

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2019062601

新生代气候变冷机制研究进展

靳华龙^{1,2}, 万世明^{1,3}

1. 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266061

摘要: 深海氧同位素记录揭示新生代以来全球气候呈整体变冷趋势, 南北两极先后发育冰盖, 地球由温室气候变为冰室气候, 但是其变冷机制仍不明确。大气 CO₂ 浓度降低和大洋环流模式改变均被认为与新生代气候变冷密切相关, 但目前对两者的作用还未达成统一的认识, 由此存在各种假说, 如 BLAG 假说、高原隆升-风化假说、构造隆升-碳埋藏假说、火山铁肥效应和岛弧隆升-风化假说及海道开合假说等, 用以解释新生代全球变冷。围绕新生代气候变冷机制方面的争论, 评述了过去近几十年来相关研究的进展和存在的问题, 讨论了不同机制对新生代气候变化的影响, 并提出未来需要加强的研究重点: 建立准确的新生代大气 CO₂ 浓度演变序列、建立更加准确的地球内部排气和青藏高原隆升及海道开合时刻表、建立完善的风化指标体系、加强火山作用及其大洋生物地球化学效应的研究。

关键词: 新生代气候变冷; 碳循环; 青藏高原隆升; 硅酸盐风化; 火山铁肥效应

中图分类号: P736

文献标识码: A

The mechanism of Cenozoic cooling: A review of research progress

JIN Hualong^{1,2}, WAN Shiming^{1,3}

1. Key laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China

2. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

3. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National laboratory for Science and Technology, Qingdao 266061, China

Abstract: Deep-sea oxygen isotope records reveal that the earth's climate has experienced times of gradual global coolings and ice sheets expansions at Antarctic and north hemisphere one after another. The mechanism for Cenozoic climate change from greenhouse to icehouse, however, still remain unclear. Various hypotheses related to declining atmospheric CO₂ concentration and models for changes in ocean circulation have been proposed to explain the Cenozoic global cooling, such as the BLAG hypothesis, plateau uplift-weathering hypothesis, uplift-organic carbon burial hypothesis, volcanic iron fertilization effect, island arc uplift-weathering hypothesis and passage opening and closing hypothesis. Base on the debates on the mechanism of Cenozoic climate cooling, this study reviewed the progress and defects of related researches in recent decades, and put forward some key points for future study, such as, establishing accurate evolution sequence of Cenozoic atmospheric CO₂ concentration, establishing a more accurate timetable of earth's outgassing, Tibet plateau uplifting and passage opening and closing, establishing a solid weathering index system, reinforcing the study of volcanism and its oceanic biogeochemical effects on carbon cycles.

Key words: Cenozoic cooling; carbon cycle; Tibetan uplift; silicate weathering; volcanic iron fertilization

新生代以来地球气候发生了重大变化, 总体上呈波动式变冷, 南北两极先后出现冰盖。纵观 6 亿年以来的长期气候演化, 地球绝大部分时间为缺乏大冰盖的温室气候, 而像第四纪时期两极冰盖并存, 是地质历史时期少有的特例^[1-6]。在新生代气候

变冷和大气 CO₂ 浓度降低的同时, 地球的地形地貌和海陆分布格局也发生了重大变化, 如特提斯海的后撤, 青藏高原的隆升, 塔斯马尼亚海道、德雷克海道和白令海道的开启, 巴拿马海道和印尼海道的闭合等^[1, 7-9]。地球是一个多圈层相互作用的系统,

资助项目: 国家自然科学基金优秀青年基金“海洋沉积与古气候学”(41622603)

作者简介: 靳华龙(1993—), 男, 博士研究生, 从事海洋沉积学研究, E-mail: jinhualongiocas@163.com

通讯作者: 万世明(1978—), 男, 研究员, 博导, 从事海洋沉积学研究, E-mail: wanshiming@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2019-06-26; 改回日期: 2019-08-20. 周立君编辑

