature*, 2004, 431: 278-281.
- Ma B, Shang Z, Hu Y, *et al.* Night-time measurements of astronomical seeing at Dome A in Antarctica[J]. *Nature*, 2020, 583(7818): 771-774.
- Sarazin M, Roddier F. The ESO differential image motion monitor[J]. *Astronomy and Astrophysics*, 1990, 227: 294-300.
- Schöck M, Els S, Riddle R, *et al.* Thirty Meter Telescope site testing I: overview[J]. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 2009, 121(878): 384.
- Stone R. Astronomers hope their prize telescope isn't blinded by the light[J]. *Science*, 2010, 329 (5995):1002.

(撰稿: 何飞 / 地星室)



NP: 太阳耀斑辐射扰动磁层空间

太阳耀斑是一种最剧烈的太阳爆发现象。耀斑在短短一二十分钟内，可释放出几十亿颗百万吨级氢弹爆炸相当的能量，耀斑期间产生的 X 射线及极紫外辐射等不同波段辐射会出现不同程度的增强，造成电离层各高度的电子密度不同程度增加，从而使各种电离层产生突然扰动现象，影响高频无线电通信质量甚至使通信中断。近来的研究发现：X5 级以上强耀斑会加热中性大气，引起热层大气温度升高及密度增加 (Le et al., 2012, 2015)，增加低地球轨道航天器在轨运行的阻力，使得航天器消耗更多燃料以维持既定轨道，从而影响其工作寿命。

但迄今为止，所有的研究都认为太阳耀斑的影响主要集中在电离层与热层高度，对于更高的磁层几乎不会有任意的影响。

磁层位于电离层之上几千至几万公里高度的区域，被太阳风包围着，并受地球磁场和太阳风磁场的共同影响和控制。因太阳风粒子无法穿透地球磁层而直接进入地球空间，故一般将磁层视为地球抵御太阳风粒子“攻击”的屏障或铠甲。但是，当太阳风与地球磁层的磁场方向相反时，源自双方区域的磁力线会发生磁重联过程，即太阳风磁力线与地球磁力线相互连通，导致太阳风中的粒子直接传输至地球空间。那么，以增强辐射为主要特征的耀斑过程，除了直接影响地球电离层区域外，能否也像太阳风那样引起磁层区域的扰动呢？

为破解这一科学问题，山东大学刘晶教授团队针对 2017 年 9 月 6 日发生的 X9.3 级强耀斑 (如图 1)，联合多种观测数据开展了系统的分析 (Liu et al., 2021)。分析的观

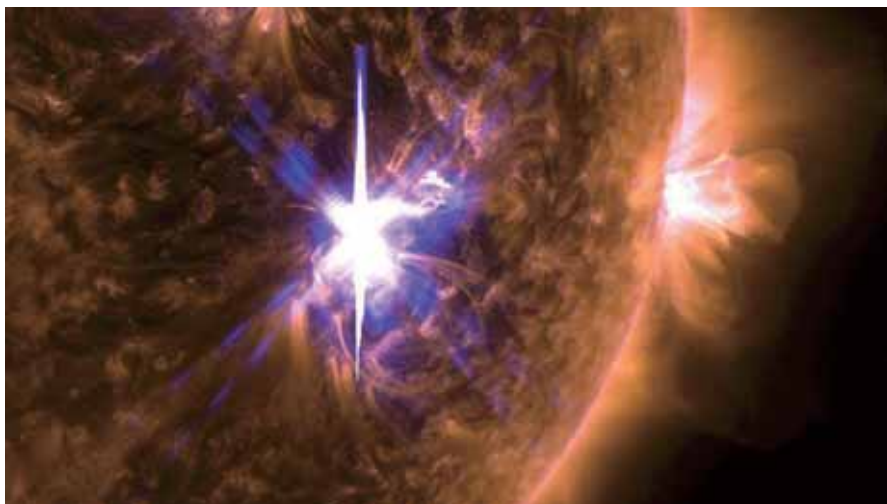


图 1 2017 年 9 月 6 日爆发的 X9.3 级太阳耀斑 (图片来源 :NASA/GSFC/SDO)



测数据包括全球卫星导航系统、欧洲非相干散射雷达网、覆盖南北极区的超级双极光雷达网、电离层卫星和月球轨道卫星等，将这些数据联合分析，便获得日侧太阳风-磁层相互作用、全球磁层-极区电离层大尺度对流、沿磁力线的场向电流和全球电离层电子密度等多参量（如图2）、多区域的对应参数分布。同时，他们还结合了大型数值模式：高时空分辨率磁层-电离层-热层理论模型（LTR）的数值模拟，再现了观测到的由耀斑触发的磁层-电离层耦合系统的变化，首次揭示了太阳耀斑对磁

层的影响。这是国际上首次发现并报道耀斑对磁层的影响。

刘晶等的研究表明，当耀斑发生时，突然增强的太阳辐射通量会引起电离层电导率的迅速增加，从而使太阳风“冲破”地球日侧“铠甲”进入地球空间变得更加困难，减弱了太阳风-磁层-电离层间的能量耦合效率，也减少了太阳风和磁层向地球高空大气注入的能量；此外，相应极区电离层电导率梯度的剧变（如图2所示）会影响到磁层等离子体的对流过程，使之重新分布（如图3所示），减弱了极区电离层

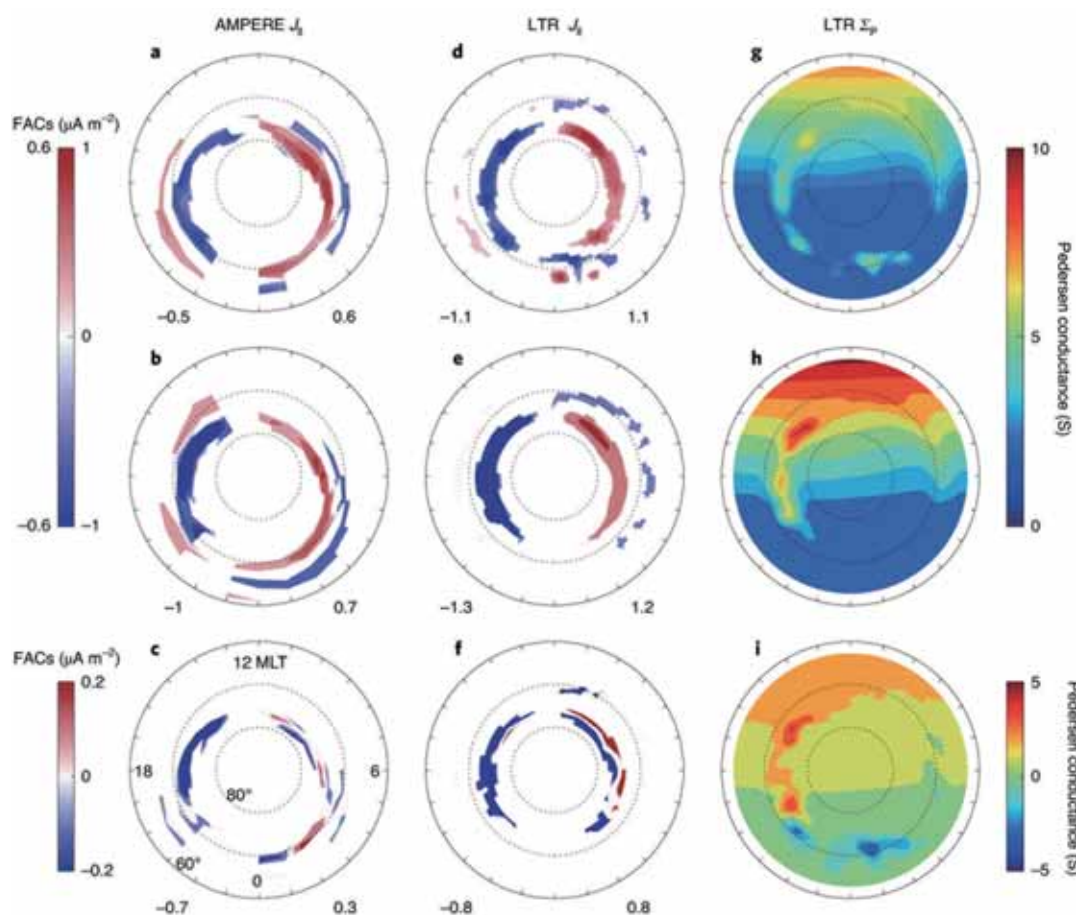


图2 太阳耀斑对极区场向电流影响的模拟结果。第一列是 AMPERE 观测的结果，第二列是 LTR 模拟的结果，第三列是 LTR 计算的 Pedersen 积分电导率。第一行是耀斑前的结果，第二行是耀斑峰值的结果，第三行是耀斑前后的差值（Liu et al., 2021）



电场，并调制极区电离层高能粒子的沉降过程。因此，该研究证实耀斑所产生的电离层效应可通过电动力学耦合扩展并影响到包括广袤磁层在内的整个地球空间区域，而不仅仅局限于先前认为的高层大气与电离层区域，这一研究发现更新了人们对太阳 - 磁层 - 电离层耦合过程的全局认识。

该发现有望改进现有的太阳风 - 磁层 - 电离层耦合模型，例如在模型中采用更高时间分辨率的时变太阳辐射光谱数据，提升模型诊断地球空间响应太阳瞬时辐射变化的能力，为预测包括磁层在内的整个地

球空间响应太阳瞬时辐射变化奠定了理论基础。此外，由于其它类地行星也广泛存在着类似的太阳 - 磁层 - 电离层耦合过程，该研究还为探索和理解太阳耀斑对其他行星的影响提供了新的线索。例如，研究耀斑对同样具有磁层的行星（如木星、金星和土星等）所产生的影响，有助于洞悉行星早期的大气演化，揭秘究竟是怎样的“幕后推手”影响其中生命出现的机会！这为科学家们研究行星空间环境与行星大气变迁和系外行星的宜居性研究提供了新的参考。

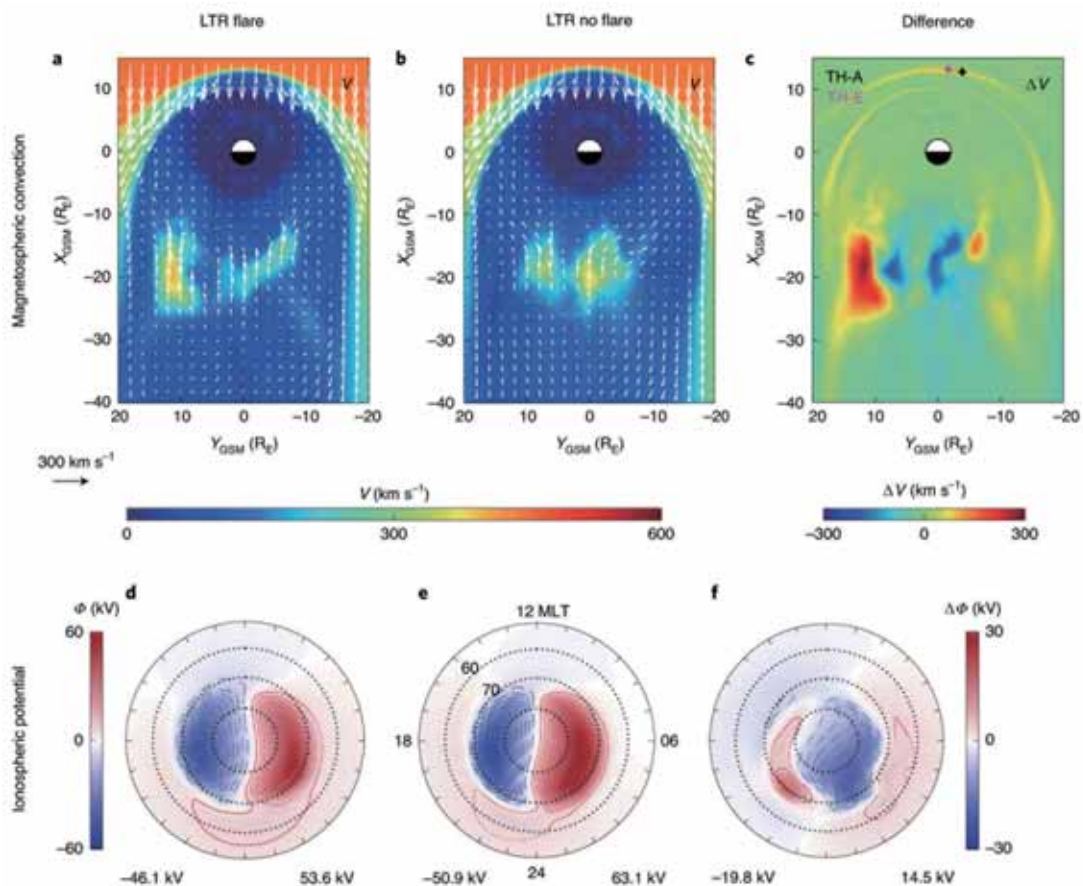


图 3 2017 年 9 月 6 日有无太阳耀斑效应情形下，磁层 - 电离层 - 热层理论模型 (LTR) 模拟的磁层赤道平面等离子体对流速度 (a-c) 和极区电离层电势分布图 (d-f)。箭头表示投影到赤道平面上的对流速度的方向和大小。(a、d) 有太阳耀斑效应的模拟结果；(b、e) 无太阳耀斑效应的模拟结果；(c、f) 有无耀斑效应的结果差异 (Liu et al., 2021)



主要参考文献

- Le H, Liu L, Wan W. An analysis of thermospheric density response to solar flares during 2001–2006[J]. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2012, 117(A3), 117: A03307.
- Le H, Ren Z, Liu L, et al. Global thermospheric disturbances induced by a solar flare: a modeling study[J]. *Earth, Planets and Space*, 2015, 67(1): 1-14.
- Liu J, Wang W, Qian L, et al. Solar flare effects in the Earth' s magnetosphere[J]. *Nature Physics*, 2021:10.1038/s41567-021-01203-5. ([原文链接](#))

(撰稿：乐会军 / 地星室，刘晶 / 山东大学)



PNAS: 金星的“板块构造”——全球尺度分块运动的岩石圈

金星是离地球最近的行星，大小和密度与地球十分相似，因而常被认为是地球的姊妹星，对金星的研究对于我们了解地球的早期历史以及类地行星的演化过程具有重要意义。目前人们对金星的观测还很匮乏，它的全球物理模型参数都是通过类比地球得到的。金星没有地球那样显著的板块漂移特征 (Phillips et al., 1981)，研究人员认为它可能存在停滞盖层 (stagnant-lid) 或周期性盖层 (episodic-lid) (Turcotte, 1993; Solomatov and Moresi, 1996)，在这两种构造模式下，金星可能在近 5-10 亿年间都处于全球统一的单一板块状态。虽然没有类似于地球的构造板块，但是金星表面仍存在着大量的构造变形特征，这些可能是低强度的下地壳受地幔对流作用的结果。

近日，来自北卡罗来纳大学行星科学研究团队的 Paul K. Byrne 等人利用麦哲伦飞船的合成孔径雷达成像数据和测高仪数据分析发现，金星表面低洼地区广泛分布着具有构造变形特征的块体。金星上的低洼区通常是由火山和沉积物填充所形成的平原，一般也被认为是金星最年轻的部分 (Ivanov and Head, 2011)。这些低洼区域常常被山脊带 (ridge belt) 或沟谷带 (groove belt) 所包围。作者将这些平原区用拉丁语命名为 “campus”，并且使用麦哲伦飞船的数据在金星表面识别出了 58 个 “campus”。

面积最大的平原区位于阿尔特米斯环

形山 (Artemis Corona) 的东北，可达 1700 × 1100 平方公里 (图 1)。从雷达影像上看，平原区周边发育水平剪切作用形成的线性构造。例如，在西南和东北侧的山脊带中，规模较小的断层汇入主挤压构造体系，这表明在平行于山脊带剪切作用发生的同时还存在块体的旋转，并且内部平原在形成后仍发生了变形 (图 1B)。在这个平原区中还存在雁列式 S 形山脊，这也与走滑断裂中受阻弯曲处形成的双冲构造极为类似 (图 1C 和图 1D)。

作者在金星表面识别出的 58 个平原区 (campus) 中，79% 的平原区的“海拔”不超出星球半径 (6051 km) 一公里，甚至有 57% 的平原区具有负的大地水准面高度 (图 2)。平原区周边的构造带中，除了存在挤压和伸展构造外，还常常发育有压扭和张扭形成的剪切构造。所以，作者提出这种全球性分布的、具有构造边界的平原区/低地代表了活动块体的表面。目前的研究还无法确定这种构造运动的发生时间，但根据构造叠加的相对关系，这些块体运动的时间应该发生在平原物质充填之后。

作者认为金星上的这种块体运动和地球上大陆内部的块体运动可以类比，例如中国西北部的塔里木盆地，同样也是地形上的低地，被造山带围绕，并经历了板块构造导致的大规模水平运动而到了现在的位置。但需要强调的是，金星的平原区和地球大陆内部块体运动的相似性主要体现

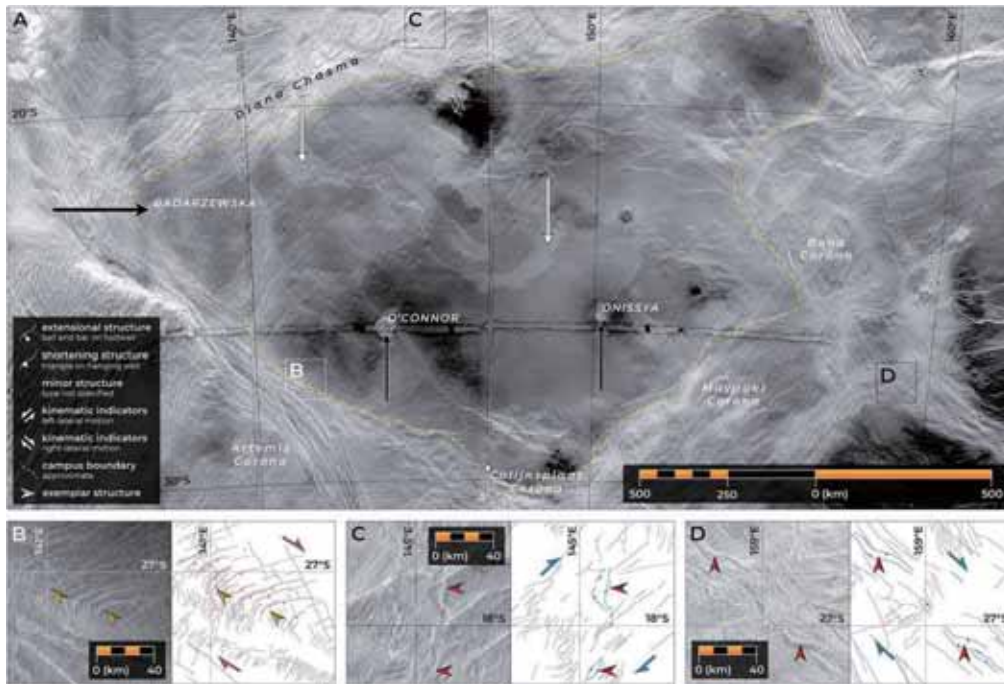


图 1 金星表面低洼地区中识别出的最大块体 (Byrne et al., 2021)。(A) 麦哲伦飞船对块体的雷达成像马赛克图。黄色的虚线勾勒出了平原区的大致轮廓；(B) 汇入平原区西南主沟谷带的伸展断层的雷达图像 (左) 和构造格架图 (右), 主体上为右旋走滑；(C) S 形的正地形为右旋压扭构造；(D) 另一处 S 形的正地形山脊, 也为右旋压扭构造产物, 但此处的走向与图 1C 不同

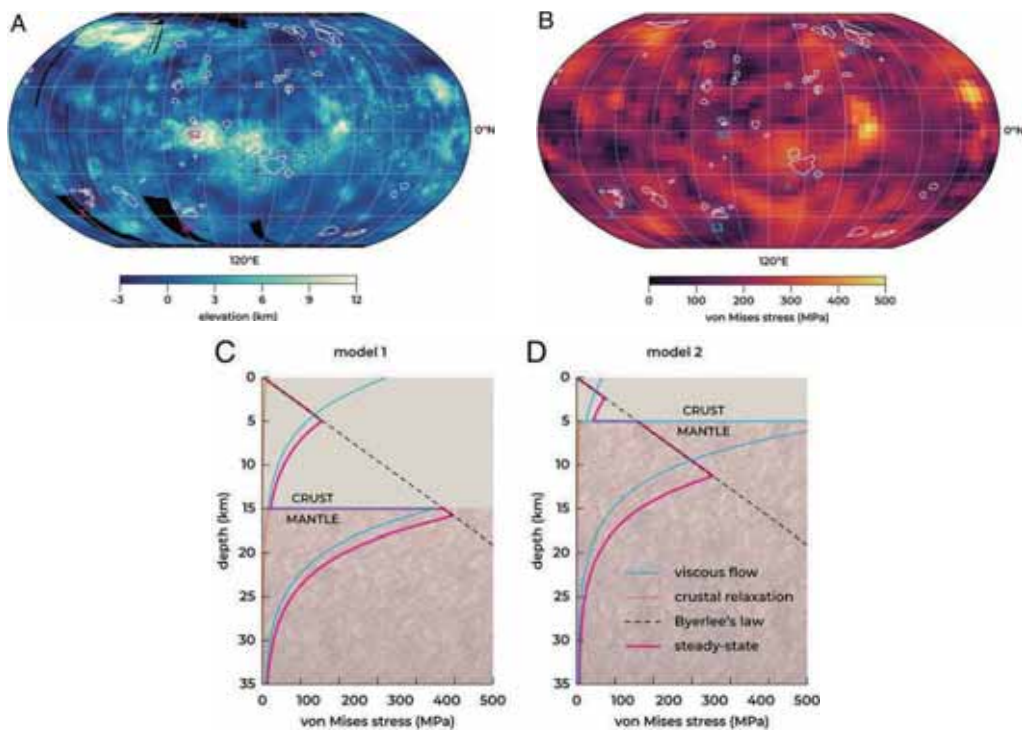


图 2 金星上的平原区 (Byrne et al., 2021)。(A) 地形图上的平原区的分布；(B) 冯米尔斯应力场分布图叠加上 campus 分布；(C、D) 对于地壳厚度为 15 km 和 5 km 的预测应力曲线



在强度上，而不是动力学过程或物质成分的相似。在地球上，地幔对流可以影响板块运动，并对板块中的应力场变化有所贡献 (Husson, 2012; Lund Sneek et al., 2020)。而金星上，大地水准面和地形的长波关系说明星球表面和内部有很强的耦合，所以金星的地幔运动会控制地表发生强烈的构造形变。

为了检验金星地幔活动产生的应力对金星表面地块的形成和运动的影响，作者利用粘性流模型计算了由金星地幔流场传递至岩石圈的应力大小，并将这一结果与观测到的水平运动相关的构造标志进行了对比。结果表明，对于粘滞流，冯米尔斯应力峰值超过了上地壳或上地幔的脆性强度，在地壳薄或热流低的区域尤为显著 (图 2C、图 2D)。这说明，金星地幔对流提供的应力足以驱动位于行星表面的变形和水平运动，但这种形变的速率和持续时间尚不清楚。

作者认为，他们的这一发现与前人认为金星处于 *stagnant-lid* 模式 (包括 *episodic-lid* 模式的平静时期) 的看法并不吻合。前人的这些假设认为，近地表的热

量通过岩石圈的热传导耗散是主导模式，也没有预测到表层的运动。此外，作者还认为，行星的全球热输运模式转换可以并可能发生过。这样，金星上的平原区就是金星曾经处于板块构造体制所留下的遗迹。如果能获得更多金星的数据，包括来自 EnVision 和 VERITAS 等未来金星探测计划的数据，将会有助于我们进一步研究金星的“板块构造”。

尽管还有许多问题没有解决，作者依然认为他们的发现为岩石圈运动概念的建立提供了重要的观测基础，相对于现代地球的活动盖层 (*mobile-lid*) 模式和水星、火星、月球的停滞盖层 (*stagnant-lid*) 模式，金星的构造模式位于两个端元模式之间；并且他们认为这一概念将有助于理解类地行星内外耦合的本质 (O' Rourke and Korenaga, 2012)。此外，在金星上观测到的这种分块运动的岩石圈与岩浆弱化盖层模型 (*plutonic-squishy lid*) (Lourenço et al., 2020) 更为吻合。因此，研究金星上的平原区可能为研究地球太古宙时期的构造演化过程提供新的思路。

主要参考文献

- Byrne P K, Ghail R C, Şengör A M C, et al. A globally fragmented and mobile lithosphere on Venus[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(26): e2025919118. ([原文链接](#))
- Husson L. Trench migration and upper plate strain over a convecting mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2012, 212: 32-43.
- Ivanov M A, Head J W. Global geological map of Venus[J]. *Planetary and Space Science*, 2011, 59(13): 1559-1600.
- Lourenço D L, Rozel A B, Ballmer M D, et al. Plutonic squishy lid: A new global tectonic regime generated by intrusive magmatism on earth like planets[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*,



2020, 21(4): e2019GC008756.

O' Rourke J G, Korenaga J. Terrestrial planet evolution in the stagnant-lid regime: size effects and the formation of self-destabilizing crust[J]. *Icarus*, 2012, 221(2): 1043-1060.

Phillips R J, Kaula W M, McGill G E, et al. Tectonics and evolution of Venus[J]. *Science*, 1981, 212(4497): 879-887.

Snee J E L, Zoback M D. Multiscale variations of the crustal stress field throughout North America[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-9.

Solomatov V S, Moresi L N. Stagnant lid convection on Venus[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1996, 101(E2): 4737-4753.

Turcotte D L. An episodic hypothesis for Venusian tectonics[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1993, 98(E9): 17061-17068.

(撰稿: 石振, 戎昭金 / 地星室, 褚杨 / 岩石圈室)



NG: FeO 的超高压相变及其对系外行星内部的启示

在过去数十年里，数以千计的系外行星被发现，其中包括许多比地球体积更大、内部温度压力更高的岩质系外行星。目前，大多数描述这些岩质系外行星内部成分的模型都是基于地球分层结构的缩放版本，即由硅酸盐为主的幔包围着铁核。虽然这些模型便于我们理解岩质系外行星的内部结构和组成，却忽略了大型岩质系外行星（比地球体积或质量大）中极端温度和压力条件所造成的物质属性变化。例如，Untertorn and Panero (2019) 认为，即便岩质系外行星的半径很可能被限制在小于 1.5 倍地球半径之内，其最大预期的核-幔边界压力和绝热温度仍可以达到 630 GPa 和 5000 K。这些极端高压和高温条件下系外行星内部物质的性质，实验数据仍然非常缺乏。

FeO 是岩质系外行星内部可能的重要组成部分。McCammon et al. (1983) 依据有限的实验数据提出，FeO 的高压相变可以阻碍其与 B1-MgO 形成固溶体。而新的实验表明，FeO 和 MgO 在高达 150 GPa 的地球地幔压力下可完全混溶，此时 (Mg Fe)O 为 B1 相，并且不经历任何结构变化 (Deng et al., 2017)。但是，在更高的压力和温度下，FeO 和 MgO 是否完全混溶，或者是否会发生类似 McCammon 等人早年提出的相分离呢？

带着这个问题，美国劳伦斯利弗莫尔国家实验室和普林斯顿大学地球科学

系等单位的学者，利用激光驱动动高压技术，结合原位纳秒 X 射线衍射技术，测定了 FeO 在超高压和高温条件下的晶体结构和状态方程 (Coppari et al., 2021)。该研究表明，FeO 的相图要远比 MgO 复杂 (图 1)：除了前人得到的若干种相对低压相之外，在 300-700 GPa 范围内 FeO 为 B2 相，其相变压力远低于 MgO 的 B1-B2 相变压力 (600 GPa 以上)。与此同时，相同温压条件下 FeO 的密度要远大于 MgO (图 2)。作者认为，FeO 和 MgO 在 B1-B2 结构转变压力的差异可能影响 MgO-FeO 系统的混合行为，从而对 2-5 倍地球质量 (M_{\oplus}) 岩质系外行星 (图 2 中的白色背景) 的内部结构产生重要影响。

为了论证他们的观点，Coppari 等人进一步地采用理想混合模型试图定量地阐明 (Mg, Fe)O 在超高压下的混合特性，得到了 4000K 时二元 MgO-FeO 系统的相图 (图 3a)。可以看到，B1/B2 结构共存区域存在于 270 GPa 和 600 GPa 之间 (分别是两端元在 4000K 时的 B1-B2 相变压力，具体取决于成分)。红色箭头表示具有 B1 结构的代表性样品 ($Mg_{0.6}, Fe_{0.4}$)O 固溶体随压力升高的演变路径。在约 430 GPa 时，固溶体分解成富含 B1-MgO 的相和富含 B2-FeO 的相，其组成随着压力的进一步增加而改变，如图 3a 虚线所示。在 530 GPa 以上，二元体系恢复初始组成，同时两端元完全转变为 B2 结构。这意味着铁方镁石的 B1-B2 相变

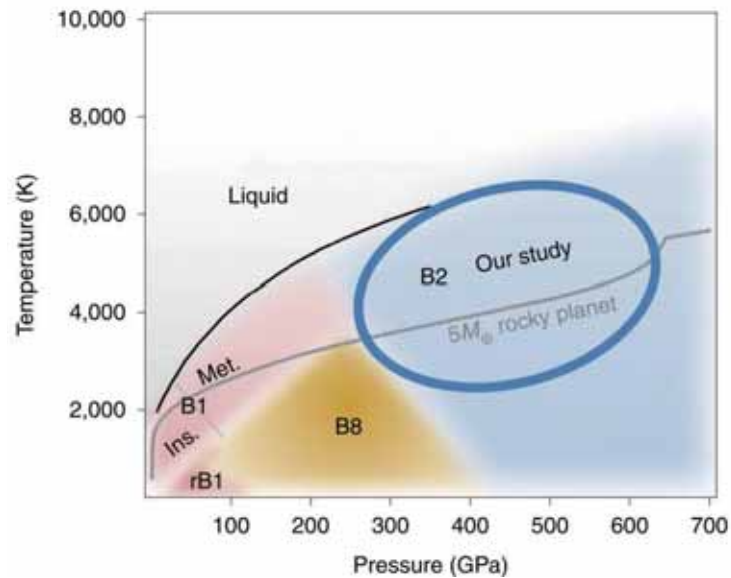


图 1 FeO 超高压相图 (Coppari et al., 2021)。阴影区域对应 FeO 不同结构的稳定域，高于 300 GPa(蓝色椭圆形)的数据与大型岩质系外行星的地幔条件有关(灰色曲线表示 5M_⊕ 岩质系外行星内部的温度压力曲线，其核-幔边界条件约为 650 GPa/5500K)

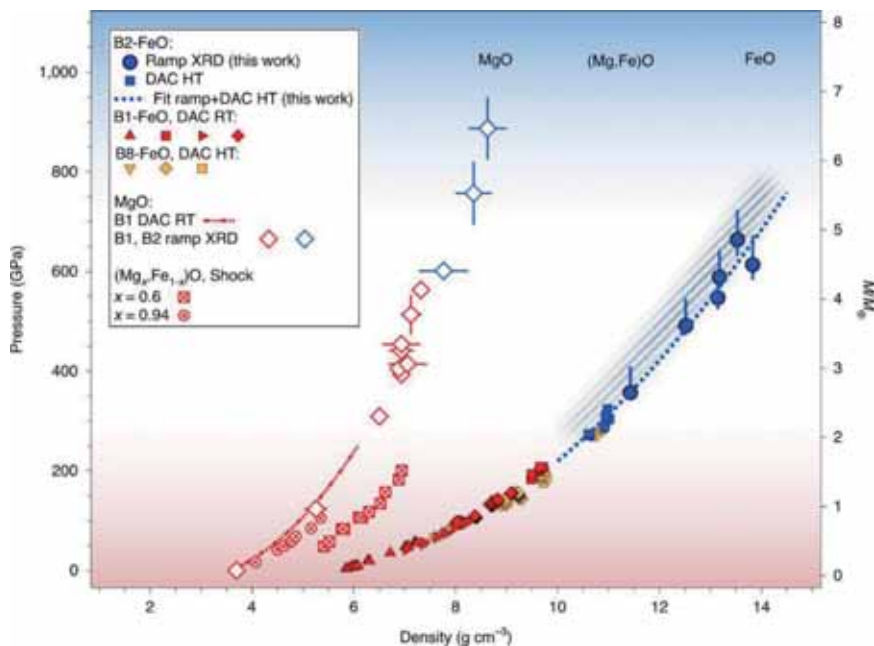


图 2 (Mg,Fe)O 及其端元的压力 - 密度关系 (Coppari et al., 2021)。B2-FeO 的密度值 (蓝色圆圈) 与金刚石压腔实验得到的不同结构 FeO 密度值 (B1: 红色三角形、正方形、右三角、菱形; B8: 黄色三角形、菱形、正方形; B2: 蓝色正方形), 阴影带表示 FeO 化学计量可能变化的密度范围; MgO 的压力 - 密度关系 (B1: 红色点 - 虚线; B1/B2: 红色和蓝色空心菱形); 不同成分 (Mg, Fe)O 的压力 - 密度关系 (交叉圆圈和正方形)。红色和蓝色背景表示相同结构 MgO 和 FeO 的压力范围。右轴显示了岩质系外行星的不同质量尺度, 左轴显示了对应质量尺度的类地行星核 - 幔边界的压力



是通过成分的逐渐变化进行的，B2 富 Fe 伴随着压力的增加而出现。这意味了岩质系外行星的核幔边界之上，可能存在新的分层（如图 3b 所示）。

作者还提出，具有 B2 结构区域的形成可能极大地影响该行星深部地幔的流变和动力学行为。由于 B1-B2 相变的发生时，阳离子的配位数由 6 增加到 8，导致其扩散速率大幅增加，从而降低了空位扩散的能垒，将增强其扩散蠕变性。因此，从 B1 结构到 B2 结构的转变可能导致粘度大幅下降，最高可达 100 倍或更多（甚至达到 10,000 倍）。最近的地球流变学模型也认为富 Fe 的 (Mg, Fe)O 比铁方镁石具有更低的粘度 (Reali et al., 2019)。由于超高压条件下富 Fe

的 B2 相粘度的明显降低，联系到最近的地球动力学模拟 (Shahnas et al., 2018)，作者推断大型岩质系外行星的深部地幔可能在核幔边界附近形成分层对流，这对行星热和动力学演化具有重要意义。

Coppari et al. (2021) 的研究，表明行星内部物质的超高温高压性质可能会极大地影响系外行星的内部结构。当然，该研究主要还是基于其新的高温高压实验数据对系外行星内部做的模式化探讨。未来新的深空探测数据将对行星的结构和物质组成给出更多约束，在这些约束下将对实验、模拟和建模工作提出新的需求和挑战，不断推动人们越来越深入地认识行星及其演化规律。

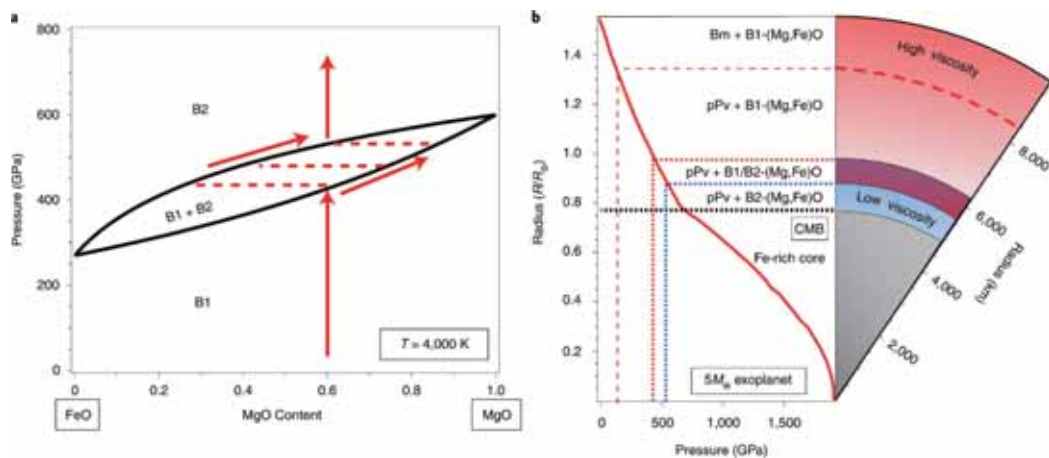


图 3 MgO-FeO 二元系相图和 5M_⊕ 岩质系外行星的内部结构 (Coppari et al., 2021)。(a) 随着压力的增加，含 60% MgO 的 (Mg, Fe)O 固溶体的 B1-B2 相转变过程。在 400 GPa 以上，最初的 B1-(Mg, Fe)O 固溶体按照红色虚线分解成富含 B1-Mg 和富含 B2-Fe 的组分。(b) 根据图 a 描绘出的 5M_⊕ 岩质系外行星地幔的示意图 (Bm: 布里基曼石; pPv: 后钙钛矿)，红线显示了这种类似地球成分的行星的压力分布

主要参考文献

Coppari F, Smith R F, Eggert J H, et al. Experimental evidence for a phase transition in magnesium oxide at exoplanet pressures[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6: 926–929.



- Coppiari F, Smith R F, Wang J, et al. Implications of the iron oxide phase transition on the interiors of rocky exoplanets[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 121–126. ([原文链接](#))
- Deng J, Lee K K M. Viscosity jump in the lower mantle inferred from melting curves of ferropericlasite[J]. *Nature Communications*, 2017, 8: 1997.
- McCammon C A, Ringwood A E, Jackson I. Thermodynamics of the system Fe-FeO-MgO at high pressure and temperature and a model for formation of the Earth' s core[J]. *Geophysical Journal International*, 1983, 72:577–595.
- Reali R, Jackson J M, Van Orman J, et al. Modeling viscosity of (Mg, Fe)O at lowermost mantle conditions[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2019, 287: 65–75.
- Shahnas M H, Pysklywec R N, Yuen D A. Penetrative convection in super-Earth planets: consequences of MgSiO₃ postperovskite dissociation transition and implications for super-Earth GJ 876 d[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2018, 123:2162–2177.
- Unterborn C T, Panero W R. The pressure and temperature limits of likely rocky exoplanets[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2019, 124(7): 1704–1716.

(撰稿：牛笑光，张志刚 / 地星室)



NC: 深度学习窥视月球永久阴影区

位于永久和暂时阴影区域 (PSR/TSR) 内的月球极地冷阱可以捕获彗星、小行星、太阳风相互作用、内部排气和其他来源在较长时间内释放的挥发物, 对了解月球以及太阳系其他无空气天体上挥发物行为历史具有关键作用。月球永久阴影区 (PSR) 预计将容纳大量的水冰, 在科学探索中有助于认知月球水冰的特征和起源, 以及更广泛的月球极地挥发物。

迄今为止捕获的轨道图像缺乏足够的分辨率和特征信号, 致使 PSR 内小规模地貌和冰分布的信息有限。对 PSR 信息的认知不足对未来的地面勘探任务带来了风险。小型月球 PSR 是未来许多机器人和载人任务的首要探测目标, 如果没有高分辨率数据和图像 (<5 m/像素), PSR 的米级地貌无法准确获知, 使得探测任务规划变得异常复杂, 并带来一系列问题: 在哪里可以安全输入给定的 PSR 信息? 它是否包含要回避的危险? 在哪里取样或钻孔? 哪些 PSR 能够提供探测风险和科学产出之间的最佳折衷方案? 在执行任务期间改变计划, 使得探测效率低下、风险增加, 如果能够提前获知阴影区内的地形特征, 可以很大程度应对上述诸多问题。

针对上述问题, 马克思·普朗克太阳系研究所的 V. T. Bickel, 牛津大学的 B. Moseley, 以及美国宇航局艾姆斯研究中心的 I. Lopez-Francos 和 M. Shirley 相关研究人员利用深度学习技术, 提高了短曝光、

全分辨率规则模式与求和模式窄角照相机 (NAC) 图像的质量, 解决了 PSR 低噪声、高分辨率光学图像的战略需求。作者开发了超有效去噪 U-net 软件 (HORUS), 能够去除上述图像中的高水平噪声, 解密月球侦察轨道器窄角照相机 (LRO NAC) 图像档案, 用于 PSR 相关科学探索。

HORUS 是一种基于深度学习的算法, 通过物理噪声模型、真实噪声样本以及 3D 光线跟踪场景选择, 在图像捕获时根据相机的环境元数据调整模型, 生成有效训练数据 (Moseley et al., 2021)。作者利用环境信息 (如 CCD 温度和轨道数) 和 NAC 的物理噪声模型, 从阴影区域的低光全分辨率 LRO NAC 规则模式和求和模式图像中去除了 CCD 相关噪声和光子噪声。该项工作首次研究了月球 PSR 的小尺度地貌和通行能力, 在探月计划中具有重要科学价值。

该研究结果表明:

(1) HORUS 史无前例地窥视了月球阴影区。研究区域 PSR 的地理分布如图 1 所示, HORUS 能够显著提高图像的信噪比, 首次构建了月球 PSR 的高分辨率 (~1.5 m/像素) 图像; 与月球现有长曝光光学图像相比, HORUS 能够恢复 PSR 内 3-5 m 宽的图像特征, 空间分辨率提高了 5-10 倍。由于 HORUS 不依赖于长曝光图像, 能够分辨出特别重要的日光-阴影过渡区 (图 2)。鉴于小型 PSR 数量明显多于大型 PSR, 代表着前所未有的大量科学探索资源。

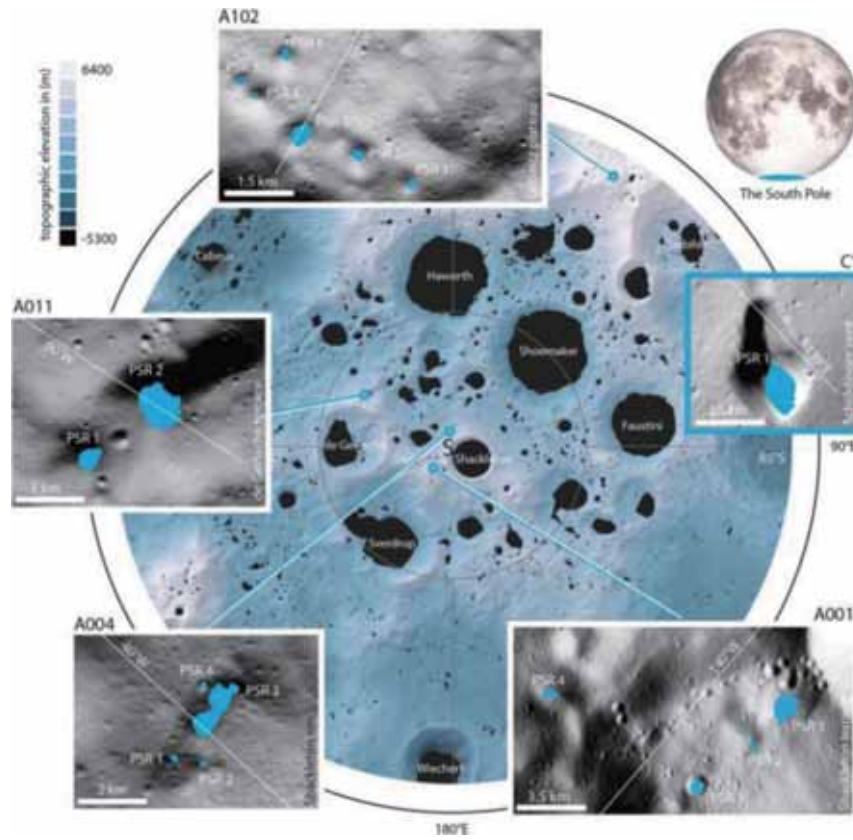


图 1 研究区域概览 (Bickel et al., 2021)

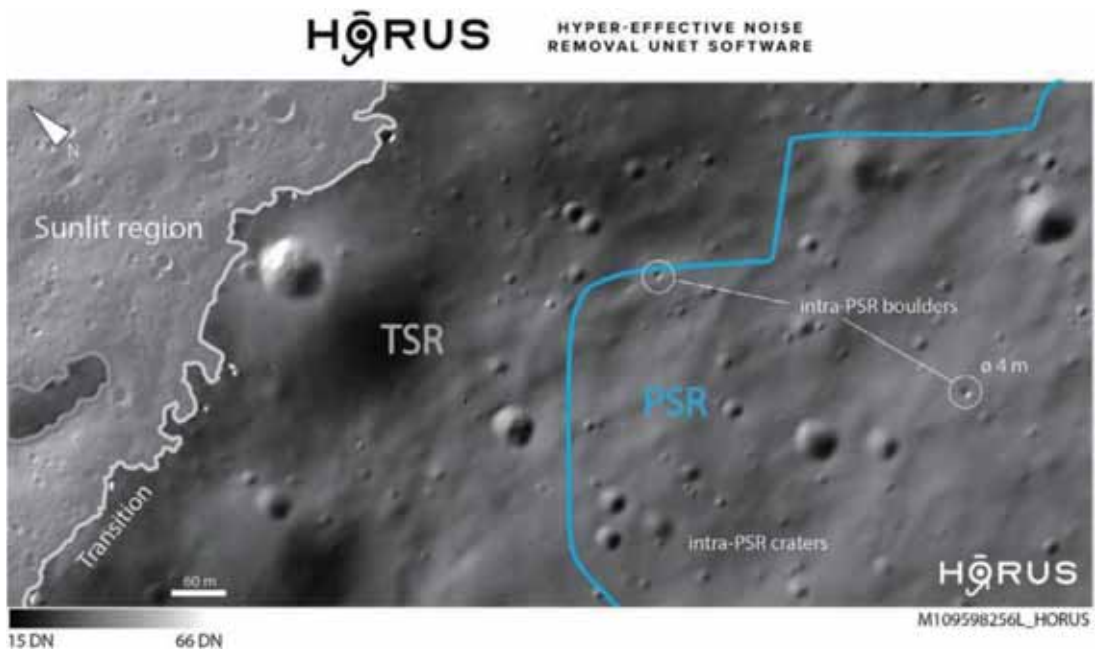


图 2 HORUS- 史无前例的月球阴影区视图 (Bickel et al., 2021)

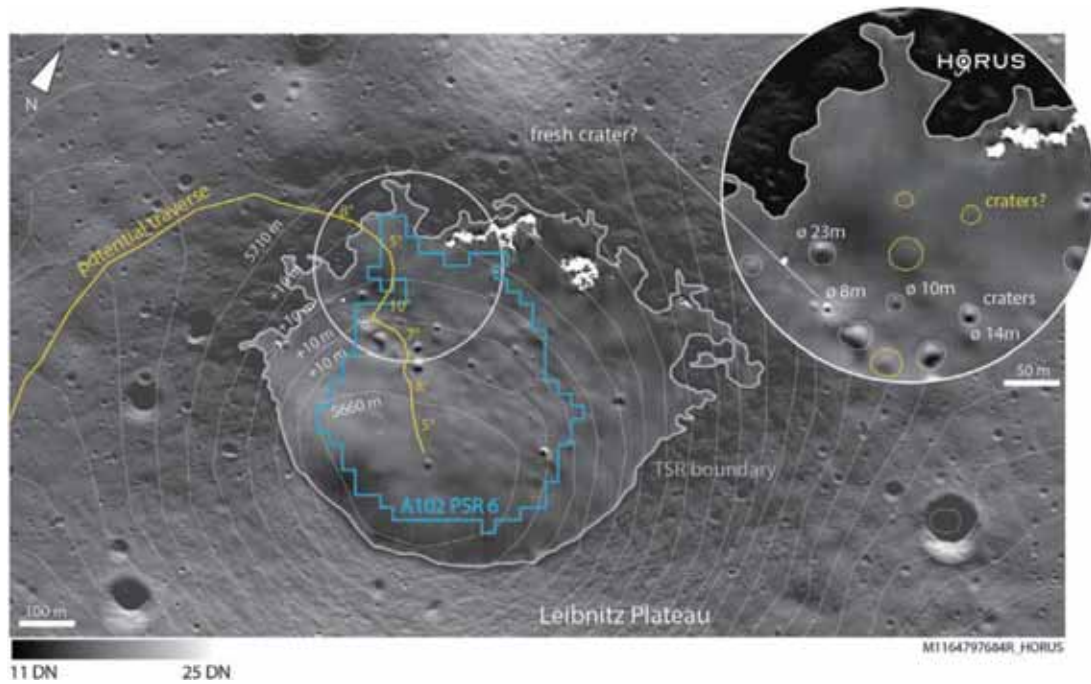


图 3 HORUS 将探测路线规划到一个小的永久阴影区 (Bickel et al., 2021)

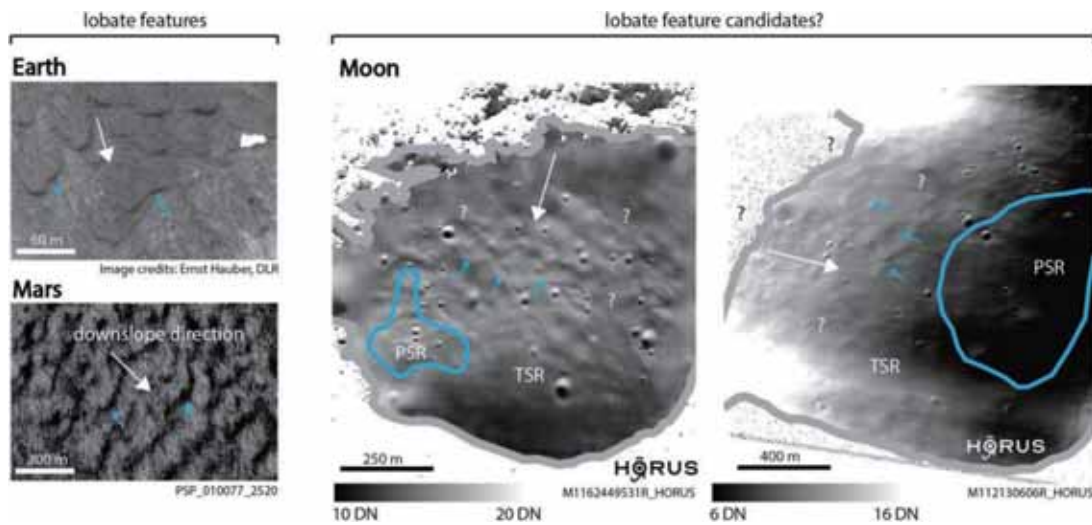


图 4 地球、火星和月球上与冰有关的地貌特征 (Bickel et al., 2021)

(2) HORUS 指导规划探测器和人类穿越月球阴影区。通过分析 HORUS 图像, PSR 内有一个高反照率和潜在的新撞击坑, 能作为未来可能的科学探测目标。HORUS 图像和坡度信息表明, 从西部进入可能在

地形和障碍物方面最为安全: 穿越的坡度不会超过 $\sim 10^\circ$, 穿越的规划方式可以帮助探测器避开所有可见的物理障碍物。在对潜在的新陨石坑及其喷出物覆盖层进行检查后, 通过横向移动引导探测车深入



PSR 核心，遵循平缓的局部地形坡度，同时避免一系列散布在 PSR 上的撞击陨石坑。

(3) (近) 地下冰丰度的潜在指示。作者观察到斜率正交叶状特征，在视觉上与陆地和火星的融冻泥流地貌相似，从主要

日照区域延伸到 TSR（主要阴影区域）（图 4），但在 PSR 中似乎不存在。在 TSR 内，叶状特征似乎仅位于 $\sim 10^\circ$ 到 $\sim 20^\circ$ 的坡度角上。

主要参考文献

Bickel V T, Moseley B, Lopez-Francos I, et al. Peering into lunar permanently shadowed regions with deep learning[J]. *Nature Communications*, 2021,12: 5607.([原文链接](#))

Moseley, B, Bickel, V T, Lopez-Francos, et al. Extreme low-light environment-driven image denoising over permanently shadowed lunar regions with a physical noise model[C]. *Proceedings of the IEEE/CVF Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)*, 2021: 6317–6327.

