

过去4.85亿年以来全球地表温度演化历史

孟美其^{1,2}, 李向应^{1,2*}, 崔家宝^{1,2}, 王宁练^{1,2}

1. 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室, 西安 710127

2. 西北大学城市与环境学院, 西安 710127

* 联系人, E-mail: shaanxilxy@163.com

The evolution history of Earth's surface temperature since 485 Ma

Meiqi Meng^{1,2}, Xiangying Li^{1,2*}, Jiabao Cui^{1,2} & Ninglian Wang^{1,2}

¹ Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Xi'an 710127, China

² College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, China

* Corresponding author, E-mail: shaanxilxy@163.com

doi: [10.1360/CSB-2025-0229](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-0229)

显生宙(距今约5.7亿年)是地球历史上地质记录保存最完整的时期。在这个时期,地球经历了频繁的地壳运动和气候演化,岩石圈、水圈和大气圈等圈层也持续变化,生物多样性显著增加。全球平均地表温度(global mean surface temperature, GMST)是地球气候演化的一个关键指标,其长期历史记录有助于深入理解温度与其他圈层之间的相互关系。然而,与研究深入的小范围地质年代单元(如新生代)相比^[1,2],显生宙的温度更低、变化幅度更小^[3~7],这表明目前对显生宙温度演变历史的认识可能还不够准确。因此,准确重建显生宙时期的GMST,对于了解地球生命演化历史以及预测未来气候演化趋势具有重要意义。

众所周知,一些地质资料(如底栖有孔虫氧同位素记录)常用于重建显生宙的GMST^[3,4]。然而,这些资料在时间和空间上分布不均,且因年代久远其完整性和可靠性也会降低,从而影响GMST的重建结果。此外,虽然地球系统模型(earth system model, ESM)也可用于重建GMST^[5~7],但这种方法依赖于对模型边界条件的设定(如温室气体浓度和冰盖体积)。由于远古时期的边界条件难以准确界定,所以可能导致重建结果与地质证据存在差异。为了解决这些问题, Judd等人^[8]的研究中开发了一种创新性研究方法,即显生宙数据同化(phenozoic data assimilation, PhanDA)。这种方法结合了地质资料和模型模拟的双重优势,可用于探索显生宙气候的时空变化模式。具体来说,本研究利用“离线集合卡尔曼滤波”算法,

通过数据同化技术将地质资料和模型模拟结果进行统计整合^[9],重建了过去4.85亿年以来GMST的演化历史。研究使用的地质资料主要来自显生宙海表面温度(PhanSST)数据库^[10],该数据库包含了全球海表面温度数据;模型模拟则基于英国哈德利中心耦合模型(HadCM3L)^[11,12],该模型能够模拟大气、海洋和植被等系统之间的相互作用。

显生宙时期的地球温度演化历史表明,过去4.85亿年的地表温度在11°C(第四纪更新世, 12.9~1.17万年前)和36°C(白垩纪土伦阶, 93.9~89.39百万年前(Ma))之间变化,整体表现为先降低再升高随后又降低的变化趋势(图1)。地球气候的主要演化特征为: 在古生代,奥德纪初期的地球处于温暖状态(~32°C; 485 Ma),随后温度逐渐降低并进入较冷的赫南特期(~20°C; 445.21~443.07 Ma)。这一降温过程可能与冈瓦纳大陆扩张、海陆分布变化及其影响的全球环流变化有关,期间发生了显生宙第一次生物大灭绝,即“奥德纪末期生物灭绝事件”。虽然赫南特期的温度(21°C)高于其他冰川作用期,但中高纬地区的温度低于冰点并形成了广阔的冰盖。志留纪初期延续了低温特征,但后期的温度急速升高,在进入泥盆纪后又有所降低。整体来看,泥盆纪的温度仍然高于志留纪。泥盆纪中期的温度有小幅上升并在弗拉斯期(378.9~371.1 Ma)达到较高值(约28°C),这与维柳伊河和第聂伯河大火成岩省侵位密切相关;随后温度开始降低,并发生了显生宙第二次生物大灭绝,即“晚泥盆纪生物灭绝事件”。之后温度持续降低

引用格式: 孟美其, 李向应, 崔家宝, 等. 过去4.85亿年以来全球地表温度演化历史. 科学通报, 2025, 70: 3379–3382

Meng M, Li X, Cui J, et al. The evolution history of Earth's surface temperature since 485 Ma (in Chinese). Chin Sci Bull, 2025, 70: 3379–3382, doi: [10.1360/CSB-2025-0229](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-0229)