大尺度构造运动和长时间气候变化之间往往存在着交互作用,科学家由此提出了各种解释新生代气候变冷的假说,如BLAG假说、高原隆升-风化假说等,但新生代气候变冷的机制迄今仍充满争议,并不断有新的假说如火山铁肥效应、岛弧隆升-风化假说等被提出来。本文围绕新生代气候变冷机制方面的争论,回顾了近几十年来的相关研究进展。

1 新生代气候变化

新生代深海底栖有孔虫氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)比值的演化,指示了冰盖积累及全球温度变化。当地球处于无冰温室期时, $\delta^{18}\text{O}$ 记录主要反映了深海温度的变化,而当地球进入冰室期时, $\delta^{18}\text{O}$ 记录不仅包含了温度信息,而且还叠加了冰量变化的效应^[1]。如图1所示为65 Ma以来深海氧同位素与大气 CO_2 浓度

变化,可以看出自始新世以来地球气候逐渐变冷,大气 CO_2 浓度也呈整体的下降趋势。根据深海氧同位素记录,可以大致将新生代气候演化分为3个阶段:①古新世—始新世无冰温室期。在早始新世之前,地球表层的气温比现在高出近 10°C ,当时季节性和全年性的干旱也没有现在强,全球植被以常绿和落叶森林为主^[11]。在始新世与古新世交界时(55 Ma左右)发生了一次全球性的气候变暖事件,在深海碳氧同位素组成上均有急剧的负偏(降幅约1.0‰),这一事件被称为古新世—始新世极热事件(PETM)^[12]。约53~50 Ma为新生代最为温暖的一段时期,气温比现在高约 12°C ,这一时期被称为早始新世气候适宜期(EECO)^[1]。EECO之后深海有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始增加,温度降低,到晚始新世南极开始发育非永久性冰盖^[1]。②渐新世—中新世南极冰盖增长期。在渐新世初34 Ma左右, $\delta^{18}\text{O}$ 突然增加了近1‰,指示了气候的急剧变冷,而南极的冰