（撰稿：于彩霞，王彦飞 / 油气室）



NREE: 从早期地球和火星沉积岩中寻找生命

早期火星存在适宜生命起源的各种条件，比如地表和浅表的液态水、干湿交替的气候，以及生命所需的各种化合物（Sasselov et al., 2020）（见前沿报道《SA：比较行星学视角看生命起源》），这些条件都被火星上的沉积岩所记录。火星沉积岩的形成时间普遍早于地球沉积岩，由于近几十亿年来火星缺乏构造运动和地表水，其沉积岩变质程度更低，故火星比地球更有记录和保存早期生命和前生命化学等相关信息的潜力（Sasselov et al., 2020）。火星车和轨道器数据显示，盖尔陨石坑和耶泽罗陨石坑含有大于 35 亿年前的无定形二氧化硅、黏土矿物和碳酸盐矿物（碳酸镁）等。同样，地球上最早的生命记录也发现于碳酸盐岩或相关的沉积相中（Lepot, 2020; Javaux, 2019; Brasier et al., 2015）。通过类比研究地球太古宙碳酸盐岩、陆相碳酸盐岩、水合碳酸镁矿物、陆相硅质岩以及碳酸盐-黏土矿物组合中的生命信号，有助于理解耶泽罗陨石坑沉积的天体生物学意义，为“毅力号”火星采样返回和原位数据解释提供指导（Bosak et al., 2021）。

地球太古宙碳酸盐岩由于经历重结晶、变质等改造作用，其保存的生命信号需要结合形貌、结构、有机组分和同位素等多种手段来进行识别（Lepot, 2020; Javaux, 2019; Brasier et al., 2015）。研究表明太古宙碳酸盐岩及其相关的硅质岩具有不同的保

存生命信号的方式，太古宙碳酸盐岩可以保存有机质和微生物纹层，而硅质岩通过白云石、黄铁矿和铁氧化物等矿化作用还能保存微生物实体化石（表 1）。无定形二氧化硅和高镁碳酸盐矿物如原生和早成岩阶段形成的白云石，可以利用细胞或者有机质表面进行成核作用，来保存生物结构和实体化石。无定形二氧化硅和白云石可以同时出现，但微生物精细结构和实体化石通常保存于最早成岩时期形成的纳米级无定形二氧化硅颗粒中。金属离子可以在二氧化硅浓度非过饱和状态和非热液环境中调控微生物硅化作用，例如铁离子能够充当绑定细胞表面和硅元素之间的桥梁，因此厌氧富铁微生物群落容易发生硅化作用。此外，氧化条件下镁离子也有利于微生物硅化，比如形成无定形富镁二氧化硅矿化蓝细菌。富镁燧石和白云石或者铁氧化物和富铁硅质白云石之间的潜在关联，可以为火星富铁镁碳酸盐岩潜在的有机质硅化提供参考模型（Bosak et al., 2021）。

火星碳酸盐岩属于非海相碳酸盐岩沉积，因此可以通过对地球上非海相碳酸盐岩的研究来为火星提供参考模型。地球上非海相碳酸盐岩若低于 20-30℃ 形成叫做冷水型钙华，高于这个温度的则叫做热成因型钙华。碳酸盐岩的形貌和矿物组合反映了其形成过程中水化学、水文、气候、溶液饱和度、物质来源、流体下坡或侧面流动、水-气界面矿物沉积以及微生物活动的



表 1 太古宙碳酸盐岩生命信号的研究案例 (总结自 Bosak et al., 2021)

时间	地点	地层	有关生命信号
35 亿年前	澳大利亚	Dresser 组	硅质岩 - 白云岩中毫米宽掌状结构黄铁矿、包含其中的有机质及其同位素信号, 指示硅质岩 - 白云岩早成岩阶段可能已经出现细菌硫酸盐还原作用; 硅质和硫酸钡充填、锐钛矿覆盖的圆形结构, 可能是胞外聚合物捕获的热泉水体表面的气泡。
34.3 亿年前	澳大利亚, Warrawoona		大型圆锥状叠层石形貌: 矿物纹层的弯曲率和前扩散边界层厚度的关系; 非圆锥状叠层石的纹理; 穹窿状叠层石和碳酸盐矿物含有有机薄层; 生物成因碳酸盐岩的形貌、大小、成分和产状。
34 亿年前	南非 Barberton Greenstone Belt		硅质岩中的微生物结构和化石; 有机碳、硫、氮和氘同位素指示有机质与围岩共生, 可能是氢细菌。
32 亿年前	南非	Moodies 群	砂岩中燧石和白云石保存的微生物席和碳质纹层; 硅化的丝状结构和微生物形成的气体。
30 亿年前	南非	Chobeni 组	叠层石中包裹的颗粒状或薄层状石英、黏土等碎屑矿物出现的角度大于休止角, 指示粘性有机质如生物膜的存在。
28 亿年前	加拿大	Steep Rock 组	叠层石中包裹的颗粒状或薄层状石英、黏土等碎屑矿物出现的角度大于休止角, 指示粘性有机质如生物膜的存在。
27 亿年前	南非 Hartbeesfontein 盆地	Ventersdorp 超群	湖相叠层石中硅化的围绕气泡的透镜体结构和细丝结构, 可能是产氧光合作用。

情况。钙华具有多孔构造, 该构造可以用非生物机制解释。当多个碳酸盐凝块与生长面的角度不能用向下沉淀来解释, 就可能是由于生物捕获或者生物膜内沉积形成的。非生物成因碳酸盐岩宏观形貌还可以表现为平坦指状, 生长过程碳酸盐薄层不断扩大, 但厚度不变, 其化学组成和类型不能用于判断是否为生物成因。现代热泉碳酸盐结壳由放射纤维状和栅栏状方解石或者文石晶体组成, 其生长轴线垂直于生长表面, 为非生物成因, 但是, 这种碳酸盐壳可埋藏生物碎屑。

相比于非生物成因的碳酸盐岩沉积, 显生宙以来栅栏结构的硅华可能是生物成因, 例如硅华深色少孔纹层和浅色多孔纹层是由于流体性质和气候变化引起的蓝细菌丝状结构取向变化导致的, 记录了生物对气候的响应。然而, 扩散限制聚集的非局部生长模型在间歇性环境变化下也会影

响晶体的冷却、饱和以及生长速率, 通过针尖优先生长, 在没有生物的影响下可以形成层状、分枝、多孔的掌状结构。蒸发型热泉中的条带结构和与拉长孔隙相关的掌状结构同样没有蓝细菌的参与。因此, 非海相碳酸盐岩和硅质岩的生命信号还依赖于其他证据的支撑, 比如共生有机质的分布和促进生物硅化的元素 (镁、铁、铝) 富集 (Bosak et al., 2021)。

火星碳酸盐矿物主要为水合碳酸镁矿物, 因此在与地球类比时需要考虑两个行星上矿物组合、形成环境 / 机制以及各自保存生命信号潜力的差异。土耳其 Salda 湖、澳大利亚昆士兰 Gumigil-Kunwarara 沉积和英国哥伦比亚盐湖, 可以作为最类似火星碳酸镁矿物形成的环境。地球陆相碳酸盐岩以方解石和文石为主要成分, 以钙华和岩石涂层的形式分布于地表和浅次表层, 由含溶解二氧化碳的表层水与超碱性水反



应形成，其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值很低而且有镏富集现象。根据动力学理论，非生物成因白云石和菱镁矿在低于 $60\text{-}80^\circ\text{C}$ 时不利于形成，因此富镁碳酸盐岩在陆相碳酸盐岩中分布较少，但水合碳酸镁矿物可以在较低温度下非海水环境中形成。在超基性地台上，蛇纹石化作用形成的碳酸镁和氢氧化镁主要出现在与大气隔绝的岩脉和裂隙中，其厚度为毫米 - 分米尺寸，以结壳的形式将蛇纹石化的超铁镁质碎屑、矿脉和矿洞胶结在一起。在 Gumigil-Kunwarara 超铁镁质高地，碳酸镁以岩脉充填的形式，在沉积低地以细粒胶结物和结核存在。在 Salda 湖，水合菱镁矿以结壳形式沉淀在蛇纹岩基岩外部和叠层岩堆上端。在哥伦比亚水菱镁矿 - 菱镁矿干盐滩，蒸发和毛细作

用使菱镁矿和水合菱镁矿在水柱或者浅表层形成混合土堆。这些环境都类似于耶泽罗撞击坑碳酸镁沉淀的环境，周边超基性岩石风化带来富镁流体，搬运到沉积盆地内（图 1）。如果火星碳酸盐岩分布及其地球化学特征如上所描述，那么其形成过程很可能类似于地球相关沉积。

现有研究表明微生物可能参与水合菱镁矿的沉淀，同时水合菱镁矿也有保存生物结构的能力。水合碳酸镁不稳定，容易发生重结晶作用，因此水合碳酸镁保存生物结构和有机质需要特殊的环境。Salda 湖和哥伦比亚干盐滩盐壳和叠层石中保存了毫米级别的微生物纹层。Salda 湖叠层石和超基性岩覆盖了可能由蓝细菌和硅藻形成的胶质涂层，其中还含有微晶板状的

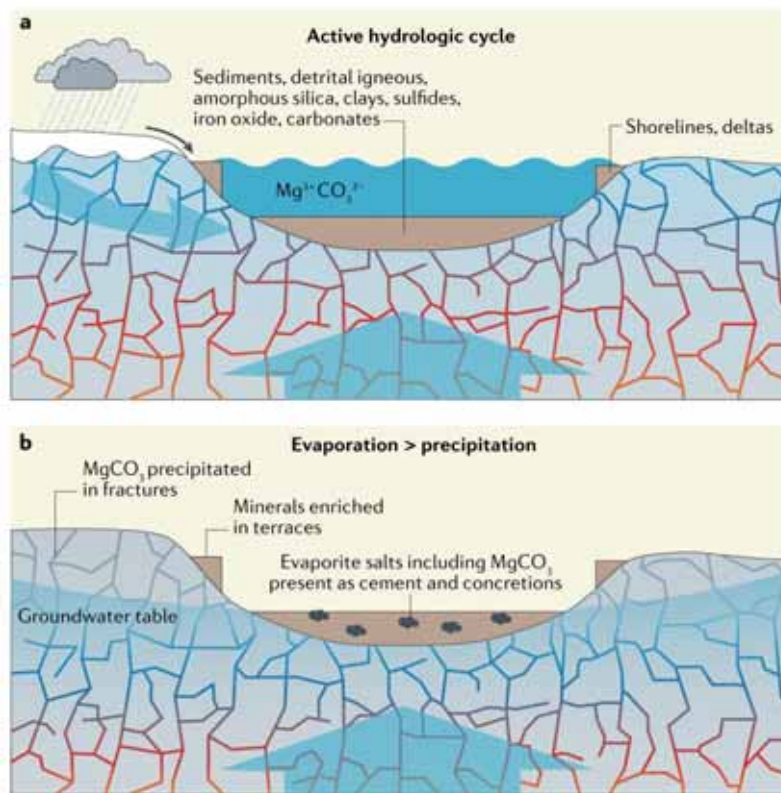


图 1 超铁镁质地台中高镁碳酸盐岩的沉积模式 (Bosak et al., 2021)



水合碳酸镁矿物，说明微生物活动或者胞外聚合物的降解控制了水合碳酸镁矿物的形成。

另外，超基性岩低温风化流体会富集硅而形成与碳酸盐矿物共生的黏土矿物和水合无定形二氧化硅。早成岩形成的无定形二氧化硅和碳酸盐矿物具有不同的保存化石和生物结构的能力，二氧化硅可以很好地保存蓝细菌结构和部分有机化合物，文石可以保存 α 变形杆菌。富铁镁质皂石等黏土矿物也有利于保存有机质，保存程度取决于有机分子类型和结构铁的氧化还原状态。陆地上与湖相白云岩共生的原

生或者次生黏土矿物如海泡石和皂石可以保存高达 3% 的有机质，这些黏土矿物以有机质为核心进行成核生长 (Bosak et al., 2021)。

对地球类火星沉积或环境的持续研究，包括对影响同位素信号、有机化合物、微生物结构和化石保存过程的研究，将有助于理解火星沉积物的天体生物学意义。研究地球早期生命信号在水合二氧化硅、碳酸盐和自生 / 碎屑黏土矿物中的保存机制，及其与矿物的共生关系，有助于理解地球早期生命与环境的协同演化以及在火星上寻找潜在的生命 (Bosak et al., 2021)。

主要参考文献

- Bosak T, Moore K R, Gong J, Grotzinger J P. Searching for biosignatures in sedimentary rocks from early Earth and Mars[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2021, 2: 490–506. (原文链接)
- Brasier M D, Antcliffe J, Saunders M, Wacey D. Changing the picture of Earth's earliest fossils (3.5-1.9 Ga) with new approaches and new discoveries[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112: 4859-4864.
- Javaux E J. Challenges in evidencing the earliest traces of life[J]. *Nature*, 2019, 572: 451-460.
- Lepot K. Signatures of early microbial life from the Archean (4 to 2.5 Ga) eon[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020: 103296.
- Sasselov D D, Grotzinger J P, Sutherland J D. The origin of life as a planetary phenomenon[J]. *Science Advances*, 2020, 6: eaax3419.

(撰稿：陈妍，申建勋，林巍 / 地星室)



NG: 早期火星的多期变暖、氧化和地球化学转变的耦合模式

类地行星的大气成分和演化主要分原始大气和次生大气。原始大气来自行星形成过程中吸积的宇宙物质，以氢气 (H_2) 和氦气 (He) 为主。早期太阳的太阳风和太阳超紫外辐射都很强，类地行星的原始大气很快就被太阳风剥蚀逃逸掉了。原始大气逃逸掉后，类地行星的地质和火山等排气活动产生了次生大气。次生大气的成分主要由行星的排气过程和逃逸过程决定。不同的类地行星有不同的地质化学和生物等过程，造成了不同的排气过程，行星不同的质量、离日距离和磁场等因素造成了的不同逃逸过程。最终导致类地行星都经历了各自不同的大气演化，并拥有了现在各自不同的大气层（胡永云等，2014）。

水星离太阳最近且质量最小，其次生大气已被太阳风剥蚀殆尽。金星离太阳稍远，质量较大，其液态水已被蒸发并光解，较轻的 H_2 从太空逃逸，较重的 O_2 一部分由于金星没有全球性磁场保护也从太空逃逸，剩下一部分与其他物质发生反应。缺少液态水的环境使金星火山排出的 CO_2 无法固化到岩石圈，而是永久积累到大气层，形成了金星以 CO_2 为主（96%）的极其浓密的大气层（约 90 倍地球大气压）。 CO_2 的温室效应使金星地表气温达到了 $467^\circ C$ 。最终造成了金星现在高温高压、无法宜居的极端恶劣气候。地球质量和金星相近，离太阳的距离比金星稍远，恰当的日地距

离和质量，使其地表能存在液态水，并孕育出生命。液态水的存在使地球火山喷出的 CO_2 能以碳酸岩的形式固化到岩石圈，火山喷发的氨气 (NH_3) 分解成 N_2 和 H_2 。生命的存在吸收 CO_2 并产出了大量 O_2 。最终造成了地球以 O_2 和 N_2 为主、且宜居的大气层。火星是离太阳最远的类地行星（日火距离是日地距离的 1.5 倍），质量也只有地球的 10%，其吸附住的大气稀薄、温度较低。现在的火星大气压不到地球的 1%，大气成分主要是 CO_2 （95%）。不过火星地貌中发现了大量冲积扇、河流和湖泊的痕迹（图 1），这显示火星大气过去曾有过温暖且湿润的气候，这种湿润气候持续时间可达几百万年。火星大气早期是什么样子，为什么变成现在干冷的气候，一直是研究热点，也是难点。

在认识火星早期大气前，先介绍一些地球早期大气的情况。地球大气演化是行星中研究最多、最仔细的，其中有两个研究热点。一是弱太阳悖论 (Faint Young Sun Paradox)：按恒星演化理论，早期太阳辐照度较弱（只有现在的 70% 左右），那么那时的地球气候应该比现在冷很多。但大量地质记录显示早期地球比现在还温暖。对弱太阳悖论的主流解释是早期地球大气中存在大量温室气体。一般认为地球温室气体的成分主要有 CO_2 、 CH_4 和水蒸气。其中温室效应比 CO_2 强 20 多倍的 CH_4 对支撑起 $0^\circ C$ 以上的上气温至关重要 (Pavlov et al., 2000)。

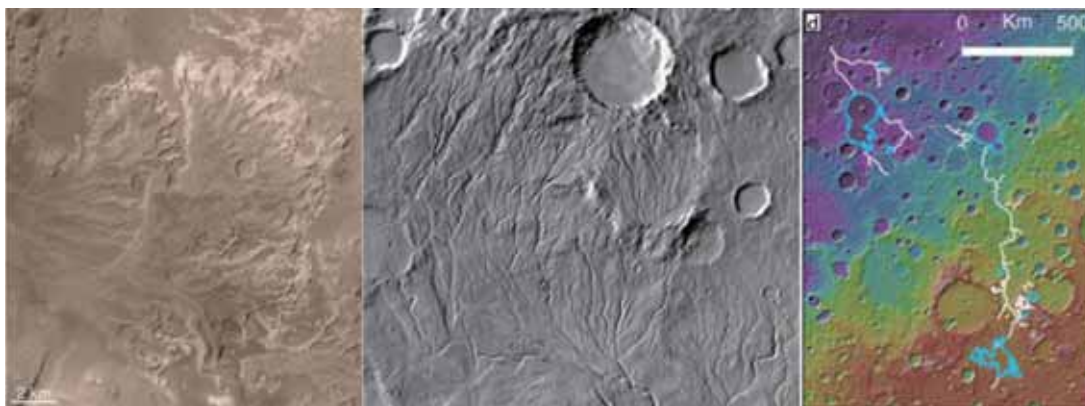


图 1 火星表面观测到的冲积扇、河谷网和湖泊 (Fassett and Head, 2008) 的地貌特征

另一个研究热点是地球大气的两次大氧化事件：地质记录显示早期地球以还原性气体为主，后来由于生命大量光合作用产生 O_2 ，使大气氧含量在约 20 亿年前增长到现在的 1%，同时甲烷耗尽，使地球气温下降形成了大雪球事件。后来在约 6 亿年前， O_2 含量进一步增加到现在的 60% 左右，同时大陆风化作用消耗了大量 CO_2 ，使地球气温再次变冷。

火星大气演化与地球的有什么异同吗？首先，火星大气也有弱太阳悖论。火星现在的大气又干又冷，平均气温只有 $-60^\circ C$ ，按弱太阳理论早期火星大气应比现在还冷。但火星地质地貌显示火星在 38 亿年前有大量地表液态水存在（图 1），说明当时火星气候温暖湿润。火星的弱太阳悖论比地球的更难解释，火星早期的气温为什么可以热到存在液态水，一直是火星研究的一大谜题 (Haberle, 1998)。因为火星的质量比地球小很多，能吸附住的大气比地球稀薄；而且火星离太阳很远，气温应比地球低很多。火星大气模型计算出即使火星有更浓密 CO_2 和水蒸气也很难达到液态水所需的 $0^\circ C$ 以上气温。因此，有人认

为火星大气过去不仅有 CO_2 和水蒸气，还有一些火山喷发或小行星撞击等释放的 H_2 、 SO_2 、 H_2S 、 CH_4 、 N_2 等温室效应更强的气体，才能维持一个长久的温湿气候 (Ramirez et al., 2014; Ramirez et al., 2018; Halevy et al., 2007)；但也有人认为即使有这些温室气体，火星早期气温也不可能长久保持 $0^\circ C$ 以上，他们指出火星早期主要还是干冷气候，只是多次发生了间歇性升温的短暂温湿气候，长久的积雪被火山、撞击等活动临时融化冲击出河谷等地貌 (Cassanelli et al., 2015; Wordsworth et al., 2013; 2017)。关于火星早期温湿气候，也有人认为可能与小行星撞击、火山喷发、火星轨道变化等相关 (Melosh et al., 1989; Halevy et al., 2014; Perron et al., 2007)。由于这个问题太难解决，甚至有人提出火星早期气温本来就在 $0^\circ C$ 以下，而一些河谷等地貌可能是冰川移动造成的 (Galofre, et al., 2020)，也可能是地下水侵蚀或地下地质活动形成的 (Ehlmann et al., 2011)。关于火星过去气温在 $0^\circ C$ 以上是间歇性的还是长期的，河谷网是降雨还是融雪形成的，这些争论还在进行中 (Wordsworth, et al., 2016; Kamadaa et



al., 2020; Ramirez et al., 2020)。其次, 火星大气是否发生过大氧化事件。火星陨石观测显示火星地幔还原性可能比地球强, 因此过去火星大气可能以还原性气体为主。后来在诺亚纪和西方纪交接时, 出现了氧化性环境, 特别是氧化锰矿物的出现显示当时有液态水和强氧化剂(如 O_2)。现在的火星地表以氧化性为主, 火星又称红色星球, 就是因为其表面覆盖了一层红色的氧化的赤铁矿尘埃。最近也有地层研究显示火星早期以还原性气体为主, 后来在几十亿年前经历了一次火星自己的大氧化事件(Liu et al., 2021)。

Wordsworth et al. (2021) 为了能够同时解释火星大气的温度、氧化还原性和地质地球化学等观测, 建立了一个描述火星大气演化的耦合模式。该模式包含了由于陨石撞击、火山和地质活动带来的还原性温室气体的释放、由于太空逃逸造成的 H_2 和 O_2 的逃逸, 以及 CO_2 、水蒸气和还原性气体的温室效应。作者假设还原性气体的释放率为幂律分布。由于分布函数的平均值和变化率这两个参数不确定, 他们采用了大量随机性参数的模拟测试, 得到了一系列结果后, 再排除掉那些不现实的结果。图 2 为该模式中一个较符合观测的模拟结果, 由图可以看出该模式模拟出的结果为: 火星大气总体为还原性、干冷气候, 在火星早期(诺亚纪和西方纪)发生了多次间歇性的氧化性、温湿气候(图 2b、图 2c)。

从图 2c 可以看出火星气温总体上是远远低于水熔点 $0^\circ C$ ($273K$) 的, 但气温达到 $0^\circ C$ 以上单个事件多次发生, 每次持续的时间都较短。图 2d 估算出在不同 CO_2 大气压下, 气温达到 $0^\circ C$ 以上的具体持续时间可达到几个百万年, 这与地貌化学观测结果基本相符, 即: 用河谷网等地貌规模推测出的河流持续时间在几万到几千万年, 用火星地表碳酸盐较少等地球化学特征推测地表液态水持续时间少于几百万年。另外该模式模拟出的气温和氧化还原过程(H_2 的逃逸等)也能较好的解释火星快车的观测: 即火星早期诺亚纪(36 亿年前)主要为在湿润还原性环境下产生的黏土矿物, 到西方纪(36-32 亿年)则以硫酸盐为主。同时该模式的结果也指出由于火星长期干冷、短期间接性温湿气候, 对生命长期在火星生存提出了挑战。

Wordsworth et al. (2021) 总体认为火星气候在干冷和温湿之间的多次转换, 与陨石撞击和火星内部演化有关。这种变换与地球上的冰期、间冰期的转换有相似之处, 只不过在地球上这种转换主要由地球的轨道变化控制。他们的模式在解释火星地质地貌和大气观测方面取得了很大的成功, 但也有一些挑战, 如大范围撞击事件发生的时间比火星温湿气候要早一些, 而且从地质地貌上很难判断湿润的诺亚纪是长久温湿, 还是间歇性温湿(Mangold, 2021)。

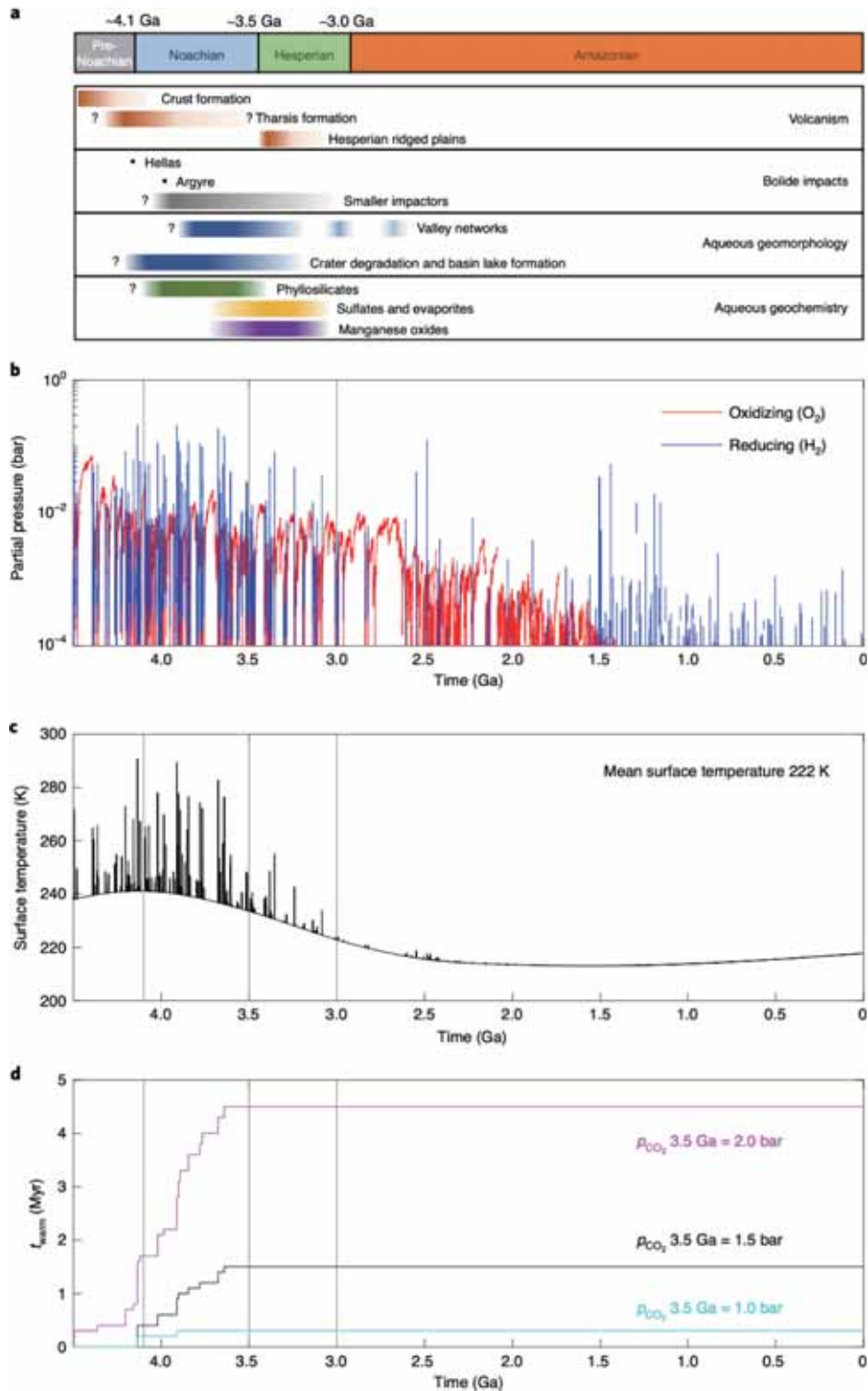


图 2 火星观测与火星大气演化模型结果。火星的地质和主要事件发生的时间 (a) ;火星大气演化模型计算得出的火星大气氧化还原性 (b) 和火星气温 (c) ;在不同 CO_2 大气压下火星地表液态水 (气温保持在 273K 以上) 的持续时间 (d)



主要参考文献

- Cassanelli J P, Head J W, Fastook J L. Sources of water for the outflow channels on Mars: Implications of the Late Noachian “icy highlands” model for melting and groundwater recharge on the Tharsis rise[J]. *Planetary and Space Science*, 2015, 108: 54-65.
- Ehlmann B L, Mustard J F, Murchie S L, et al. Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars[J]. *Nature*, 2011, 479(7371): 53-60.
- Fassett C I, Head III J W. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology[J]. *Icarus*, 2008, 198(1): 37-56.
- Galofre A G, Jellinek A M, Osinski G R. Valley formation on early Mars by subglacial and fluvial erosion[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(10): 663-668.
- Haberle R M. Early Mars climate models[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1998, 103(E12): 28467-28479.
- Halevy I, Head III J W. Episodic warming of early Mars by punctuated volcanism[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(12): 865-868.
- Halevy I, Zuber M T, Schrag D P. A sulfur dioxide climate feedback on early Mars[J]. *Science*, 2007, 318(5858): 1903-1907.
- Kamada A, Kuroda T, Kasaba Y, et al. A coupled atmosphere–hydrosphere global climate model of early Mars: A ‘cool and wet’ scenario for the formation of water channels[J]. *Icarus*, 2020, 338: 113567.
- Liu J, Michalski J R, Tan W, et al. Anoxic chemical weathering under a reducing greenhouse on early Mars[J]. *Nature Astronomy*, 2021, 5(5): 503-509.
- Mangold N. Intermittent warmth on young Mars[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(3): 112-113.
- Melosh H J, Vickery A M. Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars[J]. *Nature*, 1989, 338(6215): 487-489.
- Pavlov A A, Kasting J F, Brown L L, et al. Greenhouse warming by CH₄ in the atmosphere of early Earth[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2000, 105(E5): 11981-11990.
- Perron J T, Mitrovica J X, Manga M, et al. Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines[J]. *Nature*, 2007, 447(7146): 840-843.
- Ramirez R M, Craddock R A. The geological and climatological case for a warmer and wetter early Mars[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(4): 230-237.
- Ramirez R M, Craddock R A, Usui T. Climate simulations of early Mars with estimated precipitation, runoff, and erosion rates[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(3): e2019JE006160.
- Ramirez R M, Kopparapu R, Zuger M E, et al. Warming early Mars with CO₂ and H₂[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(1): 59-63.
- Wordsworth R, Forget F, Millour E, et al. Global modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution[J]. *Icarus*, 2013, 222(1): 1-19.



Wordsworth R D, Kerber L, Pierrehumbert R T, et al. Comparison of “warm and wet” and “cold and icy” scenarios for early Mars in a 3-D climate model[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2015, 120(6): 1201-1219.

Wordsworth R D. The climate of early Mars[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2016, 44: 381-408.

Wordsworth R, Kalugina Y, Lokshtanov S, et al. Transient reducing greenhouse warming on early Mars[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(2): 665-671.

Wordsworth R, Knoll A H, Hurowitz J, et al. A coupled model of episodic warming, oxidation and geochemical transitions on early Mars[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(3): 127-132. ([原文链接](#))

胡永云, 田丰, 刘钧钧, 2014. 行星大气研究进展综述 // 大气科学和全球气候变化研究进展与前沿. 北京: 科学出版社.

(撰稿: 柴立晖 / 地星室)



Science: 卤水破坏了火星盖尔陨石坑沉积岩中的粘土矿物

火星的沉积岩记录保存了数十亿年前发生在这个星球上的地质学和潜在的天体生物学过程的信息。盖尔陨石坑形成于 36 亿年前，曾经是一个湖泊。轨道和好奇号探测显示，盖尔陨石坑的沉积岩垂直厚度可达几百米，这些沉积岩中含有大量粘土矿物——蒙脱石。蒙脱石族矿物是一类表面积大、负静电电荷高的粘土矿物，可吸附有机质，因此蒙脱石的存在有利于有机质在地质记录中保存。以前人们一般倾向于认为，陨石坑底部的蒙脱石形成后基本上没有遭受埋藏成岩作用的影响，会保留有机化合物，并原封不动地保存至今。

最近，好奇号火星车从 Vera Rubin (VRR) 山脊到 Glen Torridon (GT)，对盖尔陨石坑 35 亿年前沉积在湖泊中的岩层进行了探测（图 1A），NASA 的 Bristow 等研究人员基于好奇号钻取的同一时期沉积在相似环境中的古湖泥岩的数据，发现距离 <400 m 以内的同沉积岩层的矿物学存在显著的空间差异。钻孔样品结果显示，东南部 GT 区域的粘土矿物主要为富含 Fe^{3+} 的二八面体蒙脱石，部分样品含 Fe^{2+} 的蛇纹石-滑石混层矿物 (S-T)，粘土矿物的含量为 26-34 wt%，而西北部 VRR 区域的粘土矿物含量约为 5-13 wt%，显著低于 GT 区域；相反，VRR 区域的铁氧化物和铁氢氧化物的含量可达 9-16wt%，而在 GT 区域则小于 2 wt%。也就是说，同一时间沉积的同一套地

层中的矿物组成，尤其是粘土矿物含量存在显著的差异。

地球上蒙脱石的埋藏成岩变化，通常表现为蒙脱石转化为伊利石和绿泥石等其他矿物，然而，火星上并不存在此类变化。他们分析认为，部分样品中含 Fe^{2+} 的蛇纹石-滑石混层矿物 (S-T) 可能来自于流域碎屑物质输入，而同一套地层中蒙脱石含量的差异可能受控于其他因素。在轨观测显示，与 GT 区域不同，VRR 区域存在 ~400 m 厚的上覆硫酸镁地层单元（图 1B），其沉淀需要强烈的蒸发浓缩作用，并伴随着贫硅卤水的形成。Bristow 等认为，VRR 区域的沉积岩层曾被上覆含硫酸镁地层在沉积过程中产生的贫硅卤水所浸泡，导致最初沉积在湖泊沉积物中的富 Fe^{3+} 蒙脱石和含 Fe^{2+} 的 S-T 转化成了铁的氧化物、氢氧化物和蛋白石质二氧化硅，即卤水破坏了盖尔陨石坑沉积岩地层中的粘土矿物。这会导致它们失去原有的地质记录，甚至是生物记录。

以前人们一般倾向于认为，陨石坑底部的粘土矿物形成后会原封不动地保存至今。但事实上，由于硫酸盐沉积物广泛分布在火星全球范围内，Bristow 等认为火星上广泛存在贫硅卤水驱动硅酸盐矿物发生变化的现象，而此现象在地球上却很少能观察到。由于火星上很多地方的粘土矿物曾经被含有大量盐分的水浸泡过，卤水会破坏粘土矿物的稳定性，破坏与有机分子

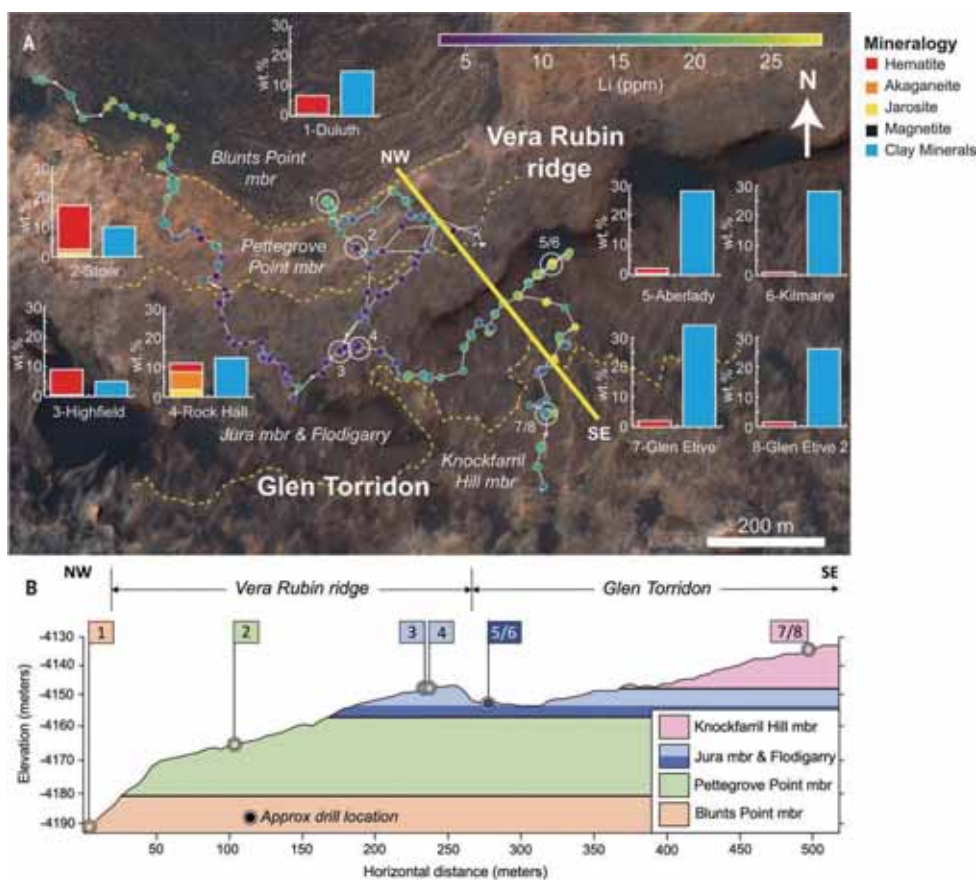


图 1 好奇号勘探的 VRR 和 GT 区域的矿物学、地球化学、地层和地貌概述 (Bristow et al., 2021)

的紧密联系，这可能会降低岩石记录的保存能力，导致岩石中的地质记录被彻底重置。同时，他们也指出，尽管卤水驱动的粘土矿物破坏使地质解释复杂化，但在这

一过程中释放的水将起到负反馈作用，减缓行星干旱化的进程，并可能延长火星表面液态水的存在时间。

主要参考文献

Bristow T F, Grotzinger J P, Rampe E B, et al. Brine-driven destruction of clay minerals in Gale crater, Mars[J]. *Science*, 2021, 373(6551): 198-204. (原文链接)

(撰稿：张春霞 / 新生代室)



Science: 火星上的水去了哪里?

