



特提斯演化对地球环境演变的影响

万博*, 吴福元, 朱日祥

中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: wanbo@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2023-02-02; 收修改稿日期: 2023-08-27; 接受日期: 2023-09-11; 网络版发表日期: 2023-11-20

国家自然科学基金项目(批准号: 92255303、41888101)资助

摘要 对地球未来环境变化的准确预测应该建立在正确认识地球环境演变规律的基础之上, 而地球固体圈层与表层圈层的耦合过程研究是获取上述规律认识的重要环节. 本文重点探讨显生宙以来地球固体圈层演化与三次大冰期之间的关系, 旨在厘清地球固体圈层变化影响环境演变的关键因素. 地球自5亿年以来一个重要的特征是, 主体处于南半球的冈瓦纳大陆通过不断的裂解、漂移, 最终形成今天陆地主体处于北半球的洋陆格局, 而原、古、新特提斯洋开启与关闭主导了这一陆块的南北大迁移. 从冈瓦纳裂解的陆块聚集于低纬度区(南北纬20°之间)造成陆地面积明显增加时, 恰好对应显生宙以来三次大冰期的降温时期. 低纬度区是地球系统接受太阳能量密度最大的区域, 但该地区大陆面积的增加会减少地表对能量的吸收, 降低所吸收的能量向两极的传导与对流, 从而导致全球表层温度降低. 低纬度区由于日照充足, 同时也是海洋浮游生物物种繁盛地, 因而易形成富含有机质的沉积物. 当大陆进入低纬度区时, 大量生物残骸沉积在大陆边缘, 为未来的成烃成藏创造了有利条件. 在大洋关闭过程中, 这些沉积物发生俯冲, 降低了上盘岛弧地区岩浆的氧逸度, 从而使特提斯域形成还原性岩浆热液矿产(钨、锡、锂等)资源特色. 因此, 在地球系统中, 表层的板块运动通过改变洋陆格局和能量分配, 使地球环境发生响应式改变, 而这种改变又通过板块俯冲导致的物质循环使地表过程对深部构造产生重要影响. 显然, 特提斯是理解地球系统过程与变化的理想天然实验室.

关键词 特提斯动力学, 地球系统, 海陆变化, 还原性矿产, 成烃成藏

1 引言

地球科学发展的主旋律每隔20~30年会发生一次大变革(郭正堂, 2019). 20世纪60~80年代, 地球科学以研究地球固体圈层的运动规律为主旋律. 大量的海底观测揭示出海底扩张现象, 为板块构造理论的诞生奠定了坚实的基础, 并掀起了地球科学研究的热潮. 板块构造理论在随后的发展历程中, 逐渐聚焦板块边界

物质循环及其物理、化学过程等方面(郑永飞, 2023), 很多精细化的认识对人类社会所需要的矿产、油气资源的寻找与开发, 以及地质和地震灾害的理解与防治等有极大的指导作用(McKenzie, 1978; Zoback和Zoback, 1980; Groves和Bierlein, 2007). 有必要指出的是, 板块构造理论是基于新生代以来全球板块运动特征总结得出的运动学规律(kinematics), 而对板块构造的动力学(dynamics)原因并没有统一认识(McKenzie, 1969;

中文引用格式: 万博, 吴福元, 朱日祥. 2023. 特提斯演化对地球环境演变的影响. 中国科学: 地球科学, 53(12): 2687–2700, doi: 10.1360/SSTe-2023-0020
英文引用格式: Wan B, Wu F, Zhu R. 2023. The influence of Tethyan evolution on changes of the Earth's past environment. Science China Earth Sciences, 66(12): 2653–2665, <https://doi.org/10.1007/s11430-023-1185-3>

Le Pichon等, 2019). 尤其对于地球演化历程中已经消亡大洋的驱动力, 提出了若干不同的观点, 如俯冲大洋板片拉力(Tackley, 2000)、海底扩张形成洋中脊的推力(Copley等, 2010)、俯冲大陆岩石圈拖拽力(Capitanio等, 2010)、地幔柱上涌推力(van Hinsbergen等, 2021)和大尺度地幔对流牵引力(Becker和Faccenna, 2011)等. 板块构造创始人之一Le Pichon在2018年巴黎举办的板块构造50周年纪念会上, 还对驱动板块运动的原因提出了自己的新见解(Le Pichon等, 2019). 中国国家自然科学基金委员会2017年立项的“特提斯地球动力系统”重大研究计划, 其核心目标正是从周而复始南裂北聚的特提斯长周期演化现象中, 探寻板块运动的机制(万博等, 2019; 吴福元等, 2020; 朱日祥等, 2022; 朱日祥等, 2023a).

自20世纪80年代开始, 由于日益突出的环境问题, 人们开始关注人与自然如何能够和谐发展, 地球科学的主旋律逐渐转变到研究地球表层环境的变化规律中. 在此背景下, 地球系统科学孕育而生(National Research Council, 1986; Steffen等, 2020). 地球系统科学将地球表层(如大气圈、水圈、生物圈)及近地空间作为重点研究对象. 在几十年发展过程中, 一系列新的科学名词获得了国际科学界的广泛关注, 例如全球变暖(Jones等, 1988)、人类世(Crutzen, 2002)、临界点(Lenton等, 2008)、行星边界(Rockström等, 2009)等. 地球固体圈层和表层圈层的运动速率具有数量级的差别, 相应所产生的观测数据量也具有很大差别. 因此, 地球表层圈层的研究更注重数据模型的研究(Manabe和Stouffer, 1988), 并已经取得非凡的成就. 但关于未来全球变暖问题, 不同模型就研判未来人类碳排放量造成大气二氧化碳(CO_2)浓度变化与升温的关系, 仍然存在较大不确定性(IPCC, 2014, 2022). 实际上, 仅注重于人类短时间尺度的记录而开展的地表圈层研究, 无法准确预测未来地球的变化规律.

近年来, 地球科学家的共识是, 应将地球固体圈层与表层圈层的过程结合起来研究地球的整体行为(2021–2030地球科学发展战略研究组, 2021; National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2021). 越来越多的学者意识到, 对未来环境变化的预测应该建立在准确理解地球环境演变规律的基础之上(Veizer, 2008; Kump等, 2011; Jagoutz等, 2016; Lee等, 2016; McKenzie等, 2016; Macdonald等, 2019; Mills等,

2019; Gernon等, 2021; Müller等, 2022; 郑永飞, 2022), 这正在成为地球科学研究新的主旋律. 特提斯重大研究计划聚焦地球多陆块单向聚合动力学的核心问题, 并分解为三个关键科学问题: (1) 板块边界起始形成的判别; (2) 多陆块单向裂解-聚合过程; (3) 多陆块单向裂解-聚合过程的资源响应. 在执行过程中, 该重大研究计划自然分化出动力学、矿产资源、化石能源与环境效应的研究团队. 上述不同方向团队的研究成果, 为我们探索地球系统科学奠定了重要基础. 本文旨在通过梳理特提斯重大研究计划已经取得的进展, 探讨固体地球圈层演化对地球表层环境演变的影响作用. 需要特别说明的是, 地质历史时期地球表层温度变化是古气候领域最为重要的科学问题之一, 因此本文重点讨论特提斯演化过程中地球表层温度变化的原因.

2 影响地球表层温度的基本原理

经典观点认为, 地球表面的温度主要取决于: (1) 地球-太阳的距离; (2) 地表反照率; (3) 大气中温室气体的浓度. 近年来还有学者认为地球表面的温度可能与地球内部能量通过岩石圈破裂释放有关(Tang等, 2020). 本文重点在经典观点的基础上进行分析和讨论. 首先, 地球与太阳的距离直接决定了地球能接收到的太阳辐射通量. 在太阳光度本身没有剧烈变化的情况下, 地球与太阳的距离影响气候的规律已经被米兰科维奇理论所阐明, 即地球气候存在2万年、4万年和10万年的变化周期, 这些周期是地球围绕太阳公转及自转过程中地球轨道偏心率、黄赤交角和岁差三要素变化周期的反映(图1). 地表反照率是入射到地球的太阳辐射能量被返回太空的百分比, 它受大气内的组分(例如云)以及地球表面海陆面积比、陆地表面的组分(如冰川、沙漠、植被等)分布的影响(图2). 根据卫星观测资料, 地球将大约30%的能量反射回太空(Trenberth等, 2009). 最终进入并穿过大气的太阳辐射大多以短波(可见光)的形式被地表吸收, 地表吸收热量后又以长波能量(红外线)的形式重新辐射, 这些长波能量会被大气中的温室气体(以 CO_2 为主)吸收从而加热大气.