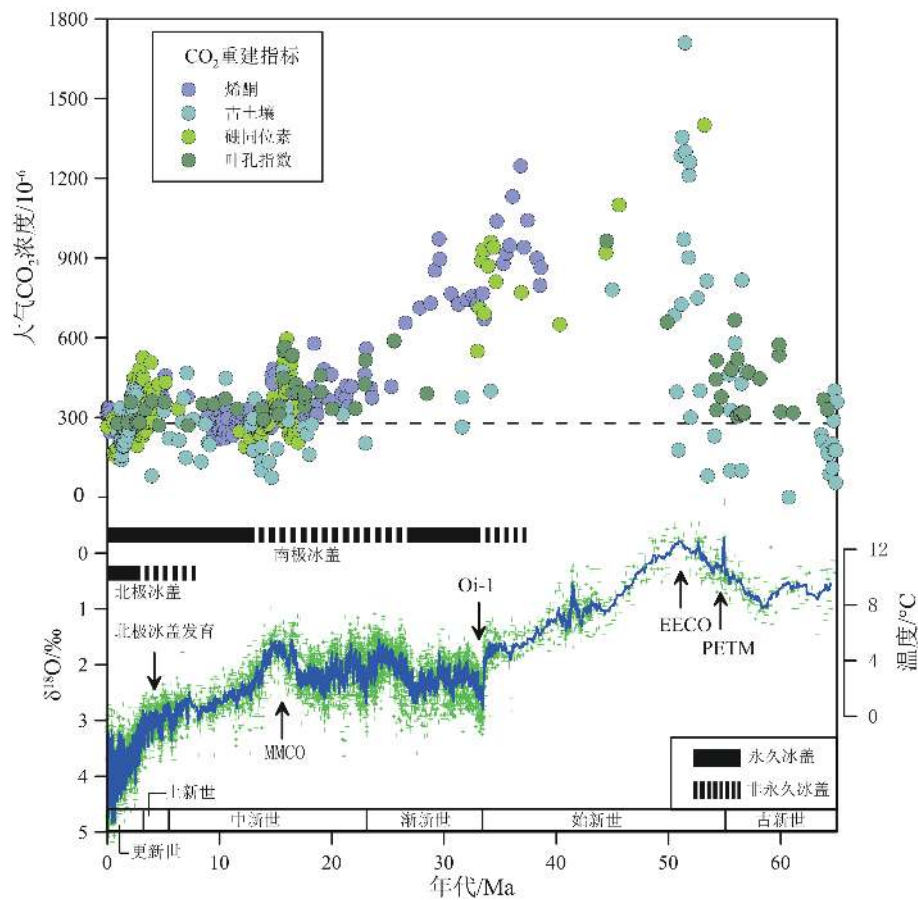


图1 新生代全球深海氧同位素曲线及大气 CO_2 浓度历史记录

(深海氧同位素数据引自文献[1], CO_2 数据引自文献[10], 虚线为工业革命前大气 CO_2 浓度(PAL))

Fig.1 Cenozoic global deep-sea oxygen isotope and atmospheric CO_2 concentration records

Global deep-sea oxygen isotope data cited from reference[1], atmospheric CO_2 concentration cite from reference[10]. Dashed line is pre-industrial atmospheric CO_2 concentration (PAL)

筏碎屑沉积^[13]、黏土矿物组成变化^[14]及化石记录^[15]则更为直接地表明了此时东南极永久冰盖的增长, 地球由温室期进入单极冰室期。从34 Ma到14 Ma, $\delta^{18}\text{O}$ 总体稳中有降, 指示了渐新世—中中新世气候的相对稳定, 其中17~15 Ma为中中新世气候适宜期(MMCO), 是渐新世以来最为温度湿润的时期, 全球温度比现今高出近8 °C^[16], 被认为主要是当时哥伦比亚溢流玄武岩喷发所致^[17]。③晚中新世—第四纪两极冰盖扩张期。中中新世之后, $\delta^{18}\text{O}$ 呈急剧增加趋势, 代表了东南极冰盖的增长和全球降温。到大约3 Ma, 由于北极冰盖开始显著扩张, 地球进入了两极有冰的冰河时期^[18]。

2 新生代变冷机制

虽然新生代以来全球气候呈现整体变冷趋势, 但是, 其变冷原因长期充满争议, 至今仍不清楚。在构造时间尺度上引起气候变化的驱动力主要有两个, 即大气 CO_2 浓度和大洋环流模式, 二者的变化在此时间尺度上又受构造变动直接控制, 如板块碰撞和分离可引起地球内部向大气的排气通量、地表风化速率、海陆分布及海道开合等发生重要变化, 进而改变大气 CO_2 浓度或大洋环流模式, 二者分别通过全球尺度的温室效应和热量水汽传输变化而影响全球气候^[19]。围绕这些边界条件的变化, 衍伸出了一系列关于新生代气候变冷机制的假说, 如BLAG假说、隆升-风化假说、构造隆升-碳埋藏假说、火山铁肥假说和岛弧隆升-风化假说、海道开合假说等。

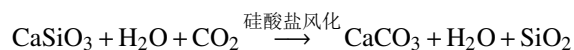
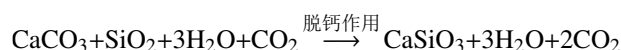
2.1 BLAG假说与隆升-风化假说