2021年5月15日7时18分,天问一号探测器成功着陆于火星乌托邦平原南部预选着陆区,我国首次火星探测任务着陆火星取得成功!事实上,火星作为类地行星和太阳系八大行星之一,早已被人类所关注,其中一个重要原因便是火星上有水(Clifford et al., 1987; Di Achille and Hynek, 2013; Orosei et al., 2018)。

火星上现今的水主要以极地冰盖或者地下冰的固态形式存在,约折合20~40 m GEL(全球等效层厚)(Zuber et al. 1998; Plaut et al., 2007)。另一方面,大量地质学证据表明,火星上曾有大规模的液态水,其规模相当于100~1500 m GEL(Di Achille and Hynek, 2013)。对比火星古今的水体规模可以看出火星早期表面曾经流淌的水消失了。其原因通常认为火星液态水消失是水向外太空逃逸所致,然而依据现今火星大气的D/H观测结果和30亿年前火星沉积物的D/H观测结果,通过同位素分馏模型计算大气逃逸仅能减少10~200 m GEL的水。

加州理工大学的Scheller博士等通过构建一个全新的氢同位素分馏模型,对火星水的去向提供了一个新的解释(Scheller et al., 2021)。该模型构建了一个水的交换储库,其中包含大气水、液态水、极地冰和地下冰,其水的来源为火山喷发(源),而水的去向则包括大气逃逸和地壳矿物水合作用(汇)。该模型以火星现今水体含量

为边界条件,通过计算氢同位素分馏,获得火星不同地质历史时期(Noachian, 40亿~37亿年; Hesperian, 37亿~30亿年; Amazonian, 30亿年至今)源和汇的水体通量。同时基于火星表面岩石样品高温实验获得的氢同位素数据对模型进行标定,以提高模型的准确性。

模型计算结果表明,火星水体的去向主要受水岩作用和大气逃逸控制,其相对比例从3:8到99:1不等,也就是说高达30%~99%的水以可以以水岩作用的形式消失。这一结果可以很好的解释火星水体的去向,并与地质学证据相吻合。

基于上述模型结果, Scheller博士等认为火星不断干旱化正是由于地壳化学风化作用所致,这一过程被火星表明广泛分布的Noachian时期的含水矿物所记录。事实上,地球上也在发生类似的矿物水合过程,但不同的是,地球的板块构造事件可以以火山喷发等形式将矿物结晶水释放出来,重新参与水循环。因此地球水循环可以在地质年代的时间尺度上实现再循环,而火星水循环则难以实现。这一不可逆转的化学风化过程控制着水循环的地质年代尺度,从而对于塑造火星作为类地行星的宜居性发挥了关键作用。

此外,模型还可以进一步预测火星冰体的D/H同位素值,从而将它与气候变化结合起来。在暖期,发生矿物水合作用和大气逃逸的水通量会增加,快速提高

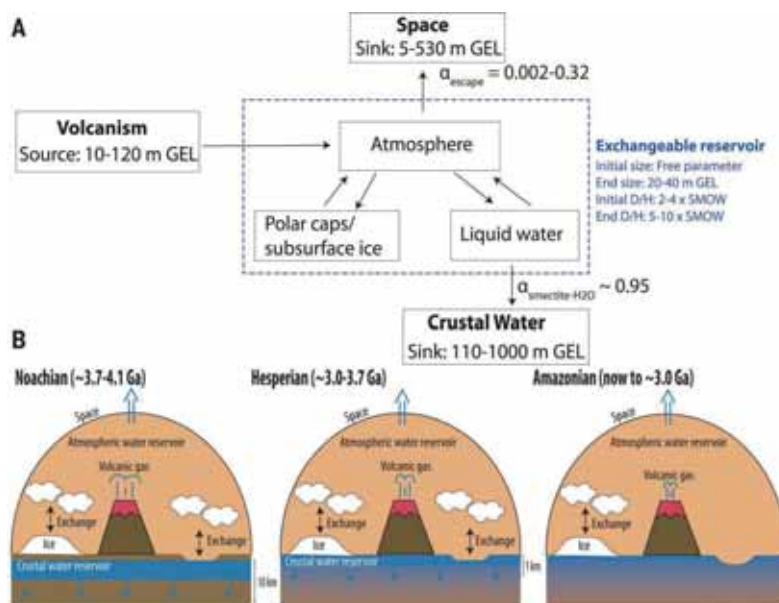


图 1 不同地质历史时期的氢元素同位素交换模型 (Scheller et al., 2021)

D/H 的值；在冷期，D/H 可能缓慢下降或上升，取决于火山去气和大气逃逸的水量平衡。

【致谢：感谢地星室胡森副研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Clifford S M. Polar basal melting on Mars[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1987, 92(B9): 9135-9152.
- Di Achille G, Hynes B M. Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(7): 459-463.
- Orosei R, Lauro S E, Pettinelli E, et al. Radar evidence of subglacial liquid water on Mars[J]. *Science*, 2018, 361(6401): 490-493.
- Plaut J J, Picardi G, Safaeinili A, et al. Subsurface radar sounding of the south polar layered deposits of Mars[J]. *Science*, 2007, 316(5821): 92-95.
- Scheller E L, Ehlmann B L, Hu R, et al. Long-term drying of Mars by sequestration of ocean-scale volumes of water in the crust[J]. *Science*, 2021, 372(6537): 56-62. (原文链接)
- Zuber M T, Smith D E, Solomon S C, et al. Observations of the north polar region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter[J]. *Science*, 1998, 282(5396): 2053-2060.

(撰稿：孔彦龙 / 页岩气与工程室)



Science: 火星核的地震学探测

导言：2018年11月26日，洞察号（Insight）火星探测器成功着陆于火星赤道附近。本次探测任务的最大亮点是在火星表面布设了首台火震仪 SEIS，开启了人类对火星内部结构直接探测的新篇章。经过两年多的运行，SEIS 记录到了数百次有效火震信号，其中震级 2-4 级的火震事件近 50 次。经过国际多个科研团队的通力合作，今年 7 月 23 日 *Science* 连续刊发了三篇文章 (Khan et al., 2021; Knapmeyer-Endrun et al., 2021; Stähler et al., 2021)，逐一揭秘火星壳、火星幔和火星核的神秘面纱，人们终于第一次“看到”包括火核在内的火星内部结构，对火星内部的物质组成也有了新的认识。该系列成果的发表具有里程碑式的重要意义。

类地行星核处于行星内部的最深处，是深空探测领域最为神秘的区域；同时也是类地行星能量的策源地，不仅蕴含着类地行星早期演化的重要线索，也可以通过液态铁合金的对流产生磁场，对行星表面的环境产生重要影响 (Stevenson, 2001; Stevenson, 2008)。作为一颗与地球非常相似的行星，火星的磁场可以追溯到 45 亿年前，一直到 35 亿年左右逐渐消亡 (Mittelholz et al., 2020)，而这与火星早期可能存在生命密切相关 (Thomas-Keprta et al., 2001)。火星磁场如何产生，又如何消亡？火星是否曾经有过宜居环境？要回答这些重要科学问题，很大程度上依赖于人们对火星核的结构、物质组成与动力学的深入认识。

在“火星核的地震学探测”一文中，Stähler 等通过对 6 个高信噪比火震事件波形记录的分析，成功提取出火星核上的反射地震波，确凿无疑给出火核存在的证据，并对火星液态外核半径和密度给出了迄今最为准确的约束。

研究工作的数据基础在于核幔边界反射的 ScS 震相的确认和拾取。ScS 波是一种横波，无法在液体中传播，当遇到液态的火星核时，核幔边界就像偏振滤波器一样，将水平向振动的入射 S 波向上反射，被布设在表面的 SEIS 火震仪记录到。由于数据的稀缺和珍贵性，作者们利用多种方法交叉验证了 ScS 震相。图 1 展示了一次高质量火震事件的波形记录，在初至到来后的 ~350 s 左右存在一个能量团，对应着 ScS 地震波的到来。借助于 Khan et al. (2021) 提供的火幔速度模型，他们把火星核的半径约束在 1770-1890 km 的范围。

Stähler et al. (2021) 进一步采用地震学建模、地球物理建模和地球动力学建模三种方法，对拾取的多种体波到时（包括 ScS、P、S 及 PP、SS、PPP 和 SSS 等）进行反演，得到了火星幔和火星核的纵波、横波速度随深度变化剖面（图 2A）。由于后两种方法利用了矿物物理数据，其反演结果不仅具有明显更小的不确定度（图 2A



和图 2B)，而且还能对火星核的密度进行约束（图 2C）。结合三种建模方法结果，并参考火星重力和卫星轨道测量数据，作者给出火星核的尺寸为 1830 ± 40 km，火星核的密度为 $5.7\text{-}6.3 \text{ g/cm}^3$ （图 2C）。

Stähler et al. (2021) 给出的火星核要明显大于前人的早期估计（约 1300-1600 km）(Stevenson, 2001)，相比于近期研究（约 1700-1900 km）也更精确地厘定了火星核的大小 (Smrekar et al., 2019)，因而对于火星核成分和火星幔矿物组成也有了更强的约束。如图 2C 和图 3 所示，与新的火星核大小和密度数据相对应，火星核不仅应该有大量的轻元素，而且很可能有 O、H、C 等

轻元素，这将导致熔点降低，因此火星形成固态内核的可能性也会大大降低。但此次 SEIS 火震数据并不能明确判定火星内核的存在与否。另外，Stähler et al. (2021) 的建模表明，与火星核新的尺寸相适应，火星核幔边界大约位于 1520-1600 km，此处对应的温压条件约为 1900-2000 K 和 18-19 GPa，比照地幔的成分和结构，作者认为火幔应当只有上火幔和火幔过渡带，而不足以支持后者林伍德石向布里奇曼石的转变，因而可能没有下火幔。这些推论对于火星核和幔的动力学过程、火星热演化和火星磁场等都具有重要的启示意义。

最后，Stähler et al. (2021) 勾勒出了火

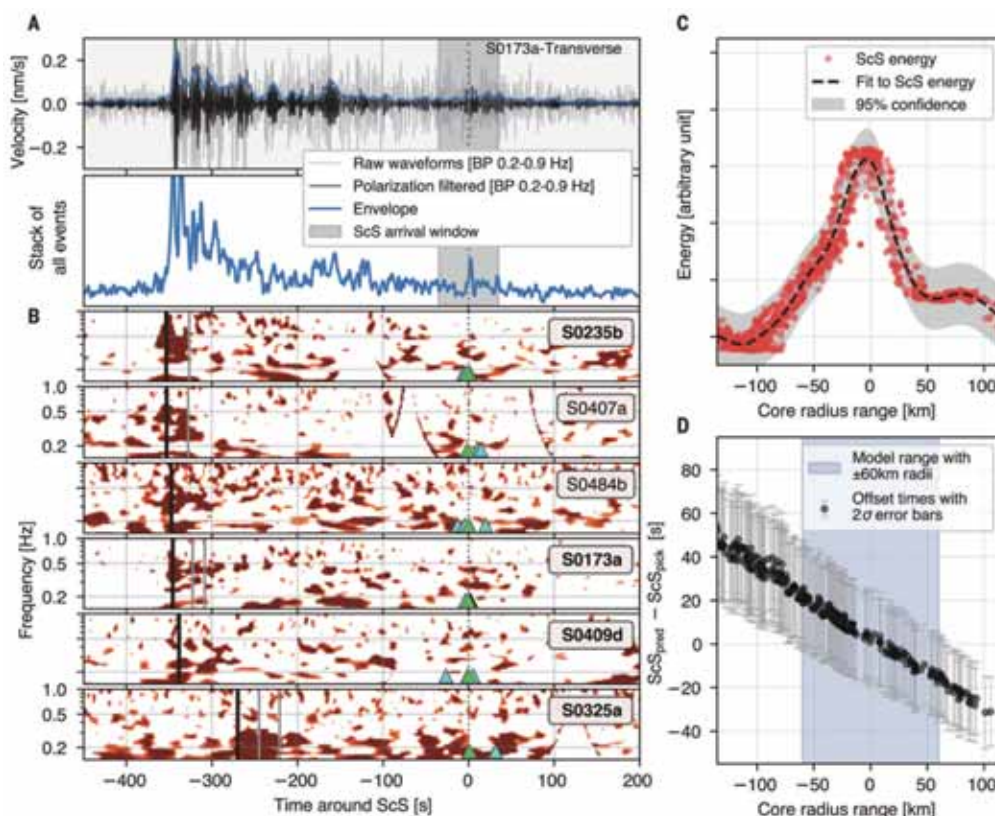


图 1 火核反射的 ScS 波信号处理和拾取过程 (Stähler et al., 2021)。(A) 火震 S0173a 的波形记录和叠加后的包络线；(B) 6 个事件对应的极化滤波后的能谱图，蓝色和绿色三角分别指代利用文中的方法预测和最终拾取的 ScS 到时；(C) 对 5000 种模型计算得到的 ScS 震相能量分布；(D) 对多种模型预测的 ScS 到时和观测到时的差值

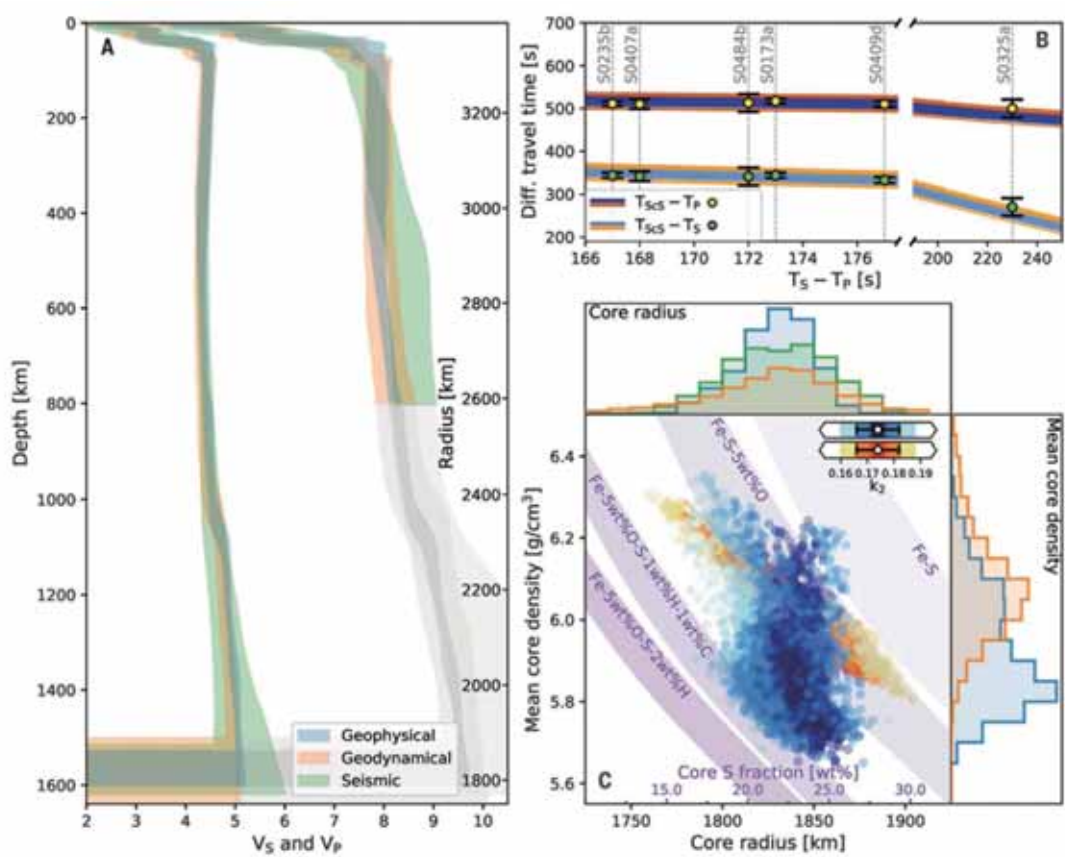


图 2 火星幔和火星核结构 (Stähler et al., 2021)。 (A) 反演得到的火星 P 波、S 波速度结构；(B) 计算和观测到的体波走时残差；(C) 火核性质，包括和火核半径和密度分布，图中还给出火核中轻元素（如 S、O、H 和 C）不同占比情况下的核密度

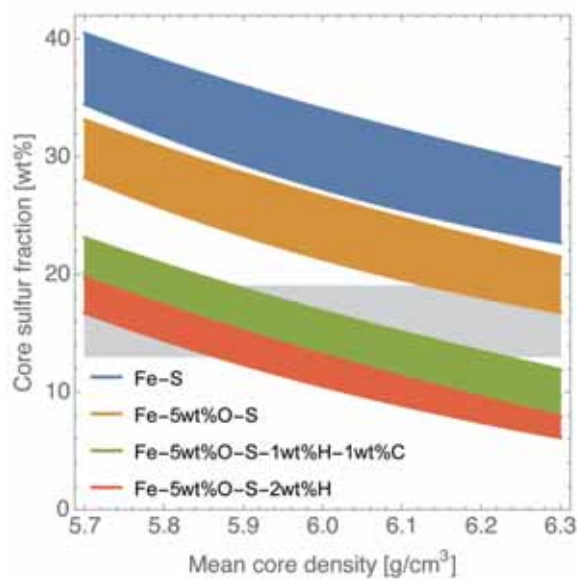


图 3 新的火星核密度数据对火星核成分的约束 (见 Stähler et al., 2021 附件)



星内部结构示意图（图4）。由于具有更大的火星核，如果将相关火震事件以及相对年轻活跃的 Tharsis 高原位置投影到该图上，可以看到火星表面很多地区都处于 SEIS 火震仪不能观测的所谓“核阴影区”。这既解释了本次研究所拾取的能携带火星核信息的火震信号的稀缺性，也为未来火震仪的布设提供了重要参考。

洞察号火星探测器此次仅布设了单台火震仪，所能提供的有关火星核的信息较为有限，因此与火星核有关的问题仍然有待进一步研究。例如，火星是否存在固态内核以及其内核尺寸如何？火星核的密度是否能更精确地约束等等。在此基础上，火星核的成分、火星热和动力学演化等终极问题也有待更深入的探讨。未来随着包括中国在内的世界各航天科技强国火星探

测任务的陆续开展，这些问题将会有更多更有力的约束。而对火星演化、特别是火星磁场产生与消亡机制、火星宜居环境变化的深刻理解，无疑也将大大促进人们对赖以生存的地球的演化规律的认知。

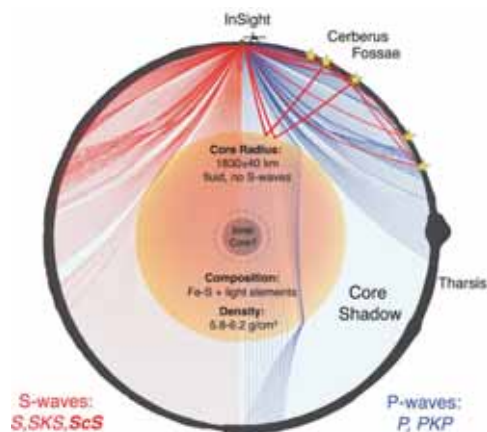


图4 火星内部结构与火震射线路径 (Stähler et al., 2021)

主要参考文献

- Khan A, Ceylan S, van Driel M, et al. Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 434-438.
- Knapmeyer-Endrun B, Panning M P, Bissig F, et al. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 438-443.
- Mittelholz A, Johnson C L, Feinberg J M, et al. Timing of the martian dynamo: New constraints for a core field 4.5 and 3.7 Ga ago[J]. *Science advances*, 2020, 6(18): eaba0513.
- Smrekar S E, Lognonné P, Spohn T, et al. Pre-mission InSights on the interior of Mars[J]. *Space Science Reviews*, 2019, 215(1): 1-72.
- Stähler S C, Khan A, Banerdt W B, et al. Seismic detection of the martian core[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 443-448. (原文链接)
- Stevenson D J. Mars' core and magnetism[J]. *Nature*, 2001, 412(6843): 214-219.
- Stevenson D J. A planetary perspective on the deep Earth[J]. *Nature*, 2008, 451(7176): 261-265.
- Thomas-Keppta K L, Clemett S J, Bazylinski D A, et al. Truncated hexa-octahedral magnetite crystals in ALH84001: presumptive biosignatures[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2001, 98(5): 2164-2169.

(撰稿：张志刚，李娟 / 地星室)



Science: 火星地幔的探测

导言：2018年11月26日，洞察号（Insight）火星探测器成功着陆于火星赤道附近。本次探测任务的最大亮点是在火星表面布设了首台地震仪 SEIS，开启了人类对火星内部结构直接探测的新篇章。经过两年多的运行，SEIS 记录到了数百次有效火震信号，其中震级 2-4 级的火震事件近 50 次。经过国际多个科研团队的通力合作，今年 7 月 23 日 *Science* 连续刊发了三篇文章 (Khan et al., 2021; Knapmeyer-Endrun et al., 2021; Stähler et al., 2021)，逐一揭秘火星壳、火星幔和火星核的神秘面纱，人们终于第一次“看到”包括火核在内的火星内部结构，对火星内部的物质组成也有了新的认识。该系列成果的发表具有里程碑式的重要意义。

行星地震事件震相的识别和到时拾取，对约束行星地震的位置、内部结构至关重要。1940 年 Jeffreys 和 Bullen 编制了较完整的、包含多种震相的地球全球走时表，在此基础上建立了首个地球一维参考速度模型（J-B 模型）。然而，相比于地球上数以万计的地震仪以及月球上曾经运行的四台月震仪，仅使用火星上的单台火震仪进

行火震震相识别、走时测量及内部结构反演则困难复杂得多，极具挑战性。

火星地震事件主要包括低频事件 (low-frequency event) 和高频事件 (high-frequency event)。其中低频事件的震源主要分布于火星地幔内，包含穿透火星地幔的震相（图 1），对于约束火星上地幔结构有重要意义。针对 InSight 火震仪运行两年以来记录到的

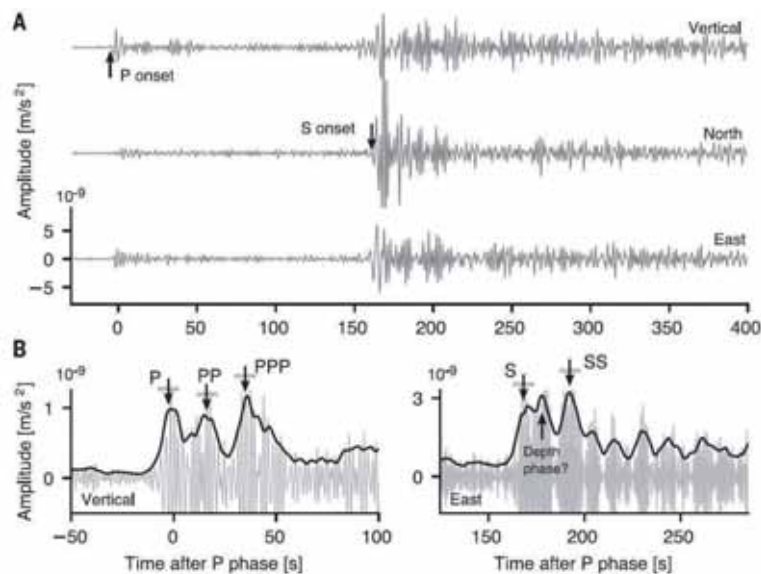


图 1 火震仪记录到的火震事件 (Khan et al., 2021)。(A) 火震事件 (S0235b) 三分量宽带滤波波形记录 (滤波频段 : 1.5-8 s); (B) 能量包络线上可以看到 P、PP、PPP、S、SS 等多种震相



8 个高信噪比低频火震事件, Khan 等人采用三种方法, 包括基于滤波器组拾取体波震相, 基于偏正滤波和速度分析拾取体波震相以及基于波形匹配拾取体波震相的方法识别了这 8 个火震事件的直达 P 波、S 波以及地表反射波 (PP 波、PPP 波、SS 波和 SSS 波) 震相并提取其到时信息。利用所提取的火震到时信息, 并结合火星地幔组分结构, Khan 等人约束了火星上地幔一维速度结构和地温梯度 (图 2)。

研究发现, 火星上地幔地震波速度总体随深度增加, 但在 400-600 km 深度处存在 S 波低速层 (图 2A)。Khan 等人进一步通过实际观测到的火震 S/P 振幅比和理论计算, 验证了火星上地幔 S 波低速层的存在。该低速层表明火星岩石圈盖层厚约 400-600 km, 而其下方为对流的地幔。随深度增加的温度给波速带来的影响超过了压力增大的作用, 产生了这一明显的上地幔 S 波低速层。

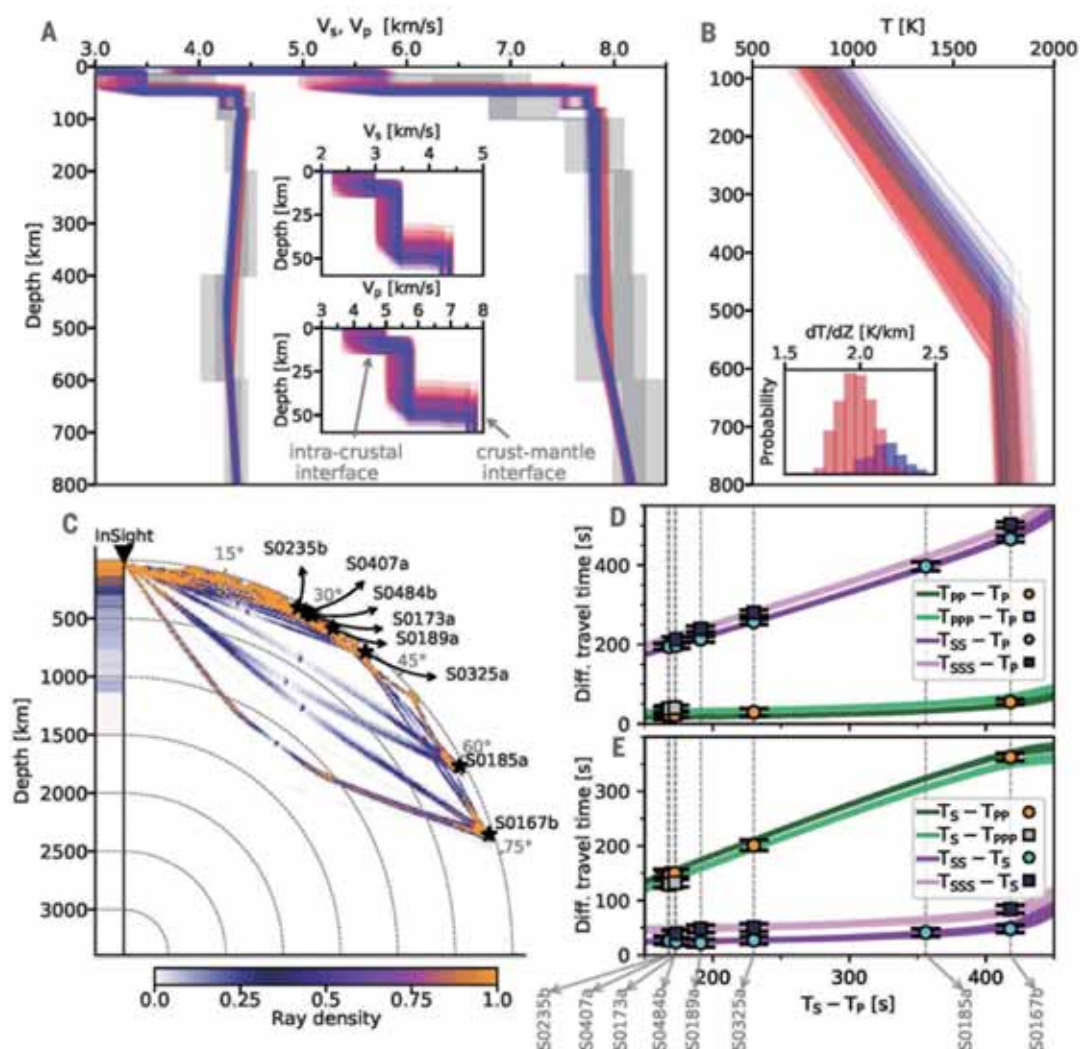


图 2 火星上地幔结构 (Khan et al., 2021)。(A) 反演得到的 P 波和 S 波速度随深度变化剖面 ;(B) 火星内部温度变化曲线。彩色和灰色标示的模型分别来自于地球物理和地震学反演 ;(C) 研究中用到的 8 个火震事件射线路径图 ;(D) 和 (E) 为图 (A) 中所有模型预测的体波震相到时和观测到时残差



Khan 等人将火星地幔地震学结构与火星热演化模型相结合,发现现今火星地壳中产热元素的富集程度是原始火幔的 13 到 20 倍。该估值要大于之前伽玛射线测量的

地表热流值,表明火星地壳具有中等偏高的热流,对理解火星地壳成分及壳幔分异过程有重要意义。

主要参考文献

- Khan A, Ceylan S, van Driel M, et al. Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 434-438. ([原文链接](#))
- Knapmeyer-Endrun B, Panning M P, Bissig F, et al. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 438-443.
- Stähler S C, Khan A, Banerdt W B, et al. Seismic detection of the martian core[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 443-448.

(撰稿: 王新, 李娟 / 地星室)



Science: 火星壳的厚度和结构

导言：2018年11月26日，洞察号（Insight）火星探测器成功着陆于火星赤道附近。本次探测任务的最大亮点是在火星表面布设了首台火震仪 SEIS，开启了人类对火星内部结构直接探测的新篇章。经过两年多的运行，SEIS 记录到了数百次有效火震信号，其中震级 2-4 级的火震事件近 50 次。经过国际多个科研团队的通力合作，今年 7 月 23 日 *Science* 连续刊发了三篇文章 (Khan et al., 2021; Knapmeyer-Endrun et al., 2021; Stähler et al., 2021)，逐一揭秘火星壳、火星幔和火星核的神秘面纱，人们终于第一次“看到”包括火核在内的火星内部结构，对火星内部的物质组成也有了新的认识。该系列成果的发表具有里程碑式的重要意义。

行星壳见证了行星形成和演化的历史。行星壳的形成是地幔分异和随之而来的岩浆作用的结果，包括可能持续到现今的地幔储库的部分熔融过程。以火星为例，火星陨石坑记录表明大部分火壳形成于火星历史早期，并伴随有大量的岩浆活动。在岩浆洋初期结晶以及后期部分熔融过程中，不相容物质组分，包括生热元素和挥发物等逐渐在火星壳中富集。因此，对火星壳厚度和结构的认识可以为火星如何分异、不相容元素在硅酸盐储层中的分配，以及火星的热和岩浆演化历史等重要科学问题提供基本约束。

目前，火星壳厚度和密度还缺乏绝对测量。早期对火星壳厚度及其空间变化的估计大都通过对重力和地形之间的关系建模获得。假设火星壳密度在 2700 至 3100 kg/m³ 范围变化，由艾里均衡假设可以估算火星壳平均厚度为 57±24 km。最近对火星表面元素的丰度以及火星陨石主元素的化学分析表明，火星壳可能相当致密，其密

度值接近~ 3300 kg/m³。

在“洞察号”火震资料对火星内部结构揭秘的系列文章中，Knapmeyer-Endrun et al. (2021) 探讨了火星壳的厚度问题。利用单台记录的火星震信号和环境噪声波形，基于地震学领域广泛使用的接收函数和波形自相关等方法，反演获得了洞察号着陆器下方的火星壳厚度和结构。结果表明：观测与具有至少两个或者三个界面的模型一致（图 1）。如果第二界面为火星壳边界，则火星壳的厚度为 20 ± 5 km；而如果第三个界面为边界，则厚度为 39 ± 8 km。结合火星全球重力和地形数据，他们还外推给出了整个火星壳的平均厚度在 24 到 72 km 之间。

考虑到单台火震仪的局限性，为提高着陆器下方火星壳厚度和结构反演的可靠性，Knapmeyer-Endrun et al. (2021) 基于数据选取时窗、滤波频段、旋转角度等相关参数和反褶积方法，采用 9 种不同的接收函数计算（或处理）方法，分别计算了 3

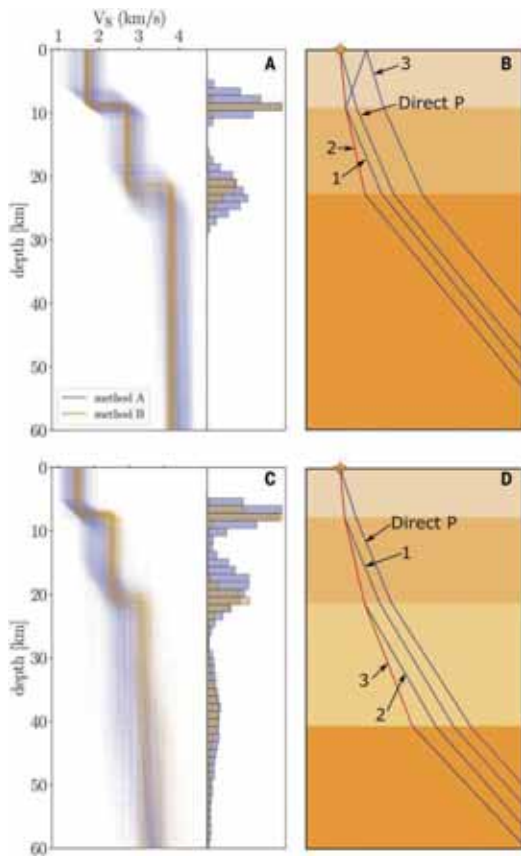


图 1 利用接收函数方法获得的火星壳结构 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021)。(A) 和 (B) 为基于两层模型参数的反演结果及主要震相的传播路径示意；(C) 和 (D) 为基于三层模型参数的反演结果和射线路径。P 波和 S 波传播路径分别用黑线和红线表示

个高信噪比火星震事件 (S0183a, S0173a 和 S0235b, 见图 2) 的接收函数 (图 3)。

为了验证速度模型有效性, 作者使用火星震事件 S0235b 基于点源模型的震源机制, 采用两层速度模型, 分别计算了火星壳底部深度位于 80 km 和 24 km 的理论地震图, 并同实际观测波形比较, 结果表明 (图 4): 采用火星壳底部深度位于 24 km 的速度模型的理论 and 实测波形拟合效果更好, 特别是 S 波部分。为交叉验证火星壳模型的精确性和合理性, 作者还利用火星震波形和环境噪声数据, 使用波形自相关法计算了火星震垂直向自相关函数, 在 5 s 至 6 s、10 s 至 11 s、20 s 至 21.5 s 时段能量最大值均可用接收函数反演获得的速度模型较好地预测。这些能量最大值可解释为 P 波在火星壳内的多次反射波。

最后, 作者使用“洞察号”探测器着陆点下方火星壳厚度和重力场作为约束条件, 在全球范围内对火星壳厚度进行了反演。他们预先采用了几种不同的火星幔和核密度模型, 针对所有合理的火星壳密度构建了火星壳厚度模型。如果以薄火星壳

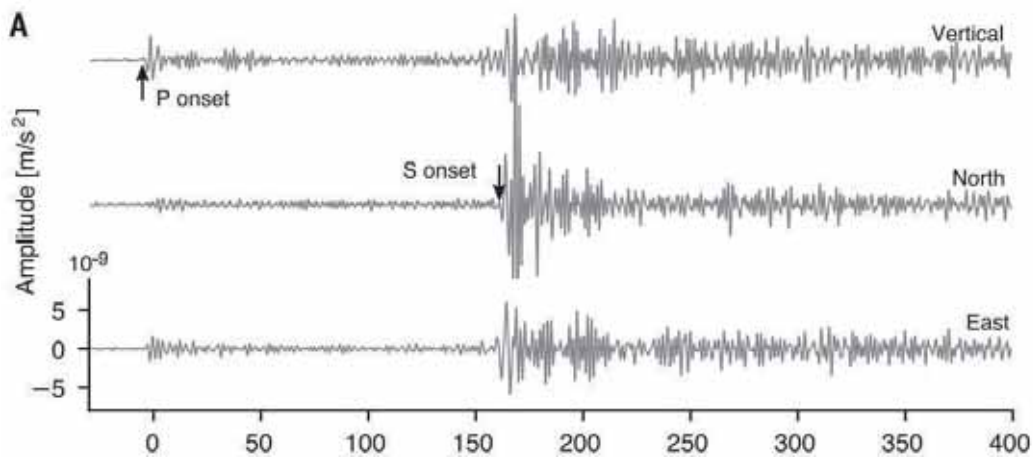


图 2 火星震事件 S0235b 三分向波形记录 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021)

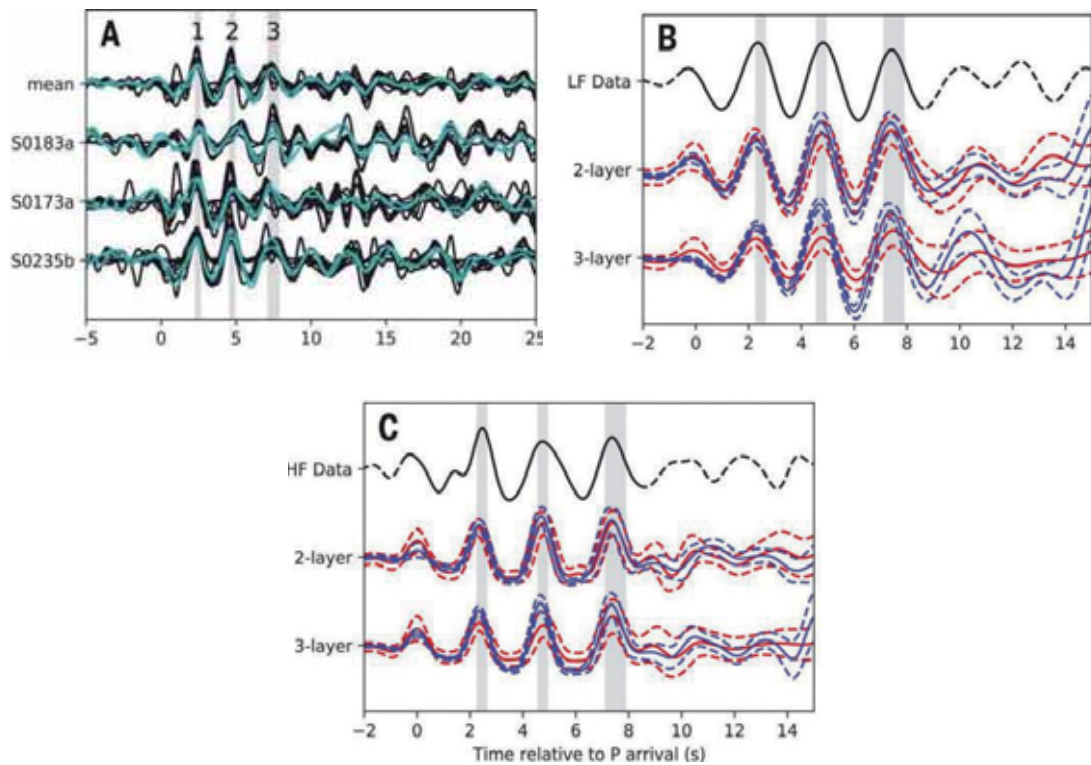


图 3 接收函数方法提取的转换震相实测和理论比较 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021)。(A) 事件 (S0183a、S0173a 和 S0235b) 的 P-to-S 接收函数及其均值。编号 (1、2、3) 对应于图 1 (B) 和图 1 (D) 所示震相。不同方法计算的接收函数用黑线表示, 用于模型反演的两个接收函数数据集以蓝绿线表示。(B) 低频 (LF) 滤波下不同方法计算的实测接收函数均值和两层或三层速度模型模拟的理论接收函数比较。数据在顶部以黑线显示, 实线部分代表反演中使用的时窗。红色实线和虚线显示反演方法 A 生成的理论接收函数合成结果, 而蓝色实线和虚线显示了基于反演方法 B 得到的 5000 个最佳结果生成的平均理论接收函数。(C) 与 (B) 类似, 但用于高频 (HF) 滤波下计算的接收函数

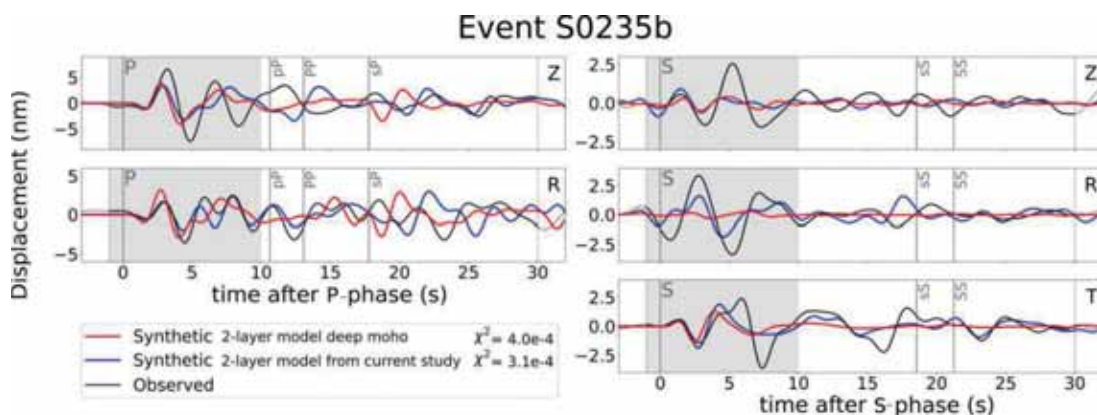


图 4 不同速度模型的波形正演 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021)。两层速度模型, 其中 Moho 深度为 80 km (红线) 和 24 km (蓝线)



模型为约束条件，则全球平均火星壳厚度预计在 24~38 km 之间，火星壳最大密度为 2850 kg/m^3 (图 5A)。对于厚火星壳模型，平均火星壳厚度在 39 ~ 72 km 之间，最大允许密度为 3100 kg/m^3 (图 5B)。

由火震观测获得的火星壳相对较薄，或者至少比一些早期的预测更薄，这为火星壳生热和火星硅酸盐分异程度提供了新的约束 (图 5)。全球平均火星壳厚度与研究中给出的厚火星壳地震模型一致，意味着火星壳中生热元素的含量是原始地幔的 13 倍，与 55% 至 70% 的火星生热元素聚集在火星壳中一致。相比之下，薄火星壳模型需要的火星壳生热元素含量要比原始地幔高约 21 倍，这比火星壳表层的伽马射线光谱数据估计的值要高两倍以上，表明存在一种机制让地壳下部能够有效富集包括生热元素在内的不相容元素。只是目前的研究还不足以排除任何一种火星壳模型的可能性。

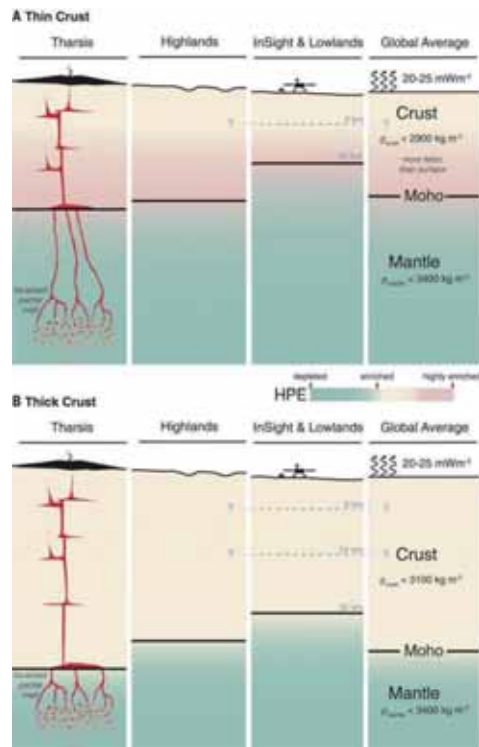


图 5 薄火星壳和厚火星壳模型的火星化学和火星动力学意义的示意图解释 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021)。为了匹配火星动力学约束，在薄火星壳模型 (A) 中需要丰富的生热元素 (HPE)，以不同颜色表示，密度则较低；而厚火星壳模型 (B) 生热元素丰度与表面一致

主要参考文献

- Clinton J F, Ceylan S, van Driel M, et al. The Marsquake catalogue from InSight, sols 0–478[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2021, 310: 106595.
- Giardini D, Lognonné P, Banerdt W B, et al. The seismicity of Mars[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(3): 205-212.
- Khan A, Ceylan S, van Driel M, et al. Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 434-438.
- Knapmeyer-Endrun B, Panning M P, Bissig F, et al. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 438-443. (原文链接)
- Stähler S C, Khan A, Banerdt W B, et al. Seismic detection of the martian core[J]. *Science*, 2021, 373(6553): 443-448.