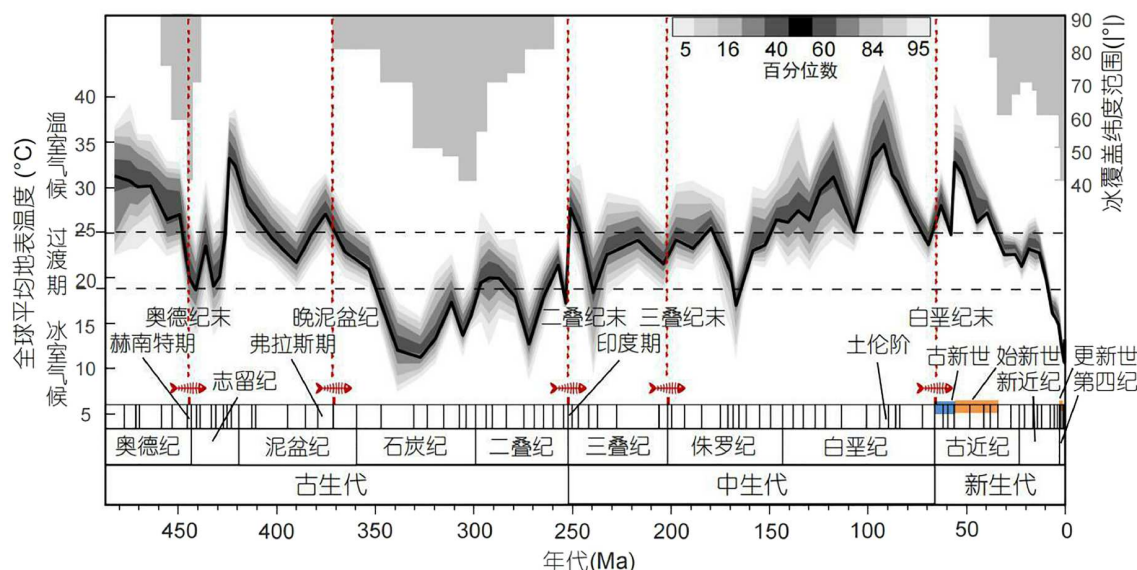


图1 (网络版彩色)过去4.85亿年以来地球表面温度的演化过程。黑色实线表示全球平均地表温度的中位数/中值,周围的阴影对应百分位数。顶部的灰色区域表示冰覆盖范围的纬向变化。垂向的红色虚线指示大规模生物灭绝时间,水平的黑色虚线指示温室气候和冰室气候与过渡期的分界线。修改自文献[8]

Figure 1 (Color online) The evolution process of Earth's surface temperature since 485 million years. The black solid line shows the median, and the shading around it corresponds to the ensemble percentile. The top gray area shows the latitudinal variation of the ice extent. The vertical red dashed line shows the time of mass extinctions, and the horizontal black dashed line shows the boundary between the greenhouse and icehouse climates and the transition period. Revised from Ref. [8]

并进入石炭纪,在石炭纪中期降至较低值(12°C),仅次于更新世的最低温度。随后温度又逐渐升高并进入二叠纪,虽然二叠纪的温度仍然较低,但变化幅度较大。在二叠纪末期发生了显生宙期间最惨烈的一次生物大灭绝,即“二叠纪末生物灭绝事件”,这时超过90%的海洋物种和70%的陆地物种灭绝^[13,14]。进入中生代,在三叠纪初期的印度期(251.9~249.88 Ma)发生了一次突然变暖事件,随后发生了西伯利亚地盾火山爆发。在三叠纪、侏罗纪和白垩纪的大部分时间里,温度都表现出逐渐升高趋势,并在白垩纪的土伦阶期间达到最高值(36°C)。但是,在白垩纪后期(~90 Ma)突然降至 25°C 左右,这一降温过程可能与火山喷发有关。火山喷发释放的二氧化硫(SO_2)气溶胶可能在大气中形成“阳伞效应”,反射太阳辐射并导致全球降温。其中,在三叠纪末期温度波动时和白垩纪末期温度最低时分别发生了显生宙的第四次和第五次生物大灭绝,即“三叠纪末生物灭绝事件”和“白垩纪末生物灭绝事件”。进入新生代后,受碳同位素负偏和北大西洋火成岩省侵位事件的影响^[15,16],温度在古近纪的古新世-始新世极热事件(PETM)期间达到最大值(~ 34°C)。这种高温状态一直持续到始新世早期,其变化趋势与Hönnisch等人^[17]重建的大气二氧化碳(CO_2)浓度变化基本一致。晚始新世之后,温度逐渐下降,并在经历较长时期的小波动后降至显生宙的最低温度水平(11°C);但重建的大气 CO_2 浓度在这个时期基本不变,这可能反映了海洋环流、反照率和热量传输变化等因素对气