2.1.1 全球碳循环

在地质时间尺度, 大气 CO_2 浓度变化是驱动全球气候变化的重要机制, 新生代以来大气 CO_2 浓度逐渐降低被认为是导致新生代气候变冷的主要原因^[20-22]。但是新生代大气 CO_2 浓度的演化历史却长期存在争议, 如早期研究认为中新世大气 CO_2 浓度基本稳定在 250×10^{-6} L/L左右, 和气候变化并非一致^[23-24]。近年来随着技术的发展, 越来越多改进的方法应用于地质历史时期大气 CO_2 浓度的重建, 例如有孔虫的硼同位素、植物化石的叶孔指数、烯酮的碳同位素组成等^[20, 24-25]。各种方法互相印证, 得到了较为一致的新生代大气 CO_2 浓度^[10, 20], 总体上新生代气候变冷响应了大气 CO_2 浓度的降低(如图1), 包括以前有争议的中新世^[16]。此外, 我们可

以注意到在早始新世时大气 CO_2 浓度达到了最高值, 而在始新世—渐新世转折气候突然变冷、南极形成大规模冰盖时, 大气 CO_2 浓度也出现了急剧降低, 大气 CO_2 浓度与气候变化总体表现出较好的耦合关系。在构造时间尺度上, 大气 CO_2 浓度主要受碳输出和输入之间的平衡所调制, 前者为地球内部排气(火山、变质带脱碳酸盐反应等)向大气释放 CO_2 , 后者为硅酸盐风化及伴随的海底碳酸盐沉积物埋藏和有机碳埋藏而向固体地球归还碳, 如图2所示。

上述两种主要方式可以通过下列反应式表达:



在百万年时间尺度上, 由于地球内部排气、硅酸盐风化和有机碳埋藏消耗的 CO_2 通量($\sim 10^{19}$ mol/Myr)远远大于地球表层碳储库(海洋和大气)的量($\sim 3.2 \times 10^{18}$ mol), 风化通量和排气通量应当趋于动态平衡, 否则大气或海洋碳库在地质历史中一定会发生极其巨大的变化, 而这既不符合地质记录, 又不被模型支持^[26]。模拟显示, 如果 CO_2 排放速率不变, 而硅酸盐风化速率增加25%, 浓度为 280×10^{-6} L/L的大气 CO_2 (工业革命前大气 CO_2 浓度水平)在不到1个百万年就会被消耗殆尽; 相反, 如果硅酸盐风化速率不变, 而排气作用增强25%, 浓度为 280×10^{-6} L/L的大气 CO_2 在1个百万年后浓度会增加4倍, 2个百万年后增加10倍! 而这两种情况在地质记录中都是没有发生的(图1)。

正是由于上述考虑, 硅酸盐风化和气候变化之间存在的负反馈机制被认为是维持地球气候系统稳定的关键所在。基于此, 1981年James Walker首先提出了该风化反馈机制^[27], 1983年Rober Berner、Antonio Lasaga和Robert Garrels则更系统地提出了BLAG假说^[28]。他们重点强调了地球内部排气作用对大气 CO_2 浓度的贡献, 认为大气 CO_2 浓度受到了海底扩张速率的控制, 即俯冲带和洋中脊的变质作用及热液活动释放的 CO_2 导致了大气 CO_2 浓度的变化。按照BLAG假说, 更快的海底扩张速率和火山活动导致排气作用增强, 造成大气 CO_2 浓度增加。随着大气 CO_2 浓度升高, 岩石化学风化速率也随之增加, 从而消耗更多的 CO_2 。化学风化作为一种负反馈, 起到了调节大气 CO_2 浓度的作用, 使大气 CO_2 浓度和气候一直处于平衡状态, 地球的排气作用才是控制大气 CO_2 浓度乃至全球气候变化的根本原因。其核心是硅酸盐风化速率受控于温度和降水,