(撰稿：赵旭，李娟 / 地星室)



Nature: 热木星大气首次同时探测到六种分子

热木星 (hot Jupiter) 是一种系外气体巨行星，质量与木星相当甚至超过木星，其与该星系恒星的距离非常近。此前观测发现，热木星的大气中经常存在水蒸气 and 一氧化碳。热木星 HD 209458b 是一颗围绕着飞马星座的恒星 HD 209458 运行的系外气态巨行星，轨道半径约为 0.047 个天文单位，相当于水星轨道半径的八分之一，它的质量是木星的 0.69 倍，体积是木星的 2.5 倍左右 (图 1)，自转周期 3.5 天。HD 209458b 是一颗被研究的相对比较充分的热木星 (平衡温度大约 1500 K)，此前已经在其大气中发现了水蒸气 (H_2O)、一氧化碳 (CO) 和氰化氢 (HCN)。



图 1 木星 (左图) 与 HD 209458b (右图) 大小对比 (图片来源 :Wikipedia)

凌星光谱观测是探测系外行星大气的重要手段。当系外行星围绕其母星运行至朝向地球的一面时，称为凌星现象。在凌星期间，恒星的光先穿过行星大气再传播到地球。其间，行星的大气成分会对恒星的光进行吸收，从而在特定的波长处留下吸收特征，形成吸收线，通过这些特定波

长处的吸收特征就可以识别行星大气的化学成分。

GIANO-B 是在西班牙拉帕尔马 (La Palma) 的 3.58 米伽利略国家望远镜上安装的高分辨率近红外光谱仪，2017 年 10 月开始向学界提供科学观测数据。GIANO-B 单次曝光能够获得近红外 0.9-2.45 μm 光谱范围内的高分辨率光谱，光谱分辨率 $R=50000$ ，如此宽的波段范围和高光谱分辨率对探测多种分子类型非常关键，因为不同分子的不透明度随波长变化很大。Giacobbe et al. (2021) 利用 GIANO-B 光谱仪对热木星 HD 209458b 进行了 4 次凌星观测 (2018 年 7 月 7 日，2018 年 8 月 29 日，2019 年 8 月 27 日和 2019 年 9 月 3 日)，通过对这 4 次凌星观测的光谱数据的细致分析，首次在热木星 HD 209458b 大气中同时探测到六种分子： H_2O 、HCN、 C_2H_2 、CO、 NH_3 和 CH_4 。

地面望远镜观测到的凌星事件的光谱中，除了系外行星大气的吸收产生的吸收线之外，还叠加了恒星光球的吸收线和地球大气吸收线。在整个凌星观测过程中，由于系外行星的运动使得其大气的吸收线信号有多普勒频移 (HD 209458b 在凌始时的多普勒速度 $\sim -16 \text{ km/s}$ ，凌终的多普勒速度 $\sim 16 \text{ km/s}$)，而恒星光球和地球大气吸收线是接近静止的，因此可以通过主成分分析方法有效地过滤掉光球吸收线和地球吸收线，从而只保留下系外行星大气的吸



收线信号。但系外行星的信号相对于噪声来说太弱（信噪比 $\ll 1$ ），无法直接识别出来。幸运的是 GIANO-B 的谱段中包含了数千条强的分子线，因此可以通过合并它们的信号来尝试探测行星信号。意大利图灵天文台 Paolo Giacobbe 博士根据 GIANO-B 每个夜晚的观测，对每一个分子、每一级谱段、每次曝光把观测到的热木星光谱与凌星模型光谱做互相关。用来做互相关的光谱（如图 2 彩色部分）通常是选择包含行星光谱中最强谱线的波段，并且受地球大气吸收影响比较小。凌星模型光谱是基于 GENESIS 模型在假设等温大气和热木星的七种主要化学成分（ H_2O , HCN , C_2H_2 , CO ,

NH_3 , CO_2 和 CH_4 ）等体积混合比的条件下计算出来的凌星光谱与 GIANO-B 仪器轮廓卷积之后的光谱。之后把不同级光谱的互相关函数叠加，但此时仍旧探测不到有效信号，作者又进一步将同一次或多次凌星观测的所有光谱的互相关函数叠加（在叠加前所有光谱都需要校正到恒星的静止坐标系，以消除热木星运动引起的吸收线位置变化），才得以从中分辨出 HD 209458b 行星大气的信号。为了计算探测到的信号的显著水平，作者对所有分子种类的两组互相关值——行星静止坐标系中小于 3 km/s 的互相关值（探测到的信号）和大于 25 km/s （背景噪声）的互相关值——的分布做

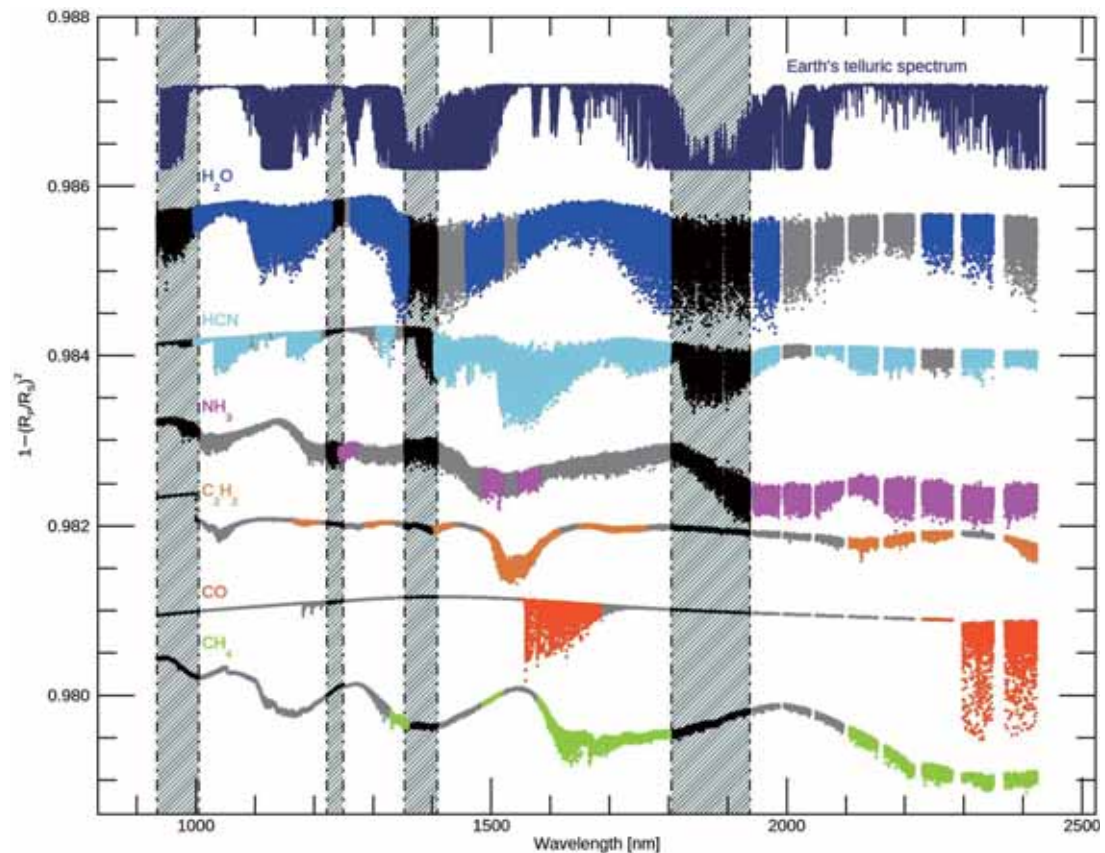


图 2 地球光谱和 H_2O , HCN , NH_3 , C_2H_2 , CO , CH_4 的理论透射光谱 (Giacobbe et al., 2021)。彩色区域标示用来做互相关的光谱，灰色区域标示由于光谱校准和 / 或波长校准程序失败而被排除



T 检验。零假设是两个样本具有相同的均值，检验在一定的显著性水平上拒绝了该假设，该水平即检测信号的显著性（如图 3 所示）。H₂O 和 HCN 的信号较强，具有最好的检测显著性，可以分别在四次凌星

观测中探测到；其他四种分子（C₂H₂, CO, NH₃, CH₄）的信号相对较弱，只有当多次凌星观测叠加时，才能被明确地检测到，检测显著性总是随着叠加凌星观测次数的增加而增加。

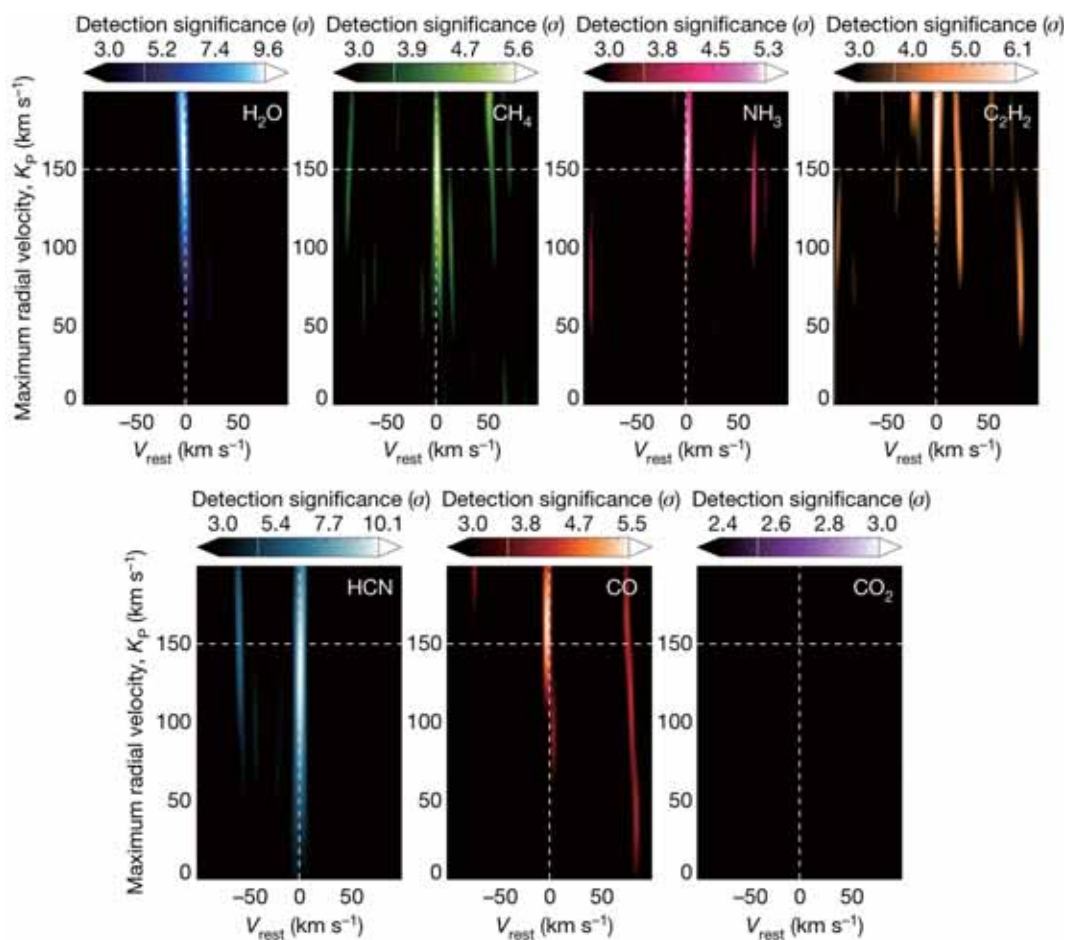


图 3 HD 209458b 大气分子探测的显著性 (Giacobbe et al., 2021)

Giacobbe et al. (2021) 基于对 HD 209458b 的四次凌星观测，首次同时探测到其大气中的六种分子：水 (H₂O)，一氧化碳 (CO)，氰化氢 (HCN)，甲烷 (CH₄)，氨 (NH₃) 和乙炔 (C₂H₂)，均具有较高的检测显著性。在此之前还从未在一颗系外行星上同时探测到如此多的分子，这为我们更精细地约束系外

行星化学成分提供了可能性。

基于所探测到的六种化学成分的约束，通过对热平衡和非热平衡、有无气溶胶、不同金属丰度和不同碳氧比相互组合的不同大气模型的测试，发现 HD 209458b 大气是热化学平衡的、含有气溶胶、金属丰度约为太阳的 0.1-10 倍、碳氧比接近或大于 1（高于



太阳值, 0.55)。根据现有基于大气化学的行星形成和迁移模型, 表明 HD 209458b 形成于远离其目前位置的地方, 并随后向内迁

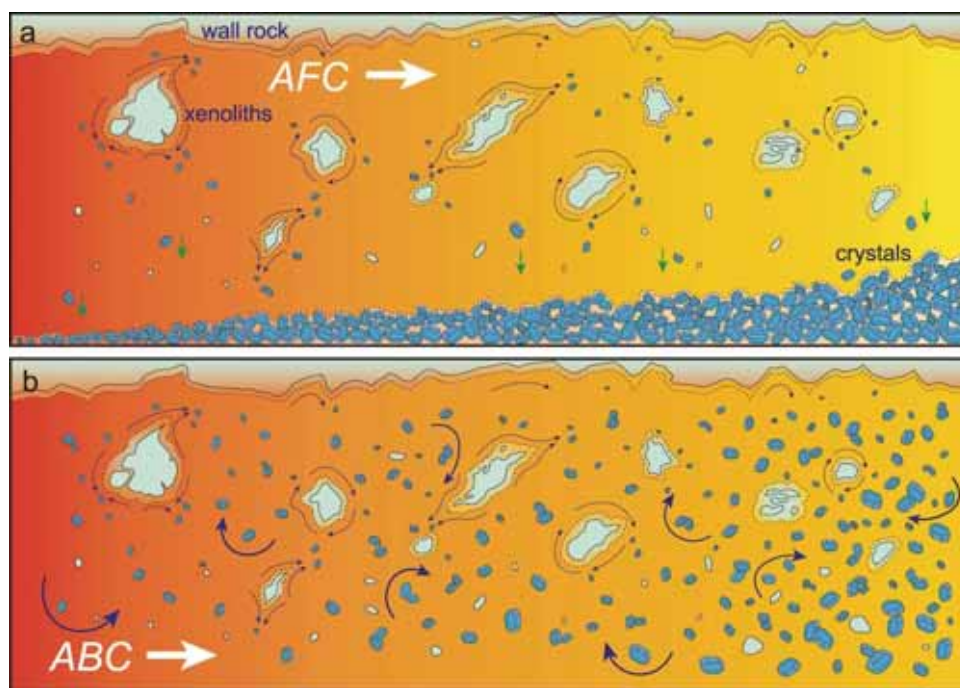
移。根据这一结果, 其他热木星也可能存在的更丰富的化学成分, 这将对热木星具有类太阳和富氧成分的假说受到挑战。

主要参考文献

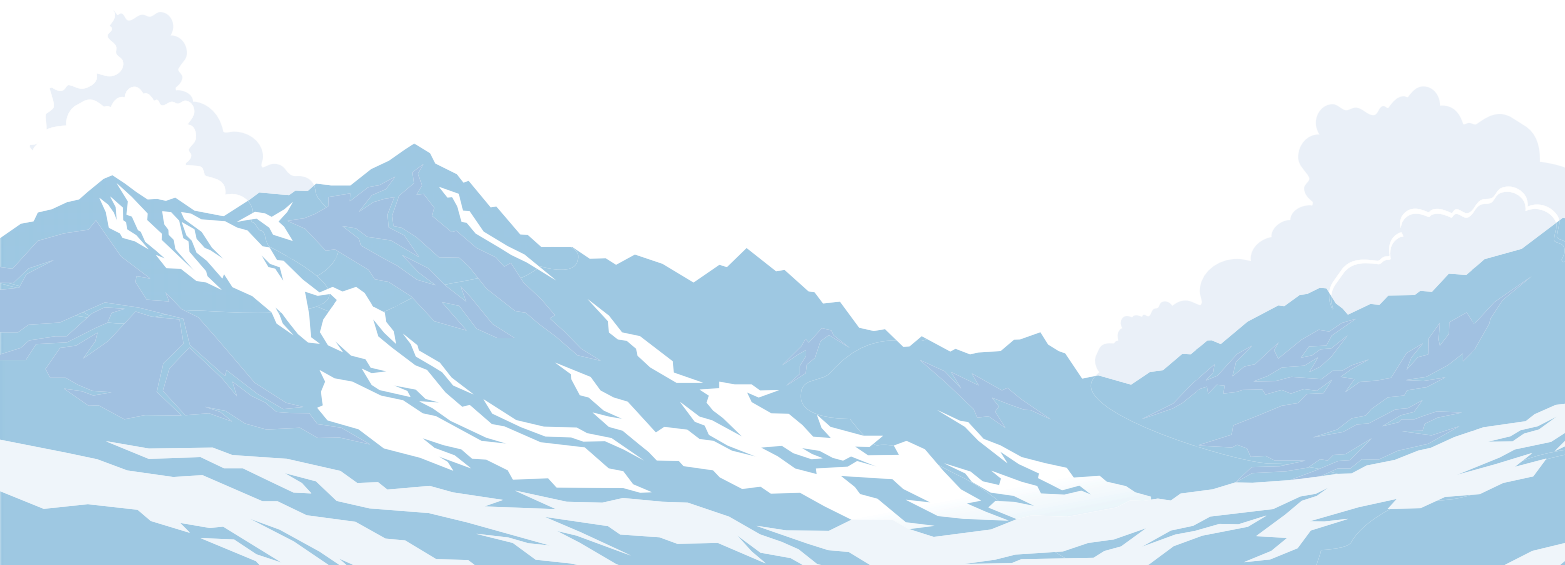
Giacobbe P, Brogi M, Gandhi S, et al. Five carbon-and nitrogen-bearing species in a hot giant planet's atmosphere[J]. *Nature*, 2021, 592(7853): 205-208. ([原文链接](#))

(撰稿: 林红磊, 闫丽梅, 范开, 赵勇 / 地星室)

6. 前沿——永无止境



(Yao et al., 2021, Nature Communications)





PNAS: 地磁场古强度结果揭示中生代弱偶极磁场期

地球内部变化过程对了解地球演化历史至关重要。但由于地球深部物质保存困难，对早期（3 亿年前）板块俯冲模式、地幔柱出现以及大型低剪切波速区稳定性等地球内部过程的认识缺乏约束。而古地磁记录特别是古地磁强度，可作为反映地球发电机启动、地球内核形成等早期地球深部过程的关键指标。显生宙存在数千万年不发生磁极倒转的超静磁期，这一过程被认为与地球深部的变化有关。目前古地磁结果显示地质时期可能存在三个超静磁期，分别是：白垩纪正极性超静磁期（CNS），石炭-二叠纪负极性超静磁期（PCRS）和奥陶纪负极性超静磁期（ORS）。古磁场强度结果显示：超静磁期，地磁场强度整体处于高值，而在超静磁期之前倒转相对频繁的时期，地磁场强度则整体较弱，二者交替出现，指示古地磁场可能存在受控于地幔对流等地球深部过程的~2 亿年的变化周期。Prévot et al. (1990) 最早提出中生代弱偶极磁场期（Mesozoic Dipole Low, MDL），指的是 CNS 之前地磁场强度整体处于低值的一段时期，之后得到越来越多的研究支持，一部分观点认为 MDL 开始于 PCRS 结束时，另一部分研究认为 MDL 可能只局限于~1.7-1.5 亿年。近期，西伯利亚古磁场强度研究发现在 PCRS 开始之前 3500 万年的泥盆纪存在类似的地磁场强度低值期，持续时间~5000 万年（Hawkins et al., 2019）。然而，目前对于泥盆-早石炭纪（PCRS 开始之前~1 亿年）地磁场

强度是否存在类似低值尚缺乏数据约束。

为了研究这一可能存在的弱磁场期的持续时间，英国利物浦大学古地磁研究团队与其合作者对位于苏格兰东海岸的 Strathmore 火山群（~4.16-4.11 亿年）和 Kinghorn 组（~3.32 亿年）熔岩流开展详细的古磁场强度研究，结合古磁场方向、岩石磁学、岩相学和年代学研究，获得高质量的古磁场强度结果。Strathmore 研究区共有 6 个采点获得古强度结果（图 1），其中 5 个采点记录了较低的磁场强度，为 5.6-46.2 ZAm²（现代磁场全球平均强度~80 ZAm²）；Kinghorn 研究区共有 8 个采点获得古强度结果（图 2），所有采点记录的磁场强度都非常低，为 9.6 - 27.0 ZAm²。本研究结果结合已有古强度结果指示中生代可能存在类似于 MDL 的弱偶极磁场期，作者将其命名为 MPDL（Mid-Paleozoic Dipole Low）。为了进一步讨论中生代地磁场强度变化，作者分析了数据库中 5-2 亿年古磁场强度数据，并根据古强度实验影响因素提出了古强度数据可靠性判断标准 Q_{PI} ， Q_{PI} 越大代表数据质量越高。图 3 展示了根据 Q_{PI} 值划分的古强度结果及地磁倒转频率随时间变化，整体趋势为 PCRS 之前（PRE）地磁场强度处于低值，进入超静磁期强度升高，超静磁期之后（POST）强度降低，变化趋势与地磁倒转频率大体反相关。进一步将数据按 PRE、PCRS 和 POST 三个时间段分组，并分别按不同 Q_{PI} 标准绘制箱形图（图 4），结果更清楚地显示无论用哪种筛选标

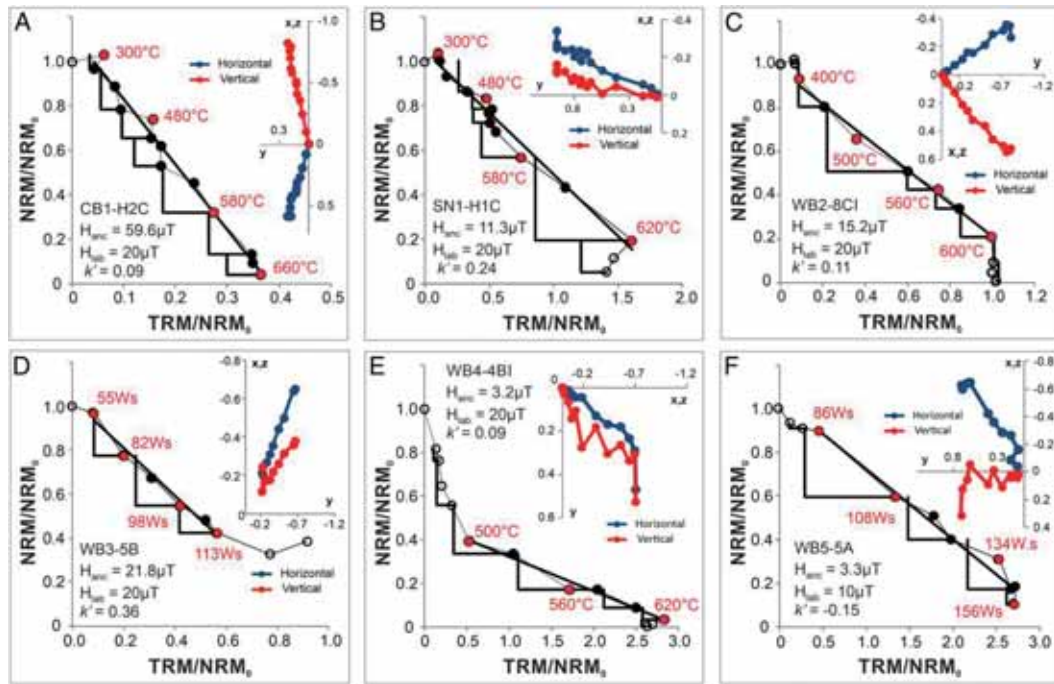


图1 Strathmore 研究区代表性样品古强度结果 (Hawkins et al., 2021)。横轴为样品实验室获得的热剩磁 (TRM)，纵轴为自然界获得的天然剩磁 (NRM)，黑色直线为用于计算古强度的拟合直线，拟合直线斜率乘以实验室外加场强 (H_{lab}) 即为样品记录的古强度值 (H_{anc})。 k' 为反映拟合线曲率的参数，值越小代表拟合线越接近直线，数据质量越好。图中插图为样品逐步退磁正交向量投影图，红色为垂直面投影，蓝色为水平面投影，反映样品记录的剩磁分量。古强度实验采用两种加热方法：传统古强度炉加热法（单位为 °C）和微波加热法（单位 Ws）

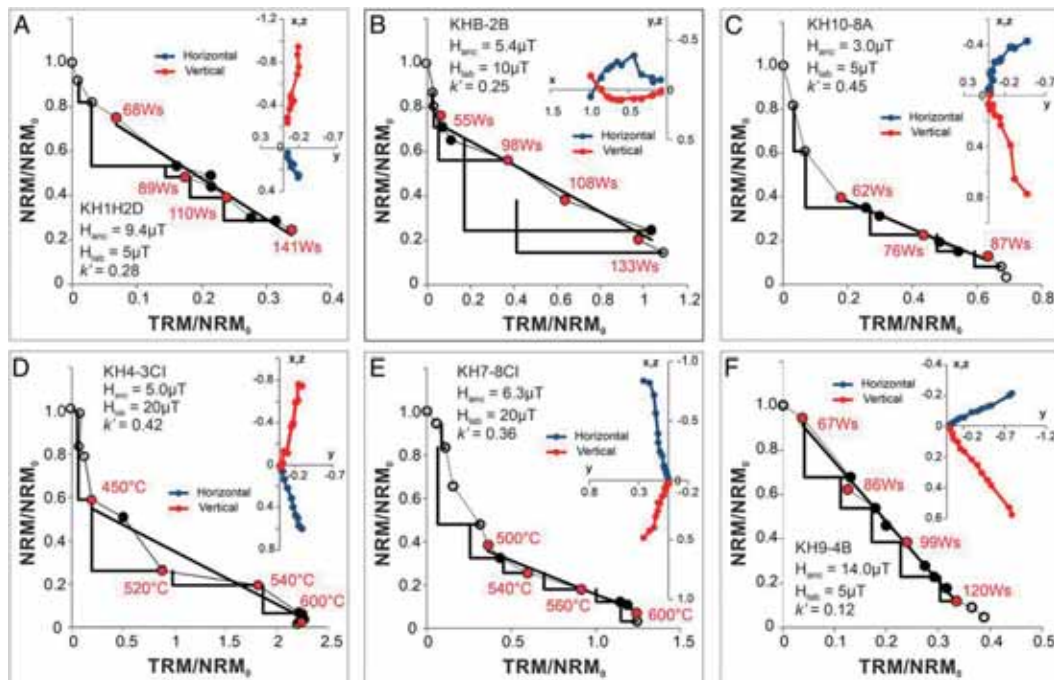


图2 Kinghorn 研究区代表性样品古强度结果 (Hawkins et al., 2021)

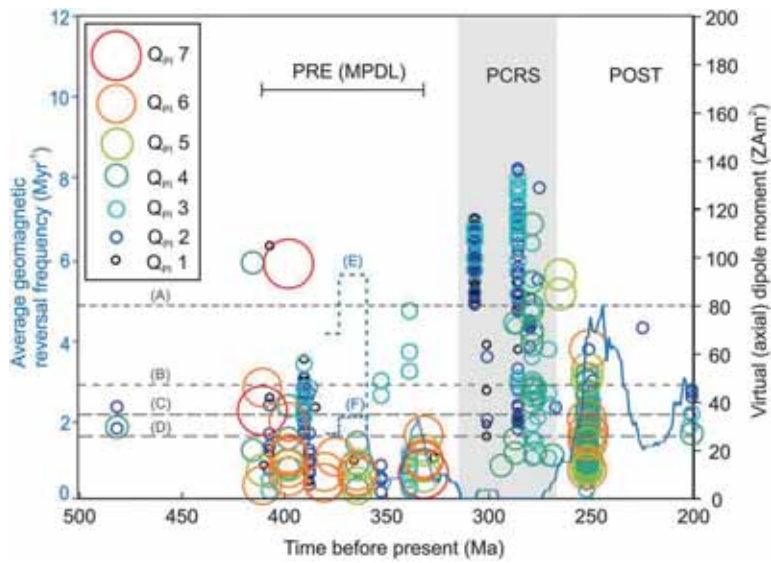


图 3 5-2 亿年古磁场强度结果 (彩色圆圈) 及地磁倒转频率 (蓝线曲线) 随时间分布 (Hawkins et al., 2021)。地磁场强度用虚 (轴向) 偶极矩 /Virtual (Axial) Dipole Moment (V(A) DM) 表示。不同 Q_{pi} 的强度数据用不同大小和颜色的圆圈表示, Q_{pi} 越大, 数据质量越高。(A) (B) (C) 和 (D) 四条虚线分别代表现代磁场强度、CNS 期 $Q_{pi} \geq 3$ 强度、侏罗纪地磁活跃期 $Q_{pi} \geq 3$ 强度和侏罗纪地磁活跃期 $Q_{pi} \geq 0$ 强度数据均值。(E) 和 (F) 代表该时间地磁倒转频率可能达到的最大和最小值。PCRS 代表二叠 - 石炭纪负极性超静磁期, PRE 和 POST 分别代表 PCRS 之前和之后分组统计强度数据的时间段, MPDL 代表中生代弱偶极磁场期

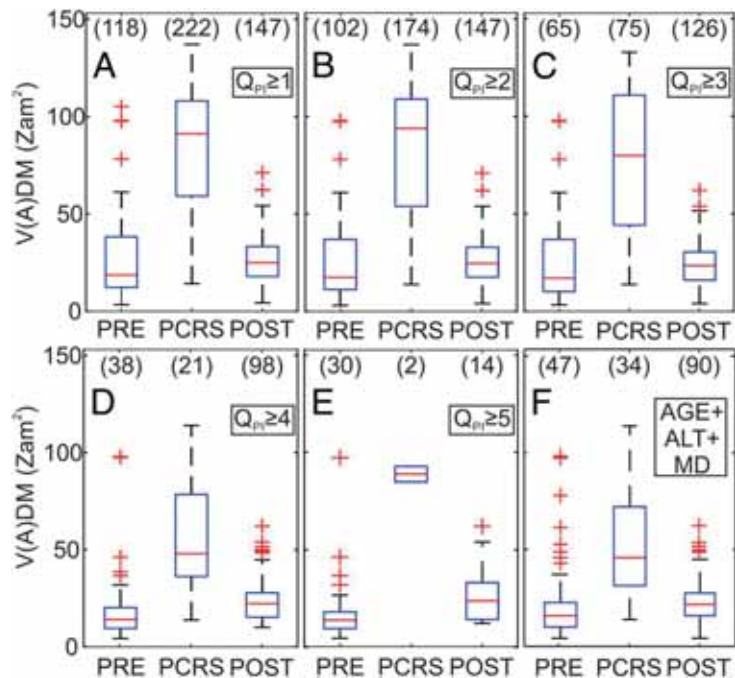


图 4 PRE、PCRS 和 POST 三个时间段不同 Q_{pi} 强度数据箱形图。每个图中括号内数字表示各组古强度数据个数, 盒子中间的红线表示强度数据中值, 盒子上下边界分别表示 25% 和 75% 边界, 红色十字代表异常点。图 F 显示的是所有通过年龄、热转化、多畴磁颗粒等筛选标准的强度数据分布情况 (Hawkins et al., 2021)



准，PCRS 期间地磁场强度值都高于超静磁期之前和之后。

本研究系统分析了 5-2 亿年古磁场强度数据，发现 MPDL 与 MDL 磁场强度值和持续时间都有一定的相似性，地磁场强度变化趋势整体表现为 MPDL 弱磁期、PCRS

强磁期、MDL 弱磁期、CNS 强磁期交替出现，呈现 ~2 亿年变化周期，驱动机制可能与地幔柱（Olson and Amit, 2015; Amit and Olson, 2015）、板块俯冲（Hounslow et al., 2018）、真极移（Biggin et al., 2012）等地球动力过程相关。

主要参考文献

- Hawkins L M A, Grappone J M, Sprain C J, et al. Intensity of the Earth' s magnetic field: Evidence for a Mid-Paleozoic dipole low[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(34). (原文链接)
- Prévot M, Derder M E M, McWilliams M, et al. Intensity of the Earth' s magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 97(1-2): 129-139.
- Hawkins L M A, Anwar T, Shcherbakova V V, et al. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 506: 134-145.
- Olson P, Amit H. Mantle superplumes induce geomagnetic superchrons[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2015, 3: 38.
- Amit H, Olson P. Lower mantle superplume growth excites geomagnetic reversals[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 414: 68-76.
- Hounslow M W, Domeier M, Biggin A J. Subduction flux modulates the geomagnetic polarity reversal rate[J]. *Tectonophysics*, 2018, 742: 34-49.
- Biggin A N, Steinberger B, Suttie A J N, et al. Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5: 526-533.

（撰稿：蔡书慧 / 岩石圈室）



PNAS: 一种对矿物进行分类的新方法

钻石恒远，但这并不意味着所有的钻石都有共同的历史。每一颗钻石在成分和成因上都与其他钻石不同，但根据国际矿物学协会（IMA）的权威规定，它们都被归类为“钻石”。对于物理学家而言，这种不一致不构成任何问题，但是对于行星科学家以及其他努力了解矿物历史背景的人，这种分类系统埋下了问题。

科学的进步取决于不断发展的分类规定，即将自然物体和现象划分为“自然种类”。由于自然种类对于阐述成功的科学理论具有核心作用，因此人们认为它代表了自然界的真正的划分。在物理科学中，理论上有效的分类系统（如元素周期表），通常与时间无关。类似地，国际矿物学协会（IMA）新矿物命名和分类委员会提出的矿物种类的分类标准取决于理想的化学组成和晶体结构，这些属性是基于化学理论和固体物理的理论考量而选择的，亦与时间无关。然而，在行星演化的背景下考虑矿物种类时，则需要一个不同的依赖于时间的分类方案。

基于对矿物在行星系统起源和发展中的作用的认知，作者提出一个“进化的”矿物分类系统。新的矿物分类系统，将基于IMA矿物定义和分类，加入时间因素的考量，聚焦矿物的起源和之后经历的环境变化。该分类方案（1）涉及的具有时间信息的属性，包括微量元素、同位素、流体和固体包裹体、晶体粒度和形态、伴生矿物、

结构缺陷和其它物理化学属性等；（2）将矿物范畴拓展到固体物质范畴，包括非晶物质、凝聚的行星物质，火山玻璃，土壤中似粘土相，与生物活动有关的固体（如琥珀、煤、甘洛根等）；（3）将研究对象延伸到行星领域（月球、火星等），即在行星演化的背景下考虑矿物种类，强调矿物研究在行星演化研究中的重要作用。

由于缺少能够解释宇宙化学组成随时间复杂化的综合理论，作者建议根据野外地质研究观察、天文观测、实验研究、自然样品和环境的分析，采用自举法进行矿物分类。依赖IMA分类系统中详尽的矿物目录，应用聚类分析的方法来区分给定的IMA矿物。例如，通过大小、形状、颜色、包裹体、同位素和微量元素等特征区分恒星钻石、地幔钻石和撞击钻石。这个方法有可能阐明宇宙化学复杂化的基本原理的。具体开展的工作包括：（1）综合过去200年的大量研究文献，整理所有已知矿物的历史形成模式。这项工作对于比较不同行星和卫星（如地球和火星）的矿物演化是至关重要的。（2）将现有的和新的矿物数据资源整合到一个开放存取、集成和“FAIR”（可查找、可访问、可互操作、可重复利用）的存储库中。针对大量的典型标本开展多维分析，定义新的矿物分类。成功地开发、扩展和管理这样的数据资源将成为未来矿物学家的重要挑战。



原文 : Cleland C E, Hazen R M, Morrison S M. Historical natural kinds and mineralogy: Systematizing contingency in the context of necessity[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(1): e2015370118. ([链接](#))

(撰稿 : 何畅通, 周起凤 / 矿产室) (审核 : 秦克章 / 矿产室)



NREE: 通过集成方法实现技术材料的可持续提取

社会向低碳经济过渡具体表现为能源消耗转向可再生能源，从内燃机到电动汽车的转型，到太阳能光伏和风能的部署等，都是资源密集型活动，需要生产出大量的技术材料。锂离子电池是目前电动汽车中储能的关键技术。阴极包含锂、钴、锰、铝、铁和镍，阳极包含石墨，其它组装部件包含铝和铜。这一系列电池化学反应决定了所需材料的比例和形式。锂离子电池需求量不断上涨，估算从2020年到2050年，对锂、钴、镍及大多数其它技术材料的需求将分别增长18-20倍、17-19倍、28-31倍和15-20倍。

为了满足需求，需开发新矿山、建设

选厂和冶炼厂，因此转型过程本身会对环境造成较大压力。但不同的技术材料如电池、Nd-Fe-B永磁铁等所形成的环境成本也各不相同，主要取决于地质学特征、矿物类型以及在生产过程中的开采方式、产品类型、产品纯度、背景系统或制造基础设施，而这些技术材料的生产流程都具有一定的相似性。

从地下开采到精炼加工，生产技术材料所采用的具体路线可根据原材料的矿物学和产品要求进行确定（图1）。同种技术材料可选择不同矿床类型产品作为原材料，而对原材料的开采、加工和精炼所需化学条件、纯度以及相关排放和废渣输出都需

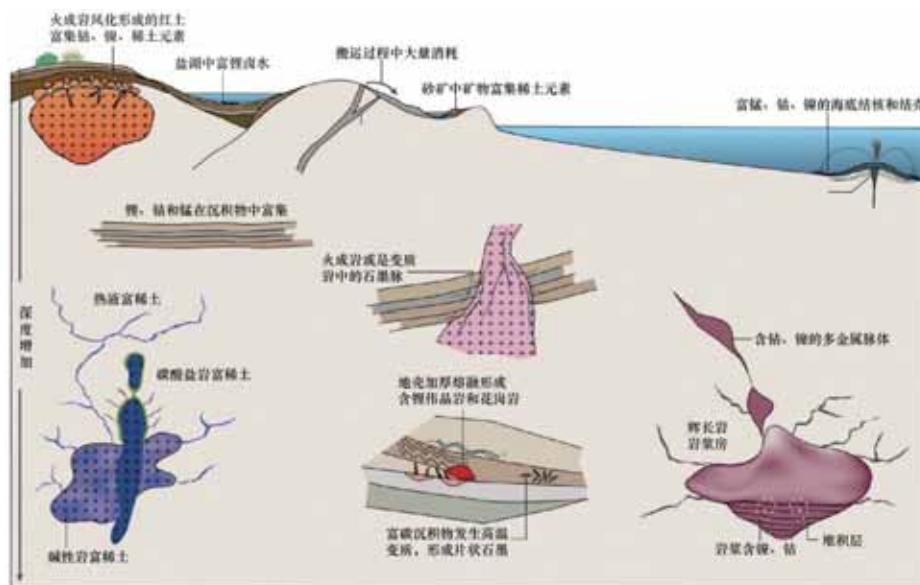


图 1 稀土元素、锂、钴、镍、石墨和锰的主要地质矿床类型概述 (Pell et al., 2021)。风化矿床、矿砂和盐水形成于地表；结核和结壳形成于洋中脊附近和海底热液喷口；沉积物和火山沉积物形成于地壳浅部（例如：深度小于4公里）；地表4公里以下有火成岩和变质岩



要大量能源和材料投入，各阶段都会产生温室气体，可追踪其碳足迹，因此生命周期评价可用于量化技术材料生产对环境的影响，进而优化生产流程（图2）。

生命周期评价（Life Cycle Impact Assessment）可在矿山项目的运营阶段和/或加工开发阶段进行，确定开发初期所使用的技术材料将有效减轻对环境的影响。为此推出地质冶金学（Geometallurgy）与生命周期评价一体化。如今，地质冶金学已演变为覆盖多学科的更为全面的方法，旨在通过将所有与矿物和采矿工程有关的地质科学相结合，在能源和资源使用效率方面最大限度地利用矿物原材料。它包括理解和测量矿物的地质学、矿物学和冶金学特性，以生成数据库。该数据库可集成到空间预测模型中，用于未来或现有矿山的选矿设计和运营、矿山规划和财务分析。其目的是改善资源管理、冶金工艺性能，最终提高采矿项目的净现值，同时降低运营和技术风险。除上述内容外，地质冶金学还可用于提高资源效率，减少矿业开发价值链沿线所有提取阶段的社会环境影响，例如：减少湿法冶金回路中的酸消耗，从矿山尾矿和废物流中回收副产品以提高资源

效率，改善尾矿管理和矿山酸水排放系统。

实际上，地质冶金学方法以矿物为基础，所采用的定量信息来自3D矿床模型以及过程模型。矿床模型记录了矿体内的可变性，特别是能够影响矿石加工的属性，如矿石品位（目标金属品位）、有害元素、矿石矿物学（矿物、结构）；抑或是地质冶金测试得出的任何其他相关属性，如粉碎指数、酸溶性金属含量和酸消耗。过程模型使用地质模型中的定量信息作为输入变量，预测冶金性能，并通过模拟来确定作业期内的采矿计划。典型的模拟输出包括与每吨矿石的资本支出和运营支出、回收率、产量、能源、水和试剂消耗相关的成本。地质冶金学-生命周期评价方法可根据矿石性质和模拟，量化和优化采矿项目的环境影响、过程和/或经济，更为准确和动态地优化原材料资源提取效率。

但矿床的环境影响不可避免，每年人工合成和自然资源消耗向大气排放40 Gt CO₂，其中约一半的二氧化碳导致全球变暖，而另一半则被海洋和陆地生物圈所消耗。在开采和加工过程中，应尽可能的实现电气化，使用新能源与创新技术降低碳强度，增加重复使用和回收能源与材料的

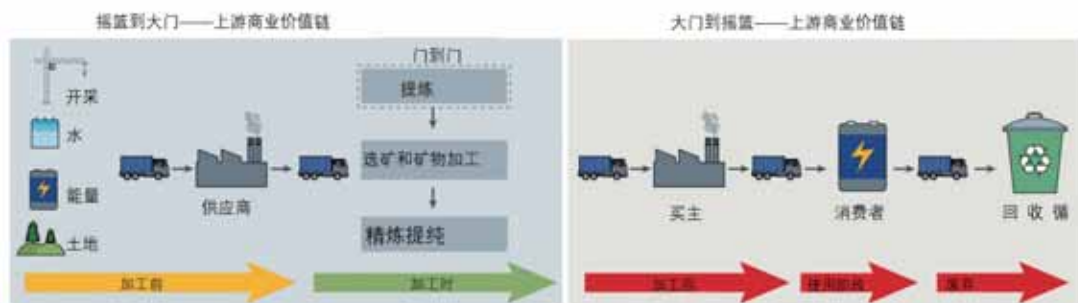


图2 生命周期评估变化（Pell et al., 2021）。从技术材料生产商的角度来看，不同的生命周期评估彰显了上游和下游价值链之间的区别。从摇篮到门的区别包括将原材料提取到设施门，从门到门将包括整个生产链中的一个增值过程，以及从摇篮到坟墓或摇篮到摇篮的生命周期评估，该评估将考虑与产品生命的所有阶段相关的所有环境影响



机会。而与技术金属相关的矿物学和项目有望做到碳固存，通过 CO_2 、富镁和富钙硅酸盐岩石（如地幔橄榄岩、玄武岩熔岩或超镁铁质侵入体）之间的反应，以产生惰性碳酸盐矿物，如菱镁矿或石灰石（分别为 MgCO_3 和 CaCO_3 ）来实现碳的负排放，这些反应能够自然发生，尽管是在缓慢的地质时间尺度上。如果资源完全碳化且这些方法在经济上可行，则这些岩石最大碳固存潜力可达约 60000000 Gt。

总的来说，社会的转型之初将导致对矿产资源需求的显著增加，这个阶段应尽早通过生命周期评价-地质冶金综合方法量化以达到环境影响最小化（图3）。未来研究则应侧重早期环境影响评估，将地质学家和生命周期评价实践者与采矿和选矿

工程师联系起来，以研发可持续资源开发的综合框架。在评估和勘探稀土元素、锂、镍、钴、锰、石墨和钒矿床的早期阶段，地质学家可以考虑与开采和下游处理对环境的潜在影响有关的一系列因素。例如：确定一个矿山中潜在的副产品，开发多种技术金属生产；最大限度地提高资源利用率，评估矿床的品位和三维结构，这决定了采矿期间多少土地会受到环境影响。矿石的地质冶金学特性决定了其在加工过程中的行为，影响资源利用率、废物排出量以及能源、水和材料的消耗。

生产能很大程度上对环境产生不利的影 响，因而实现技术材料生产的可持续性并非易事，需在勘探、采矿和精炼阶段开展更广泛、更系统和更全面的生命周期评

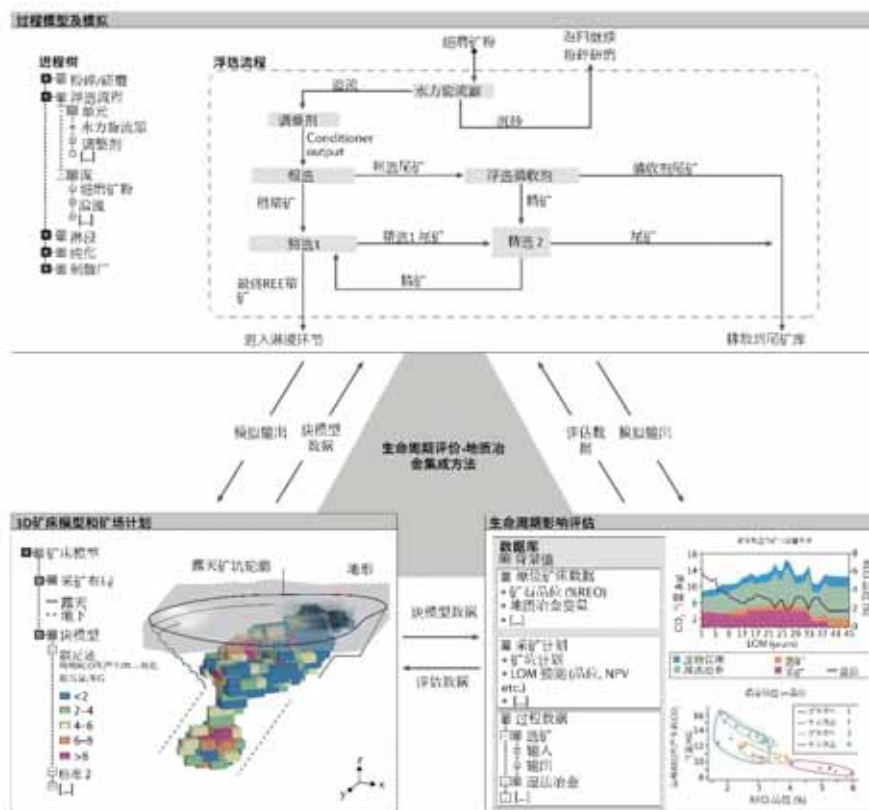


图 3 生命周期评价 - 地质冶金集成方法 (Pell et al., 2021)



价，并结合地质冶金等方法来解决。只有在整个价值链上应用综合性和预测性方法，

社会才能实现低碳经济，技术才能自始至终地可持续发展。

原文：Pell R, Tijsseling L, Goodenough K, et al. Towards sustainable extraction of technology materials through integrated approaches[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2021, 2: 665–679. ([链接](#))

(编译：郑旭阳，刘宇超 / 矿产室) (审核：秦克章 / 矿产室)