候演变的影响^[18]。另外,从图1中可以看出,全球冰覆盖范围与温度之间存在显著负相关关系,这可能是因为低温导致更多降雪,直接增加了冰川积累量;而低温又减少了冰川消融量,当冰川的积累量大于消融量时,便导致了冰川范围的扩张。然而,在冰覆盖范围扩大的过程中,温度变化是否也同样受到冰覆盖范围扩张的影响,目前尚无定论。

基于重建的全球地表温度记录,Judd等人^[8]将显生宙时期的地球气候划分为五种变化模式,即冰期($11\sim 18^{\circ}\text{C}$)、冷期($18\sim 22^{\circ}\text{C}$)、过渡期($22\sim 25^{\circ}\text{C}$)、暖期($25\sim 28^{\circ}\text{C}$)和热期($28\sim 36^{\circ}\text{C}$),并进一步将冰期和冷期定义为“冰室气候”、暖期和热期定义为“温室气候”。研究结果显示,在过去的4.85亿年间,温室气候占据主导地位,占显生宙总时长的41%;冰室气候和过渡期气候分别占31%和27%,其中冰室气候中的冰期模式最接近现代地球气候的变化模式,但仅占显生宙总时长的13%。另外,通过对比不同气候模式下纬向梯度温度的平均值发现,高纬地区的温度差异最大,低纬地区的差异不明显,这表明温度与热带-极地的纬向温度梯度(latitudinal temperature gradient, LTG)之间存在显著负相关关系。比如,在显生宙期间,热带-极地的温度差值在冰期模式下为 $30\sim 48^{\circ}\text{C}$,而在热期模式下为 $14\sim 25^{\circ}\text{C}$ 。因此冰室气候下的纬向温度梯度比温室气候下更大,而冰期和冷期模式之间的纬向温度梯度差值较小。由于在计算温度时采用了面积加权平均,且热带地区的面积约占地表面积的40%,所以热带地区的温度对全

球的地表平均温度具有显著影响, 即热带地区温度越高、GMST也越高。

基于前人研究结果^[19,20], Judd等人^[8]深入研究了大气CO₂浓度对温度变化的影响。研究发现, 温度与大气CO₂浓度之间存在显著正相关关系, 这进一步证实了大气CO₂浓度是全球温度变化的关键驱动因子这一经典推论^[21,22]。这种相关性在不同地质时期存在明显差异, 在新生代最显著、古生代较强、中生代较弱。进一步分析中生代大气CO₂浓度与温度的关系发现, 在重建大气CO₂浓度时使用了四种代用资料, 但没有任何一种资料在所有资料中占主导; 而且由于这个时期不包含冰期和冷期模式(与古生代和新生代不同), 所以气候模式的变化范围比古生代和新生代要小。因此, 中生代大气CO₂浓度变化范围较小且不确定性很大, 研究CO₂与温度的关系更加困难。此外, 重建的大气CO₂浓度在白垩纪中期的温室条件下并没有升高^[23], 这使得CO₂与温度的关系更加模糊。这说明, 温度变化可能与大气CO₂浓度变化无关, 但更可能的原因是, 目前对于如何利用不同的代用指标来解译过去大气CO₂浓度变化的认识还不够深入。为解决这一难题, 需要进一步探索大气CO₂浓度和温度变化的代用指标。另外, 大气CO₂浓

度与温度之间的线性回归率表明, CO₂浓度每增加一倍, 温度就升高 $7.7\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 。这个温度变化值在新生代($8.2\pm 0.4^{\circ}\text{C}$)、古生代($7.8\pm 1.5^{\circ}\text{C}$), 以及新生代和古生代的组合($8.0\pm 0.4^{\circ}\text{C}$)中都适用。这表明, 如果大气CO₂浓度已知, 那么显生宙的全球地表温度是高度可预估的。

虽然Judd等人^[8]重建的全球地表温度与其他地质记录或证据基本一致, 但在某些时期存在明显偏差。比如, 石炭纪和二叠纪的寒冷气候与晚古生代的冰期记录基本一致, 但其最小温度出现的时间要早于冰覆盖面积最大的时间^[24]。推测这种差异与关键地质资料的缺乏和对现有数据的解译困难有关, 因此需要进一步研究地质资料能够反演的气候信息。除了大气CO₂, 太阳辐射和其他温室气体对显生宙地球温度也存在一定影响^[25], 但其作用机制以及它们与CO₂之间是否存在某种联系尚不明确, 未来需要进一步深入研究。可见, 如果温度变化的影响因素和机制是已知的, 那么可以根据现在的环境条件更准确地预测未来的气候演化。因此, 准确重建过去地表温度和大气CO₂浓度的演化过程, 不仅有助于了解地球气候的演化历史, 还有助于预测未来地球气候的演化方向, 以便更好地应对未来的挑战。