目前, 大气温室气体浓度是当前学术界最关心的问题之一. 最新研究表明, 现代大气中约有900Gt的 CO_2 (Friedlingstein等, 2022). 根据对现代火山的观测

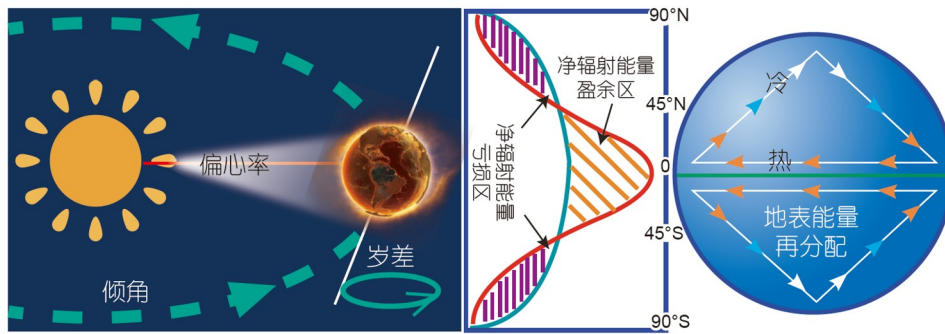


图1 地球表层能量的主要来源及再分配示意图

低纬度区是地表净能量接收区(Trenberth等, 2009), 地球表层的能量主要由低纬度区向高纬度区分配

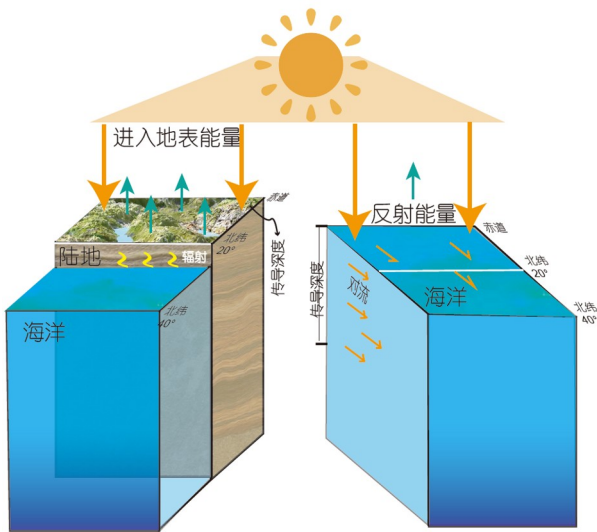


图2 海陆分布对地球表层温度影响示意图

反映低纬度区海陆分布差异对地表能量再分配的影响

发现, 全球火山的年均碳排放通量大约小于0.5Gt(Orcutt等, 2019), 而人类社会仅燃料消耗就有年均35Gt的碳排放(Gerlach, 2011). 因此火山碳排放不足以与人类的排放相比较. 但是, 人类观测的历史与地球演化相比过于短暂, 不能仅靠“见”为实的标准来理解地球过去与未来. 地质学研究发现, 火山去气作用并非均匀排放. 以二叠纪末期西伯利亚大火成岩省事件为例, 它可能在16.8万年的时间内排放了约36000Gt的碳, 年碳排放量可达4.5Gt(Cui等, 2021). 火山从沉寂到喷发看似是漫长的过程, 事实上并不准确. 例如基于对特提斯构造域活火山的研究发现, 下地壳岩浆体系从基性岩浆注入到喷发可能仅需要30天(Martin等, 2008). 美

国加利福尼亚州76万年前的Bishop超级火山喷发, 其火山灰覆盖了大半个美国, 主喷发期只有96h(Wilson和Hildreth, 1997). 另外, 如果大气CO₂浓度与地表温度正相关的关系成立, 那么当大气CO₂浓度提高至1000ppmv(1ppmv=1cm³ m⁻³)时, 地球应该类似于晚白垩世的热室地球(地表平均温度高于25℃). 然而, 在大气CO₂浓度更高(>1000ppmv)的奥陶纪/志留纪交界时期(图3), 地球却处于冰期(地表平均温度小于10℃)(Mills等, 2017; Scotese等, 2021). 由此可见, 地球的环境演变不完全是大气中温室气体浓度的问题. 上述两个时间段最大的不同即是海陆分布的不同. 尽管先前的研究提出, 海陆分布差异通过改变地表反照率来影响全球温度, 但仅是反照率变化似乎无法造成上述温度差异(Barron等, 1980; Worsley和Kidder, 1991).

进入地球的能量有很大一部分会被地球表面吸收, 海陆分布变化对于这些能量的再分配与再循环具有重要影响, 从而改变地球表面温度. 下面从最基本的物理原理来探讨海陆分布变化如何影响全球温度. 由于地球能量收支在太阳、大气和地球表面(陆地和海洋)之间是平衡的, 因此应该考虑能量如何在地球表面被吸收和重新分配(图2). 根据地球对太阳的位置, 热带和极地地区分别是能量净增加和净损失区域(图1). 为计算方便, 以南北纬20°之间的区域来代表热带区, 它刚好占地球表面积的1/3. 热带区大气层顶部收到超过全球总入射能量的80%, 该能量穿过大气层后有一定损耗, 热带区地表仍然接收到超过全球总能量的50%(Trenberth等, 2009), 因此可以将其称为地球表面的能量带. 由于地球自转, 根据科里奥利效应地球表面通过大气和海洋将能量向两极传输(图1). 不过, 大

气和大洋的环流又有差异: 大气内没有障碍物, 大气流动完全受能量影响; 而海洋内存在陆地、岛屿等障碍物, 在遇到这些障碍物的时候, 海水只能绕道而行. 另外海水密度会因盐度的不同而存在差异, 该差异会导致洋流发生垂向运动, 表层水在冷却或盐度增加时变重下沉, 而在受热或变淡时则上升, 这就构成了海水的三维运动结构, 例如大西洋子午线翻转环流. 地球能量带集中了地球的主要吸收能量, 带内海陆分布的变化不仅显著影响能量带对能量的吸收, 而且影响所吸收的能量如何向全球传递, 即地球表面能量的再分配(热传导、对流等), 进而影响地球表层温度(图2). 有关大气传输能量已经有很多研究, 本文不再赘述. 在海洋能量传输方面, 前人研究已经注意到低纬度海道关闭能够迫使洋流改道, 从而降低能量从低纬度传输到高纬度区的效率, 导致全球降温, 如印尼海道和巴拿马低纬度海道关闭造成全球变冷(Cane和Molnar, 2001; Montes等, 2015). 高纬度海道的开启和低纬度海道的关闭对全球气候具有类似的作用, 但原理不完全一样(Scher等, 2015). 另外, 低纬度的陆地面积增加, 特别会影响低纬度海洋的温度和盐度, 有可能无法维持较高的极地-赤道温盐差, 从而可能减弱能量从低纬度向高纬度的极向输送. 由此可见, 地表能量传输状态的改变对地球表层温度影响明显.

地球表面能量主要是与吸收(入射-反射)和再分配(传导和对流)相关. 过去对于海陆分布差异造成的能量反射差异与洋流能量传输变化研究较多, 而对于海洋与陆地能量传导能力的差异却考虑较少. 能量带占全球表面积1/3, 而陆地恰好也占地球表面的1/3. 假设海陆面积不变, 热带全是陆地或全是海洋, 将是地球海陆分布最极端的两个模型. 可以通过参与能量传递的海洋-陆地的质量、热容量、反照率等关键参数来计算这两种模型吸收和传递能量的差异, 主要控制方程为 $Q=h\times T$, 其中 Q 是热通量密度(Q =太阳入射的地表辐射通量-地表反照率), h 是传热系数, T 是温度. 大陆岩石平均反照率是海水的4倍, 热容量是海洋的1/4, 其传导率也远低于海洋. 太阳能量到达地表后, 对陆地和海洋的能量传导深度相差100倍, 陆地的密度是海水的3倍, 所以在假设相同的太阳通量到达地表的情况下, 热带全是海洋的热通量密度 $Q_{\text{海洋}}$ 大约是热带全是陆地 $Q_{\text{陆地}}$ 的100倍. 热带全是陆地所获的能量在全球范围内难以通过传导向两极传输, 但海洋可以通过对流将能量传

输到两极, 这种效应会进一步放大两种端元模型的温度差异. $Q_{\text{陆地}}$ 的绝对值很小, 但在地质时间尺度, 如1个百万年($3\times 10^4\text{s}$)下累积效应将是巨大的. 上述两个端元模型已被不同的数值模拟团队所检验, 低纬度都是大陆的模型全球平均温度只有 3.84°C (Poulsen, 2002), 而低纬度都是海洋(例如540Ma的地球)的模型全球平均温度高达 26.4°C (Li等, 2022). 遗憾的是针对上述两个模型, 已有研究使用了不同的具体模型, 而且边界条件存在极大的差异, 因此可比性不强. 未来研究需要使用相同的模型和边界条件, 进一步检验哪些因素是造成两个端元模型温度差异的根本原因. 另外, 从传递能量角度粗略地估算仅仅是对能量差异的最小估计, 其他因素会进一步放大海陆分布差异所造成的温度差别. 例如, 前人研究还发现, 低纬度区的大陆尤其是造山带地区由于地形起伏, 会增加大陆硅酸盐风化的效率, 硅酸盐风化消耗大气中的 CO_2 , 从而降低大气中的温室气体含量, 因此会进一步降低全球温度(Macdonald等, 2019; Pastor-Galán等, 2019; Gernon等, 2021). 由此可见, 热带区陆地面积增加不利于地表能量再分配, 会引起地球表面温度的显著降低. 因此, 热带区是陆地还是海洋对全球温度具有重要影响(图2).