NC: 晶粥模型及围岩批式混染在 Bushveld 层状岩体中的应用

岩浆房作为地质学中最基本的一个概念，长久以来被认为是地壳中大规模岩浆熔体的储库，其岩浆可以就地冷却结晶形成深成侵入岩，亦可喷出地表引起火山事件。尽管人们难以直接观察岩浆房，但“一个充满熔体的容器深埋地下”可以解释很多地质现象，从而使得相关概念早已深入人心。对于岩浆房动力学过程的进一步研究则需借助于一系列间接的观测手段，比如大型侵入岩的成分演化、火山岩中斑晶的粒径特征以及地震学、大地电磁等地球物理方法对活跃火山地区的实时观测。

美国黄石超级火山是世界上规模最大的陆内火山活跃地区，Huang et al. (2015) 通过远程地震 P 波对该地区的深部结构进行细致反演，发现 5-17 km 深度范围内存在岩浆房，其熔体比例估计为 5%-15%，而更深的 20-50 km 范围内还存在一个规模更大的岩浆房，但熔体比例则进一步降至 2% 左右。这一观测结果无疑对早已根深蒂固的岩浆房模型造成了冲击。随后，Cashman et al. (2017) 结合了地球物理、地球化学、岩石学、火山学以及地质观察等诸多证据，针对岩浆房概念提出了新的范式转变，即深部岩浆储库并非由岩浆熔体所主导，而主要表现为一个贯穿地壳尺度的大规模晶粥体，熔体比例低，仅存在部分以熔体为主的小规模区域。该“晶粥模型”一经提出，便受到了广泛热议。那么，在新的范式下，

地壳浅部侵入体代表着熔体区域？亦或以晶粥为主呢？

针对这一问题，南非 Bushveld 层状岩体无疑是绝佳的研究对象。该岩体水平延伸超过 400 km，厚度可达 7-9 km，根据岩性变化自下而上可划分为底部带、关键带（含多个铬铁矿层，占世界 75% 铂和 50% 钨储量）、主体带和上部带（含多个磁铁矿层，产出世界上规模最大、品位最高的钒钛磁铁矿）（图 1）。自上世纪 60 年代研究伊始，Bushveld 层状岩体就被作为以熔体为主岩浆房的典型案例，其不同带之间的岩性变化源于这一超大规模岩浆房内所发生的分离结晶作用。这一观念奠定了后续几十年的研究基础，直至最近人们通过细致的钻孔对比研究发现，除上部带外，岩体中各岩带内矿物成分和岩性变化相对复杂，并不具有显著规律性，各岩相之间穿插较为普遍（图 1），侵入时代也并非自下而上由老到新，相关特征可能归因于移动的晶粥以泥浆流方式侵位，并发生了一定程度的矿物分选。另一方面，早期研究广泛认为该岩体的母岩浆属于玻安质岩浆（对应于岩体边缘带内的 B1 岩浆），但近期钻孔则发现很多具有鬃次结构的冷凝边，表明其母岩浆应为科马提岩，而玻安质的地球化学特征更多源自于浅部围岩混染，即大家所熟知的 AFC 同化混染 - 结晶分异 (assimilation coupled with fractional crystallization) 过程（加入的围岩发生熔融

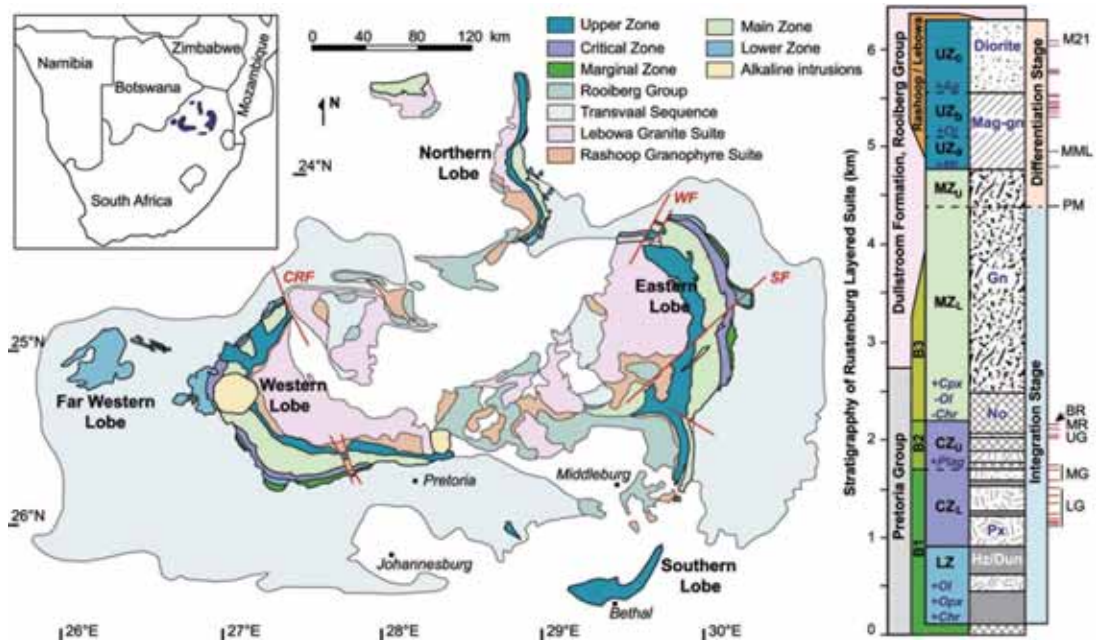


图 1 南非 Bushveld 层状岩体的地质简图及垂向剖面 (Yao et al., 2021)

所需要的热量来自于同期结晶事件所释放的结晶潜热，但晶出的矿物立即被移出整个体系) (图 2a)。

加拿大卡尔顿大学姚卓森博士后 (中科院地质与地球物理所 2018 届博士研究生) 与 James Mungall 教授等发现 Bushveld 层状岩体现有认识中的逻辑相悖之处。一方面，地质特征要求岩浆以晶粥形式侵位；另一方面，地球化学的特征又归因于 AFC 过程——“一个全熔体的体系”。追本溯源，AFC 的概念最早源自于 1920 年代 Bowen 在实验中观察到晶出矿物因为密度较大而在静止岩浆中自由沉降，但是真实的岩浆运移和侵位并非一个静止环境，而隶属于动力学过程，因此 AFC 模式中“晶出矿物重力沉降并迅速脱离岩浆”可能无法适用于所有体系。对于 Bushveld 层状岩体而言，其母岩浆为科马提岩，熔体粘度比基性岩浆小 2-3 个数量级，因此运移侵位过程中

更多表现出湍流特征，矿物的沉降速率会轻易被湍流中杂乱流速的向上分量所抵消，故而晶体悬浮其中，与岩浆保持平衡并随之运移 (类似于黄河可以运移大量重泥沙)。基于这一晶粥流侵位机制，作者提出了一个新的围岩混染模型—ABC (assimilation coupled with batch crystallization, 围岩混染-批式结晶，图 2b)，并以此为基础，对整个层状岩体的岩浆演化过程进行热力学模拟，以期能够与已有的地球化学数据相吻合，从而印证该模型的有效性和适用性。

科马提质母岩浆侵入上地壳沉积地层，发生 ~17%-34% 的围岩混染-批式结晶作用，并裹挟着矿物颗粒 (主要为橄榄石和斜方辉石) 继续运移。在此过程中，岩浆动力逐渐消耗并卸载部分矿物，形成密集堆积的晶体框架，期间含有较低比例的粒间熔体 (~5-22%)，另一方面，剩余岩浆中熔体比例相对增加，矿物荷载减小，得以

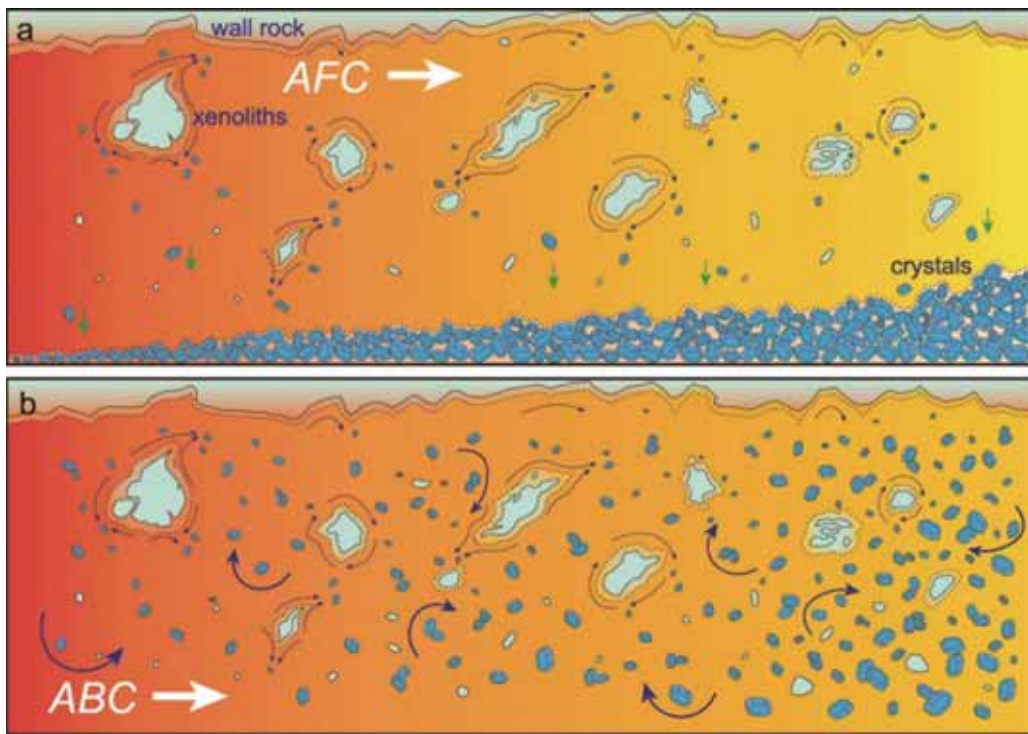


图 2 (a) 围岩混染 AFC 过程 (b) 围岩批式混染的 ABC 过程 (Yao et al., 2021)

继续运移。即岩浆发生批式混染并以晶粥流形式运移过程中进行了矿物与熔体相间的重新分配，其中滞留晶粥体的主量、微量和同位素组成与 Bushveld 层状岩体的底部带和下部关键带中的纯橄榄岩、辉石岩和斜方辉橄岩相一致，而残余岩浆的地球化学特征亦吻合于岩体边缘冷凝带中的 B1 岩浆 (图 3a、图 3b)。岩体的上部关键带和主体带以苏长岩和辉长岩为主，缺失大量橄榄石和斜方辉石，故推测其母岩浆在中地壳范围的运移中发生了 20%-25% 的围岩批式混染，并在途中卸载了较多矿物颗粒，以晶粥形式侵位后亦发生了固相与熔体相间的分配，滞留晶粥体的成分特征与苏长岩和辉长岩相一致，而残余岩浆则与边缘带中对应的 B2、B3 岩浆相符 (图 3c、图 3d)。因此边缘带中的 B1-3 岩浆并非传统认

为的母岩浆冷凝所致，而代表着晶粥中残余岩浆的溢出产物。层状岩体上部带中矿物成分的垂向变化清晰表现出分离结晶的特征，长期以来被认为是岩体上部单期岩浆注入事件的结果，但相关熔体的成分特征一直存有争议。作者认为科马提质母岩浆在下地壳范围内发生更大规模的混染作用，其产出的熔体注入浅部晶粥体系，因密度差异在顶部暂时形成了一个以熔体为主的区域，并发生分离结晶作用，其晶出矿物的组合关系与成分变化完美契合于岩体上部带的观测结果 (图 4)。

该项研究以岩浆房的新范式——晶粥模型为基础，结合岩浆侵位的动力学过程，提出一个新的围岩批式混染方式和计算方法，并以南非 Bushveld 层状岩体为对象，建立了贯穿地壳的混染模型，结合晶粥流

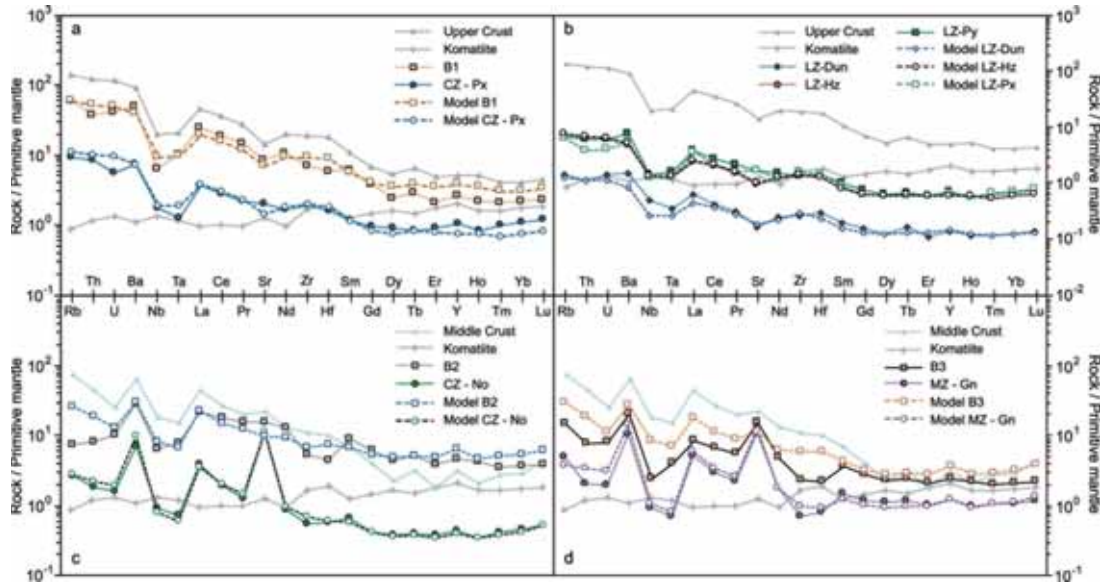


图3 热力学模拟的微量元素与岩体对比图，虚线为模拟结果，实线为各个岩相成分的平均值 (Yao et al., 2021)。 (a) 下部关键带的辉石岩与边缘带中对应的 B1 岩浆；(b) 底部带中的纯橄榄岩、辉石岩和斜方辉橄岩；(c) 上部关键带的苏长岩与边缘带中对应的 B2 岩浆；(d) 主体带的辉长岩与边缘带中对应的 B3 岩浆

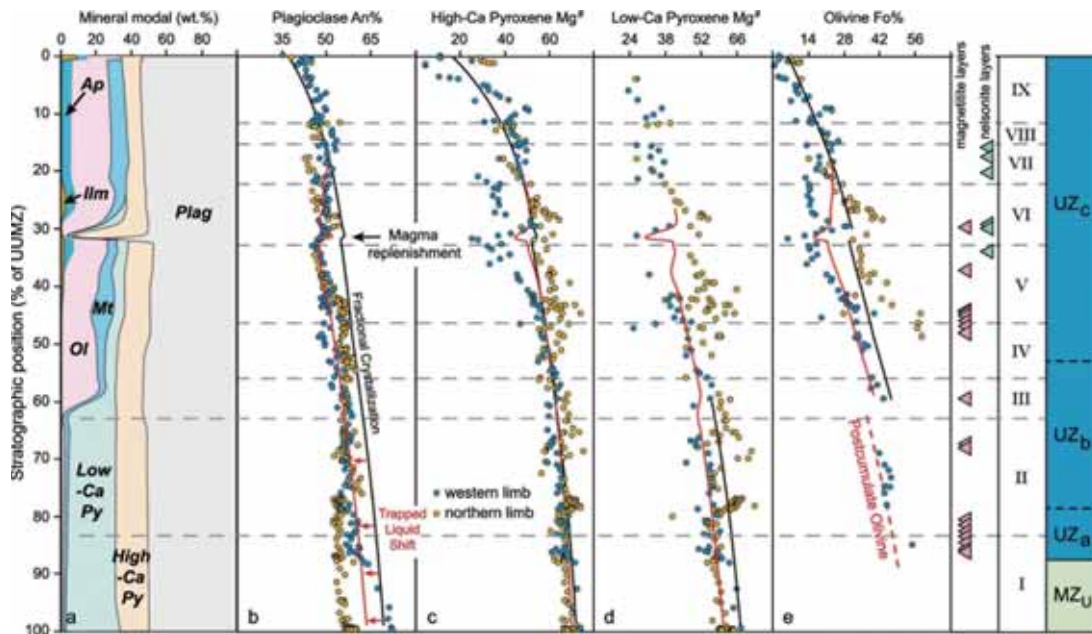


图4 岩体上部带发生分离结晶作用的模拟结果 (Yao et al., 2021)。 (a) 矿物组合；(b) 斜长石 An 牌号；(c) 单斜辉石 $Mg^{\#}$ 值；(d) 斜方辉石 $Mg^{\#}$ 值；以及 (e) 橄榄石 Fo 值的变化规律



侵位及相伴的固 - 熔体相分选过程, 运用热力学模拟阐释了岩体中各个层位的演化和分异规律, 很好地吻合于已有的主微量、同位素数据, 从而证实这一超大规模层状

岩体在侵入地壳时以晶粥为主体, 并辅以局部的熔体区域。晶粥模型及围岩批式混染为浅部侵入体的岩浆演化、形成过程以及相应的成矿作用提供了新的思考维度。

主要参考文献

- Cashman K V, Sparks R S J, Blundy J D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes[J]. *Science*, 2017, 355(6331).
- Huang H H, Lin F C, Schmandt B, et al. The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust[J]. *Science*, 2015, 348(6236): 773-776.
- Mungall J E, Kamo S L, McQuade S. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex of South Africa[J]. *Nature Communications*, 2016, 7(1): 1-13.
- Yao Z S, Mungall J E, Jenkins, M C. The Rustenburg Layered Suite formed as a stack of mush with transient magma chambers [J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 505. ([原文链接](#))

(撰稿 : 姚卓森 / 加拿大卡尔顿大学, 秦克章 / 矿产室)



NC: 微量元素催化矿物交代反应并促进超大型矿床的形成

地壳流体作为物质组分迁移的有效载体，可以提高交代反应的速率，促进新生矿物的成核、生长和重结晶等。水/岩反应导致的孔隙是促进地壳中流体-岩石长期相互作用的关键因素。在超大型矿床形成过程中，含矿流体引起的大规模热液蚀变以及交代作用（例如白云石化和蛇纹石化）需要流体能够在几米到数百千米的范围内迁移。然而，地壳岩石的渗透率通常较低，因此，要解释大规模交代作用需要了解流体通道的形成和连通方式。

地壳流体发生大规模迁移主要有两种方式：（1）通过剪切作用、断层作用、水力压裂等变形过程提供的流体通道进行迁移，这具有体系相对开放、高应变、高流体通量等特点；（2）通过岩石微裂隙或矿物界面进行渗透性迁移，这具有体系相对封闭、低应变、低流体通量等特点（e.g. Qiu et al., 2021）。近些年的研究表明，地壳岩石的渗透性可以通过流体导致的矿物界面溶解-沉淀反应（Interface-Coupled Dissolution-precipitation Reaction, ICDR）产生的孔隙而得到增强（e.g. Putnis, 2014）。这个过程包括母矿物的溶解、新生矿物的沉淀以及孔隙度（微裂隙、纳米孔隙到显微孔隙）的耦合形成，从而允许在矿物反应前锋界面和流体网络建立连接并进行持续的物质传递。在这个过程中，系统演化的主要控制因素是反应动力学过

程，而非平衡过程。

在一些世界级的超大型稀土-多金属矿床中，铁氧化物通常与稀土元素紧密伴生，例如，澳大利亚奥林匹克坝铁氧化物-铜-金-稀土矿床。在这些矿床中，早期磁铁矿通常在主成矿阶段被赤铁矿所交代，并且富含氧化铁的矿石与轻稀土（LREE）特别是铈（Ce）的富集有关。在海洋环境中，海水中溶解的Ce(III)容易吸附在铁锰氧化物上，并在其表面发生氧化生成CeO₂沉淀，进而可以萃取海水中的Ce。那么在铁氧化物-铜-金（IOCG）矿床中，磁铁矿向赤铁矿的转化过程，变价元素铈（Ce）扮演了什么角色？为何轻稀土元素总喜欢富集在铁氧化物矿石中？

针对上述问题，澳大利亚莫纳什大学的邢延路（Yanlu Xing）博士、Joël Brugger教授及其合作者设计了磁铁矿-赤铁矿转变反应在含不同REE元素的富氧和无氧溶液里的水热实验研究，创新性得提出Ce元素在磁铁矿转变为赤铁矿过程中，扮演着催化剂作用，无需氧化剂即可生成赤铁矿，同时该催化反应极大地提高了赤铁矿生成物的孔隙度，进而增强流体的活动性。该研究共设计了多组对比试验，富氧溶液含Ce（La或Nb）和不含Ce（La或Nb），以及无氧溶液含Ce（La或Nb）和以及不含Ce。

实验结果表明：

（1）在富氧溶液中，无论是否加入



Ce, 磁铁矿 - 赤铁矿反应结构无明显差别。参与反应的磁铁矿颗粒表面光滑, 分布着单独的小孔隙 (<1 μm)。在这些实验中同时观察到矿物颗粒表面光滑和反应速率缓慢, 表明流体 - 矿物相互作用受到抑制。这很可能反映了由于磁铁矿氧化引起的体积增加而导致孔隙度降低(图 1 中反应 1)。

(2) 在无氧化剂溶液, 依然可以观察到大量的磁铁矿被赤铁矿交代。尤为引人注目的是, 在含 Ce 和不含 Ce 的溶液中形成的矿物交代结构具有显著差别(图 2a-2b)。在含 Ce 的溶液中, 磁铁矿被赤铁矿沿边缘交代, 并在相边界处形成 5~10 μm 宽

的间隙(图 3a)。该反应生成物的体积相对于初始反应物减少 33%(图 1 中的反应 2)。

(3) Ce 对赤铁矿交代磁铁矿过程有着显著影响, 可能发生了溶解 - 再沉淀过程。在含 Ce 溶液中形成赤铁矿的颗粒具有粗糙表面, 晶体尺寸存在显著差异(1 到 >5 μm; 图 2a), 相邻晶粒具有相似取向(图 3b)。而在使用含 La 或含 Nd 的溶液的实验中, 薄片状赤铁矿通常与磁铁矿紧密接触(图 3c)。赤铁矿晶体紧密堆积在磁铁矿表面, 且具有均匀的形貌, 粒径统一(约 5 μm; 图 2b), 但相邻晶粒的取向较为不一致(图 3d)。

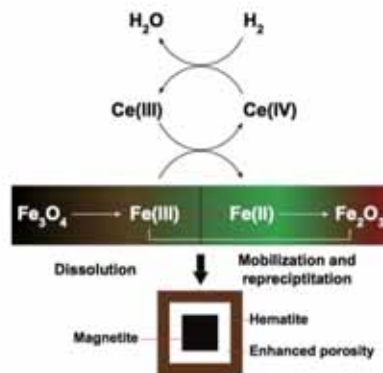


图 1 Fe(III)-Fe(II) 和 Ce(III)-Ce(IV) 的反应循环及相应的化学反应式 (Xing et al., 2021)

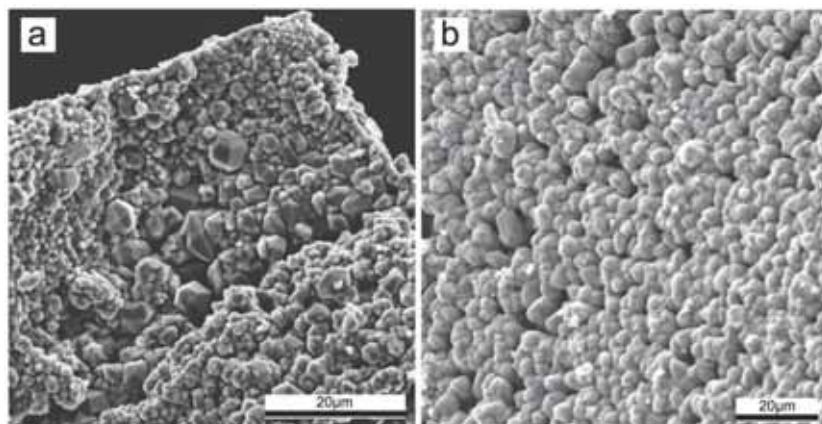


图 2 含不同 REE 元素无氧溶液的实验样品表面的 SEM 图像。(a) 含 Ce(III) 无氧溶液, 新生赤铁矿的晶粒尺寸具有显著差异; (b) 含 Nd(III) 无氧溶液, 新生赤铁矿晶粒尺寸相对均一 (Xing et al., 2021)

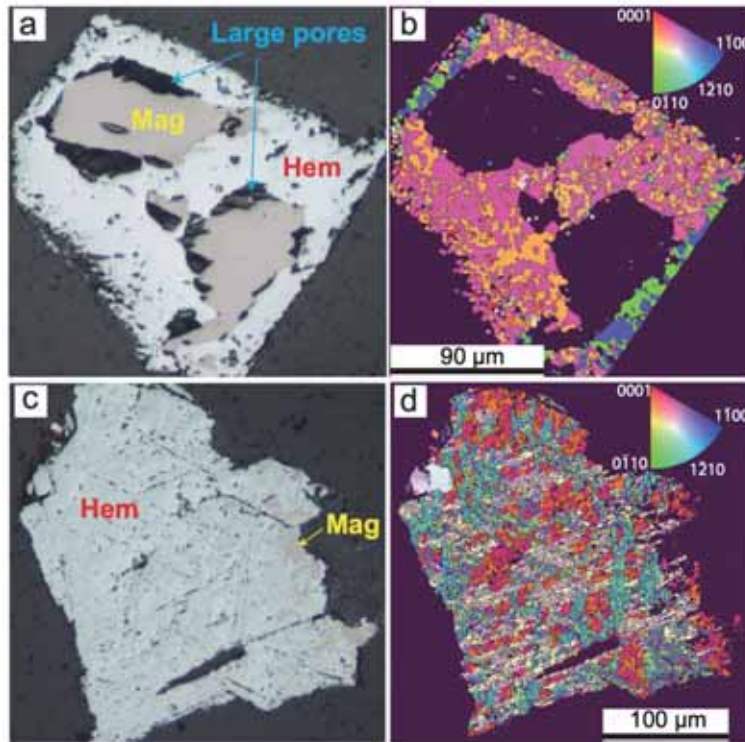


图3 在无氧溶液条件下，含Ce和不含Ce溶液中形成的磁铁矿-赤铁矿交代结构特征。(a-b)无氧化剂含Ce溶液形成的结构特征；(c-d)无氧化剂含Nd溶液形成的结构特征。a和c为光学反射光显微照片；b和d为电子背散射(EBSD)IPF取向图(Xing et al., 2021)

(4) 基于同步辐射的近边吸收光谱(XANES)成像结果(图4)证实了Ce在磁铁矿转变为赤铁矿过程中扮演着催化作用。在富氧溶液形成的赤铁矿产物边缘形成氧化铈(CeO_2) (图4a, 4c)。在无氧溶液赤铁矿产物仅保留少量Ce(IV)，主要为Ce(III) (图4b, 4d)。该研究认为Ce参与催化ICDR反应机理为：磁铁矿首先发生溶解，溶液中 Fe(II)/Fe(III) 比值为0.5 (图1中的反应3)，赤铁矿的沉淀会导致溶液pH值降低和流体还原性升高(表现为 Fe(II)/Fe(III) 比值升高) (图1中的反应4-5)。如果溶液中存在Ce(III)，则优先被 Fe(III) 氧化成 CeO_2 颗粒(图1中的反应6)，这会进一步提高溶液的酸度和还原性，进而抑

制了赤铁矿反应效率。当溶液中酸度足够高时，又会促进 CeO_2 颗粒的溶解(图1中的反应7)，保持溶液中Ce(III)的浓度，降低流体的还原性(表现 H_2 的消耗)，因而 Fe(II) 继续氧化形成赤铁矿(图1中的反应5)。如此循环，磁铁矿不断溶解向赤铁矿转变，表现为新的产物结构(出现孔隙)和增快的反应速率，而溶液中Ce(III)浓度保持稳定，表明了Ce具有催化作用(图1)。因此在磁铁矿-赤铁矿转变造成反应界面处溶液pH值和氧化还原性的细微变化，使得变价微量元素Ce具有了催化功能。磁铁矿转变赤铁矿过程主控于反应界面处的pH值，而溶液中Ce(III)的存在影响了 Fe(III)-Fe(II) 的相互转化。

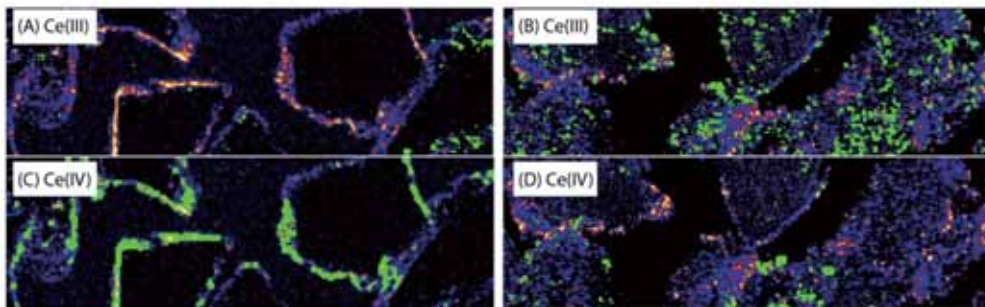


图 4 不同价态 Ce 在产物中的分布。(a、c) 富氧溶液形成的产物；(b、d) 无氧溶液形成的产物（见 Xing et al., 2021 附件）

该研究设计的水热实验工作完美再现了奥林匹克坝铁氧化物-铜-金-稀土矿床中的磁铁矿-赤铁矿交代结构（图 5），揭示了矿物反应界面孔隙形成的机理，首次证明了微量元素可以作为 ICDR 反应的催化剂，形成的孔隙可以提高流体的迁移和活性，从而促进了世界级巨型热液矿床的形成。鉴于铁氧化物和稀土元素富存在强关联性，该研究认为磁铁矿-赤铁矿转变过程，形成的这种动态增强的同矿化孔隙，是受到 Ce 催化效应造成的，它是影响全球 IOCG 和 REE 矿床品位和规模的重要因素。这种效应的发现也将有助于确定未来矿石开采和选矿的新方法。识别

ICDR 反应过程中影响孔隙度生成的关键因素对了解矿床成因，进而进行矿产勘查和开采具有重要意义。同时该研究成果也引发出系列思考和问题，如：

(1) 变价微量元素 Ce 催化的磁铁矿转变为赤铁矿过程，是否在铁氧化物-铜-金-稀土矿床中普遍存在。

(2) 该研究通过非常简洁的水热实验，揭示了 Ce 元素在磁铁矿-赤铁矿交代反应中具有催化作用。但我们很难预测其它哪些微量元素在含水变质作用、热液交代作用等过程中也扮演着类似的催化剂作用。因此，需要更进一步地对不同元素在不同矿物取代反应过程中的作用进行实验

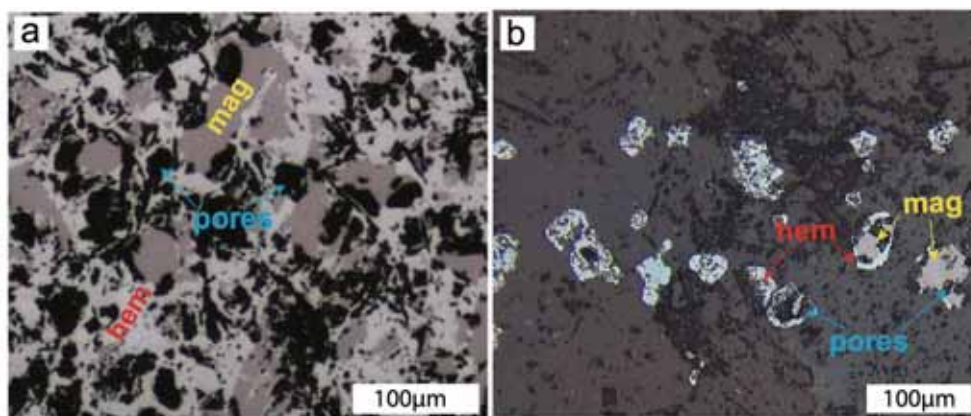


图 5 奥林匹克坝铁氧化物-铜-金-稀土矿床典型矿石中的磁铁矿-赤铁矿交代结构（Xing et al., 2021）



研究。

(3) 该研究所涉及的水热实验是在饱和和蒸气压条件下进行的, 对于中下地壳的含水变质作用过程(在相对高的静岩压力条件下), 是否还能有大量孔隙形成, 并促进流体的渗透迁移和矿物交代反应, 仍需

要对天然样品的观察以及高温高压水热实验验证。

【致谢：感谢范宏瑞研究员对本文提出的宝贵修改建议！】

主要参考文献

- Xing Y, Brugger J, Etschmann B, et al. Trace element catalyses mineral replacement reactions and facilitates ore formation[J]. *Nature Communications*, 2021, 12(1): 1-7. ([原文链接](#))
- Qiu Z, Fan H R, Tomkins A G, et al. Insights into salty metamorphic fluid evolution from scapolite in the Trans-North China Orogen: Implication for ore genesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2021, 293: 256-276.
- Putnis A. Why mineral interfaces matter[J]. *Science*, 2014, 343(6178): 1441-1442.

(撰稿：邱正杰 / 矿产室，邢延路 / 莫纳什大学)



NC: 钾钠长石连续的钠 - 钾蚀变——受控于自我驱动的动力学过程

地壳中的流体 - 岩石相互交代作用过程控制着地壳流变学性质、孔隙度结构和金属元素重新分布。许多世界级金属矿床，例如铁氧化物铜金（IOCG）矿床和斑岩铜金矿床，通常形成从钠化到钾化的蚀变分带。这些蚀变带是岩石和流体之间热力学不平衡的结果。主流的共识是：这种蚀变分带是由物理化学条件的改变引起，例如流体冷却、减压沸腾、水岩比值降低等。此外，水岩相互作用过程通常被近似处理为平衡系统。

然而，在流体 - 矿物的反应界面，流体控制着反应动力学过程和矿物稳定性，这强调了动力学因素和局部平衡在控制流体 - 矿物的反应中扮演了重要作用（Putnis, 2009）。因此，微观尺度的界面流体、反应过程以及亚微米级孔隙度变化之间的复杂相互作用，可能是驱动地壳尺度流体 - 岩石长时间相互作用的关键因素（Plümpert et al., 2017）。那么，对于在矿床尺度内普遍存在的钠化到钾化的蚀变分带，其在微观尺度下的流体 - 矿物反应是怎样的？究竟扮演了具体何种作用呢？

针对上述问题，澳大利亚莫纳什大学的段甘博士、Joël Brugger 教授及其合作者设计了钾钠长石固溶体（sanidine, 透长石）与只含钠的热液流体（NaCl 或 NaF）在等温、等压封闭系统中的系列水热实验。实验条件下钾钠长石固溶体形成了连续的钠化和钾化的环斑结构，而不是

单一钠化或者钾长石 - 钠长石共生结构。同时，在富 F 系统中，反应速率显著增加。因此，他们提出：微观尺度上的连续钠化和钾化可由单一的富钠流体形成。该过程是一个受动力学过程驱动的自我演化系统。钾化对钠化的叠加可以不需要外部钾的输入，也不需要其他物化条件触发的过程，例如温度、压力或流体性质的变化。溶液中的 F 离子可能通过降低破坏 Si-O 和 Al-O 所需的活化能、提高长石溶解率从而加速该反应过程。

该研究设计的系列水热实验结果表明：

（1）在 NaCl 和 NaF 溶液中，长石固溶体反应形成的主要产物都是钠长石和 / 或钾长石。少量的黑云母仅在 NaCl 溶液中形成，而萤石和钛铁矿只出现在含 NaF 的溶液中。

（2）在 NaCl 和 NaF 溶液中，整个反应可以分为两个阶段。第一阶段：钠长石从边部开始交代反应长石。第二阶段：新生钾长石从矿物表面开始交代第一阶段形成的钠长石。而在 NaF 溶液中，整个反应速率明显高于 NaCl 溶液（图 1）。

（3）热力学计算表明，当长石固溶体与 NaCl 或 NaF 溶液反应时，会形成一个钾长石与钠长石两相共存的平衡点（图 2）。即反应达到平衡时，钾长石与钠长石会形成共生结构，而非水热实验观察到的交代结构（图 1）。因此可见反应动力学过程而非平衡过程控制着该反应。可能的反应机

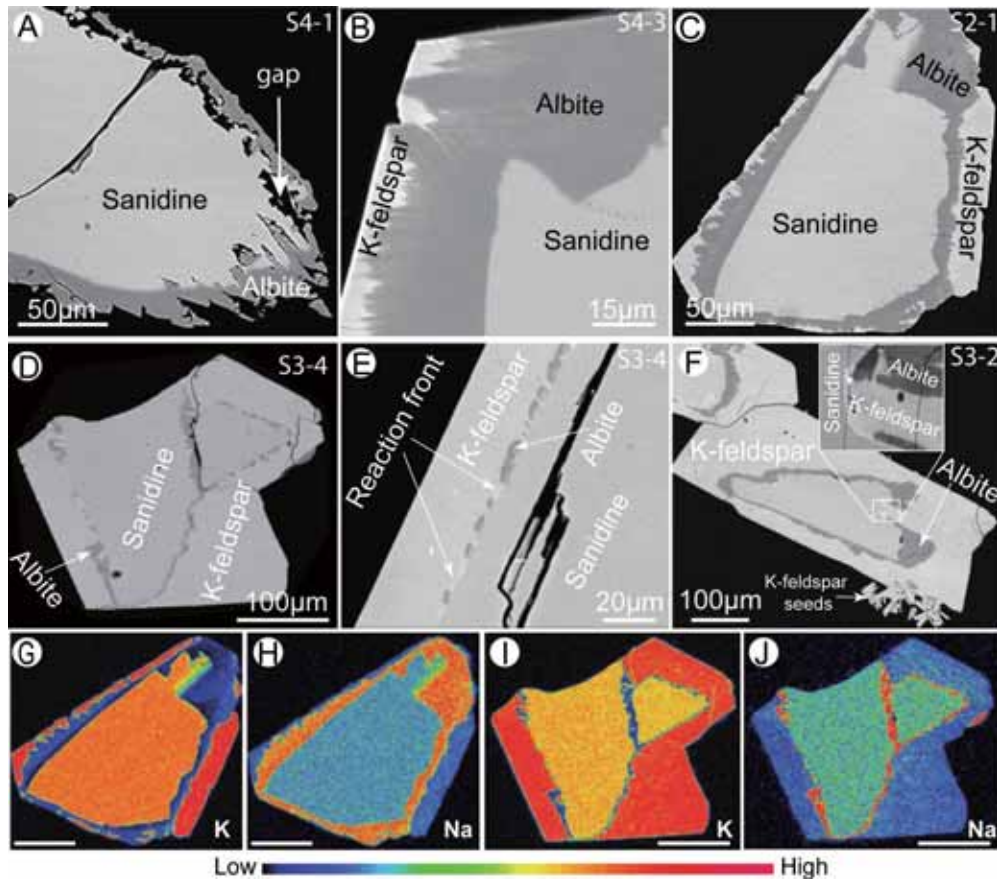


图 1 在 NaCl 和 NaF 溶液中反应物与反应结构随着时间的变化 (Duan et al., 2021)。(A)(B) 和 (C) 分别为 NaCl 溶液中反应 1 天, 3 天和 5 天的 SEM 图像, 而 (D、E) 和 (F) 分别为 NaF 溶液中反应 1 天和 5 天的 SEM 图像。(G、H) 和 (I、J) 分别为图 (C) 和图 (D) 中显示晶粒中的 Na 和 K 的分布。(G-J) 中的比例尺是 100 微米。冷暖颜色代表 K 或 Na 的含量

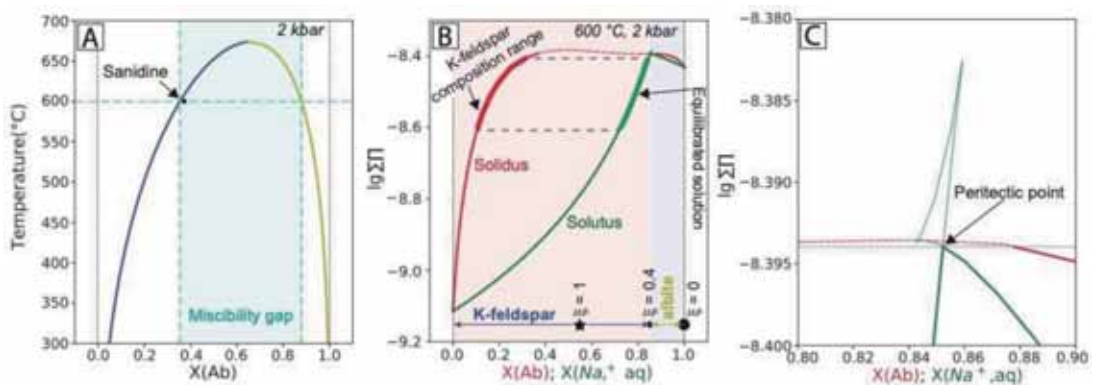


图 2 长石固溶体稳定性的热力学模型以及水热反应过程中固体相和溶液相成分的演变 (Duan et al., 2021)。(A) 计算得到的长石固溶体随温度的成分相图 ;(B) 在 600 °C, 2kbar 条件下, 长石固溶体与溶液系统的 Lippmann diagram ;(C) 为图 (B) 右上角的放大部分

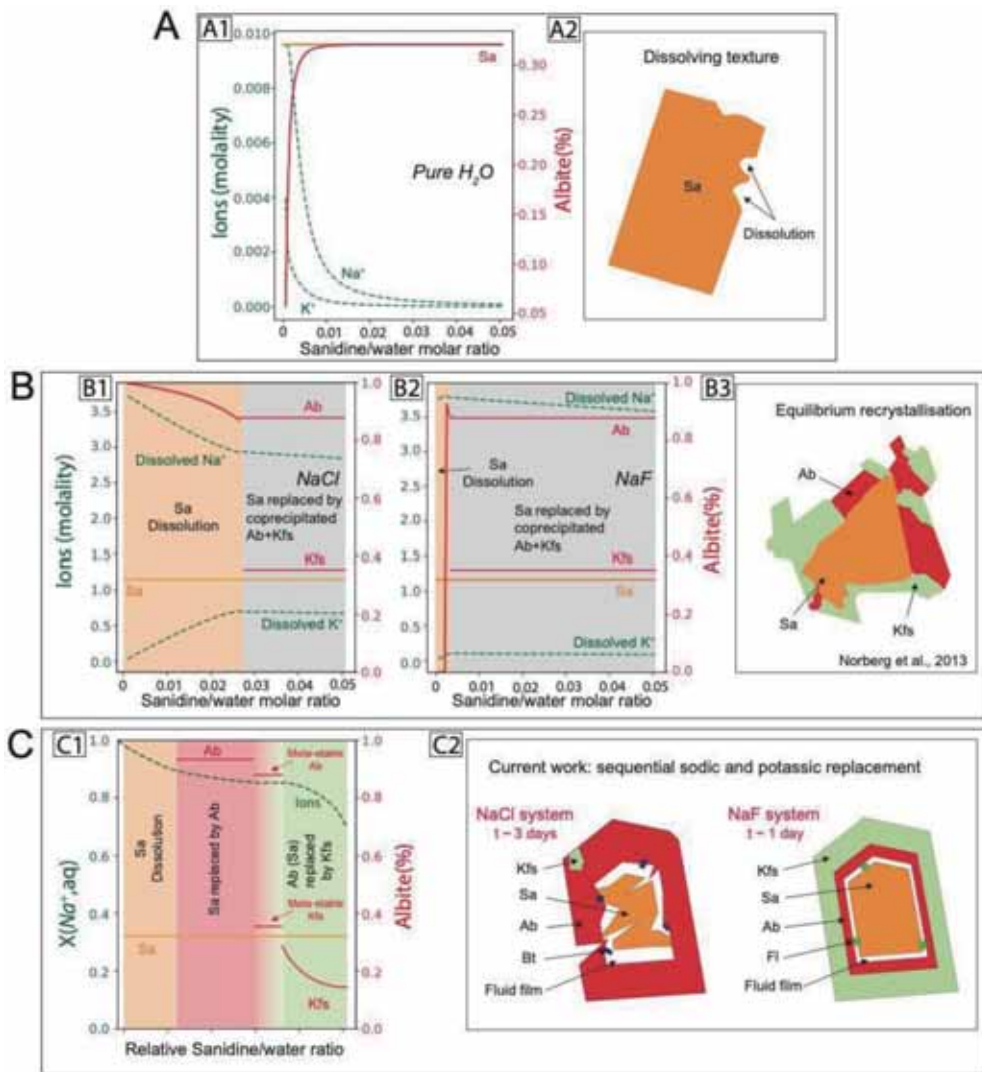


图 3 钾钠长石固溶体成分、反应溶液成分以及相应反应结构的热力学模拟以及水热实验结果对比 (Duan et al., 2021)。(A) 在纯水溶液中的实验模拟 ;(B) 在 NaCl 和 NaF 溶液中的实验模拟 ;(C) 本次研究观察到的蚀变分带结构以及推测的流体及固溶体的成分演化

制为：首先钠长石的持续生长，消耗了反应界面流体中大部分的 Na，使得界面流体变得相对富含 K，进而导致形成新的钾长石晶体，并且以该成分持续结晶（图 3c）。

(4) 在使用了同位素 ¹⁸O 标记溶液的实验结果表明：新生钾长石中的 ¹⁶O 含量随着时间演化而增加，表明钾长石经历了连续的动态重结晶过程，其增加的 ¹⁶O 来源于随着时间演化而不断溶解的长石固溶体，从

而使得溶液中 ¹⁶O/¹⁸O 不断增加（图 4）。

该研究设计的水热实验研究结果完美实现了在长石矿物晶粒尺度连续的钠化和钾化。这有助于我们理解热液矿床中普遍存在的钾化叠加钠化的蚀变现象。热液矿床中大规模钾化所需要的钾可以来自围岩中的长石矿物，而无需流体提供。但以下几点仍值得研究者关注：

(1) 初始流体成分的假定。尽管铁氧

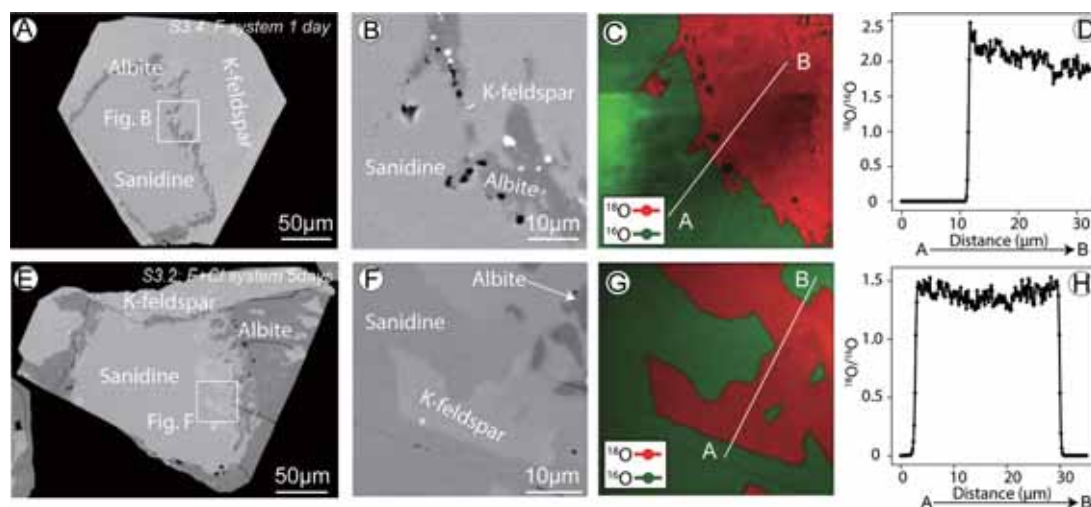


图4 形成于 ^{18}O 标记溶液中反应物的氧同位素分析(Duan et al., 2021)。(A)反应1天的产物;(B)为图(A)中的白框部分(C)为图(B)的氧同位素分析(D)反应了图(C)中线AB的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的比值;(E)反应5天的产物;(F)为图(E)中的白框部分(G)为图(F)的氧同位素分析(H)反应了图(F)中线AB的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的比值

化物铜金矿床和斑岩矿床的热液石英脉状揭示成矿流体富钠贫钾,但我们仍不清楚初始成矿流体是否可能也是富钾的,只是由于早期的钾化消耗了成矿流体中的钾。

(2)研究对象的尺度问题。该水热实验观察到的连续钠化和钾化是在颗粒尺度上,而铁氧化物铜金矿床和斑岩矿床等热液矿床所观察到的蚀变分带是岩石尺度

上。如何将水热实验获得的微观现象,理解宏观上观察到的现象,依然是未来水热实验研究中面临的困难。加强宏观地质现象的微观研究,可能是一个很好的突破口。

【致谢:感谢地星室张驰副研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Duan G, Ram R, Xing Y, et al. Kinetically driven successive sodic and potassic alteration of feldspar[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 4435. (原文链接)
- Plümpner O, Botan A, Los C, et al. Fluid-driven metamorphism of the continental crust governed by nanoscale fluid flow[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(9): 685-690.
- Putnis A. Mineral replacement reactions[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2009, 70(1): 87-124.