致谢 感谢国家自然科学基金(42171123, 41671053)、陕西省杰出青年科学基金(2024JC-JCQN-38)和陕西省自然科学基金基础研究计划-实验室重点项目(2025SYS-SYSZD-005)资助。感谢雷田旺和苏昊海在文章修改方面的帮助。

推荐阅读文献

- 1 Inglis G N, Bragg F, Burls N J, et al. Global mean surface temperature and climate sensitivity of the early Eocene Climatic Optimum (EECO), Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM), and latest Paleocene. *Clim Past*, 2020, 16: 1953–1968
- 2 Anagnostou E, John E H, Babila T L, et al. Proxy evidence for state-dependence of climate sensitivity in the Eocene greenhouse. *Nat Commun*, 2020, 11: 4436
- 3 Scotese C R, Song H, Mills B J W, et al. Phanerozoic paleotemperatures: the Earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Sci Rev*, 2021, 215: 103503
- 4 van der Meer D G, Scotese C R, Mills B J W, et al. Long-term Phanerozoic global mean sea level: insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation. *Gondwana Res*, 2022, 111: 103–121
- 5 Mills B J W, Donnadieu Y, Godd  ris Y. Spatial continuous integration of Phanerozoic global biogeochemistry and climate. *Gondwana Res*, 2021, 100: 73–86
- 6 Valdes P J, Scotese C R, Lunt D J. Deep ocean temperatures through time. *Clim Past*, 2021, 17: 1483–1506
- 7 Wong T E, Cui Y, Royer D L, et al. A tighter constraint on Earth-system sensitivity from long-term temperature and carbon-cycle observations. *Nat Commun*, 2021, 12: 3173
- 8 Judd E J, Tierney J E, Lunt D J, et al. A 485-million-year history of Earth's surface temperature. *Science*, 2024, 385: adk3705
- 9 King J, Tierney J, Osman M, et al. DASH: a MATLAB toolbox for paleoclimate data assimilation. *Geosci Model Dev*, 2023, 16: 5653–5683
- 10 Judd E J, Tierney J E, Huber B T, et al. The PhanSST global database of Phanerozoic sea surface temperature proxy data. *Sci Data*, 2022, 9: 753
- 11 Pope V D, Gallani M L, Rowntree P R, et al. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: hadAM3. *Clim Dyn*, 2000, 16: 123–146
- 12 Gordon C, Cooper C, Senior C A, et al. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim Dyn*, 2000, 16: 147–168
- 13 Burgess S D, Bowring S, Shen S. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2014, 111: 3316–3321
- 14 Song H, Huang S, Jia E, et al. Flat latitudinal diversity gradient caused by the Permian–Triassic mass extinction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2020,

117: 17578–17583

- 15 McInerney F A, Wing S L. The Paleocene-eocene thermal maximum: a perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2011, 39: 489–516
- 16 Jiang Q, Jourdan F, Olierook H K H, et al. An appraisal of the ages of Phanerozoic large igneous provinces. *Earth-Sci Rev*, 2023, 237: 104314
- 17 Hönisch B, Royer D L, Breecker D O, et al. Toward a Cenozoic history of atmospheric CO₂. *Science*, 2023, 382: eadi5177
- 18 Yi T, Li X, Su H, et al. Changes in atmospheric CO₂ over the past 66 Ma (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2024, 46: 363–366 [易童, 李向应, 苏昊海, 等. 过去66 Ma以来大气CO₂变化趋势. *冰川冻土*, 2024, 46: 363–366]
- 19 Foster G L, Royer D L, Lunt D J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat Commun*, 2017, 8: 14845
- 20 Rae J W B, Zhang Y G, Liu X, et al. Atmospheric CO₂ over the past 66 million years from marine archives. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2021, 49: 609–641
- 21 Royer D L, Berner R A, Montañez I P, et al. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 2004, 14: 4
- 22 Arrhenius S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the earth. *PASP*, 1897, 9: 14
- 23 Huber B T, MacLeod K G, Watkins D K, et al. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Glob Planet Change*, 2018, 167: 1–23
- 24 Soreghan G S, Soreghan M J, Heavens N G. Explosive volcanism as a key driver of the late Paleozoic ice age. *Geology*, 2019, 47: 600–604
- 25 Shaviv N J, Veizer J. Celestial driver of Phanerozoic climate? *Gsa Today*, 2003, 13: 4