如果上述物理模型可靠, 那么地球历史上热带区大陆面积增加的趋势应该对应地球历史上的降温事件. 地球自5亿年以来一个重要的特征是, 主体处于南半球的冈瓦纳大陆, 通过不断的裂解、向北漂移, 最终形成今天的洋陆格局. 在不同时期, 从冈瓦纳大陆裂解的陆块与冈瓦纳大陆之间分别形成了时代不同的原/古/新特提斯大洋. 这些块体陆续向北漂移, 并在北方重新汇聚拼合, 形成全球最显著的大陆碰撞造山带, 又称特提斯构造域. 通过综合分析和梳理发现, 主导大陆南北单向转移的动力是不同时期向北俯冲的特提斯大洋岩石圈的重力所主导, 称其为特提斯“单程列车”模型(万博等, 2019). 维持不同时期“单程列车”不间断运转需要两个关键环节: (1) 洋中脊在北侧俯冲带消亡后, 促使大洋另一侧冈瓦纳大陆的被动陆缘发生裂解, 进而形成新的大洋(Wan等, 2021); (2) 新大洋的不断扩张伴随着老大洋的不断消亡, 最终导致裂离自冈瓦纳的陆块与北侧大陆发生碰撞, 诱发俯冲跃迁至新大洋的洋陆边界产生新的俯冲带(万博, 2022; Wan等, 2023), 从而重新获得向北运动的动力. 根据我们近年来的梳理, “单程列车”模型能够从古特提斯洋-新特提

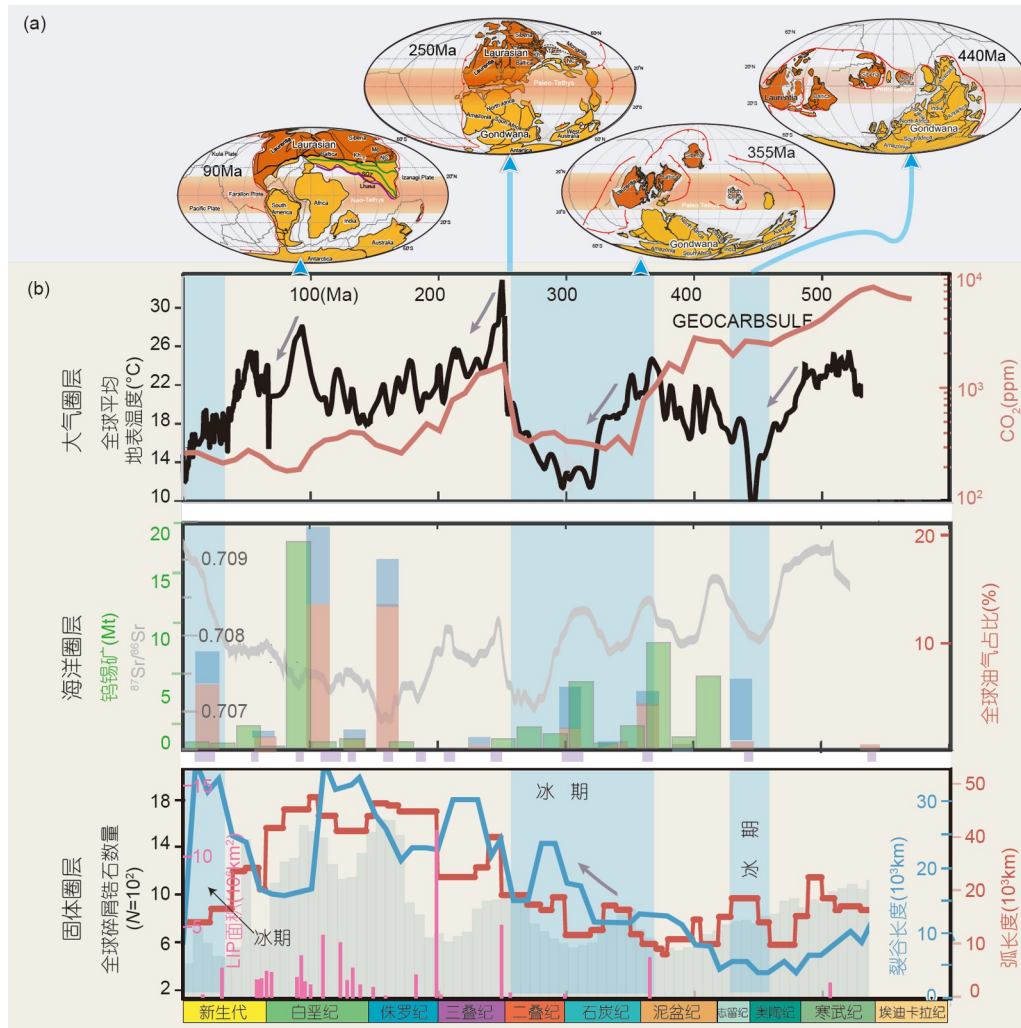


图3 地球固体圈层演化的相关要素与表层圈层演变对应关系

(a) 全球重要环境转变期的古地理重建(Torsvik和Cocks, 2017), 桔红色区为南北纬20°区间即地球能量带。(b) 上: 大气特征曲线, 包括全球平均地表温度(黑色)(Scotese等, 2021)和 $p\text{CO}_2$ (红色)(Royer等, 2014); 中: 海水Sr同位素特征(灰色曲线)(Veizer等, 1999), 钨锡矿(绿色柱)(Kesler和Wilkinson, 2015), 全球主要烃源岩时代(紫色柱)及其含油(红色柱)和气(蓝色柱)的占比(Soua和Chihi, 2014); 下: 固体地球演化过程中岩浆弧(红色曲线)和裂谷长度(蓝色曲线)(Cao等, 2017; Merdith等, 2019), 大火成岩面积(粉色柱)(Ernst, 2014)以及全球碎屑锆石数量随时间的变化(背景柱)(Voice等, 2011)

斯洋-印度洋的转化关系拓展到原特提斯与古特提斯的转化过程, 即始于寒武纪(吴福元等, 2020)。地球自5亿年以来的确出现了早古生代、晚古生代和晚新生代三次大冰期事件。而特提斯周期性的演化恰好也是过去5亿年三次重复性地将陆块从南半球搬运至北半球的过程。如果地球低纬度大陆面积增加能降低地表温度, 那么探讨特提斯的演化过程与三次大冰期的关系, 可进一步帮助认识地球固体圈层演化影响环境演变的规律。

3 特提斯演化和显生宙三次大冰期事件

3.1 原特提斯演化与赫南特冰期

显生宙最早的冰期是出现在晚奥陶世末-早志留世的赫南特冰期, 该冰期的成因存在较大争议。一般观点认为, 全球构造尺度的降温主要通过降低大气中的 CO_2 浓度来实现, 比如增强硅酸盐风化、增加有机碳埋藏, 或者减少火山碳排放, 或增加火山硫的排放等方式来实现阳伞效应。对于赫南特冰期也有相应的证

据来支持这些观点(Kump等, 1999; Lenton等, 2012; Hu等, 2020). 然而, 图3清晰地显示出早古生代晚期的降温趋势始于晚寒武世, 至奥陶纪晚期达到冰期, 即平均温度低于18℃. 在这一时间范围内, 由于温度降低, 硅酸盐风化能力应当是降低的. 假如以海洋沉积的Sr同位素代表陆地物质的输入来近似风化强度, 这段时期陆地输入物质呈降低的趋势, 表明大陆风化不足以造成上述降温(Veizer等, 1999). 而在这段时间内, 全球与俯冲相关的岩浆弧的长度有增加趋势, 并在奥陶纪末达到高峰期, 这些弧岩浆作用大约从晚寒武世开始, 与原特提斯洋的俯冲-造山作用密不可分(吴福元等, 2020). 另一个被长期忽略的问题是, 在原特提斯洋向北消亡过程中, 冈瓦纳大陆北部边缘的陆块与冈瓦纳发生裂解作用形成了古特提斯洋. 在此过程中, 部分冈瓦纳大陆与裂解自冈瓦纳大陆的许多小陆块, 以及劳伦、波罗的大陆都位于低纬度区(见吴福元等(2020)的图8a). 这些小陆块由于受到了强烈的改造, 其精确的古地理位置难以限定, 但是其物源特征均显示有冈瓦纳的记录(吴福元等, 2020). 这些裂解自冈瓦纳的小陆块(例如柴达木、昆仑等)在奥陶-志留纪时期拼贴到华北-塔里木的南缘, 关闭了原特提斯洋的东侧部分, 形成了中国秦祁昆造山带. 而在同时期, 许多小陆块(例如Avalonia等)拼贴到波罗的、劳伦大陆的周缘, 关闭了Iapetus洋(原特提斯洋的西侧), 形成了加里东造山带. 这些拼合作用致使大陆面积在低纬度区显著增大, 同时阻挡暖水洋流在低纬度区的自由流动, 从而降低能量再分配的效率. 但为何在早奥陶世地球就已经开始进入降温阶段, 目前仍没有明确的答案. 根据“特提斯单程列车”模型, 冈瓦纳陆块的裂解和北向漂移的动力来自特提斯大洋岩石圈向北俯冲所产生的拖拽力. 在前期梳理过程中发现, 原特提斯洋连续俯冲消减时间开始于早奥陶世(图4)(吴福元等, 2020), 那么根据特提斯“单程列车”模型的预测, 这个时期陆块已经具备了向北运动的驱动力. 早奥陶世的北向俯冲作用能够迅速驱动陆块向北运动, 导致这个时期在热带的陆块数量相较更早期有显著增加, 从而使得地球由热转冷. 也有研究指出, 这个时期的地球可能存在一次真极移事件, 整个地球表层板块迅速在低纬度-高纬度之间发生摆动造成热-冷转换(Jing等, 2022). 尽管深部驱动机制不同, 但都表明低纬度的大陆面积在这段时间快速增加, 且与冰期的形成有密切关系.