(撰稿:邱正杰/矿产室,段甘/莫纳什大学)



PNAS: 金以胶体形式运移和絮凝形成超常富集金矿脉

黄金是国际储备和投资的特殊通货，同时又是首饰、电子、现代通讯、航天航空业等产业的重要原材料。热液金矿脉提供了地球上大部分的黄金，容纳的金比地壳中金的浓度高出数百万倍，使得它们成为勘探和开采的重要目标。长期以来，研究者普遍认为金在热液流体中以含水络合物的形式运移。然而，这种观点不能解释超高品位明金矿脉的形成，因为成矿流体中金浓度相对较低（十亿分之几十，10–30 ppb），而在一些浅成低温热液和造山带矿床中，超高品位金矿脉的金含量可达百分之几（分米尺度可达 50 wt.%）。如果通过从成矿流体中直接沉淀金或银金矿来形成这种超高品位金矿脉来解释，则需要裂隙保持不合理的长时间开放状态（ $>>50000$ 年，超过许多斑岩 - 浅成低温热液矿床的寿命，并且大大超过形成 1 m 宽矿脉所需的约 1400 年），或需要的流体通量高得离奇，这与最近的研究结果不符（Pearce et al., 2015）。含金量如此低的成矿流体是如何产生超高品位金矿脉的，一直是未解之谜。

自 19 世纪中叶以来，研究者提出金胶体的存在，并提出金可能以胶体形式（即表面带电荷的固体纳米颗粒）在成矿流体中运移，聚集沉淀形成树突状金的想法（Faraday, 1857; Saunders, 1990; Liu et al., 2019）。然而，他们并没有提供金胶体存在并絮凝沉淀的直接证据。为了验证成矿

热液系统中纳米金颗粒的存在并深入了解它们形成超常富集金矿脉的过程，加拿大麦吉尔（McGill）大学地球与行星科学系 McLeish 博士、Williams-Jones 教授及其团队利用透射电子显微镜（TEM）研究了不列颠哥伦比亚省 Brucejack 金矿（McLeish et al., 2021）。他们提供了金可以作为胶体颗粒在成矿流体中运移并以絮凝的方式沉淀在纳米级方解石细脉中，从而形成超常富集金矿脉的直接证据。

实验结果得到的 TEM 图像（图 1b 和图 2-图 4）显示，许多直径约 5–15 nm 的暗色球体散布在 0.5–1 cm 的含方解石基质细脉中或集中在含方解石的纳米细脉（ <100 nm）中。如图 2a 所示，暗色球体出

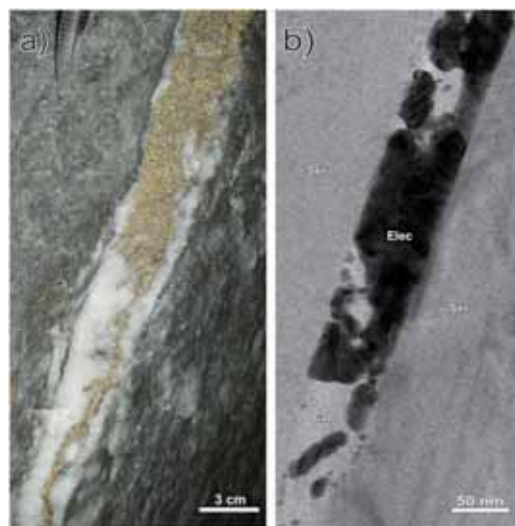


图 1 超高品位银金矿矿化发育在 (A) 赋存在绢云母化蚀变凝灰岩中的方解石 - 石英脉中, (B) 方解石纳米细脉中 (TEM 图像)。两张图强调了银金矿在宏观和纳米尺度上的强烈相似性。



现在银金矿大颗粒附近，并表现出间距为 2.2–2.4 Å 的晶格条纹（图 2b），与相邻银金矿颗粒以及实验合成的金 - 银金矿纳米颗粒的晶格间距相同。在所有薄片还有较大的银金矿颗粒，直径约 30–150 nm（图 3a），由多个 5–10 nm 宽的具有不同晶格面取向的区域组成（图 3b），这些较大的颗粒被解释为纳米颗粒的集合体。在所有的薄片，含有银金矿纳米颗粒的基质矿物具有 3.0–3.1 Å 的晶格条纹间距，与方解石（~3.0 Å）相同，但与石英（~3.4 Å）明显不同。

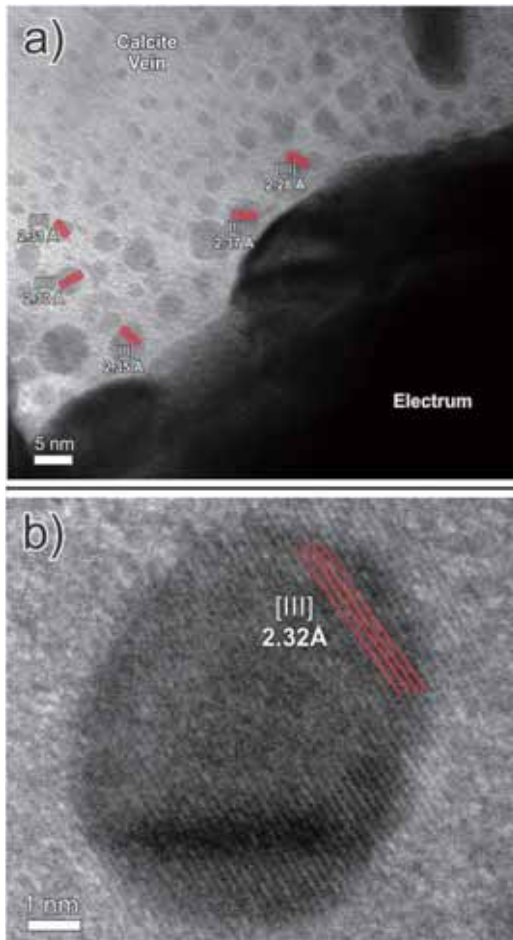


图 2 方解石 - 石英脉中银金矿大颗粒和方解石基质接触边界 TEM 图。(a) 方解石中大量球状银金矿纳米颗粒，(b) 银金矿纳米颗粒晶格条纹间距为 2.32 Å

虽然在一些薄片观察到石英，但未含有银金矿纳米颗粒。图 4 展示了含有银金矿纳米颗粒的方解石纳米细脉（宽 50–100 nm），发育在绿泥石和绢云母的解理面（图 4a、图 4b）、晶体边界或横切石英中（图 4c）。银金矿作为孤立颗粒或聚集体占据纳米细脉的整个宽度。研究表明，球状的 1–5 nm 银金矿颗粒在 Brucejack 金矿中很常见，并且多个球形至卵形亚颗粒聚集形成较大的银金矿颗粒。较大的聚集体所表现出的不规则形状与矿脉中粗粒银金矿所表现出

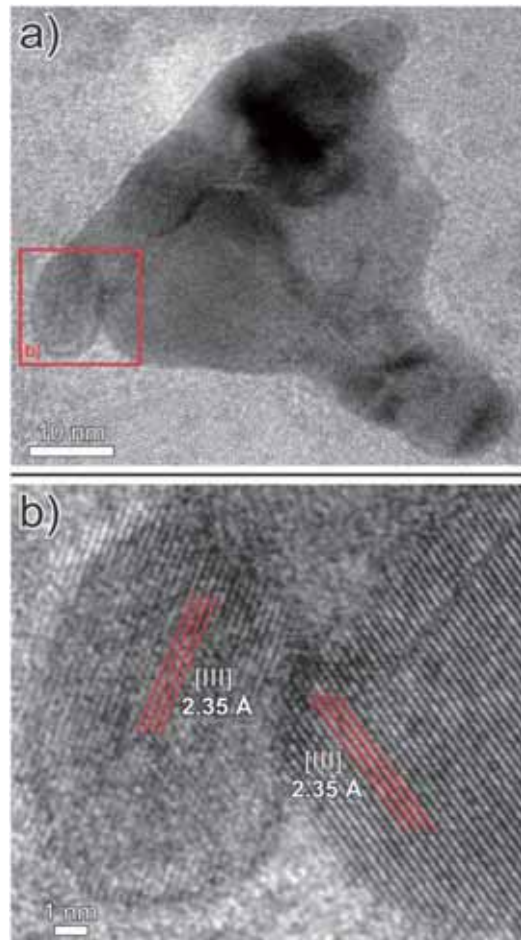


图 3 (a) 较大的银金矿纳米颗粒 TEM 图，(b) a 中颗粒放大图，显示较大颗粒是由许多具有不同晶格面取向的卵球形 - 球形纳米颗粒组成

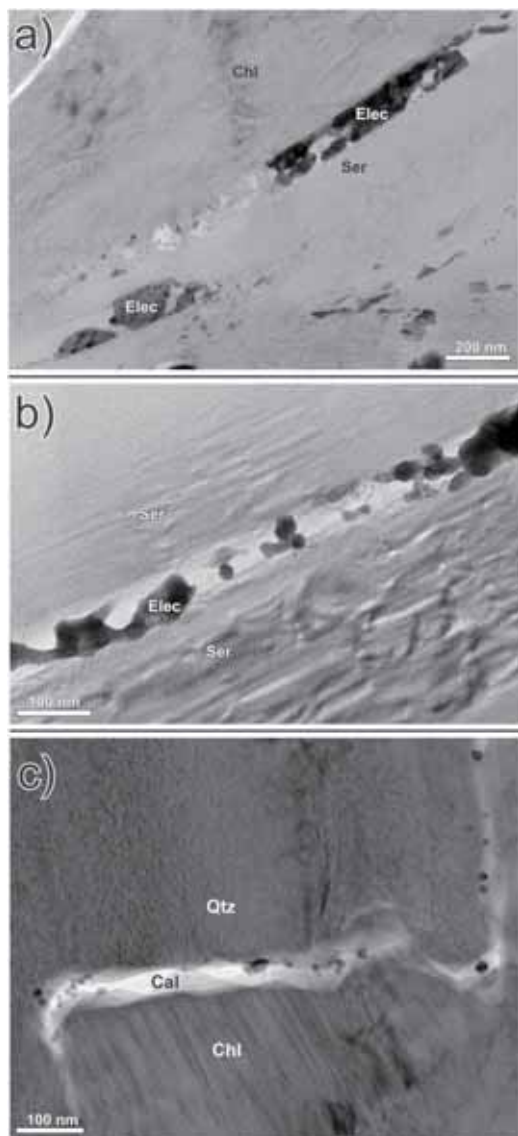


图 4 (a) 产出在绿泥石和绢云母解理面中的含银金矿纳米颗粒的方解石纳米细脉(图 1b 相同区域); (b) 产出在绢云母理面中的方解石纳米细脉, 含有絮凝的孤立的球状银金矿纳米颗粒; (c) 产出在绿泥石和石英接触边界的含银金矿纳米颗粒的方解石纳米细脉, 该细脉也切穿石英颗粒

的树突状习性惊人地相似。这种从纳米到宏观尺度的银金矿结构相似性, 与实验研究中观察到的胶体聚集体的分形性质以及计算机模拟的金胶体絮凝相一致。

在非平衡系统中(如沸腾热液系统),

由于物理化学条件变化迅速, 溶液过饱和, 矿物成核速率太高, 生长速率太低, 在这种情况下, 原子没有足够的时间结晶, 而是以球状纳米颗粒形式积聚, 以保持最小表面积。由于非平衡环境可以在斑岩-浅成低温热液系统整个演化过程中持续存在(如在发生沸腾/流体混合位置), 有利于金属纳米颗粒形成。热液流体中金属纳米颗粒的絮凝可以通过沸腾、冷却和/或流体混合来实现。沸腾可以两种独立的方式促进絮凝:(1) 沸腾的物理效应增加了纳米颗粒的碰撞效率;(2) 与沸腾相关的 pH 值增加导致含有阳离子絮凝剂(例如 Al^{3+} 和 Fe^{3+})的矿物沉淀。冷却会减慢 Au^+ 还原成 Au^0 的速率, 并减少金纳米颗粒的成核中心数量, 促使更容易絮凝的较大纳米颗粒的产生。酸性-中性的热液流体与碱性的海水混合, pH 值升高, 有利于阳离子絮凝剂的沉淀, 但同时也增加了阳离子絮凝剂(Na^+)并加速冷却, 进而促进絮凝。对于 Brucejack 金矿床, 流体包裹体和硫化物硫同位素证据表明, 含金石英-方解石脉的形成过程中流体发生了周期性的沸腾, 促使形成金胶体颗粒(Gartman et al., 2018)。而金絮凝与最后一期黄铁矿结晶的同时, 银金矿与该期黄铁矿处于结构平衡状态, 该期黄铁矿硫同位素和地质证据综合表明在剧烈的周期性流体沸腾后, 成矿流体与海水发生了混合, 这是引起金胶体絮凝的主要原因。多期矿脉中的裂缝-填充结构表明地震断层阀机制的存在, 裂缝反复打开并被絮凝的银金矿填充, 最终形成超高品位金矿脉。

总之, 该项研究提供了金纳米颗粒以胶体形式存在并絮凝的直接证据, 也记录了它们在纳米尺度热液细脉中的运移。结



合前人的间接证据和实验研究结果（如 Gartman et al., 2018; Liu et al., 2019），表明金在成矿流体中的机械富集可能是一种普遍的现象。这种矿化过程可能发生在多种

类型的金矿化系统中，特别是造山金矿床，这是理解形成超高品位或特富金矿床的关键。

主要参考文献

- Faraday M. Experimental relations of gold (and other metals) to light[J]. *Philosophical Transactions to the Royal Society of London*, 1857, 147: 145–181.
- Gartman A, Hannington M, Jamieson J W, et al. Boiling-induced formation of colloidal gold in black smoker hydrothermal fluids[J]. *Geology*, 2018, 46(1): 39-42.
- Liu W, Chen M, Yang Y, et al. Colloidal gold in sulphur and citrate-bearing hydrothermal fluids: An experimental study[J]. *Ore Geology Reviews*, 2019, 114: 103142.
- McLeish D F, Williams-Jones A E, Vasyukova O V, et al. Colloidal transport and flocculation are the cause of the hyperenrichment of gold in nature[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(20). (原文链接)
- Pearce M A, White A J R, Fisher L A, et al. Gold deposition caused by carbonation of biotite during late-stage fluid flow[J]. *Lithos*, 2015, 239: 114-127.
- Saunders J A. Colloidal transport of gold and silica in epithermal precious-metal systems: Evidence from the Sleeper deposit, Nevada[J]. *Geology*, 1990, 18(8): 757-760.

（撰稿：李兴辉，范宏瑞 / 矿产室）



PNAS: 德克萨斯州 Delaware 盆地广泛的深部地震活动主要由浅层污水注入驱动

远离板块边界的人类工业活动导致的诱发地震已经成为了一个引起广泛关注的全球性问题。过去的主流观点认为与水力压裂和注水行为相关的诱发地震的机理为潜在活动断层内部孔隙压力的升高导致的断层抗剪强度的降低 (Guglielmi et al., 2015; Rubinstein and Mahani, 2015; Weingarten et al., 2015), 比如美国中部大陆的诱发地震活动, 但这种机制不适用于深部基底断层与浅部注水含水层之间存在隔水层的情况, 这导致了一场关于人类注水活动诱发地震的产生机理的争论。

为了探究浅层注水行为诱发与其存在水力隔离的深部基底断层的机制, 近期, 美国加州大学的 Guang Zhai 和 Manoochehr Shirzaei 等人统计了德克萨斯州西部 Delaware 盆地内的工业、地震、大地测量和地质数据, 假定未破裂的页岩在十年的时间尺度上是隔水层, 使用耦合的孔隙弹性模型计算了孕震深度的应力和孔隙压力变化, 发现 Delaware 盆地广泛的深部地震活动主要是由浅层废水的注入活动通过孔隙弹性应力的传递所驱动的。Delaware 盆地的北部是地震平静区, 然而作者计算的由注水引起的孔隙弹性应力将促进地震活动, 这种计算结果与现实之间的偏差表明区域构造也控制了诱发地震的发生。作者最终认为, 板内地震活动可能是由浅层的人类活动引起的, 这些活动在与浅层注水层位存在水力隔离的孕震深度对应力产生

了孔隙弹性扰动, 并且其对地震活动的影响会受到区域构造条件的制约。该研究成果发表于 PNAS。

作者统计了 Delaware 盆地内废水注入和油气开采点的分布情况 (图 1A) 和 2014~2020 年间各井的注入和采出量以及原始 TexNet、改进的 TexNet、改进的 ANSS 和 TXAR 地震目录 (图 1B), 发现这些地震事件中只有一小部分与短期的水力压裂有关, 其余的大多数地震都与废水处理和油气开采相关。Delaware 盆地的地下 2-4.5 km 深度范围内是分隔了上部 1.3 km 厚的 Delaware 渗透性砂岩和下部产生了大量地震事件的基岩地层的页岩储层, 如图 1A 所示, 石油和天然气开采活动位于整个低渗页岩储层内的一个狭窄地带, 该产层裂缝严重, 渗透率较高。考虑到水力压裂裂缝的长度大多小于 200 m (Fisher and Warpinski, 2012), 未破裂的、极低渗页岩在十年尺度内以该层或缓冲层的形式合理地夹住裂隙带, 避免了深层与浅层砂岩和裂隙泥岩之间的有效水力连通。考虑到以上的地质条件和监测结果, 作者表明直接的孔隙压力扩散不太可能是 Delaware 盆地观测到的大多数地震活动的主要驱动因素。此外, 在分散的地震活动的演变与流体的注入和产出之间没有可测量到的时间延迟 (图 1B)。这两者共同表明基底和浅层储层在十年的时间尺度上弹性地相互作用。除了注水行为引起的滑移之外, 流体和固体

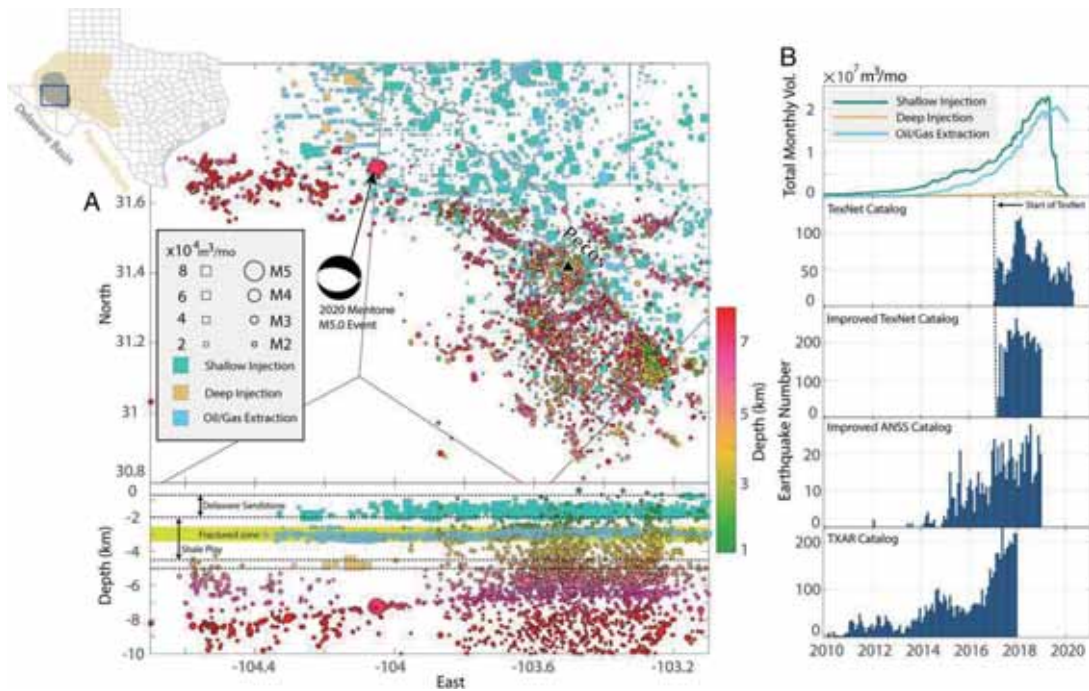


图 1 德克萨斯州 Delaware 盆地内的工业和地震活动 (Zhai et al., 2021)。 (A) 废水处理井、生产井和去掉前震和余震的原始 TexNet 地震的空间分布的地图和横断面图。分层模型中的地震和井深相对于特拉华州砂岩地层底部进行了校正, 作为垂直参考。黑线是县界, 黑色三角形表示佩科斯镇的位置。左上角的插图为研究区域的位置。 (B) 研究区域内记录的注入量和产油量以及四个不同地震目录的时间演变。这些目录包括原始的 TexNet 目录和通过模板匹配和 TXAR 目录制作的改进的 TexNet 和 ANSS 目录

材料之间的孔隙弹性耦合和重力加载都可以将弹性应力的变化传递到加压区域之外。

为了量化砂岩层的注入和页岩层的开采所导致的孔隙弹性应力的扩散过程, 并研究其与观测到的地震活动之间的联系, 作者建立了一个受到地下地层学、当地水文地质和地震层析成像约束的线性分层孔隙弹性模型以研究基底内 5 km 孕震深度的孔隙弹性应力和孔隙压力的时空分布。它本质上是描述了注水和开采期间储层内的流体耦合流动过程, 其膨胀和收缩决定了震源深度的孔隙弹性响应。作者利用地球模型和注入与开采流体的时间序列, 求解了地壳中孔隙压力和孔隙弹性应力的时空演化。分别计算了孔隙弹性应力和孔隙压力的变化对累积库伦破坏应力 (CFS) 的贡

献以确定 CFS 的主要来源。对于流体的注入和采出而言, 是孔隙弹性应力而不是孔隙压力主导了 CFS 变化量的空间分布。注入导致的孔隙弹性应力引起的 CFS 变化为正值 (促进破坏), 而采出导致的 CFS 变化为负值 (阻止破坏)。这是因为注采行为分别在储层下方引起了岩石的水平伸展和挤压, 而区域构造应力为伸展型。有趣的是由于孔隙弹性耦合, 浅层的注水行为导致了深部的孔隙压力降低而不是升高, 但对于可能通过预先存在的裂缝与基底之间存在水力联系的深层注水行为而言, 向下的流体扩散的附加效应则可能会在局部尺度上增加基底断层上的孔隙压力。在将孔隙弹性应力和孔隙压力的变化叠加起来之后, 作者得到了每种类型的井的总 CFS 及



其累积效应图(图 2A-C)。从图 2 可以看出深层注水对 CFS 的影响只在局部区域之内,而浅层注水的影响主导了孕震深度的总 CFS 分布(图 2D)。总 CFS 最大可达 1bar。Delaware 盆地的地震活动发生在 CFS 变化值为正的区域,这表明浅层的注水和深层的地震活动之间在整个盆地范围内的因果联系(图 2D)。考虑深部不同走向的断层的 CFS 计算进一步证实了这种全盆地范围内的联系的正确性。

孔隙压力和孔隙弹性应力之间的耦合关系(Cheng, 2016; Segall and Lu, 2015)导致了孔隙弹性耦合值越大(即 Biot 有效应力系数 α 越大)的情况下储层孔隙压力和孔隙弹性应力都越小。当使用有效储层应

力(Cheng A H-D, 2016)来描述与注采层相关的储层扩张和收缩时,对于高渗地层而言,较大的孔隙弹性耦合和流体流动会导致较小的岩石变形。这意味着与破裂的页岩层相比,以流体流动较慢为特征的沉积砂岩中的流体体积变化导致了整体有效应力和岩石变形的较大变化(图 2)。因此,尽管 Delaware 盆地的沉积砂岩比页岩离震源更远,但由于其水文地质性质,它对应力和诱发地震的影响更大。

为了进一步检验应力和地震活动之间的力学关系,作者研究了整个盆地范围内能够提供与流体注入和开采有关的地下应力变化的线索的地表形变。采用多时相合成孔径雷达(SAR)干涉分析方法,作者对

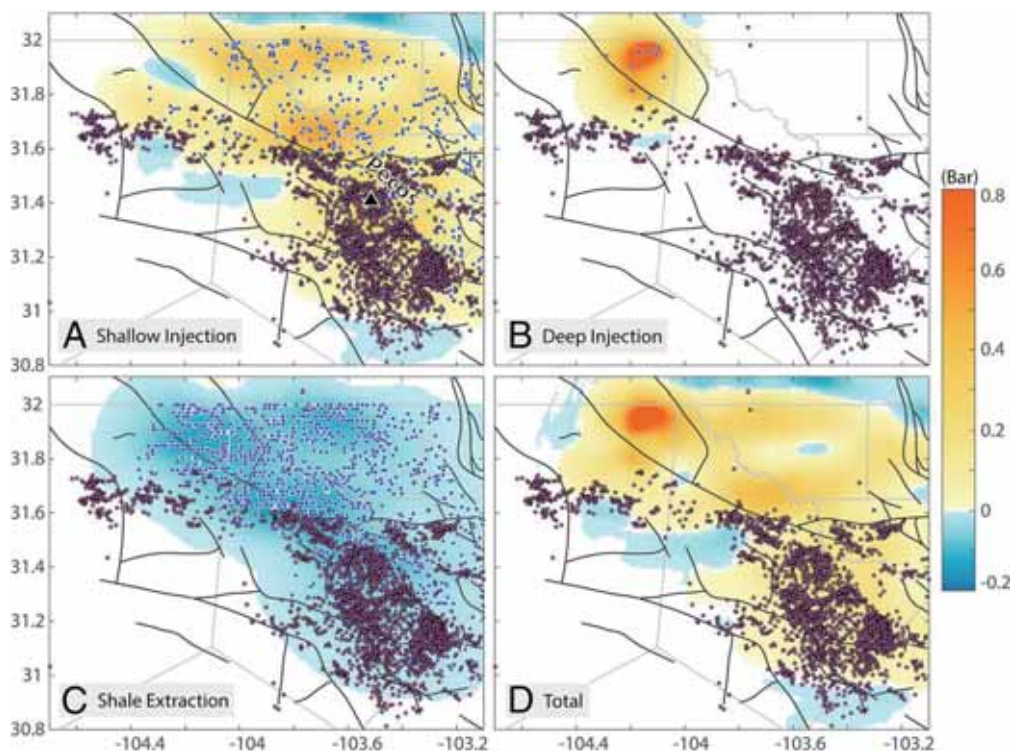


图 2 2014~2020 年间基底孕震深度(5Km)孔隙弹性应力的累积总 CFS(库伦破裂应力)(Zhai et al., 2021)。(A)浅层砂岩注入导致的 CFS。(B)深层 Ellenberger 注水导致的 CFS。(C)页岩油气开采导致的 CFS。(D)A-C 之和。深色曲线表示断层,蓝色方块表示相应类型的井的位置。紫色圆圈表示分散的 TexNet 地震震中



Sentinel-1A/B 卫星在 Delaware 盆地上空于流体的注入和产出量最大的 2016 年 9 月至 2020 年 12 月期间获取的 C 波段 SAR 图像进行了干涉分析。干涉合成孔径雷达 (InSAR) 视线 (LOS) 速度图如图 3 所示。南部 (约 31.4° N) 地区的形变特征是地面沉降达 3cm/yr ，该地区的注采井位于同一位置，注水量大于生产井的抽取量。考虑到特拉华州盆地的注水深度较浅，而且砂岩层更容易因注水而变形，由砂岩注水引起的地表隆起将主导页岩开采引起的沉降。然而，从浅层和半封闭 (基本上无封闭) 的 Pecos Valley (PV) 含水层开采地下水会引起额外的下沉信号。图 3 的特点是，地下水位较浅、含水层较厚的地区沉降速度较快，这表明观测到的沉降主要是由浅层地下水

开采而不是储层压实造成的。在 PV 含水层压实影响不大的北段 (地震平静区, 约 31.8° N)，地表形变图 (图 3) 显示了分别与注水井位和生产井位相对应的地表隆升和地面沉降。作者的地表变形分析最终表明浅层注入可以引起地表隆起和浅层地下压力和应力的累积，这主导了如图 2 所示的孕震基底中的 CFS。

本研究中作者的分析表明，浅层注入活动和孔隙弹性变形控制着深部的应力分布，是 Delaware 盆地诱发地震活动的主要原因。然而，地质、水文地质和构造条件的非均质性可能会扰乱局部尺度的诱发过程。更好地了解地下应力演化是预测断层的重新激活和评估工业活动造成的地震危险性的关键。尽管随着地震监测能力的提

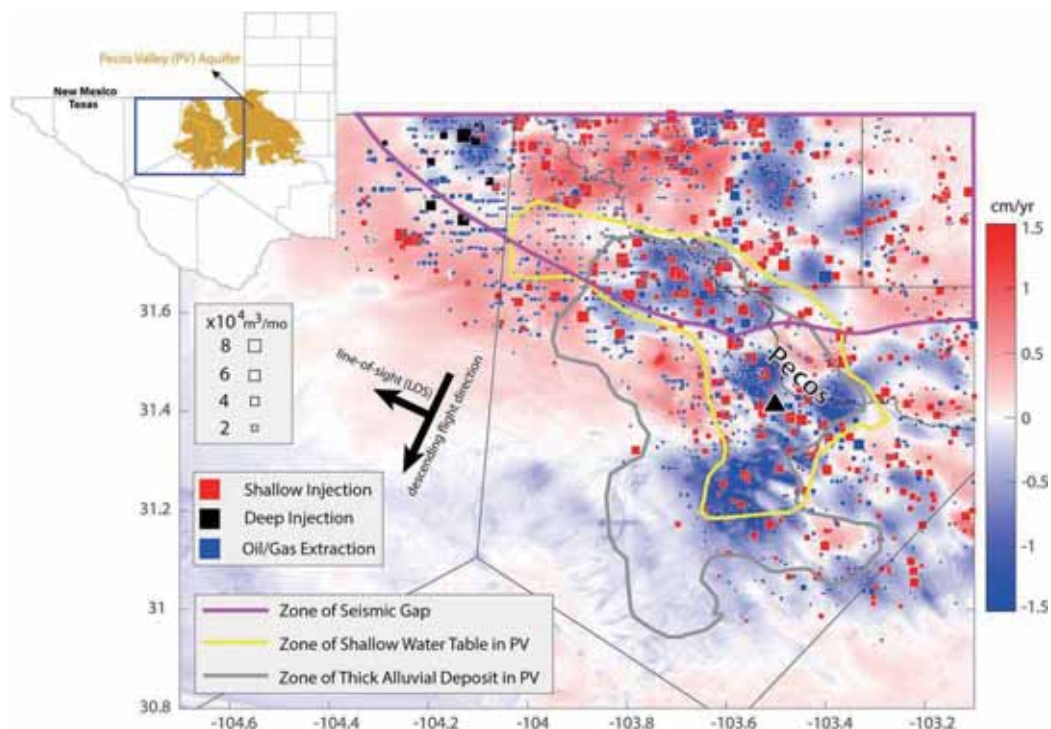


图 3 2016 至 2020 年间 SAR 视线 (LOS) 速度分布的变形图 (Zhai et al., 2021)。红色和蓝色分别表示地表朝向和远离卫星的移动。左上角插图 PV 含水层和研究区域的足迹。洋红色曲线内的范围为图 2 中的地震平静区。黄色曲线和灰色曲线分别是 PV 中浅水位和厚冲积层的近似区。正方形表示井的位置，其大小表示与形变相同的观察期内的月平均井流量



高，可检测震级的阈值也随之降低，但确定诱发地震活动的主要机制需要将地下地质学与物理模型结合起来。由于孔隙压力通常被认为是注入诱发地震的主要驱动因素，孔隙弹性应力则是次要的，然而本文的分析和计算结果表明，在某些情况下，孔隙弹性应力可能是诱发地震的主要诱因。

随着未来全球能源需求的增加，处理大量的共生废水仍然是一个具有挑战性的

问题，本文的研究表明安全的浅层注入处理比深层注入或水处理更具成本效益。作为这项研究提出的主要机制，孔隙弹性应力也可能与主动设计浅层注水策略、观察地壳应力变化和评估地震潜力有关。这个过程对于其他人类活动可能也可以提供有用的信息，如地热勘探、二氧化碳封存和天然气地下储存。

主要参考文献

- Cheng A H D. Poroelasticity[M]. Switzerland: Springer International Publishing, 2016.
- Fisher K, Warpinski N. Hydraulic-fracture-height growth: Real data[J]. *SPE Production & Operations*, 2012, 27(01): 8-19.
- Guglielmi Y, Cappa F, Avouac J P, et al. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip[J]. *Science*, 2015, 348(6240): 1224-1226.
- Rubinstein J L, Mahani A B. Myths and facts on wastewater injection, hydraulic fracturing, enhanced oil recovery, and induced seismicity[J]. *Seismological Research Letters*, 2015, 86(4): 1060-1067.
- Segall P, Lu S. Injection induced seismicity: Poroelastic and earthquake nucleation effects[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, 120(7): 5082-5103.
- Weingarten M, Ge S, Godt J W, et al. High-rate injection is associated with the increase in US mid-continent seismicity[J]. *Science*, 2015, 348(6241): 1336-1340.
- Zhai G, Shirzaei M, Manga M. Widespread deep seismicity in the Delaware Basin, Texas, is mainly driven by shallow wastewater injection[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(20): e2102338118. ([原文链接](#))

(撰稿：张苏鹏，张召彬，李守定 / 页岩气与工程室)



NG: 地形应力对岩体滑坡规模的控制

在高山峡谷区，岩体滑坡对地表侵蚀、化学风化、水文过程、碳循环和地貌演化等过程起着重要作用。同时，岩体滑坡，尤其是大型岩崩，是一种严重的自然灾害，威胁着人类生命财产的安全，并对基础设施造成严重破坏。因此，为了更好地量化滑坡引发的物质流动和减轻滑坡危害，岩体滑坡规模的控制要素一直是地球科学及工程减灾领域的研究难点和热点问题。

已有的研究表明，与滑坡规模相关的滑坡面积、深度和宽度等指标呈现幂律分布的特征，表现出滑坡面积越大，破坏深度越深和破坏宽度越宽，且滑坡的规模与基岩的岩体强度相关 (Larsen et. al, 2010)。而在其他的研究中揭示，基岩的岩土体强度主要受结构面和风化作用的影响，因此以上两个因素也可能是控制岩质滑坡规模的主要因素 (Clarke and Burbank, 2010)。

理论和观测研究表明，由于构造和重力场对地形扰动，地下基岩的结构面分布存在显著差异。这些研究表明，地形应力场随构造应力的方向和大小、重力应力和地形形状的变化而变化，从而影响基岩地下结构面发育的水平和垂直范围。这些张开结构面影响着地质体的各种物理和化学风化过程，并控制了风化基岩的底部边界。因此，这些受到地形应力控制的张开结构面的范围对基岩滑坡的发生提供约束，并控制基岩的岩土体强度，从而限制基岩滑

坡的规模。然而，由于在区域空间尺度上表征这些结构面的难度，对以上的相关研究仍然是空白。

美国加州大学洛杉矶分校的 Gen K. Li 及其合作者 Seulgi Moon (Li and Moon, 2021) 的研究表明，地形应力 (Topographic stress) 是构造应力和地形相互作用的结果，它和断裂、风化作用协同调节地表岩土体的强度，从而控制不同规模基岩滑坡发生。

作者选取青藏高原东缘的龙门山区作为研究区，该区域地形陡峭、季风作用和地震活动频繁导致滑坡密集分布，在龙门中部选取了总面积为 525 km² 的研究区域 (图 1)。并依据 0.5 m 分辨率的卫星图像，分别建立 2008 年 Mw7.9 级汶川地震主震和余震期间的地震滑坡编目，以及汶川地震前降雨触发的滑坡编目。作者选取了编目中滑坡物源面积 20000 m² 以上的岩质滑坡 982 个，其中由降雨型滑坡 121 个，地震滑坡 861 个。

考虑构造和重力场对地形应力场的影像，作者使用三维边界元代码 Poly3D (Clair et.al, 2015) 模拟了研究区地下应力场 (图 1e)，构造应力场的数据来源于收集的水力压裂的数据。进而得到了研究区的主应力 (第一压应力 (σ_{mcs})、第二压应力 (σ_{ics}) 和第三压应力 (σ_{lcs})) 大小和方向，并计算了用来表示岩体破裂面倾向的 2 个指标，分别为破裂倾向 (FP) 和 σ_{lcs} ，分别代表产生或重新激活剪切型和张开型结构面的

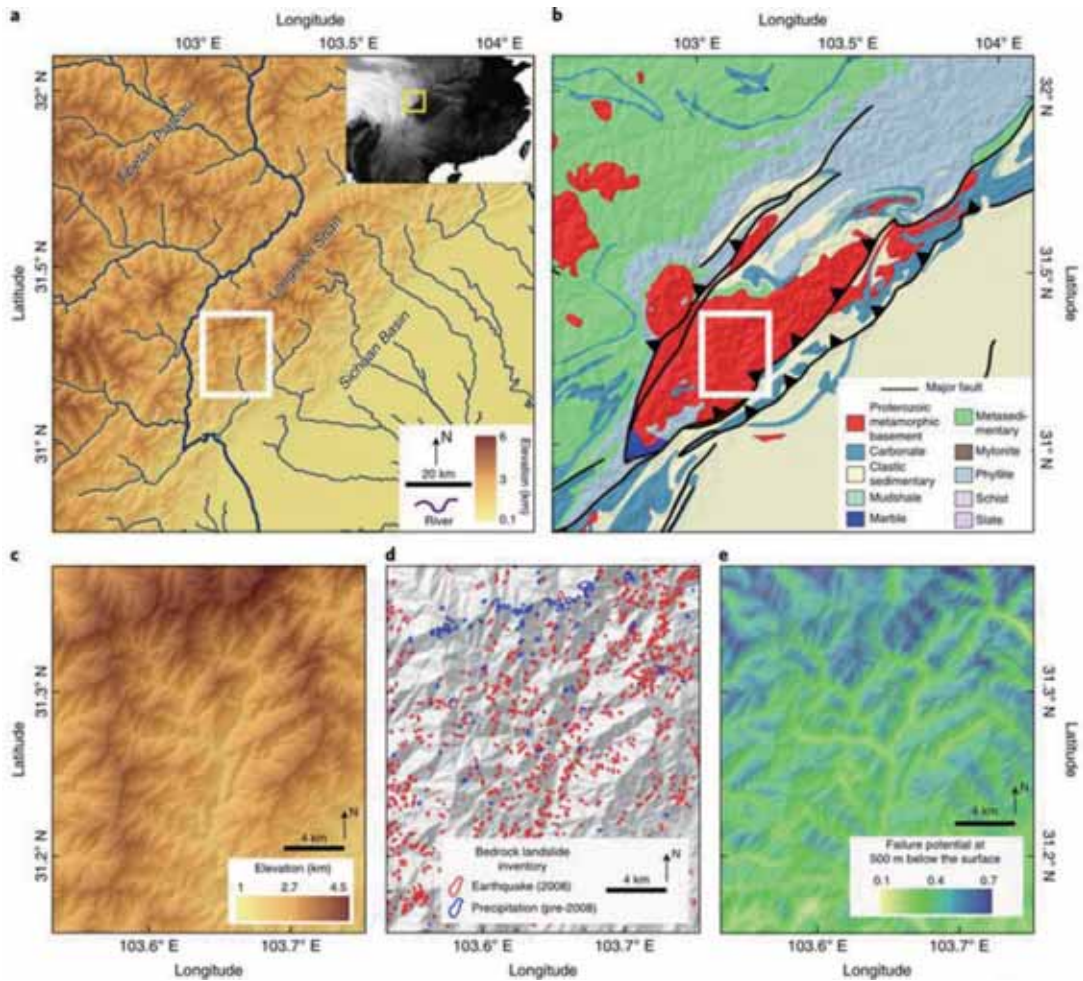


图 1 研究区基本信息图 (Li and Moon, 2021)。(a) 研究区地貌位置图 ;(b) 研究区地质构造图 ;(c) 研究区高程图 ;(d) 研究区滑坡分布图 ;(e) 研究区断裂倾向等级图

倾向。FP 由 $(\sigma_{mcs} - \sigma_{lcs}) / (\sigma_{mcs} + \sigma_{lcs})$ 计算得到。

作者绘制了 500 m 深度 FP (FP_{500m})、500 m 深度最小压应力 (LCS_{500m}) 和 $\sigma_{lcs} = 10 \text{ MPa}$ (D_{10MPa}) 的空间分布图 (图 2b- 图 2d), 从而推断出结构面发育的水平和垂直范围。指标 FP 和 σ_{lcs} 显示在研究区地貌近地表发生了水平方向上的显著变化 (图 2)。基于高的 FP_{500m} 值, 低的 LCS_{500m} 值和深 D_{10MPa} 值, 推断深部张开结构面发育在山脊区, 而浅的张开结构面发育在山谷

区 (图 2b-d)。随着深度的增加, FP 减小, σ_{lcs} 增加 (图 2d- 图 2f)。 FP_{500m} 与 FP_{1000m} 和 FP_{1500m} 均呈正相关, 但与 FP_{1500m} 的相关性较小 (图 2g)。这证实了近地表地形扰动对应力场的影响较大, 且随深度增加而减小 (图 2h- 图 2i)。根据研究区域的面积和模拟时间, 作者选用 500 m 深度处应力代表的平均值和最大值, 并与实测的岩质滑坡尺寸进行了比较。