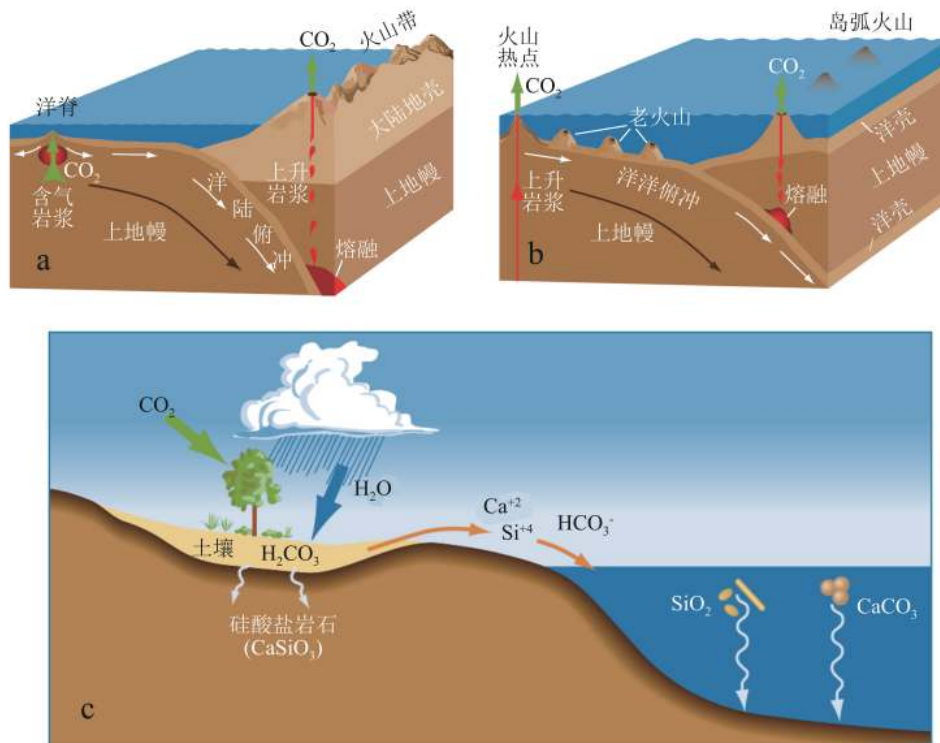


图2 大气CO₂源和汇示意图(修改自文献[19])

a. 洋脊及俯冲带的CO₂排气作用; b. 火山热点的CO₂排气作用; c. 硅酸盐风化的CO₂去气作用

Fig.2 A simple schematic diagram illustrating the atmospheric CO₂ source and sink (modified from reference[19])

fig.2a shows CO₂ emission from ocean ridges and subduction zones, fig. 2b shows CO₂ emission from volcanic hot spots, fig. 2c shows silicate rock chemical weathering removing CO₂

而这二者又受控于地球内部向表层系统排放的大气CO₂供应速率,即硅酸盐风化速率受控于大气CO₂供应速率,从而碳的排放和消耗趋于平衡^[26,28]。但是,一方面,对当前全球河流硅酸盐风化通量的估测却显示其与构造活动紧密相关,而与大气CO₂浓度或气候之间关系较小^[29-32],即构造活动强烈的地区其风化通量大,如台湾岛和阿尔卑斯等地区,这对硅酸盐风化的负反馈机制模型提出了挑战;另一方面,重建的新生代洋壳生长速率及相应的固体地球向大气的碳排气速率保持相对稳定或略有降低^[33-35],而大气CO₂浓度则长期降低^[10],这暗示新生代全球硅酸盐风化通量理论上应该稳定或降低,这与海水⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os和^δLi指示的新生代硅酸盐风化通量增强正好矛盾^[36-39],由此引出了另一个著名的科学假说——青藏高原隆升-风化假说。

20世纪80年代末, Raymo和Ruddiman从“碳汇”的角度首次较系统地提出了高原和山脉的隆升会增加大陆岩石的化学风化速率,降低大气CO₂浓度并导致新生代气候变冷,从而将构造-风化-气候三者联系在一起。新生代地球发生了多处高原隆