3.2 古特提斯演化与晚古生代冰期

晚古生代冰期(LPIA)是显生宙地球规模最为浩大的冰期, 且持续时间长(360~255Ma). 冈瓦纳大陆上有关这次冰期的记录十分广泛(Montañez和Poulsen, 2013), 并成为欧亚大陆周缘的陆块是否源于冈瓦纳大陆的重要判据(吴福元等, 2020). 关于LPIA冰期的成因存在不同的观点. 目前有研究认为, 晚古生代冈瓦纳大陆与劳亚大陆在低纬度区沿海西造山带拼合形成了潘吉亚超大陆. 低纬度区的暖水流改造以及高山形成增加了硅酸盐风化, 降低了大气中CO₂浓度, 共同导致了这次大冰期事件(Isbell等, 2012; Montañez和Poulsen, 2013; Wang等, 2021). 还有研究认为, 石炭-二叠纪森林大发展和煤的大规模沉积增加了有机碳埋藏, 促使大气CO₂降低, 从而造成了大冰期(殷鸿福等, 2018). 有必要指出的是, LPIA冰期事件是一个自泥盆纪以来的连续降温事件, 在晚泥盆-早石炭世突破临界点后开始出现冰盖. 而与海西期造山作用直接相关的Rheic洋海道的关闭发生在350~330Ma(Shaw和Johnston, 2016), 甚至有观点认为在晚石炭世(325~315Ma)(Davydov和Cózar, 2019). 显然, 海道关闭时间滞后于冰期出现时间. 虽然晚泥盆世-晚石炭世大气CO₂浓度也呈现降低趋势(图3), 但是海西造山带仅有几千公里长, 其风化是否能够造成全球范围内大气CO₂的快速降低也存在疑问(Gernon等, 2021). 同时, 该时间段全球俯冲和裂解相关的岩浆作用都呈现明显增加趋势(图3)(Cao等, 2017; Merdith等, 2019). 而前人研究提出, 俯冲或裂解相关的岩浆作用增强会导致碳排放量的增加, 从而导致全球变暖(McKenzie等, 2016; Brune等, 2017). 基于上述原因, LPIA冰期的成因应该存在其他因素(Zhang等, 2022). 晚泥盆世开始发生了什么重大事件? 根据低纬度大陆面积增加对应地表降温的假说, 源自冈瓦纳的陆块恰好在晚泥盆世获得了向北快速运动的动力. 从之前的梳理可以看出, 在泥盆纪整个古特提斯洋都具有连续的俯冲消减作用(图4). 在伊朗地区的研究进一步指出, 古特提斯洋中脊在该地区的俯冲时间大约为380~355Ma(Wan等, 2021). 现今全球洋中脊的展布形态表明, 不同区段的洋中脊即使被转换断层错开, 同一个洋中脊也很难存在上千公里的错距. 因此, 古特提斯洋其他地区的洋中脊俯冲时间可能与伊朗地区类似. 古特提斯洋的北向俯冲作用牵引陆块向北运

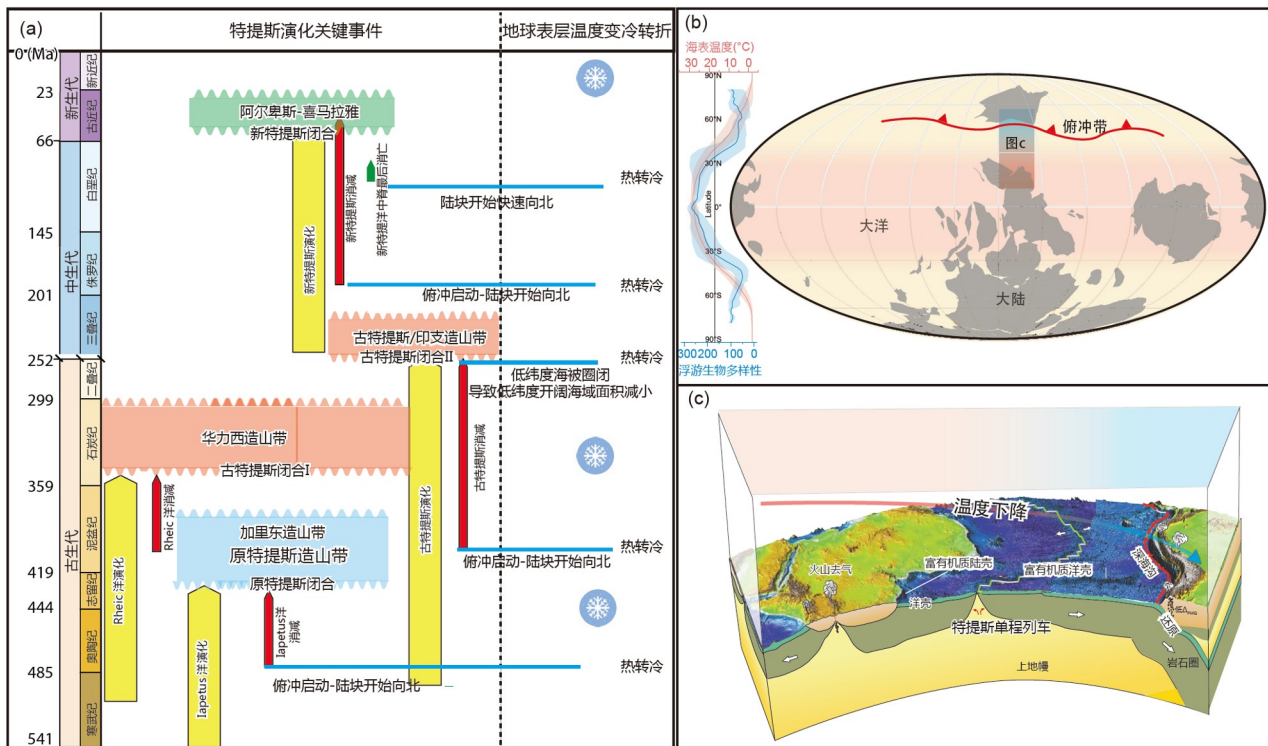


图 4 “特提斯单程列车”对表层环境的影响示意图

(a) 特提斯演化与地球表层温度变化的时间对应关系; (b) 在北向俯冲驱动下, 大陆向北运动并穿过低纬度带, 海洋浮游生物多样性分布及海表温度分布引自Righetti等(2019); (c) 在“特提斯单程列车”的运行背景下, 低纬度大陆面积增加导致全球温度降低, 富有机质沉积物的大洋俯冲影响弧岩浆氧逸度, 固体圈层地形图改自Frisch等(2010)

动, 而当其洋中脊消亡后, 南侧的陆块便更为迅速地向北运动, 因此位于热带地区的陆块面积迅速增加, 导致地表降温和冰盖出现。而石炭纪晚期的海西期造山作用彻底阻隔了古特提斯洋和泛大洋的洋流, 全球能量再分配进一步受到严重影响, 从而造成LPIA冰期的长时间持续。

我们曾指出古特提斯洋的闭合与原特提斯洋和新特提斯洋的闭合有所不同。古特提斯洋的闭合明显呈现两阶段: 第一阶段是西端古特提斯洋(Rheic洋)的闭合使冈瓦纳和劳亚大陆拼接形成潘吉亚超大陆; 第二阶段是东端各类小陆块在晚二叠世-早三叠世拼合形成链接冈瓦纳与欧亚的陆桥(见吴福元等(2020)的图8c)。Rheic洋的演化与LPIA的启动息息相关, 有意思的是从早二叠世-晚二叠世全球温度开始急速增加, 这段时间弧岩浆作用和裂谷作用也都呈现增加趋势, 大气中的 CO_2 有急速增加的可能, 但是全球海陆格局并没有明显变化, 低纬度大陆面积没有明显增加, 因此这

些事件可能加速了LPIA终结。而到晚二叠世-早三叠世, 全球温度再一次急速降低, 根据本文提出的假说, 能较好地解释古特提斯洋在东侧圈闭过程与三叠纪早期急速降温的关系(图3)。因为古特提斯洋在东侧的圈闭进一步缩小了全球热带区能量自由向两极再分配的范围, 自此古特提斯洋获得的能量与泛大洋隔绝, 只能在古特提斯洋内部传递, 温度越来越高, 而此时全球只有泛大洋地区的海水能自由对流, 对流范围已经大大缩减, 造成了本次降温。