作者对 982 个基岩滑坡的面积与地形应力诱发的张开结构面的分布进行了对比

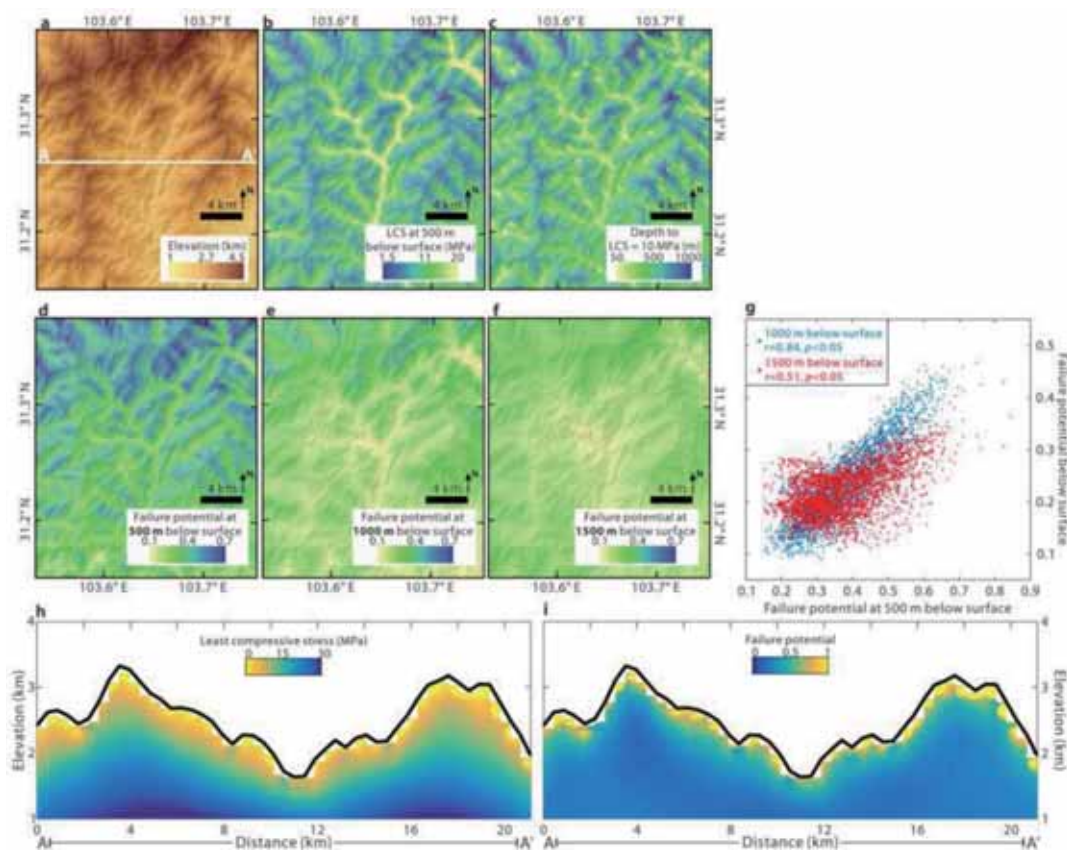


图 2 应力模型结果图 (Li and Moon, 2021)

研究，得到以下关键结果：

(1) 在地震和降水诱发的滑坡中，基岩滑坡面积上限与 FP_{500m} (FP_{max}) 的最大值存在较强的正相关关系；这种相关性优于弱相关性，但具有统计学意义， FP_{500m} 的平均值和最大值与所有基岩滑坡的物源区呈正相关 ($r = 0.17-0.35$, $P < 0.001$) (图 3, 灰色圈)。 FP_{max} 值与张开结构面的最大范围或滑坡内产生剪切断裂的最高可能性相对应。为了确定给定 FP_{max} 范围内的滑坡面积上限，作者首先从滑坡面积的 90、95 和 100 百分位数中测量岩质滑坡面积的前 10%。作者发现 FP_{max} 与滑坡面积和宽度的第 95 百分位有很强的正相关 ($r = 0.75-0.92$, $P < 0.01$) (图 4)。这些强相关性对定义岩质滑坡的区

域选择和环境应力条件的估计不确定性都不敏感。等压力指标 LCS_{500m} 的最小值和最大值的 D_{10MPa} 也显著表现与滑坡面积的第 95 百分位的相关性。虽然作者在此分析中关注的是前 10%，但作者发现， FP_{max} 与岩质滑坡规模的上 20% 之间也有良好的相关性。这意味着，张开结构 $main$ 的范围为大型岩质滑坡规模的上限提供了一个强有力的预测指标。

(2) 观测到的地震和降水诱发滑坡的滑坡面积与 FP_{max} 之间的关系很大程度上重叠 (图 3)。这一结果表明，地形应力对滑坡尺寸上限的控制，可能是通过调节压裂和风化的材料强度来实现的，并独立于滑坡触发机制。当 FP_{max} 超过 ~ 0.4 时，降水诱



发的滑坡往往比地震诱发的滑坡更大。在比汶川地震（2008年5月12日）更湿润的时期，降水诱发的山体滑坡更容易发生。在这种情况下，较深的张开结构面可能会使地下水渗流更深，孔隙压力增加， FP_{max} 更高，从而产生更大的滑坡。

(3) 滑坡面积与 FP_{max} 的相关性强于 FP_{500m} 的均值（图3）。这可能表明，地下最薄弱的部分，无论是来自张开结构面最大深度还是张开结构面最密集的部分，对滑坡规模影响较大，而对平均滑坡规模影响较小。这与之前的实验研究结果一致，即物质的非均匀性（如断裂或层理的软弱层）影响着大型滑坡的尺寸分布。

在进一步的研究中，作者研究了滑坡规模上限的其他潜在控制，包括地形指标（即梯度、局部地形、平均负曲率、高程和从滑坡后壁到沟道的距离等指标），地震震动指标（即峰值地面加速度（PGA）），降水相关的指标（即平均年降水量和90个百分位数的降水强度）和斜坡不稳定性指标，同时考虑了地形坡度和地下水文。作者发现，这些因素与岩质滑坡规模上限之间的相关性不如应力指标的相关性强（图4和5）。与应力指标相比，这些因子（如地震诱发滑坡的坡度和PGA，降水诱发滑坡的海拔）

与滑坡规模中位数或滑坡面密度的相关性更好。这些不同的相关性可能表明滑坡的大小和面密度可能受不同因素的控制。

研究结果表明，地形应力诱发的地下张开结构面的范围影响着青藏高原东部陡峭山区大型基岩滑坡的规模。这些发现对于地震和降水引起的滑坡都是相近的。随着基岩的剥蚀，由于地形扰动等表面对应力场的影响，结构面开始张开。基岩的张开断裂进一步促进流体渗透到地下并流通，增强物理和化学风化过程，如冻裂和运移。此外，近地表环境条件变化引起的亚临界裂纹扩展可能会增强断裂的张开。虽然可能有多种机制在起作用，但作者的研究首次表明，由地形应力引起的深部张开结构面的范围决定了基岩滑坡可达到的最大规模和深度。

虽然作者揭示了滑坡面积和应力指标之间的强相关性，但作者也发现了滑坡面积和其他地形指标之间的相关性，如坡度，高程和到河道的距离（图4）。由于地形参与地下应力扰动、斜坡稳定性和地震放大，因此存在适度的空间协变（图4，图6），这些相关性在一定程度上是可以预料到的。例如，曲率较负或高程较高的地形（山脊区域）由于更大的地形扰动和地震震动的放

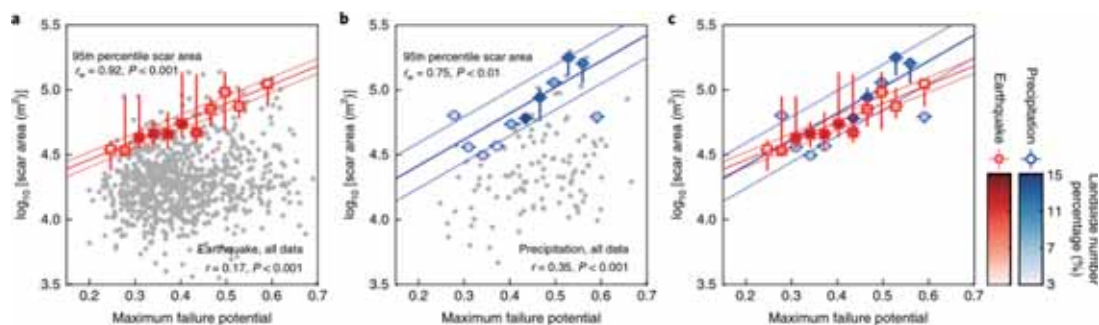


图3 不同类型岩质滑坡物源区面积与 FP_{max} 面积对比 (Li and Moon, 2021)

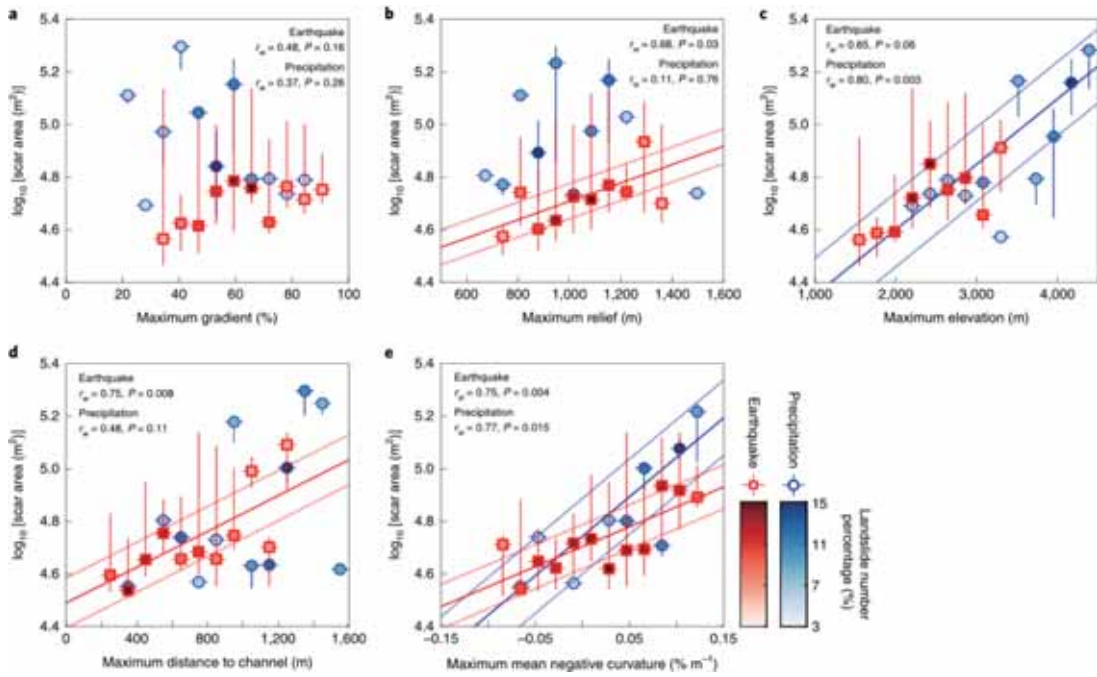


图4 滑坡面积与地形指标的关系 (Li and Moon, 2021)

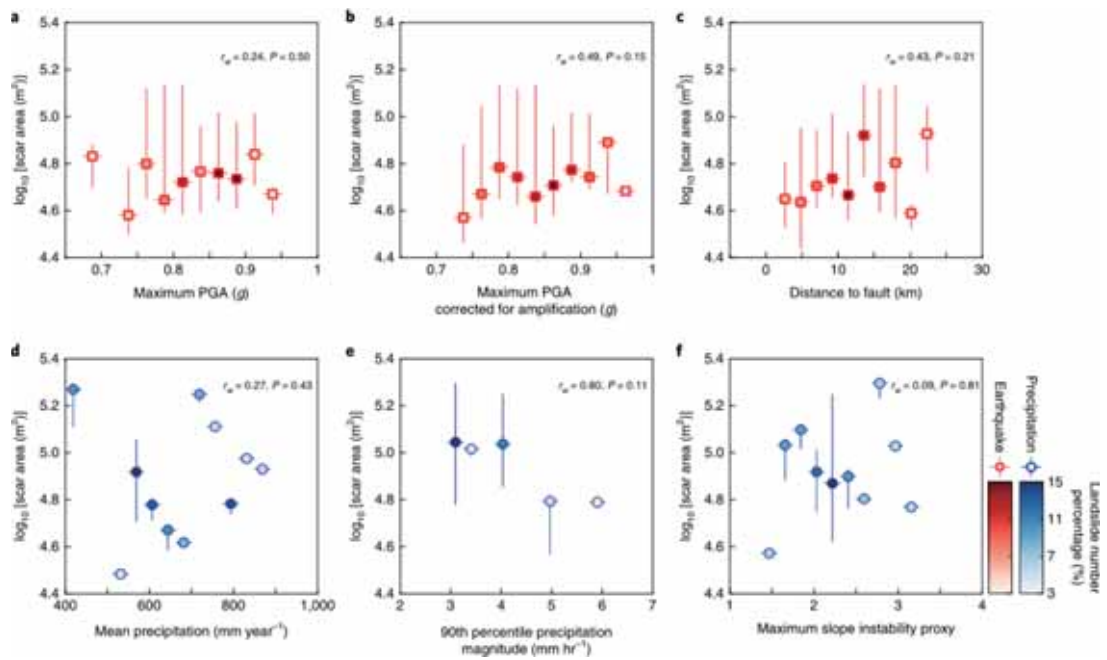


图5 岩质滑坡物源区与地震和降水控制的比较 (Li and Moon, 2021)

大, 可能有更深的结构面张开。作者发现 FP_{max} 和其他控制之间存在一定程度的协同

关系 (图 6)。大多数大型基岩滑坡 (后壁面积 $> 40000 > 100000m^2$) 发生在 FP_{max} 超

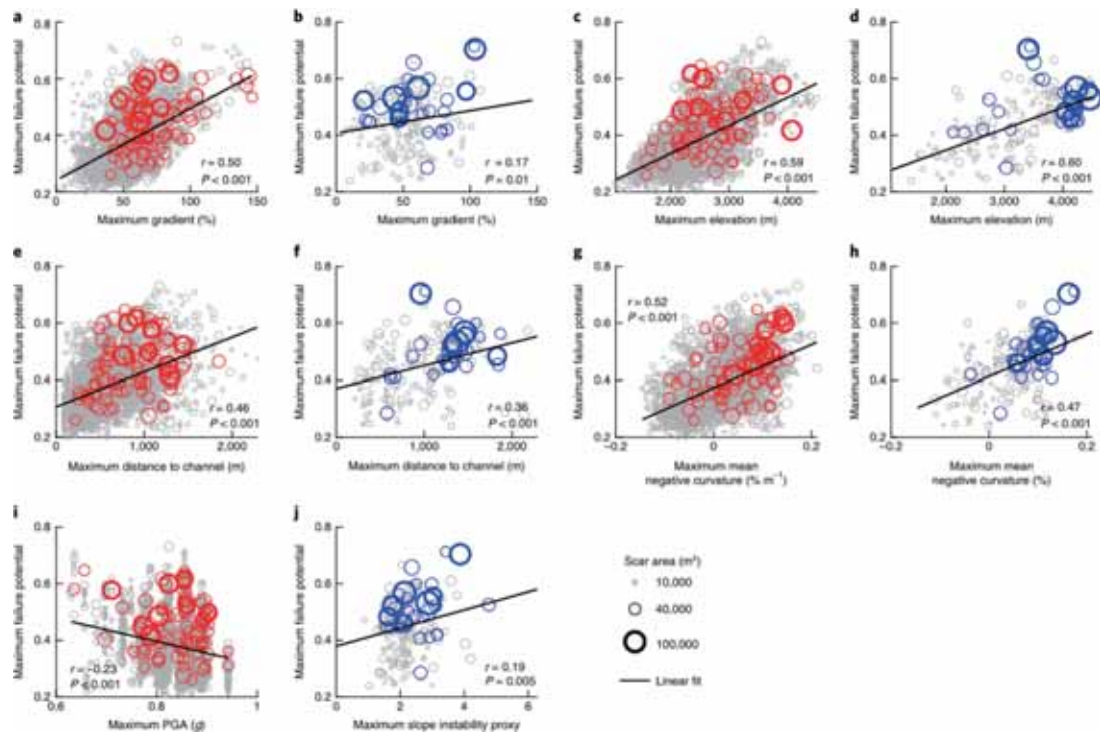


图 6 FP_{max} 与其他潜在控制的条件比较 (Li and Moon, 2021)

过 0.4，高于基于所有滑坡的 FP_{max} 和其他控制之间的线性拟合 (图 5)。这些结果表明，即使在大范围的共变控制下， FP_{max} 对滑坡震级的影响也是明显的。

地震诱发滑坡的面积密度与坡度 ($r = 0.56, P < 0.001$) 和 PGA ($r = 0.47, P < 0.001$) 具有良好的相关性，与前人的研究结果一致。然而，应力指标与滑坡面密度之间没有正相关关系，尽管应力指标比任何地形、地震和降水控制更好地解释了滑坡的规模 (图 4，图 5)。考虑到这些发现，作者假设地形诱发结构面对降雨和地震引发的岩质滑坡的震级具有强的正控制作用，而其他控制因素可能对滑坡的发生有更大的影响。作者推测地形诱发结构面可能会降低深层地质体强度，促进深层地下水在山坡中的

渗流，并在坡脚附近诱发局部地下水流动。这些效应可能有助于促进更深层和更大的滑坡破坏，为作者观测到的地形应力对基岩滑坡规模的控制而不是滑坡面积密度的控制提供了一个合理的解释。

总的来说，作者的发现揭示了地表和地下构造应力、地形、结构面和侵蚀之间的联系。地形诱发的基岩裂隙不仅是控制滑坡规模的关键因素，而且在构造活动区诱发地表和地下过程之间的反馈机制。作者的方法可以应用于其他具有不同环境条件的滑坡易发环境，以评估地形应力对滑坡规模的控制。未来的研究将比较不同构造地区的地面测量数据和基岩物质属性，包括断裂模式和程度，从而进一步解决导致滑坡发生和震级的因素。



主要参考文献

Clair J S, Moon S, Holbrook W S, et al. Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering[J]. *Science*, 2015, 350 (6260) : 534-538.

Clarke B A, Burbank D W. Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 297 (3-4) : 577-586.

Li G K, Moon S. Topographic stress control on bedrock landslide size[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14: 307-313. ([原文链接](#))

Larsen I J, Montgomery D R, Korup O. Landslide erosion controlled by hillslope material[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3 (4) : 247-251.

(撰稿: 祁生文 / 页岩气与工程室)



NC: 厄尔尼诺现象和降雨型滑坡灾害影响的全球关联

大范围海域表面水温的持续变化会影响全球的大气环流，使得全球气候异常，极端天气频发，如厄尔尼诺现象和拉尼娜现象。厄尔尼诺现象发生时，太平洋东部和中部热带海洋的海水温度会异常升温，致使全球气候模式发生变化，使得原来干旱少雨的地方发生洪涝灾害，而通常多雨的地方反而出现长时间的干旱少雨；而拉尼娜现象发生时，情况正好相反，赤道太平洋东部和中部海面温度会异常地持续降温，致使全球气候模式发生变化，使得干旱的地区更加干旱，多雨的地区暴雨成灾，亦称反厄尔尼诺现象。前人大量研究表明，厄尔尼诺现象发生后，通常会发生拉尼娜现象，且呈现出一定的周期性。

上述全球气候异常现象发生时，往往会诱发大量灾难性滑坡。学界普遍认为这些滑坡灾害的发生很可能受到极端降雨的调控，但是对于这种联系的内在机制，特别是由厄尔尼诺南方涛动（ENSO）引起的多年降雨模式变化对全球滑坡灾害影响效应的认识还十分不清。因此，开展厄尔尼诺现象和降雨型滑坡灾害影响在全球范围内的关联性研究，对于全球地质灾害防灾减灾具有重要的指导意义。

最近，美国宇航局戈达德航天中心水文科学实验室的 Robert Emberson 等人，结合多卫星综合反演（NASA's IMERG）获取的自 2000 年至今的全球降雨记录和全球

滑坡趋势分析模型（LHASA），利用多元 ENSO 指标（MEVI）定量刻画了厄尔尼诺强度，首次从全球尺度研究了 ENSO 与降雨型滑坡灾害影响的关联性，发现 ENSO 通常会对全球总降雨量和极端降雨模式产生显著影响，并进一步影响滑坡的发育、分布及致灾特征。

图 1 为 2000 年至今北半球夏季和冬季厄尔尼诺高峰和拉尼娜高峰之间的平均日降雨量差值分布特征，可以看出 ENSO 主要影响环太平洋的降雨模式，大部分的降雨变化发生在海洋区域，主要受厄尔尼诺现象调控，但在拉丁美洲、加勒比地区、东南亚地区和印度也观察到了显著变化，主要受拉尼娜现象调控，而这些地区正是全球遭受降雨滑坡灾害最为严重的地区。图 1A 和图 1B 共同说明了 ENSO 引起全球降雨模式变化的区域差异特征。

在此基础上，他们分析了全球 38257 个地区的人口和基础设施等对滑坡暴露度的季节性变化特征。图 2 为哥伦比亚普兰达斯地区、印度科努尔地区和我国郴州地区的人口对滑坡暴露度的分析结果。可以看出 MEVI 与暴露人口数量具有很强相关性，拟合曲线的斜率越大表明暴露人口数量受 ENSO 影响越显著。三个地区的暴露人口数量随季节的变化特征各异，其中科努尔地区主要呈现出单峰变化，普兰达斯地区主要在春季和秋季达到峰值，而郴州地区随季节变化不明显，这表明该区 ENSO

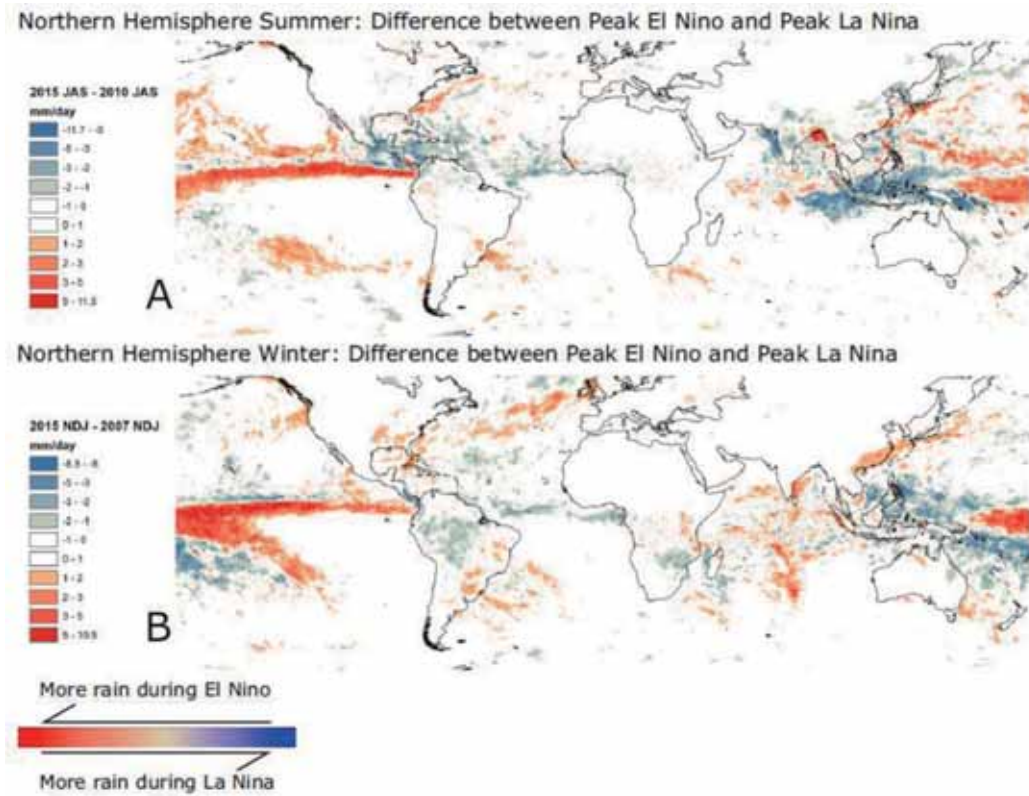


图 1 北半球夏季和冬季厄尔尼诺高峰和拉尼娜高峰之间平均日降雨量差值的全球分布特征。2015 年为夏季厄尔尼诺高峰，2010 年为夏季拉尼娜高峰，2015-2016 年为冬季厄尔尼诺高峰，2007 年为冬季拉尼娜高峰。A 对应于 7 月-9 月的结果，B 对应于 11 月到次年 1 月的结果。红色区域（正值）表示厄尔尼诺期间降雨多于拉尼娜期间降雨，蓝色区域（负值）表示拉尼娜期间降雨多于厄尔尼诺期间降雨（Emberson et al., 2021）

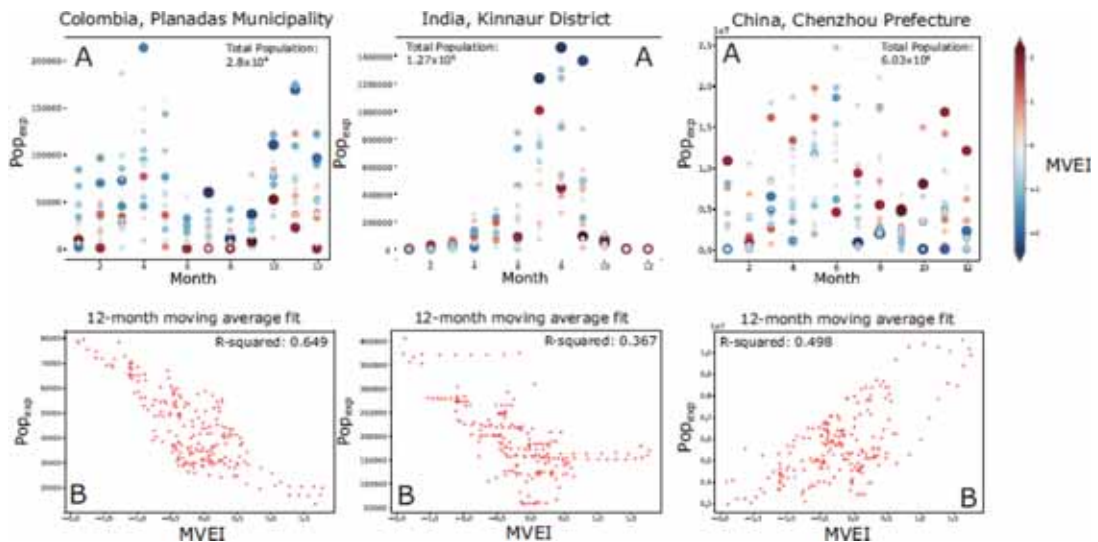


图 2 2000-2019 年全球三个典型区域的人口对滑坡的暴露度情况。A 为月平均暴露人口数量，蓝色到红色为 MVEI 相应的取值，红色表示厄尔尼诺效应更强，蓝色表示拉尼娜效应更强，点的大小表示强度的相对变化。B 为月平均暴露人口数量和 MVEI 之间的变化关系（Emberson et al., 2021）



是主控因素。

从以上三个典型区域的分析结果可以看出，ENSO 对潜在滑坡灾害的暴露人口数量具有显著影响。下一步，研究者们给出了全球范围内这种影响的分布，厘定出 ENSO 显著影响的区域并给出了刻画量值（如图 3）。从图中可以看出，存在两个关键区域——东南亚和拉丁美洲的北部，随着 ENSO 转变为厄尔尼诺状态，哥伦比亚、菲律宾、印度尼西亚的人口暴露度可能会大范围减少，然而这些国家是全球降雨型滑坡灾害最为发育的区域，这表明厄尔尼诺现象对滑坡承灾体暴露度的影响要比季节性降雨变化的影响更为显著。

以上研究首次从全球范围揭示了海气作用遥相关——特别是 ENSO 与降雨型滑

坡灾害影响之间的关联性。拉尼娜现象能导致全球不同环境下较大的滑坡承灾体暴露度，其中南美洲北部、中美洲和加勒比海以及印度尼西亚、巴布亚新几内亚和菲律宾的承灾体暴露度增幅最大，主要受到总降雨量的控制。相比之下，厄尔尼诺现象似乎仅能促使较少地区的滑坡承灾体暴露度增加，包括中亚、中国东部的部分地区和墨西哥，主要受到极端降雨量的控制。这些研究结果对于预测未来十年全球气候变化诱发降雨型滑坡灾害的人员死亡和基础设施损失至关重要，同时可促进当前对全球气候变化与地质灾害发育变化的认识，可为降雨型滑坡灾害的防灾减灾提供科学依据。

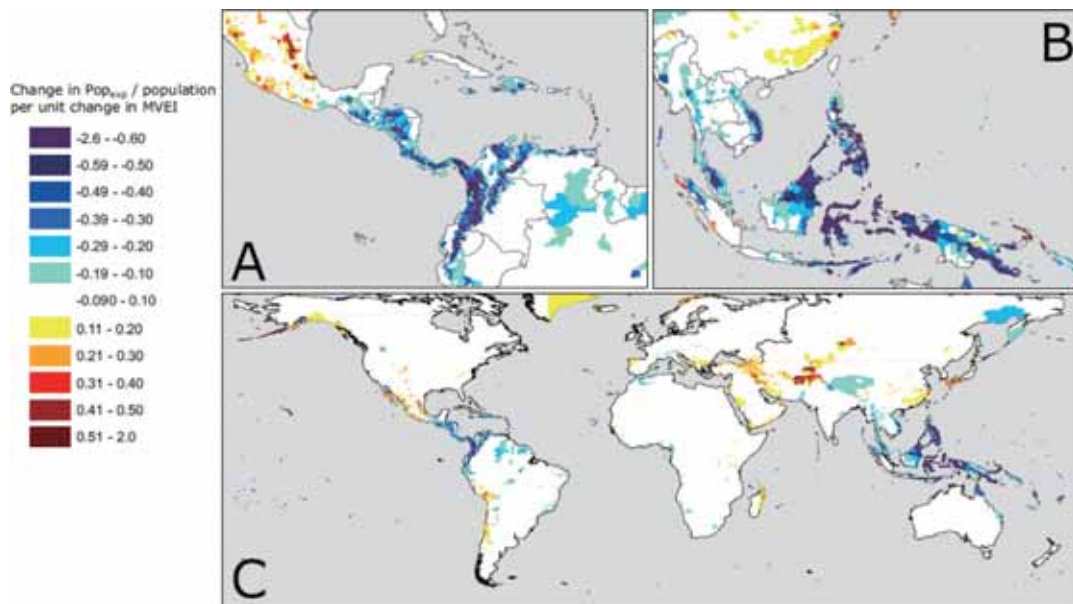


图 3 ENSO 对滑坡灾害人口暴露度影响程度的全球分布。蓝色区域代表拉尼娜状态引起更多的滑坡暴露度，红色区域表示厄尔尼诺引起更多的滑坡暴露度（Emberson et al., 2021）



主要参考文献

- Emberson R, Kirschbaum D, Stanley T. Global connections between El Nino and landslide impacts[J]. *Nature Communications*, 2021, 12(1): 1-11. ([原文链接](#))
- Huffman G J, Bolvin D T, Braithwaite D, et al. Integrated multi-satellite retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) mission (IMERG)[M]//Satellite precipitation measurement. Springer, Cham, 2020: 343-353.
- Wolter K, Timlin M S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext)[J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(7): 1074-1087.
- Froude M J, Petley D N. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2018, 18(8): 2161-2181.
- Kirschbaum D, Stanley T. Satellite-based assessment of rainfall triggered landslide hazard for situational awareness[J]. *Earth's Future*, 2018, 6(3): 505-523.
- Emberson R, Kirschbaum D B, Stanley T. New global characterization of landslide exposure[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2020, 30: 1-21.

(撰稿：黄晓林，薛雷，郑博文 / 页岩气与工程室)



NG: 树轮放射性碳揭示过去千年太阳活动存在 11 年周期

太阳是地球重要的能量来源，虽然人类对太阳活动（太阳黑子）的观测仅有 400 年历史，但是由宇宙射线产生的宇成核素会被记录在树轮或者冰芯中，可以作为追溯上千年前太阳活动变化的重要线索。 ^{14}C 是一种碳的放射性同位素，是由大气圈上部氮气受宇宙射线轰击而形成。这些 ^{14}C 在大气中被氧化形成 $^{14}\text{CO}_2$ ，通过光合作用被树木吸收，记录在当年形成的树木年轮中，并不再与外界进行交换。因此，树木年轮中的 ^{14}C 丰度变化可以恢复古大气中 ^{14}C 的变化，进而记录宇宙射线强度和太阳活动。树木年轮具有定年准确、分辨率高、连续性好的特点，具有重建年际甚至季节尺度太阳活动变化的潜力(Uusitalo et al., 2018)。此外，高分辨率的历史文献资料，如太阳黑子活动历史和古代朝鲜极光年表(SILSO WDC, 2019; 魏勇, 万卫星, 2020)，具有年代准确，时间分辨率高的特点，也可用于研究太阳活动。

日本学者 Miyake 曾通过测量年分辨率的树轮 ^{14}C 记录，发现了公元 774-775 年、公元 992-993 年 ^{14}C 丰度显著增加现象，揭示出两次强宇宙射线事件(Miyake et al., 2012, 2013)。这两次事件的发生，极有可能与太阳高能粒子事件有关(Mekhaldi et al., 2015; 参见前沿报道《公元 774-775 年的强太阳活动》)。但上述研究仅利用了片段的树轮 ^{14}C 记录。目前仍然缺乏具有年分辨率且连续千年的树轮 ^{14}C 记录。

瑞士苏黎世联邦理工学院 Brehm 团队近期在 Nature Geoscience 上发表了目前最长的、连续的、具有年分辨率的树轮 ^{14}C 记录。该树轮 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录了过去 1000 年中 $\Delta^{14}\text{C}$ 三次快速的增加现象(图 1a)，而短时间内大气 ^{14}C 快速增加与太阳高能粒子事件有关。第一次发生在公元 993 年，此次太阳高能粒子事件导致 ^{14}C 产量在一年内增加近三倍。第二次 $\Delta^{14}\text{C}$ 明显增加发生在公元 1052 年，并可以通过模型在前人发表 $\Delta^{14}\text{C}$ 数据集中得到验证(图 2a)。然而，模型并未检测到发生在公元 1279 年的第三次 ^{14}C 丰度明显增加事件，这可能与所选数据集精度等有关(图 2b)。即便如此，这两次疑似事件的发现也说明太阳高能粒子事件可能远比我们想象中更频繁。值得注意的是，三次太阳高能粒子事件发生在公元 990-1290 年之前，最近 700 年来一直没有发生，而且公元 1052 年和公元 1279 年的事件都发生在太阳活动极小期内。

太阳活动具有 11 年周期，上述周期导致的 ^{14}C 变化会被记录到树轮中，但这项研究非常具有挑战性，因为太阳 11 年的周期性活动引起的 $\Delta^{14}\text{C}$ 变化仅为 2%，而 $\Delta^{14}\text{C}$ 的平均分析误差就达 $1.8 \pm 0.2\%$ ，这必然导致真正的周期信号与噪音混淆。Brehm 等对 $\Delta^{14}\text{C}$ 以及太阳黑子记录开展了带通滤波分析并计算了峰间距离(peak-to-peak distance)，将振幅小于 1.2% 的信号设定为噪音(图 3)。结果表明，具有较小振幅的周期很有可能是



噪音导致的。这些噪音导致极小期时太阳活动呈现出较小的振幅和较短的周期。这意味着以后观察极小期或者振幅较小时的太阳活动，要考虑噪音的可能影响。

为进一步评估 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录中噪音导致的周期和振幅的变化，作者将带通滤波后的 $\Delta^{14}\text{C}$ 周期和振幅与随机生成的测试数据进行比较（图4）。结果发现，当模拟数据选

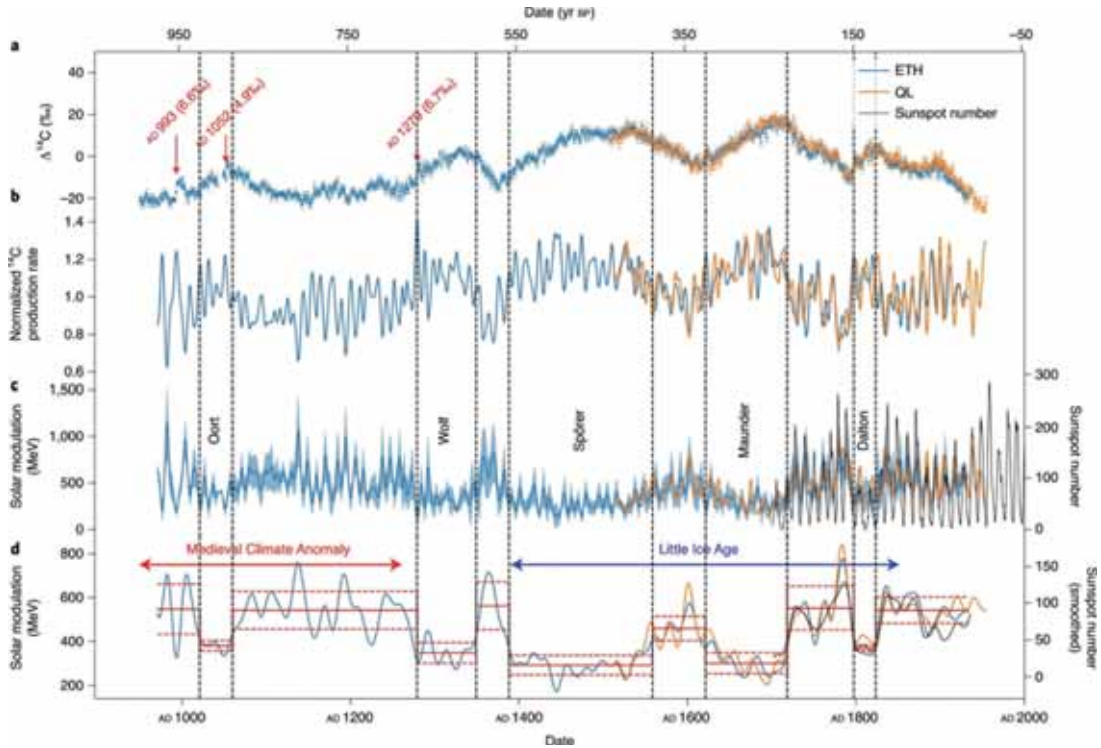


图 1 公元 969-1933 年 ^{14}C 变化以及太阳调控 (Brehm et al., 2021)

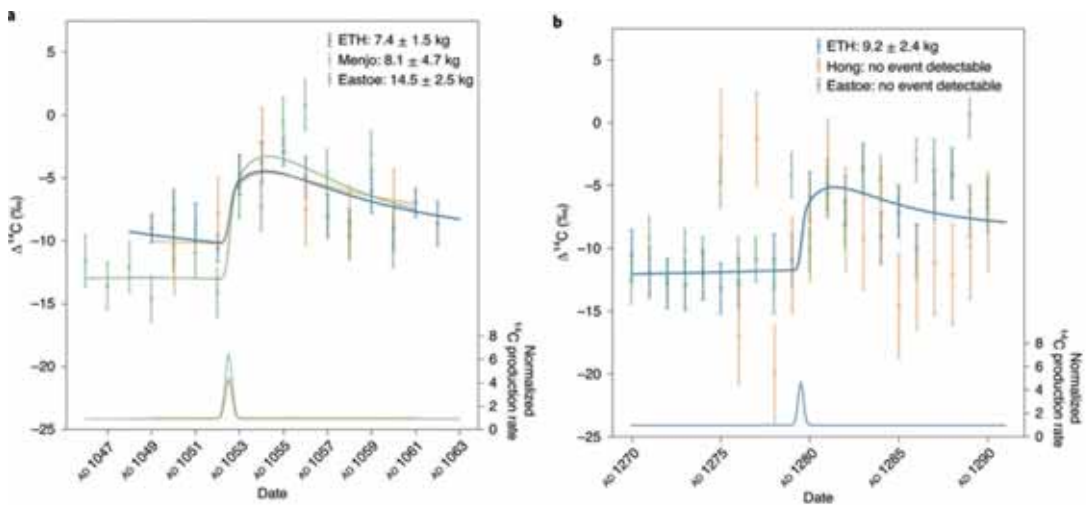


图 2 过去千年发现的两次新的疑似 ^{14}C 丰度增加事件 (Brehm et al., 2021)

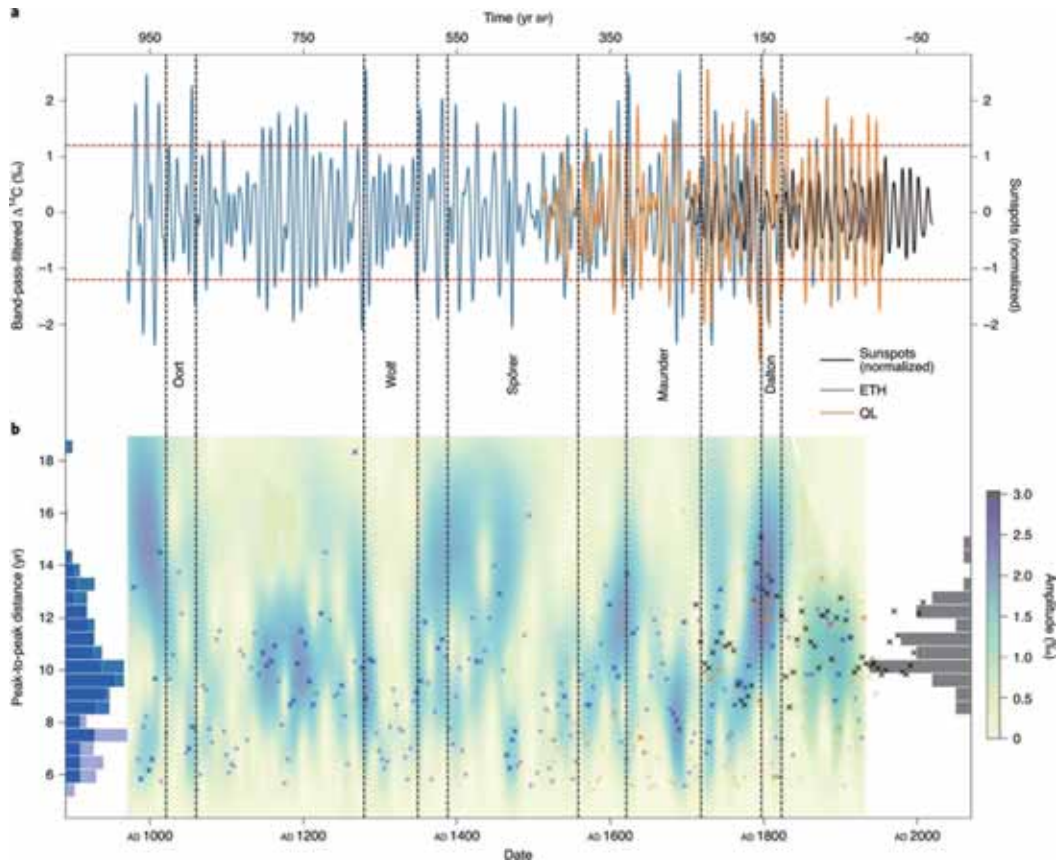


图 3 带通滤波 ^{14}C 记录的频谱分析 (Brehm et al., 2021)。b 图中蓝色和橙色的叉代表振幅 $>1.2\%$ 的峰间距离，深蓝色直方图代表振幅 $>1.2\%$ 周期的周期长度，黑色代表太阳黑子数周期长度分布

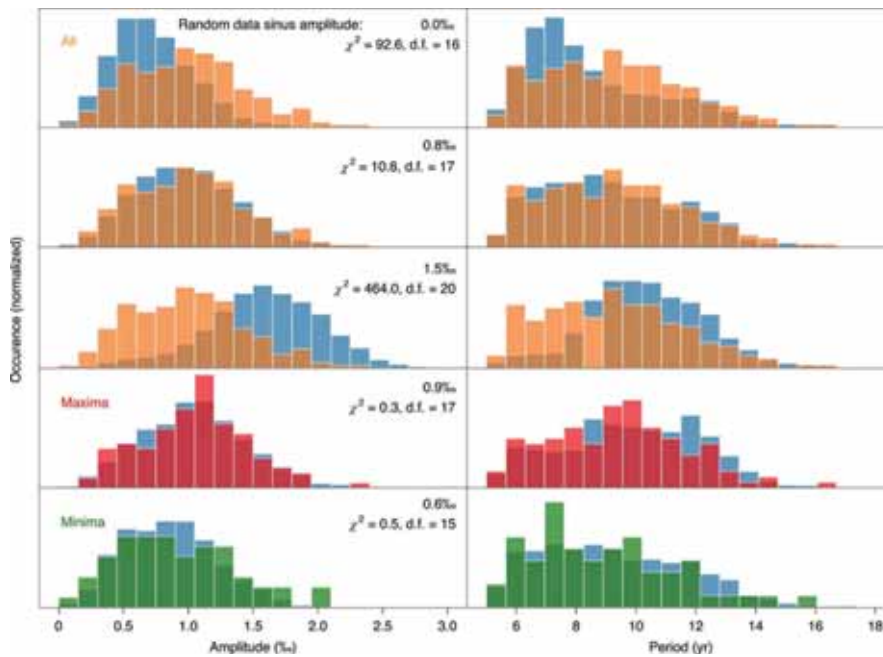


图 4 振幅和周期分布 (Brehm et al., 2021)。橙色代表带通滤波之后的 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录，蓝色代表包含 10.4yr 周期信号以及不同振幅的模拟数据



择振幅为 0.8%、周期为 10.4 年的正弦信号时，在周期和振幅分布上可与实测记录达到最佳匹配。因此， $\Delta^{14}\text{C}$ 记录中确实记录了 11 年的太阳活动周期，且其平均振幅为 0.8%，这个结果要比前人报道的振幅（2%）更低一些。这个振幅也并不是常数，而是取决于太阳活动的强弱。在太阳活动极小期时，振幅为 0.6%，而在太阳活动极大期，

振幅在 0.9% 左右。

该研究的意义在于利用高分辨率的树轮 ^{14}C 记录发现了新的太阳高能粒子事件，重建了太阳变化的长趋势和年代际变化，揭示了太阳活动的规律及其导致的 ^{14}C 变化。目前，越来越多的研究利用高分辨率树轮 ^{14}C 记录揭示太阳活动的变化规律。

主要参考文献

魏勇, 万卫星. 古代朝鲜极光年表. 北京: 科学出版社, 2020.