3.3 新特提斯演化与晚新生代冰期

有关晚新生代冰期的成因已有很多研究, 大多数研究聚焦在南极冰盖开始出现前的这段时间, 且多认为与新特提斯洋的闭合有关, 比如阿拉伯-伊朗的碰撞造成的特提斯海道关闭(Allen和Armstrong, 2008)、新特提斯洋闭合所造成的阿尔卑斯-喜马拉雅造山带的加速风化(Jagoutz等, 2016)等。根据前人获得的古温度

重建资料发现, 晚新生代冰期是继承自晚中生代(约90Ma)的持续降温(Scotese等, 2021; 图3)。那么为什么在晚中生代地球从温室地球开始进入降温阶段? 其原因显然需要重新考虑。在三叠纪-早侏罗世时期, 潘吉亚超大陆整体形态和位置没有发生显著变化(Torsvik和Cocks, 2017), 而与此同时裂谷作用和俯冲带的岩浆作用都处于交替上升阶段(图3), 该阶段地表温度处于较稳定的高温阶段。进入白垩纪后, 超大陆快速裂解, 尤其早白垩世是全球地幔柱作用最活跃的时期(Ernst, 2014), 叠加在同样增长的裂解和俯冲带岩浆作用之上, 使得晚白垩世地表温度达到高峰, 温度转折期大约处于晚白垩世早期~90Ma。在该时期, 近3000km的新特提斯洋中脊在西藏雅江附近已经完全消亡近30个百万年(Zhang C等, 2019), 而伊朗附近3000km的新特提斯洋中脊在90Ma已经消亡(Yang等, 2023), 表明新特提斯洋中脊主体在这个时期已经消亡。伴随新特提斯洋的继续北向俯冲, 冈瓦纳北侧包括非洲-阿拉伯陆块主体和南美大陆主体都快速进入了热带区(图3), 且与欧亚大陆南侧距离越来越远, 阻碍但尚未阻隔低纬度洋流。而从该时段开始, 裂谷作用和弧岩浆作用也在交替减弱, 大陆风化作用增强, 这些因素叠加导致地球表层从90Ma开始降温(图3)。进入新生代以后, 印度陆块的主体进入低纬度区, 不断增加的热带大陆面积导致全球温度不断降低, 也有学者认为是就位于印度大陆的德干玄武岩在低纬度区内的快速风化造成了温度降低(Kent和Muttoni, 2008)。尽管新生代还存在古新世-始新世极热事件和中中新世极热事件等偶然的热事件, 但由于新特提斯洋持续向北俯冲驱动了越来越多的大陆进入热带区, 所以这些偶发事件难以改变地球整体变冷的趋势。目前印度洋在苏门答腊俯冲带的消减和东南印度洋的扩张使澳大利亚大陆快速向北运动, 同时增加了低纬度大陆的面积。这一过程对地球环境的影响也值得关注。

4 特提斯演化-环境演变共同影响的资源效应

4.1 油气资源

寒武纪生物大爆发以后, 奥陶世末-早志留世期间是显生宙第一次生物大灭绝时期。有研究指出, 近53%的海洋生物在该时期发生了灭绝(Fan等, 2020), 而显

生宙全球第一次大规模烃源岩形成仅稍滞后于该时期的赫南特冰期事件(图3)。赫南特冰期前后, 中国南方发育上奥陶统五峰组优质烃源岩。全球气温的降低直接导致了海平面的降低, 下降幅度可以达到50~100m(戎嘉余, 1984; V  rard等, 2015), 这一海平面的降低改变了低纬度沉积岩的岩相类型, 即从深水的黑色泥岩转变为浅水相的介壳灰岩。同时气候变冷加大了极地-赤道的温度梯度, 导致更强烈的大洋循环, 在大陆边缘形成了广泛的上升洋流。而同样重要的是, 广泛的火山喷发和局部缺氧控制等为稳定陆缘盆地的有机质埋藏提供了丰富原材料(Zhang等, 2020; Qiu等, 2022)。中东-北非地区奥陶纪末期冈瓦纳大陆冰盖对基底进行刨蚀作用, 叠加在泛非运动造成的基底剥蚀面之上, 形成了许多大型的冰蚀凹地/盆地。随着冰消后全球海平面的快速上升, 海水淹没了这些冰蚀盆地, 形成了相对封闭的海盆, 而冈瓦纳大陆西北缘上升洋流又为封闭海盆提供了丰富的营养物质, 促进了有机质的超常聚集和保存。笔石地层对比揭示, 特提斯域下志留统优质烃源岩主要产出层位惊人的一致, 都产自相当于扬子区笔石带的层位。该套烃源岩在北非被称为“热页岩”(hot shale), 为赫南特冰期之后的海平面上升背景下的陆棚、海湾或陆表海的沉积产物。在北非和中东发现了大量以该套页岩为烃源岩的特大型和巨型油气田。该套烃源岩在中国扬子区与下志留统龙马溪组相对应, 是目前中国南方数万亿方探明储量页岩气的主力产层(Ding等, 2019; He等, 2019)。需要指出的是, 此次事件是全球性事件, 那么该段时间内灭绝的生物应该广泛保存在即将闭合的原特提斯洋和已经开启但尚未开始消减的古特提斯洋内, 因此该时期油气资源不能仅考虑原特提斯洋造山带。

晚古生代气候变化同样造成了泥盆纪和二叠纪两次生物灭绝事件。事实上大范围的冰川主体在冈瓦纳大陆发育。如图3所示, 全球在晚古生代时期也有两套烃源岩(晚泥盆世、石炭纪), 但Markit(Vantage database, www.IHS.com)统计资料显示, 晚古生代主要的油气盆地并不位于冈瓦纳, 而是处于低纬度区的劳亚大陆、波罗的大陆和中国华北陆块。同样, 晚古生代石炭-二叠纪时期是全球森林大发展和煤的大规模发育时期, 而这些煤的主要产地也是北方的大陆, 南方冈瓦纳大陆鲜有相关地质记录。因此, 晚古生代的油气富集可能不同于奥陶纪-志留纪时期的油气资源。在晚古

生代全球已经开始变冷的整体趋势下, 热带区大洋对流还在持续, 大陆边缘向大洋提供了充足的营养物质, 在洋流的影响下这些物质在低纬度大陆的陆缘沉积形成了烃源岩, 而低纬度北方陆地上的气候没有像南方的高纬度大陆那样寒冷, 而是相对温暖潮湿, 促进了煤的发育。

中生代是全球最重要的烃源岩产出时期, 侏罗纪-白垩纪地球整体处于温室地球时期, 而属于冈瓦纳大陆的阿拉伯、北非等陆块在此时期整体进入热带。温室环境和稳定大陆的存在, 使海洋生产力不断提高, 而大陆剥蚀的物质进入海洋也促进了浮游藻类的爆发, 这些因素使白垩纪成为全球最主要的油气藏形成时期。朱日祥等(2023b)专门以波斯湾中生代的超级油气盆地形成为例, 探讨了新特提斯洋演化如何影响大气-海洋圈层, 并进一步形成油气藏; 其简要结论是, 新特提斯演化过程改造了中低纬度区的海陆分布, 深刻影响了大洋环流系统。全球性大洋环流的形成有利于陆缘盆地上升洋流发育和地表物质与能量的跨纬度再分配, 这些是侏罗纪-白垩纪油气资源全球性分布和区域性富集最根本的原因; 陆块缓慢的运动速度和相对稳定的构造环境有利于形成大范围展布的“源-储-盖”连续沉积。晚侏罗世的全球“真极移事件”造成了本应该继续向北运动的陆块整体向南摆动, 延长了波斯湾超级含油气盆地在低纬度区的停留时间, 对油气系统的叠置发育有着决定性意义; 全球性地质事件进一步强化了波斯湾超级含油气盆地资源的富集, 侏罗纪-白垩纪全球性升温和海平面上升为阿拉伯陆块提供了大量营养物质, 有利于陆缘盆地上升洋流环境下的初级生产力勃发、缺氧环境形成和有机质大量埋藏。

4.2 还原性矿产资源

特提斯演化经历了多期次的大洋俯冲和大陆碰撞作用, 与原、古、新特提斯洋俯冲相关的弧岩浆作用非常发育, 仅新特提斯洋俯冲的东段就保存了一个6000km长的安第斯型活动大陆边缘(Zhang X等, 2019)。然而有必要指出的是, 整个特提斯构造域并不像安第斯山脉那样产生巨量的斑岩铜矿床, 反而是以钨锡成矿作用为主, 特提斯演化产生的钨锡矿占全球钨锡资源的80%(Zhao等, 2021)。上述两种矿产都与花岗岩有密切关系, 其中斑岩铜矿的出现要求成矿的花

岗岩岩浆更加氧化($\log fO_{2FMQ} > 2$)(Sun等, 2015), 而钨锡成矿的花岗岩则偏还原性($\log fO_{2FMQ} < -1$)(Wu等, 2021)。如图3所示, 钨锡矿不仅在新特提斯演化阶段十分富集, 在古生代海西造山期也具有重要比重(Soua和Chihi, 2014; Zhang等, 2017), 可见钨锡矿可能是贯穿特提斯演化过程的特色优势矿产。相反, 与俯冲相关的斑岩铜矿不仅在新特提斯洋演化阶段贫乏(Yang和Cooke, 2019), 在整个古特提斯洋消减阶段也并未形成规模(Richards和Şengör, 2017), 而古生代的斑岩铜矿主体位于远离特提斯洋的古亚洲洋区域(Wan等, 2017)。新特提斯洋俯冲产生的岩浆作用是否不同于安第斯弧的弧岩浆, 目前尚未有明确答案。新特提斯洋时期保存在陆缘的有机质形成了巨量的油气资源, 推测同时有更多的有机质随特提斯洋俯冲, 还原了上地幔, 所产生的岩浆造就了特提斯发育世界上最重要的锡钨资源。这一猜测还需要进一步研究验证。事实上, 低纬度区富有机质沉积物俯冲不利于斑岩铜矿形成的观点在全球其他造山带已经有所提及(Sillitoe, 2018)。

随着新特提斯洋俯冲完毕, 大陆开始碰撞, 开启了全球最显著的碰撞成矿作用。而随着碰撞过程持续, 被动陆缘沉积物开始俯冲并熔融。特提斯被动陆缘同样广泛富集有机质, 特别是碳质泥岩; 这些沉积岩熔融后并经历高程度分异能够形成更加还原的富稀有金属花岗岩或伟晶岩, 并最终形成稀有金属矿床(吴福元等, 2017; 王汝成等, 2017)。在此思路带动下, 聚焦喜马拉雅地区开展详细研究, 在淡色花岗岩中发现了Be-Nb-Ta成矿作用; 在西藏普士拉一带发现了喜马拉雅地区锂辉石/透锂长石伟晶岩成矿区, 并进一步发现相邻的前进沟、热曲均具较好的锂成矿现象, 确定了珠峰一带是具有重大成矿潜力的锂成矿区, 进而确定喜马拉雅淡色花岗岩带是世界级的稀有金属成矿带, 能够成为国家重要战略资源储备地(刘晨等, 2021; 秦克章等, 2021)。古特提斯洋闭合产生的巴颜喀拉-可可西里-松潘-甘孜造山带, 也是中国重要稀有金属矿床基地, 其成因很可能与喜马拉雅稀有金属矿床具有相似的机制和动力学背景(付小方等, 2015; 许志琴等, 2020; 李五福等, 2022; 王核等, 2022)。

5 小结与展望

在地球形成的46亿年历史中, 巨大的特提斯洋盆

的形成和消失是地球海陆变迁的典型实例。欧亚大陆和冈瓦纳大陆碰撞形成的巨型纬向特提斯构造带与经向环太平洋构造带一起, 共同构成“现代地球上最显著的两大造山系”。特提斯的演化与全球构造演化密不可分, 更是与全球地表环境演变息息相关(图4)。本文通过总结特提斯演化进一步梳理出如下内容。

(1) 在原、古、新特提斯洋向北俯冲消亡的动力学背景下, 南方陆块不断地裂解, 向北漂移并穿过低纬度区。低纬度大陆面积增加时期对应地球历史上全球温度由热转冷时期, 其主要原因是低纬度区的陆地面积增加会减少能量的吸收, 且降低所吸收的能量在全球范围内的传递, 导致地球表面温度降低。

(2) 在海陆分布稳定的情况下, 弧岩浆作用、裂谷岩浆作用和板内岩浆作用(如大火成岩省)的增加都可能导致全球表面温度升高。

(3) 低纬度区是海洋浮游生物物种繁盛区, 当大陆抵达低纬度区时, 大量生物残骸沉积在大陆边缘, 为未来的成烃成藏创造有利条件; 当大量生物沉积在大洋地区, 其俯冲作用可能会改造本应该更氧化的弧岩浆作用, 从而使得特提斯以还原性的岩浆热液矿床为特色; 当大陆发生碰撞作用, 大陆表层的沉积物熔融为未来的稀有金属成矿提供有利的还原条件。

从特提斯的演化历史可以看出, 地球固体圈层演化深刻地影响表层圈层演变。“特提斯单程列车”分批分次地将南方大陆搬运至北方, 最终使得富集的资源能源在北方大陆汇集。这些列车可以进一步比喻为一趟趟开赴“秋天的火车”, 因为陆块从南向北的漂移会导致: (1) 地球表层温度降低, (2) 同时在向北的运动过程中承载或产生丰硕的资源能源。未来需要更紧密的结合地球系统模型, 将特提斯的关键观测数据作为边界条件, 定量分析固体地球对表层的影响, 从而更准确地认识地球系统演化历史, 进而预测地球未来演化方向。

致谢 成文过程中与刘永岗、谭宁、史峰、李杨、王林、姜禾禾、肖文交、何治亮、赵奎东、冯庆来、陈凌、宋海军、刘志超、李双建、张水昌等不同专业背景的许多学者深入交流, 受益匪浅。感谢郭正堂院士长期以来就地球环境演变方面相关知识的耐心讲解, 感谢三位审稿人的意见和郑永飞主编的建议, 促使本文的表述更加准确。

参考文献

- 2021–2030地球科学发展战略研究组. 2021. 2021–2030地球科学发展战略——宜居地球的过去、现在与未来. 北京: 科学出版社
- 付小方, 袁藺平, 王登红, 侯立玮, 潘蒙, 郝雪峰, 梁斌, 唐屹. 2015. 四川甲基卡矿田新三号稀有金属矿脉的成矿特征与勘查模型. 矿床地质, 34: 1172–1186
- 郭正堂. 2019. 《地球系统与演变》: 未来地球科学的脉络. 科学通报, 64: 882–883
- 李五福, 刘金恒, 李善平, 贾春兴, 王成武, 周金胜, 王春涛, 许传兵, 谈生祥, 胡继春, 章荣清, 龚林, 王秉璋, 王强. 2022. 青藏高原东北部玉树地区杂朵-扎朵早侏罗世含(绿柱石-锂云母)锂辉石伟晶岩的发现及成矿意义. 大地构造与成矿学, 46: 924–950
- 刘晨, 王汝成, 吴福元, 谢磊, 刘小驰. 2021. 珠峰地区锂成矿作用: 喜马拉雅淡色花岗岩带首个锂电气石-锂云母型伟晶岩. 岩石学报, 37: 3287–3294
- 秦克章, 赵俊兴, 何畅通, 施睿哲. 2021. 喜马拉雅琼嘉岗超大型伟晶岩型锂矿的发现及意义. 岩石学报, 37: 3277–3286
- 戎嘉余. 1984. 上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动影响. 地层学杂志, 8: 9–20
- 万博. 2022. 板块构造启动时间的争议、进展与思考. 科学通报, 67: 3850–3860
- 万博, 吴福元, 陈凌, 赵亮, 梁晓峰, 肖文交, 朱日祥. 2019. 重力驱动的特提斯单向裂解-聚合动力学. 中国科学: 地球科学, 49: 2004–2017
- 王核, 高昊, 王赛蒙, 闫庆贺, 王振宏, 黄亮, 秦艳. 2022. 新疆西昆仑木吉地区锂铍稀有金属伟晶岩锆石及铀钍铁矿U-Pb年代学、Hf同位素组成及其地质意义. 岩石学报, 38: 1937–1951
- 王汝成, 吴福元, 谢磊, 刘小驰, 王佳敏, 杨雷, 赖文, 刘晨. 2017. 藏南喜马拉雅淡色花岗岩稀有金属成矿作用初步研究. 中国科学: 地球科学, 47: 871–880
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究. 中国科学: 地球科学, 47: 745–765
- 吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36: 1627–1674
- 许志琴, 王汝成, 朱文斌, 秦宇龙, 付小芳, 李广伟. 2020. 川西花岗-伟晶岩型锂矿科学钻探: 科学问题和科学意义. 地质学报, 94: 2177–2189
- 殷鸿福, 喻建新, 罗根明, 宋海军, 徐珍. 2018. 地史时期生物对冰室气候形成的作用. 地球科学, 43: 3809–3822
- 郑永飞. 2022. 汇聚板块边缘地球系统科学. 北京: 科学出版社. 194
- 郑永飞. 2023. 21世纪板块构造. 中国科学: 地球科学, 53: 1–40
- 朱日祥, 张水昌, 万博, 张旺, 李勇, 王华建, 罗贝维, 柳宇柯, 何治亮, 金之钧. 2023b. 新特提斯域演化对波斯湾超级含油气盆地形成的影响. 石油勘探与开发, 50: 1–11
- 朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2022. 新特提斯洋演化与动力过程. 中国科学:

- 地球科学, 52: 1–25
- 朱日祥, 赵盼, 万博, 孙卫东. 2023a. 新特提斯单向俯冲的动力学机制. 科学通报, 68: 1699–1708
- Allen M B, Armstrong H A. 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 265: 52–58
- Barron E J, Sloan II J L, Harrison C G A. 1980. Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor, 180 m.y. to the present. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 30: 17–40
- Becker T W, Faccenna C. 2011. Mantle conveyor beneath the Tethyan collisional belt. *Earth Planet Sci Lett*, 310: 453–461
- Brune S, Williams S E, Müller R D. 2017. Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time. *Nat Geosci*, 10: 941–946
- Cane M A, Molnar P. 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature*, 411: 157–162
- Cao W, Lee C T A, Lackey J S. 2017. Episodic nature of continental arc activity since 750 Ma: A global compilation. *Earth Planet Sci Lett*, 461: 85–95
- Capitanio F A, Morra G, Goes S, Weinberg R F, Moresi L. 2010. India-Asia convergence driven by the subduction of the Greater Indian continent. *Nat Geosci*, 3: 136–139
- Copley A, Avouac J P, Royer J Y. 2010. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions. *J Geophys Res*, 115: B03410
- Crutzen P J. 2002. Geology of mankind. *Nature*, 415: 23
- Cui Y, Li M, van Soelen E E, Peterse F, Kürschner W M. 2021. Massive and rapid predominantly volcanic CO₂ emission during the end-Permian mass extinction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 118: e2014701118
- Davydov V I, Cózar P. 2019. The formation of the Alleghenian Isthmus triggered the Bashkirian glaciation: Constraints from warm-water benthic foraminifera. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 531: 108403
- Ding Y, Chen D, Zhou X, Guo C, Huang T, Zhang G. 2019. Cavity-filling dolomite speleothems and submarine cements in the Ediacaran Dengying microbialites, South China: Responses to high-frequency sea-level fluctuations in an ‘aragonite-dolomite sea’. *Sedimentology*, 66: 2511–2537
- Ernst R E. 2014. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press
- Fan J, Shen S, Erwin D H, Sadler P M, MacLeod N, Cheng Q, Hou X, Yang J, Wang X, Wang Y, Zhang H, Chen X, Li G, Zhang Y, Shi Y, Yuan D, Chen Q, Zhang L, Li C, Zhao Y. 2020. A high-resolution summary of Cambrian to Early Triassic marine invertebrate biodiversity. *Science*, 367: 272–277
- Friedlingstein P, O’Sullivan M, Jones M W, Andrew R M, Gregor L, Hauck J, Le Quéré C, Luijckx I T, Olsen A, Peters G P, Peters W, Pongratz J, Schwingshackl C, Sitch S, Canadell J G, Ciais P, Jackson R B, Alin S R, Alkama R, Arneth A, Arora V K, Bates N R, Becker M, Bellouin N, Bittig H C, Bopp L, Chevallier F, Chini L P, Cronin M, Evans W, Falk S, Feely R A, Gasser T, Gehlen M, Gkritzalis T, Gloege L, Grassi G, Gruber N, Gürses Ö, Harris I, Hefner M, Houghton R A, Hurtt G C, Iida Y, Ilyina T, Jain A K, Jersild A, Kadono K, Kato E, Kennedy D, Klein Goldewijk K, Knauer J, Korsbakken J I, Landschützer P, Lefèvre N, Lindsay K, Liu J, Liu Z, Marland G, Mayot N, McGrath M J, Metzl N, Monacchi N M, Munro D R, Nakaoka S I, Niwa Y, O’Brien K, Ono T, Palmer P I, Pan N, Pierrot D, Pocock K, Poulter B, Resplandy L, Robertson E, Rödenbeck C, Rodriguez C, Rosan T M, Schwinger J, Séférian R, Shutler J D, Skjelvan I, Steinhoff T, Sun Q, Sutton A J, Sweeney C, Takao S, Tanhua T, Tans P P, Tian X, Tian H, Tilbrook B, Tsujino H, Tubiello F, van der Werf G R, Walker A P, Wanninkhof R, Whitehead C, Willstrand Wranne A, Wright R, Yuan W, Yue C, Yue X, Zaehle S, Zeng J, Zheng B. 2022. Global carbon budget 2022. *Earth Syst Sci Data*, 14: 4811–4900
- Frisch W, Meschede M, Blakey R C. 2010. Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building. Berlin: Springer Science & Business Media
- Gerlach T. 2011. Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *EoS Trans*, 92: 201–202
- Gernon T M, Hincks T K, Meredith A S, Rohling E J, Palmer M R, Foster G L, Bataille C P, Müller R D. 2021. Global chemical weathering dominated by continental arcs since the mid-Palaeozoic. *Nat Geosci*, 14: 690–696
- Groves D I, Bierlein F P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *J Geol Soc*, 164: 19–30
- He Z, Li S, Nie H, Yuan Y, Wang H. 2019. The shale gas “sweet window”: “The cracked and unbroken” state of shale and its depth range. *Mar Pet Geol*, 101: 334–342
- Hu D, Li M, Zhang X, Turchyn A V, Gong Y, Shen Y. 2020. Large mass-independent sulphur isotope anomalies link stratospheric volcanism to the Late Ordovician mass extinction. *Nat Commun*, 11: 2297
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, Switzerland. 151
- IPCC. 2022. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment

- Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, NY, USA. 3056
- Isbell J L, Henry L C, Gulbranson E L, Limarino C O, Fraiser M L, Koch Z J, Ciccioli P L, Dineen A A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Res*, 22: 1–19
- Jagoutz O, Macdonald F A, Royden L. 2016. Low-latitude arc-continent collision as a driver for global cooling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 4935–4940
- Jing X, Yang Z, Mitchell R N, Tong Y, Zhu M, Wan B. 2022. Ordovician-Silurian true polar wander as a mechanism for severe glaciation and mass extinction. *Nat Commun*, 13: 7941
- Jones P D, Wigley T M L, Folland C K, Parker D E, Angell J K, Lebedeff S, Hansen J E. 1988. Evidence for global warming in the past decade. *Nature*, 332: 790
- Kent D V, Muttoni G. 2008. Equatorial convergence of India and early Cenozoic climate trends. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 16065–16070
- Kesler S E, Wilkinson B H. 2015. Tectonic-diffusion estimates of global mineral resources: Extending the method: Granitic tin deposits. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 393: 277–290
- Kump L R, Arthur M A, Patzkowsky M E, Gibbs M T, Pinkus D S, Sheehan P M. 1999. A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric $p\text{CO}_2$ during the Late Ordovician. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 152: 173–187
- Kump L R, Junium C, Arthur M A, Brasier A, Fallick A, Melezhik V, Lepland A, Čížek A E, Luo G. 2011. Isotopic evidence for massive oxidation of organic matter following the Great Oxidation Event. *Science*, 334: 1694–1696
- Le Pichon X, Şengör A M C, İmren C. 2019. Pangea and the lower mantle. *Tectonics*, 38: 3479–3504
- Lee C T A, Yeung L Y, McKenzie N R, Yokoyama Y, Ozaki K, Lenardic A. 2016. Two-step rise of atmospheric oxygen linked to the growth of continents. *Nat Geosci*, 9: 417–424
- Lenton T M, Crouch M, Johnson M, Pires N, Dolan L. 2012. First plants cooled the Ordovician. *Nat Geosci*, 5: 86–89
- Lenton T M, Held H, Kriegler E, Hall J W, Lucht W, Rahmstorf S, Schellnhuber H J. 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 1786–1793
- Li X, Hu Y, Guo J, Lan J, Lin Q, Bao X, Yuan S, Wei M, Li Z, Man K, Yin Z, Han J, Zhang J, Zhu C, Zhao Z, Liu Y, Yang J, Nie J. 2022. A high-resolution climate simulation dataset for the past 540 million years. *Sci Data*, 9: 371
- Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, Lisiecki L, Jagoutz O. 2019. Arc-continent collisions in the tropics set Earth's climate state. *Science*, 364: 181–184
- Manabe S, Stouffer R J. 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J Clim*, 1: 841–866
- Martin V M, Morgan D J, Jerram D A, Caddick M J, Prior D J, Davidson J P. 2008. Bang! Month-scale eruption triggering at Santorini Volcano. *Science*, 321: 1178
- McKenzie D P. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys J Int*, 18: 1–32
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett*, 40: 25–32
- McKenzie N R, Horton B K, Loomis S E, Stockli D F, Planavsky N J, Lee C T A. 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. *Science*, 352: 444–447
- Merdith A S, Williams S E, Brune S, Collins A S, Müller R D. 2019. Rift and plate boundary evolution across two supercontinent cycles. *Glob Planet Change*, 173: 1–14
- Mills B J W, Krause A J, Scotese C R, Hill D J, Shields G A, Lenton T M. 2019. Modelling the long-term carbon cycle, atmospheric CO_2 , and Earth surface temperature from late Neoproterozoic to present day. *Gondwana Res*, 67: 172–186
- Mills B J W, Scotese C R, Walding N G, Shields G A, Lenton T M. 2017. Elevated CO_2 degassing rates prevented the return of Snowball Earth during the Phanerozoic. *Nat Commun*, 8: 1110
- Montañez I P, Poulsen C J. 2013. The Late Paleozoic Ice Age: An evolving paradigm. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 41: 629–656
- Montes C, Cardona A, Jaramillo C, Pardo A, Silva J C, Valencia V, Ayala C, Pérez-Angel L C, Rodríguez-Parra L A, Ramírez V, Niño H. 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science*, 348: 226–229
- Müller R D, Mather B, Dutkiewicz A, Keller T, Merdith A, Gonzalez C M, Gorczyk W, Zahirovic S. 2022. Evolution of Earth's tectonic carbon conveyor belt. *Nature*, 605: 629–639
- National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. 2021. Next Generation Earth Systems Science at the National Science Foundation. Washington DC: The National Academies Press
- National Research Council. 1986. Earth System Science: Overview: A Program for Global Change. Washington DC: The National Academies Press. 50
- Orcutt B, Daniel I, Dasgupta R. 2019. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press
- Pastor-Galán D, Nance R D, Murphy J B, Spencer C J. 2019. Supercontinents: Myths, mysteries, and milestones. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 470: 39–64
- Poulsen C J. 2002. Testing paleogeographic controls on a Neoproterozoic snowball Earth. *Geophys Res Lett*, 29: 1515
- Qiu Z, Zou C, Mills B J W, Xiong Y, Tao H, Lu B, Liu H, Xiao W, Poulton S W. 2022. A nutrient control on expanded anoxia and