Brehm N, Bayliss A, Christl M, et al. Eleven-year solar cycles over the last millennium revealed by radiocarbon in tree rings[J]. *Nature Geoscience*, 2021: 1-6. (原文链接)

Mekhaldi F, Muscheler R, Adolphi F, et al. Multiradionuclide evidence for the solar origin of the cosmic-ray events of AD 774/5 and 993/4[J]. *Nature communications*, 2015, 6(1): 1-8.

Miyake F, Masuda K, Nakamura T. Another rapid event in the carbon-14 content of tree rings[J]. *Nature Communications*, 2013, 4(1): 1-6.

Miyake F, Nagaya K, Masuda K, et al. A signature of cosmic-ray increase in AD 774–775 from tree rings in Japan[J]. *Nature*, 2012, 486(7402): 240-242.

Uusitalo J, Arppe L, Hackman T, et al. Solar superstorm of AD 774 recorded subannually by Arctic tree rings[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1-8.

(撰稿: 许晨曦, 赵卿宇 / 新生代室)



NC: 地下水排泄影响海洋 Li、Mg、Ca、Sr 和 Ba 同位素的均衡

在海洋同位素均衡中，地下水输入的溶质通量长久以来被认为是不可变的，且经常被忽视，即使不能完全忽视，也将这一部分归于河流输入的通量。由于缺乏对地下水排泄溶质通量的约束，海洋同位素 $\delta^7\text{Li}$ 、 $\delta^{26}\text{Mg}$ 、 $\delta^{44/42}\text{Ca}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $\delta^{88/86}\text{Sr}$ 和 $\delta^{138}\text{Ba}$ 的均衡和依赖它们的准确性建立的地球系统模型存在巨大不确定性。最近，美国加利福尼亚大学圣克鲁兹分校的 Kimberley K. Mayfield 等人在 *Nature Communications* 发表研究论文，提出并验证了海岸带地下水排泄是海洋中 Li、Mg、Ca、Sr 和 Ba 元素的一个不可忽视的来源，且地下水端元中 $\delta^{26}\text{Mg}$ 、 $\delta^{44/42}\text{Ca}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $\delta^{88/86}\text{Sr}$ 不同于全球平均河流的同位素组成，而 $\delta^7\text{Li}$ 和 $\delta^{138}\text{Ba}$ 则与全球平均河流同位素组成几乎相同。论文强调了地下水排泄的溶质通量不容忽视，量化和表征这种陆源地下溶质通量对于理解和解释海洋同位素示踪模型至关重要。同时研究人员发现这些元素的含量和同位素特征强烈依赖海岸带含水层的岩性，在地球系统模型中，岩性应被视为模型参数，着重考虑。

研究人员首先分析了全球 20 个滨海含水层咸淡水混合带中地下水 Li、Mg、Ca、Sr 和 Ba 的浓度和同位素特征，并结合已有研究中使用的化学组分浓度和同位素比值，确定了四种岩性（喷出岩、碳酸盐岩、侵入岩、沉积物）含水层排泄的端元值。在

端元值确定过程中，研究人员发现，搜集的滨海含水层咸淡水混合带地下水中 Li、Mg、Ca、Sr 行为保守（图 1），均位于地下水与当地咸海水的混合线上，因此，可以将各滨海含水层咸淡水混合带类型线性回归的零盐度截距作为地下淡水 Li、Mg、Ca、Sr 端元浓度的估计值；而 Ba 呈现非保守行为，这是因为 Ba 在中等盐度环境中解吸能力达到最大，解吸最大时，地下水中 Ba 浓度比当地海水高一个数量级。因此，从沿海沉积物中解吸的 Ba 被认为是 Ba 向海洋的新（即非再循环）来源，这表明 Ba 最大值更能准确地表示地下水排放到海洋时的浓度。故在确定 Ba 的输入端元浓度时，选择每种含水层类型中最大 Ba 样本的平均值作为地下水端元值。然后，每种含水层类型端元的 $\delta^7\text{Li}$ 、 $\delta^{26}\text{Mg}$ 、 $\delta^{44/42}\text{Ca}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $\delta^{88/86}\text{Sr}$ 组成计算为每个含水层中最低盐度样品的相应同位素组成的平均值，每种含水层类型的 $\delta^{138}\text{Ba}$ 组成计算为 Ba 浓度最大样本的相应同位素组成的平均值。最后，将这些端元值输入到三个独立的、岩性加权的全球地下水排泄体积通量模型中（图 2），并利用已有的地球化学数据约束研究中使用的端元浓度和同位素比值，以估算每种元素通过地下水排泄输入海洋的溶质通量。

结果显示，对于 Li、Mg、Ca、Sr 和 Ba 这五种元素，地下水输入至少占到河流输入的 5%。因此，地下水溶质通量计算

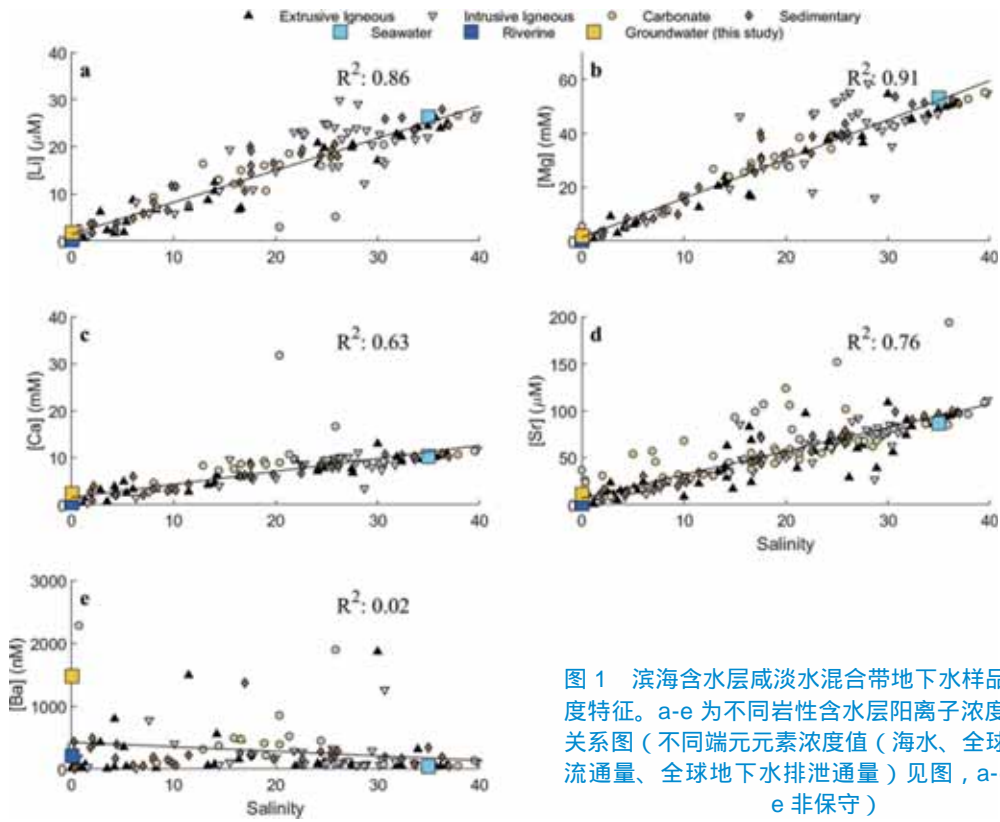


图 1 滨海含水层咸淡水混合带地下水样品元素浓度特征。a-e 为不同岩性含水层阳离子浓度与盐度关系图（不同端元元素浓度值（海水、全球平均河流通量、全球地下水排泄通量）见图，a-d 保守、e 非保守）

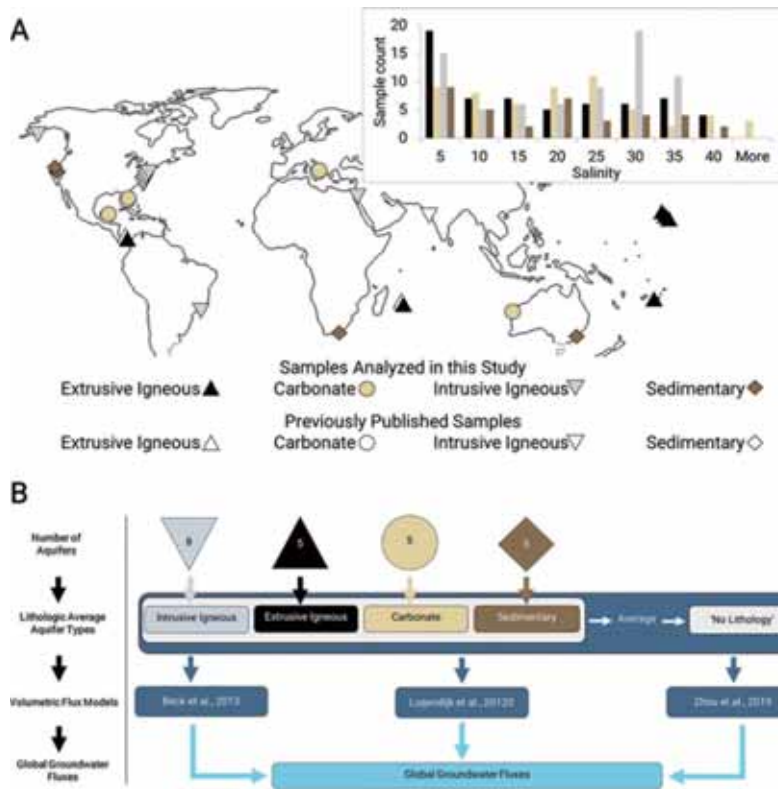


图 2 研究设计。(A) 含水层位置 (n= 27) 及不同盐度范围样品数量的条形图 (n= 229) ; (B) 全球地下水溶质通量计算流程图



的缺失往往导致这些元素的陆源溶质通量被低估。此外，全球地下水通量的同位素组成并不总是与全球河流值相同，全球流入海洋的地下水中 $\delta^7\text{Li}$ 、 $\delta^{138}\text{Ba}$ 值与河流平均值几乎相同，但 $\delta^{26}\text{Mg}$ 、 $\delta^{44/42}\text{Ca}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $\delta^{88/86}\text{Sr}$ 的值与河流平均值不同。研究人员认为，海岸带岩性是导致河流和地下水溶质同位素组成有差异 (Mg、Ca、Sr) 或相似 (Li、Ba) 的原因。对全球地下水排泄通量的计算显示，大部分 (55%-68%) 的地下水排泄来自于构造活跃的热带地区，其典型的特征是年轻的火山岩和海岸带碳酸盐岩沉积。海岸带碳酸盐岩沉积物除具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值外，还具有较高 Mg、Ca、Sr 含量。这使得全球地下水通量的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组成相对于河流较少，且 $\delta^{26}\text{Mg}$ 、 $\delta^{44/42}\text{Ca}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 更贫化。相比之下，全球河流通量在纬度上分布更均匀，河流通量的化学性质更能代表陆地上不同岩石类

型的平均暴露量。河流和地下水中 $\delta^7\text{Li}$ 和 $\delta^{138}\text{Ba}$ 相似则与自身岩性有关。河流中喷出岩贡献的 $\delta^7\text{Li}$ 与地下水中侵入岩贡献的 $\delta^7\text{Li}$ 相似 (不受岩性年龄控制)。此外，由于 Li 不易与碳酸盐结合，所以碳酸盐岩含水层地下水的 $\delta^7\text{Li}$ 组成与火成岩含水层相似，这些性质使河流和地下水中的 $\delta^7\text{Li}$ 相似。类似地，地下水的 Ba 同位素组成在碳酸盐岩、火成岩以及河流中的值差别不明显，所以全球河流和地下水中 $\delta^{138}\text{Ba}$ 无明显差异。

另外，河流和地下水在溶质组成上的差异和 / 或相似是动态的。由于地下水排泄量的水文控制因素发生改变，它们的溶质通量可能在地质时间尺度上发生变化。例如，在冰期与间冰期过渡期间，由于降水和海平面的变化导致溶质通量发生变化 (图 3)。海岸碳酸盐沉积的 Ba/Ca 比值可作为重建河流和地下水排放时空变化的地球化学

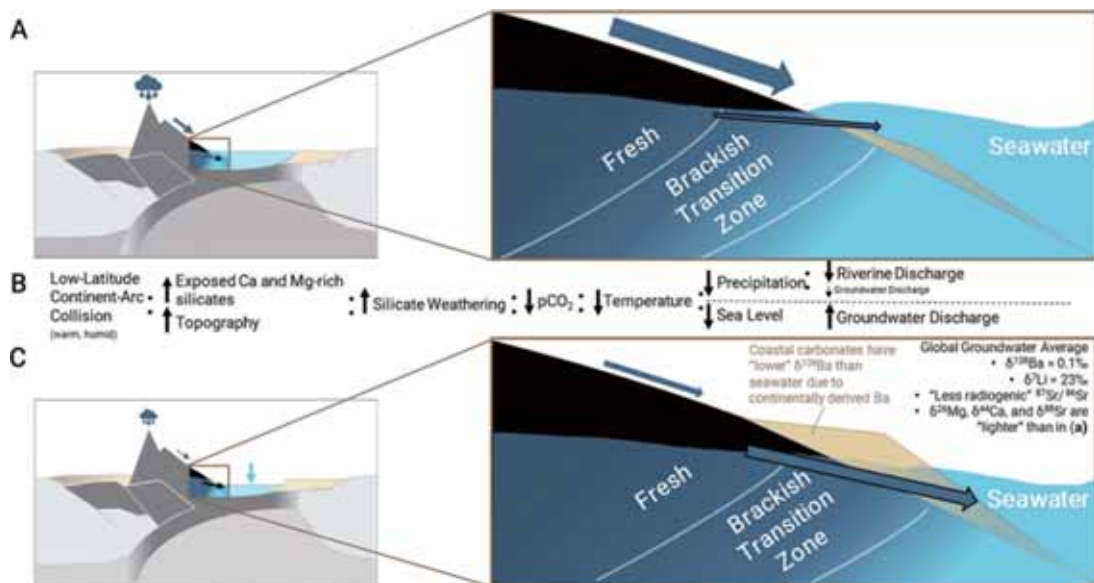


图 3 由间冰期向冰期转变期间滨海含水层咸淡水混合带演变示意图。(A) 滨海含水层咸淡水混合带在间冰期的稳定状态 ;(B) 低纬度岛弧碰撞引发全球降温的反馈模式 ;(C) 降水减少和海平面下降的冰期条件下，全球地下水溶质通量和同位素组成可能发生的化学变化



指标。这是基于陆源水的 Ba 浓度相对于海水高，提高了近岸海水的 Ba/Ca 比值，从而导致海岸碳酸盐沉积具有较高的 Ba/Ca 比值。在受河流或地下水影响的沿海地区，碳酸盐岩沉积中的 $\delta^{138}\text{Ba}$ 值也低于海水，与大气降水和全球河流平均组成更接近。

这意味着 Ba 同位素可以作为 Ba/Ca 比值的补充，用于表征近岸沉积物中陆源水输入的波动。

【致谢：感谢南方科技大学李海龙教授对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

Mayfield K K, Eisenhauer A, Santiago Ramos D P, et al. Groundwater discharge impacts marine isotope budgets of Li, Mg, Ca, Sr, and Ba[J]. *Nature Communications*, 2021, 12: 148. ([原文链接](#))

(撰稿：黄天明 / 页岩气与工程室)



NG: 汇聚板块边缘的地球构造活动对生物圈 - 地圈反馈机制的影响

汇聚板块边缘是两个相互汇聚和消亡板块间的边界，包括一系列重大地质过程：大洋板块俯冲到大陆板块之下，俯冲板块在不同深度发生变质脱水和部分熔融，所产生的流/熔体交代上覆地幔楔导致壳幔相互作用，地幔楔部分熔融引起弧岩浆作用形成弧型新生地壳，新生地壳部分熔融和分异结晶产生陆壳等，因而是连接地球深部圈层与表层圈的关键区域，也是理解和发展板块构造理论的核心所在 (Schellart et al., 2010)。在板块构造理论框架下，将汇聚板块边缘的构造活动与微生物生命过程研究相偶联，不仅有助于阐明深部地质活动对生物圈的影响过程及机制，还能更好地促进固体地球科学与生命科学在整个地球动力系统下的深度交叉融合，从而深入探讨构造活动从宏观到微观尺度上与微生物活动之间的内在联系和

协同机制 (张传伦等, 2018)。

在最近的一项研究中，美国田纳西大学的 Karen G. Lloyd 教授和意大利海洋生物资源与生物技术研究院的 Donato Giovannelli 教授等人合作，将微生物种类及分布与汇聚板块边界的地下挥发性物质输送的变化进行相关性分析，获得了地球深部构造活动与微生物生命过程之间相互作用的直接证据，相关的研究成果发表在 *Nature Geoscience* 上 (Fullerton et al., 2021)。

哥斯达黎加汇聚板块边缘属于典型的剥蚀型汇聚板块边缘。在该地区，科科斯板块 (Cocos Plate, 太平洋板块的一部分) 以 80-90 mm/年的速度向加勒比板块 (Caribbean Plate) 俯冲，浅俯冲的几何特征促进了俯冲板片脱水，释放出大量的碳和还原性的挥发物进入上覆板块 (图 1)。该研究涉及的取样位置涵盖了哥斯达黎加

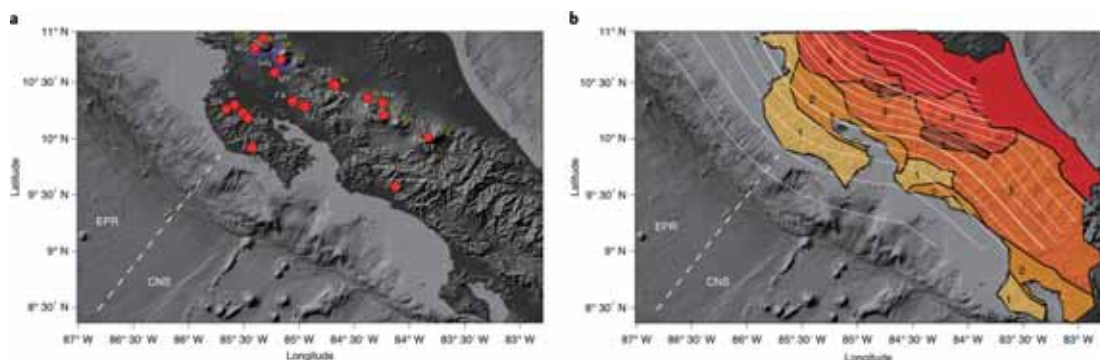


图 1 采样点 (红色圆圈) 在哥斯达黎加汇聚板块边缘的分布情况 (Fullerton et al., 2021)。(a) 其中白色字体显示的采样点为温泉和火山口湖，黄色字体显示的采样点为火山，紫色线条指示瓜纳卡斯特地热省火山口的位置；(b) 俯冲板块深度线和主要岩石类型：(1) 白垩纪/第三纪蛇绿岩；(2) 第三纪盆地；(3) 第三纪火山区；(4) 第四纪火山区；(5) 弧内盆地；(6) 加勒比海岸平原。虚线代表东太平洋中脊 (EPR) 与科科斯-纳斯卡板块 (CNS) 的边界



汇聚板块边缘的不同俯冲构造单元，包括岛弧区（板片俯冲深度 100-120 km，温度 >60°C，pH 值 0-3）、弧前区（俯冲深度 40-100 km，温度 40-60°C，pH 值 4-7）和外前弧区（板片俯冲深度 20-40 km，温度 20-40°C，pH 值 8-10）（图 2）。研究者利用铜管从上述不同构造单元的 21 个热泉处收集新鲜的流体，并通过流体氦同位素 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) 和溶解无机碳 (DIC) 的碳同位素 (^{13}C) 分析证明了这些流体起源于地球深部。最终，他们系统地分析了上述 21 个热泉流体中的微生物群落组成以及相关的环境参数（温

度、比电导率、pH 值、DIC 与 DOC 浓度、阴阳离子含量等），从宏观尺度的地球深部构造活动对微生物多样性的影响，以及微观尺度的微生物活动对宏观尺度的地球深部构造活动的反馈这两个方面出发，揭示了深地生物圈与地球深部构造活动之间的联系。

他们利用流式细胞仪与分子进化时钟 16S rRNA 基因测序技术，对各热泉流体中细菌的细胞丰度及组成类群进行了分析。结果表明，热泉流体中细菌的细胞丰度大致在 $1.5 \times 10^3 \sim 3.3 \times 10^6$ cells/mL，细菌的

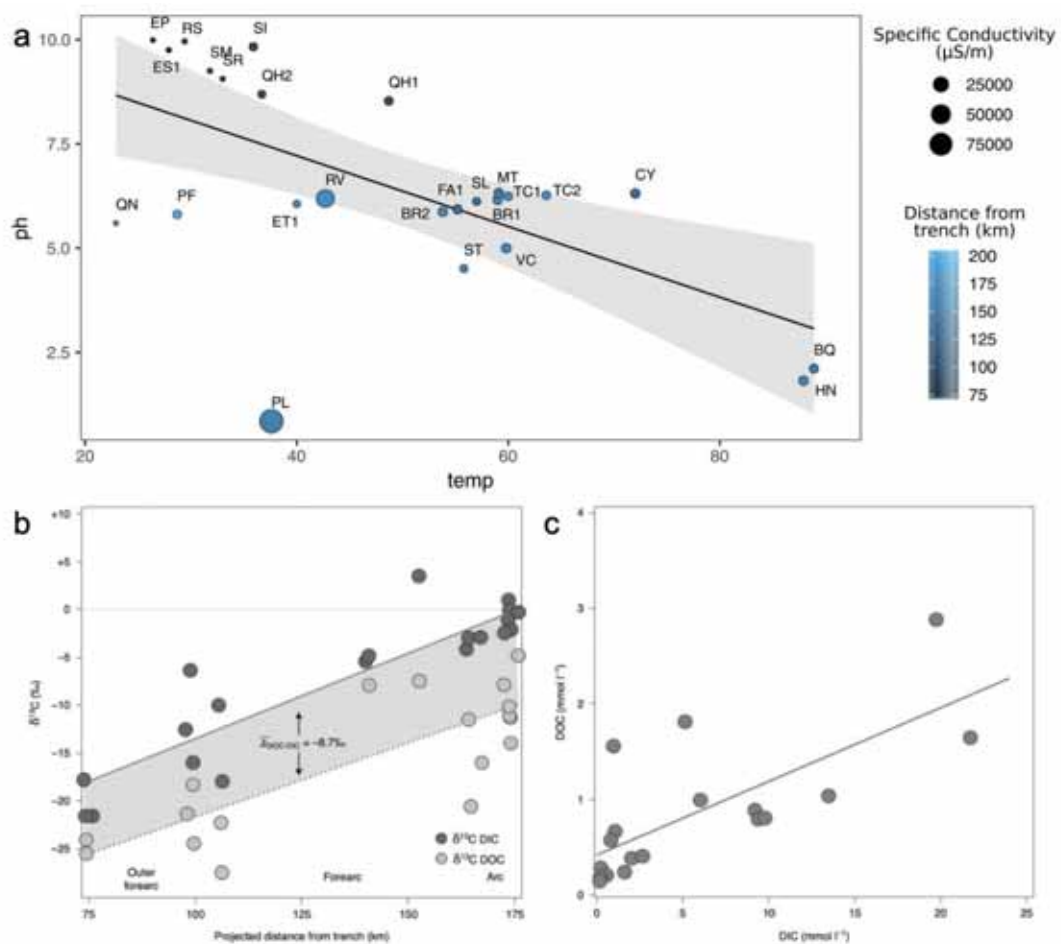


图 2 (a) 热泉流体 pH 与温度、比电导率、板块俯冲深度等参数之间的相关性 (b) 热泉流体 ^{13}C DIC 和 DOC) 与板块俯冲深度之间相关性 (c) 热泉流体中 DIC 浓度与 DOC 浓度的相关性 (Fullerton et al., 2021)



组成类群也比较丰富，包括了 59 个分类门。为了全面地认识环境因子对微生物群落结构及分布的影响，该研究开展了多项统计分析。温度和 pH 环境因子与微生物多样性的关系表明，嗜热微生物（热袍菌门、产水菌门、暗黑菌门）的丰度随温度和 pH 的升高而增加；相比之下，变形杆菌门和其它一些未培养细菌类群则呈现出相反的趋

势（图 3）。这说明温度和 pH 值能够在一定程度上影响和改变微生物的多样性与分布。统计分析还表明汇聚板块边缘微生物的多样性也受到了热泉流体阴阳离子成分的显著影响，而阴阳离子成分则主要受控于与板片俯冲的深度以及形成的深部围岩类型（图 4）。进一步的共现网络分析、随机森林模型和关联分析等统计方法发现至

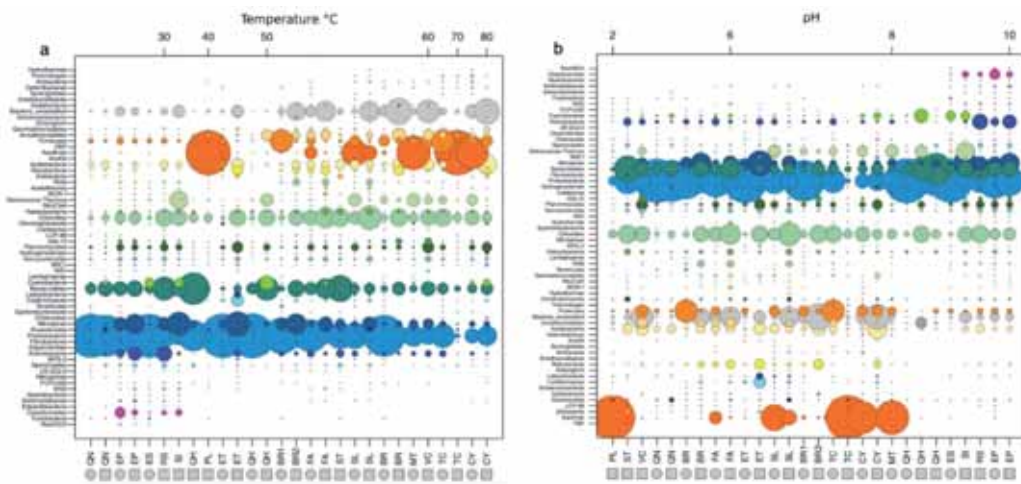


图 3 热泉流体中栖息的微生物类群（门水平）及其与温度（a）和 pH（b）的相关性（见 Fullerton et al., 2021 补充材料）

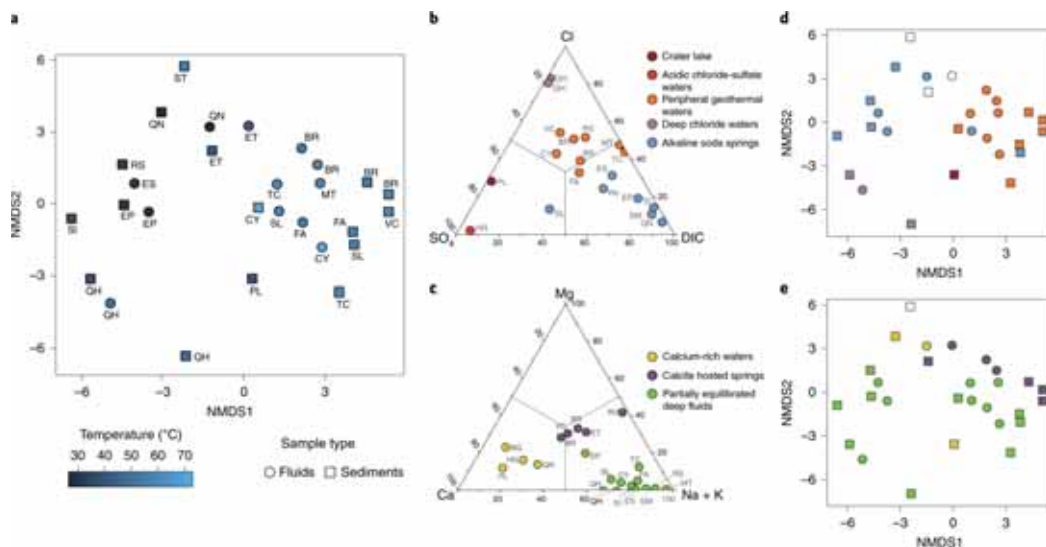


图 4 微生物的种类与热泉流体中阴阳离子组分的相关性（Fullerton et al., 2021）。（a）微生物多样性与温度的关系；（b）热泉中基于主要阴离子的聚类三元图；（c）热泉中基于主要阳离子的聚类三元图；（d）微生物多样性与阴离子的相关性；（e）微生物多样性与阳离子的相关性。注：d 和 e 中的样品名与 a 中的一致



少有 10 个微生物群组（占总微生物类群的 99% 以上）与不同的地球深部环境因子（DOC、DIC、pH、铁元素、溶解氧、 CH_4 、铜元素等）表现出强相关性，进一步证明了地球深部发生的宏观尺度上的构造活动对热泉流体栖息微生物的种群结构影响极大（图 5）。

为了进一步寻求化能自养微生物与碳的地球化学循环之间联系的基因方面的直接证据，该研究还利用宏基因组的中心碳代谢途径相关的功能基因进行共现网络分析（图 6a）。热泉流体微生物的宏基因组中主要发现了编码以下三种固碳途径关键酶的功能基因，即 Wood-Ljungdahl、rTCA 和 Calvin-Benson-Bassham（图 6a）。其中 rTCA 循环相关的基因丰度与 DIC 浓度呈现出很好的相关性，表明 DIC 和基于 rTCA 固碳途径的化能自养微生物之间存在密切关系（图 6b）。

基于前面的分析可以看出，发生于宏观尺度的地球深部构造活动对地球深部生物圈的生物量及其多样性均产生着重要的影响。此外，基于对微生物细胞周期期和碳含量的估计，研究人员发现微生物化学自养过程生成整个 DOC 储库仅需要 44-442 年，而该区深部流体的滞留时间长达 8.8×10^4 - 8.8×10^6 年，对于整个 DOC 储库的形成而言时间是足够的。而且，与地球深部贫营养的地下含水层中化能自养的生态系统相比，汇聚板块边缘的化能自养系统能将 DOC 的浓度提升 100 倍，达到毫摩尔级别。基于生命能够忍受的温度上限为 122°C 的等温线，估算在哥斯达尼加北部汇聚板块边缘地表一下岩石深部生物圈的生物碳含量为 7.9×10^{10} 至 7.9×10^{11} mol，即使只有 30% 的地下深部微生物属于化能自养型微生物，它们对俯冲板片产生的 CO_2 的年均生物固碳量也将达到 1.4×10^9 至

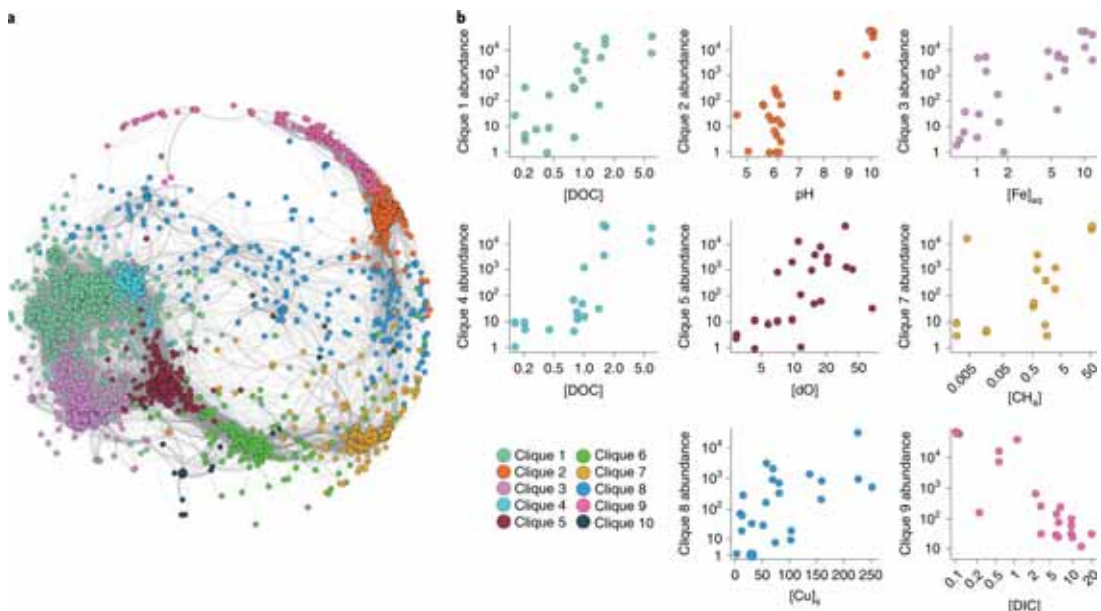


图 5 微生物的种类与俯冲带地球化学环境因子之间的相关性 (Fullerton et al., 2021)。(a) 所有样品的主要 ASVs 的共现网络分析；(b) 不同微生物群落中 ASVs 与相应环境因子之间的关系

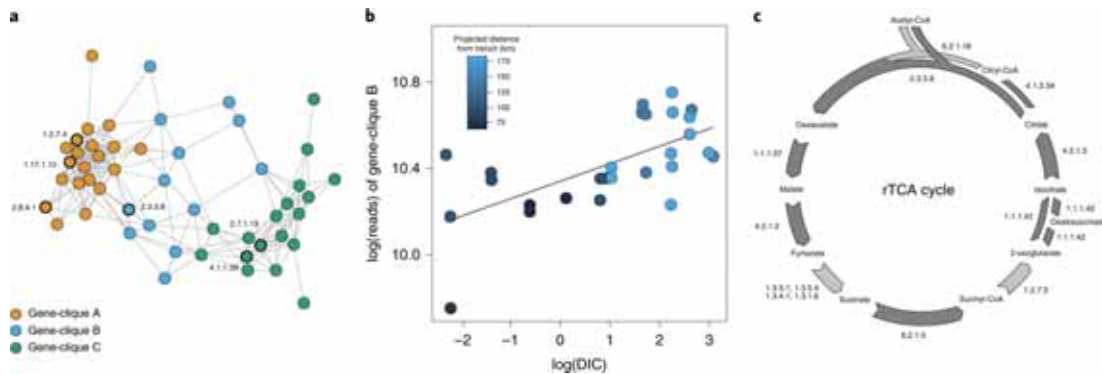


图 6 微生物固碳功能基因的共现网络分析及其与环境参数的相关性 (Fullerton et al., 2021)。(a) 中心碳代谢途径功能基因的共现网络分析。橙色代表 Wood-Ljungdahl 途径, 蓝色代表 rTCA 途径, 绿色代表 Calvin-Benson-Bassham 途径 (b) rTCA 途径功能基因丰度(reads 数)与 DIC 浓度的正相关性 (c) rTCA 固碳途径涉及的关键酶

1.4×10^{10} mol, 这一生物固碳量比单独计算 DOC 的碳量要大得多 (4.1×10^5 mol 至 4.4×10^8 mol), 从而使进入俯冲带的碳量额外减少了 1%–13%, 并使进入深部地幔的碳量进一步减少了 2% 到 22%。化能自养微生物的固碳作用是方解石、DIC 和 DOC 碳封存的一个重要补充。前面基于宏基因组的研究结果表明, 这些化石自养生物受到 DIC 可用性的限制 (图 6b), 因为方解石沉淀是弧前区碳汇的主要方式, 消耗了大量的 DIC, 所以化能自养微生物可利用的 DIC 受限, 进而影响到生物的固碳效率。但是, 在其它缺乏方解石碳封存能力的汇聚板块边缘, 化能自养微生物将能够获得充足的 DIC, 这将大大提高微生物固碳的效率, 从而有效弥补区域的碳封存能力。因此, 微观的深部化能自养微生物固碳活动是对板

块俯冲区方解石、DIC 和 DOC 等其它常规碳封存方式的有效补充, 从而影响了宏观的地球深部活动。

综上所述, 哥斯达黎加汇聚板块边缘栖息的微生物群落结构与来自地球深部构造过程的地球化学信号密切相关。岩石深部生物圈微生物群落的多样性随着汇聚板块边缘所提供的氧化还原活性底物以及 DIC 供应的变化而不同, 而从下沉的板片和地幔中流动的挥发物和元素在返回地表的过程中通过与深部生物圈的相互作用而发生改变, 形成汇聚板块边缘地质圈和生物之间的反馈耦合, 从而影响汇聚板块边缘的挥发物的通量。这对理解深时碳储库的变化、地幔碳封存与地壳碳封存的耦合以及最终的行星氧化还原平衡和气候长期稳定性具有重要意义。

主要参考文献

Fullerton K M, Schrenk M O, Yücel M, et al. Effect of tectonic processes on biosphere–geosphere feedbacks across a convergent margin[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14 (5): 301-306. (原文链接)



Power J F, Carere C R, Lee C K, Wakerley G L J, Evans D W, Button M, White D, Climo M D, Hinze A M, Morgan X C, McDonald I R, Cary S C, Stott M B. Microbial biogeography of 925 geothermal springs in New Zealand[J]. *Nature Communications*, 2018, 9 (1) : 2876.

Schellart W P, Rawlinson N. Convergent plate margin dynamics: New perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling[J]. *Tectonophysics*, 2010, 483 (1-2) : 4-19.

张传伦, 林间, 李三忠等. 构造微生物学: 地球生物学研究的新理念 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2018, 48 (7) : 956-959

(撰稿: 刘嘉玮 / 南洋理工大学数理学院, 李江涛 / 同济大学海洋与地球科学学院,
李金华 / 地质地球所地星室)



PNAS: 在生命起源前地球协同形成多孔二氧化硅和多肽

地球演化到一定的阶段才出现生命。但是生命起源于何因、何时、何处、何物，长期以来是自然科学尚未解决的重大科学问题。一般认为，地球早期的非生物有机反应是生命起源的前奏。从溶液中的小分子（单体）过渡到低聚物以形成蛋白质和其他大型固体分子组装体，对生命的起源与发展至关重要。

多孔二氧化硅是一种工业上普遍使用的催化剂。它的合成通常在不同有机分子结构导向剂（SDA）的控制下，通过沸石的结晶产生不同类型的高硅沸石材料（Davis, 2002）。这些材料通常含有由硅酸盐四面体骨架构成的笼子和隧道（图 1），能将有机分子限制在孔隙中进行催化，从而转化为增值化学品。

最近美国亚利桑那州立大学

Alexandra Navrotsky 教授与合作者通过收集多个已经发表的证据，提出在生命起源前的地球化学环境能协同形成多孔二氧化硅和多肽。他们认为早期地球存在的有机物小分子（例如氨基酸、小肽和脂肪酸）能够充当 SDA，介导岩石动态溶解 - 再结晶过程形成多孔二氧化硅，引起氨基酸和肽的进一步聚合以及其他有机反应，在从氨基酸到肽再到蛋白质的非生物转化中发挥至关重要的作用。

首先，生命起源前地球环境的模拟和碳质球粒陨石的观测证据表明，一些小肽和脂肪酸有机分子确实存在于早期地球环境中（Shimoyama et al., 2002; Leman et al., 2004; Huang et al., 2005）。早期材料学证据表明氨基酸和多肽可以充当 SDA 介导手性有序的多孔二氧化硅合成并选择性地结合到孔的内表面进行催化低聚。这种协同的二氧化硅 - 肽相互作用可能是形成更复杂蛋白质的前体。

另外，水溶液与二氧化硅的接触的活跃场所（譬如热液系统）也广泛存在生命起源前的地球化学环境中。这些热液系统的温度可以在空间上和时间上变化，从接近室温到 500 °C，为二氧化硅相的形成和转化提供了适宜的环境。对生命起源前的地球的锆石（4.4 Ga）研究（Shork, 1992），表明早期地球具有活跃的岩石循环（如风化，沉积，埋藏和融化），并且这些融化事件产生了接近花岗岩成分的熔体。由这些岩浆产生的岩石的蚀变可能产生多孔的铝硅酸盐和二氧化硅，从而参与有机小分子

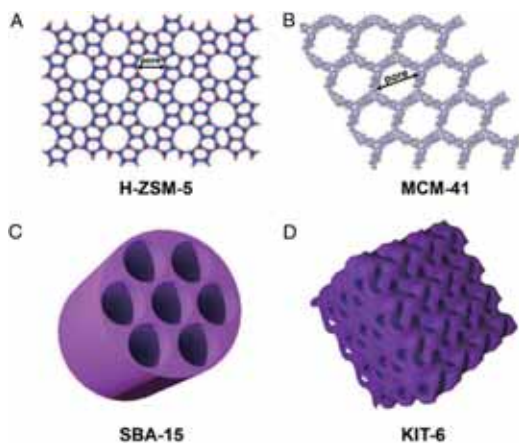


图 1 不同 SDA 分子介导形成的多孔二氧化硅的晶体结构示意图 (Navrotsky et al., 2021)



的催化。这种水热和风化过程提供的溶解二氧化硅量可以通过成岩矿物的稳定性和溶解度来进行量化（图 2）。进一步的证据表明，非晶态二氧化硅层是通过连续发生的溶解-沉淀过程形成的。生命起源前地球化学环境的重要性在于促使稳态、低浓度的溶解二氧化硅能与水相中的有机分子协

同形成和相互作用。

最后作者提出，尽管现有的证据预示多孔二氧化硅和多肽在生命起源前地球环境中可以协同形成，但是仍然需要进行进一步的实验研究来证明多肽和脂肪酸等有机分子是否可以在不同温度、压力和 pH 条件下充当 SDA 介导合成多孔二氧化硅材料。

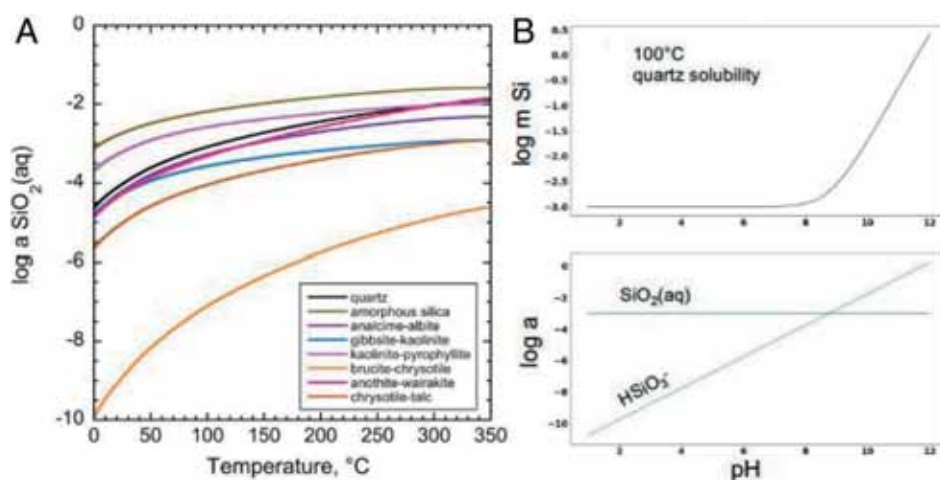


图 2 (A) 硅在水溶液中与石英、非晶态二氧化硅和各种矿物组合平衡时的活性范围；(B) 100°C 时不同 pH 条件下的石英的溶解度 (Navrotsky et al., 2021)

主要参考文献

- Davis M E. Ordered porous materials for emerging applications[J]. *Nature*, 2002, 417(6891): 813-821.
- Huang Y, Wang Y, Alexandre M R, et al. Molecular and compound-specific isotopic characterization of monocarboxylic acids in carbonaceous meteorites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(4): 1073-1084.
- Leman L, Orgel L, Ghadiri M R. Carbonyl sulfide-mediated prebiotic formation of peptides[J]. *Science*, 2004, 306(5694): 283-286.
- Navrotsky A, Hervig R, Lyons J, et al. Cooperative formation of porous silica and peptides on the prebiotic Earth[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, 118(2): e2021117118. (原文链接)
- Shimoyama A, Ogasawara R. Dipeptides and diketopiperazines in the Yamato-791198 and Murchison carbonaceous chondrites[J]. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 2002, 32(2): 165-179.

(撰稿：曹长乾 / 地星室)