- global cooling during the Late Ordovician mass extinction. *Commun Earth Environ*, 3: 82
- Richards J P, Şengör A M C. 2017. Did Paleo-Tethyan anoxia kill arc magma fertility for porphyry copper formation? *Geology*, 45: 591–594
- Righetti D, Vogt M, Gruber N, Psomas A, Zimmermann N E. 2019. Global pattern of phytoplankton diversity driven by temperature and environmental variability. *Sci Adv*, 5: eaau6253
- Rockström J, Steffen W, Noone K, Persson Å, Chapin III F S, Lambin E F, Lenton T M, Scheffer M, Folke C, Schellnhuber H J, Nykvist B, de Wit C A, Hughes T, van der Leeuw S, Rodhe H, Sörlin S, Snyder P K, Costanza R, Svedin U, Falkenmark M, Karlberg L, Corell R W, Fabry V J, Hansen J, Walker B, Liverman D, Richardson K, Crutzen P, Foley J A. 2009. A safe operating space for humanity. *Nature*, 461: 472–475
- Royer D L, Donnadieu Y, Park J, Kowalczyk J, Godderis Y. 2014. Error analysis of CO₂ and O₂ estimates from the long-term geochemical model GEOCARBSULF. *Am J Sci*, 314: 1259–1283
- Scher H D, Whittaker J M, Williams S E, Latimer J C, Kordesch W E C, Delaney M L. 2015. Onset of Antarctic Circumpolar Current 30 million years ago as Tasmanian Gateway aligned with westerlies. *Nature*, 523: 580–583
- Scotese C R, Song H, Mills B J W, van der Meer D G. 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The Earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Sci Rev*, 215: 103503
- Shaw J, Johnston S T. 2016. Oroclinal buckling of the Armorican ribbon continent: An alternative tectonic model for Pangean amalgamation and Variscan orogenesis. *Lithosphere*, 8: 769–777
- Sillitoe R H. 2018. Why no porphyry copper deposits in Japan and South Korea? *Resour Geol*, 68: 107–125
- Soua M, Chihi H. 2014. Optimizing exploration procedure using Oceanic Anoxic Events as new tools for hydrocarbon strategy in Tunisia. In: Gaci S, Hachay O, eds. *Advances in Data, Methods, Models and Their Applications in Oil/Gas Exploration*. New York: Science Publishing Group. 25–89
- Steffen W, Richardson K, Rockström J, Schellnhuber H J, Dube O P, Dutreuil S, Lenton T M, Lubchenco J. 2020. The emergence and evolution of Earth System Science. *Nat Rev Earth Environ*, 1: 54–63
- Sun W, Huang R, Li H, Hu Y, Zhang C, Sun S, Zhang L, Ding X, Li C, Zartman R E, Ling M. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geol Rev*, 65: 97–131
- Tackley P J. 2000. Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory. *Science*, 288: 2002–2007
- Tang C A, Webb A A G, Moore W B, Wang Y Y, Ma T H, Chen T T. 2020. Breaking Earth's shell into a global plate network. *Nat Commun*, 11: 3621
- Torsvik T H, Cocks L R M. 2017. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press. 317
- Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget. *Bull Amer Meteor Soc*, 90: 311–324
- van Hinsbergen D J J, Steinberger B, Guilmette C, Maffione M, Güler D, Peters K, Plunder A, McPhee P J, Gaina C, Advokaat E L, Vissers R L M, Spakman W. 2021. A record of plume-induced plate rotation triggering subduction initiation. *Nat Geosci*, 14: 626–630
- Veizer J. 2008. Climate, water and CO₂: A geological perspective. *Mineral Mag*, 72: 293–294
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol*, 161: 59–88
- Vérard C, Hochard C, Baumgartner P O, Stampfli G M, Liu M. 2015. 3D palaeogeographic reconstructions of the Phanerozoic versus sea-level and Sr-ratio variations. *J Palaeogeogr*, 4: 64–84
- Voice P J, Kowalewski M, Eriksson K A. 2011. Quantifying the timing and rate of crustal evolution: Global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains. *J Geol*, 119: 109–126
- Wan B, Chu Y, Chen L, Liang X, Zhang Z, Ao S, Talebian M. 2021. Paleo-Tethys subduction induced slab-drag opening the Neo-Tethys: Evidence from an Iranian segment of Gondwana. *Earth-Sci Rev*, 221: 103788
- Wan B, Chu Y, Chen L, Zhang Z, Ao S, Talebian M. 2023. When and why the Neo-Tethys subduction initiation along the Eurasian margin: A case study from Iran from a Jurassic Eclogite in Southern Iran. In: Catlos E J, Çemen I, eds. *Tectonic Processes: A Global View*. New York: AGU/Wiley. 245–260
- Wan B, Xiao W, Windley B F, Gao J, Zhang L, Cai K. 2017. Contrasting ore styles and their role in understanding the evolution of the Altai. *Ore Geol Rev*, 80: 910–922
- Wang Y Y, Xiao Y, Sun H, Tong F, Gu H O, Lu Y. 2021. Lithium isotope composition of the Carboniferous seawater: Implications for initiating and maintaining the late Paleozoic ice age. *J Asian Earth Sci*, 222: 104977
- Wilson C J N, Hildreth W. 1997. The Bishop Tuff: New insights from eruptive stratigraphy. *J Geol*, 105: 407–440
- Worsley T R, Kidder D L. 1991. First-order coupling of paleogeography and CO₂, with global surface temperature and its latitudinal contrast. *Geology*, 19: 1161–1164
- Wu J, Kong H, Li H, Algeo T J, Yonezu K, Liu B, Wu Q, Zhu D, Jiang H. 2021. Multiple metal sources of coupled Cu-Sn deposits: Insights from the Tongshanling polymetallic deposit in the Nanling Range, South China. *Ore Geol Rev*, 139: 104521
- Yang T, Chen J, Hou Z, Xin D, Aghazadeh M. 2023. Multiple volcanic

- episodes of the Kermanshah forearc basin, SW Iran: A record of the deactivation and re-initiation of Neotethyan subduction involving a mid-ocean ridge. *J Geol Soc*, 180: jgs2022-028
- Yang Z M, Cooke D. 2019. Porphyry Cu deposits in China. In: Chang Z, Goldfarb R J, eds. *Mineral Deposits of China*. Kansas: Allen Press
- Zhang C, Liu C Z, Xu Y, Ji W B, Wang J M, Wu F Y, Liu T, Zhang Z Y, Zhang W Q. 2019. Subduction re-initiation at dying ridge of Neo-Tethys: Insights from mafic and metamafic rocks in Lhaze ophiolitic mélange, Yarlung-Tsangbo Suture Zone. *Earth Planet Sci Lett*, 523: 115707
- Zhang L, Chen D, Kuang G, Guo Z, Zhang G, Wang X. 2020. Persistent oxic deep ocean conditions and frequent volcanic activities during the Frasnian-Famennian transition recorded in South China. *Glob Planet Change*, 195: 103350
- Zhang R, Lehmann B, Seltnann R, Sun W, Li C. 2017. Cassiterite U-Pb geochronology constrains magmatic-hydrothermal evolution in complex evolved granite systems: The classic Erzgebirge tin province (Saxony and Bohemia). *Geology*, 45: 1095–1098
- Zhang S H, Shen S Z, Erwin D H. 2022. Latitudinal diversity gradient dynamics during Carboniferous to Triassic icehouse and greenhouse climates. *Geology*, 50: 1166–1171
- Zhang X, Chung S L, Lai Y M, Ghani A A, Murtadha S, Lee H Y, Hsu C C. 2019. A 6000-km-long Neo-Tethyan arc system with coherent magmatic flare-ups and lulls in South Asia. *Geology*, 47: 573–576
- Zhao K D, Zhang L H, Palmer M R, Jiang S Y, Xu C, Zhao H D, Chen W. 2021. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline at the Dachang Sn-polymetallic ore district in South China: Constraints on the origin and evolution of hydrothermal fluids. *Miner Depos*, 56: 1589–1608
- Zoback M L, Zoback M. 1980. State of stress in the conterminous United States. *J Geophys Res*, 85: 6113–6156

(责任编辑: 郑永飞)