升事件,例如青藏高原、北美西部山脉、南美西部山脉、东非高原等(图3)。无论从高度还是面积上,青藏高原的隆升无疑是新生代最为重要的隆升,因此经典的隆升-风化假说主要指青藏高原隆升^[40]。青藏高原隆升对气候的影响主要表现在物理和化学两方面^[32,41]。物理方面,高原隆升后会改变原先的纬向气候环流,影响大气和海洋环流模式,同时使得高原在夏季和冬季分别作为热源、冷源存在,加强了海陆气候差异,形成季风性降水。同时,青藏高原隆升后由于气温的降低会在高原形成冰雪,增加反射率,从而影响区域甚至全球气候^[42]。化学方面,青藏高原隆升造成硅酸盐风化速率增加,有效降低了大气CO₂浓度,导致全球气候环境发生变化。高原隆升会引起强烈的化学风化,主要有以下两方面原因:①高原隆升导致了季风降水的增加,提高了矿物的溶解能力;②隆升形成的陡峭地形导致新鲜岩石面不断暴露,加快了岩石风化速率且有利于风化产物及时搬运^[38]。这是一个非常天才的假说,但是,最为关键的是要找到新生代全球硅酸盐岩风化速率增强的证据。

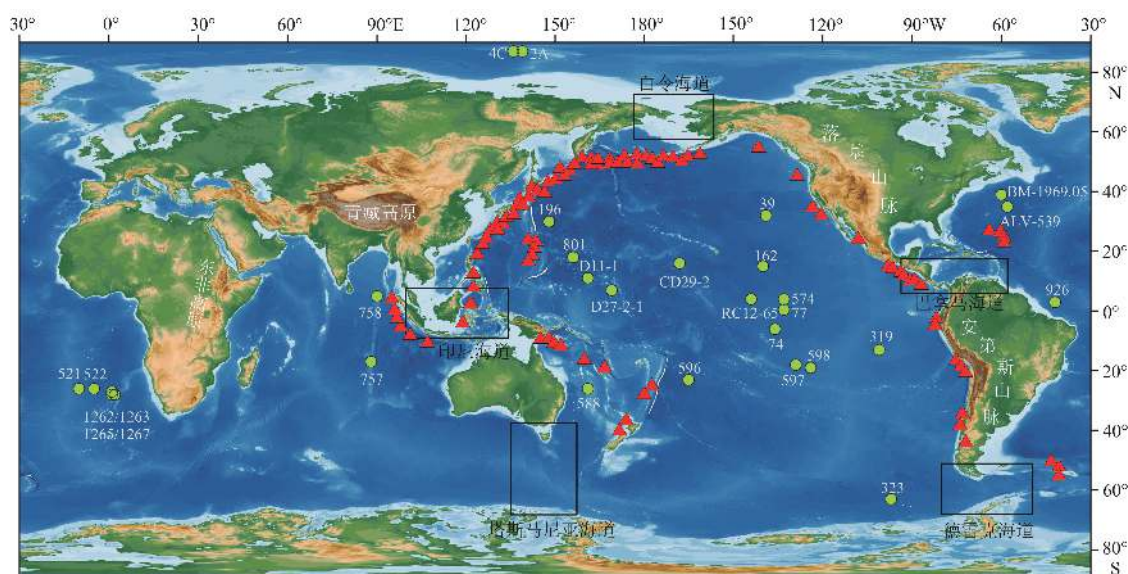


图 3 新生代活跃的高原、山脉、火山和海道

圆形为海水同位素取样站位, 引自文献 [37, 43-53]; 三角形为环太平洋俯冲带火山群, 引自文献 [54]

Fig.3 Distribution of plateaus, mountain ranges, volcanoes and ocean passages active in Cenozoic

Seawater isotope drilling sites are shown as yellow circles, cited from reference [37, 43-53], volcanoes in subduction zones around the Pacific are shown as red triangles, cited from reference [54]

2.1.2 新生代硅酸盐风化速率

山脉的抬升及高原的隆升不仅通过硅酸盐风化消耗了大气 CO_2 , 而且造成大量陆源物质 (沉积物和溶解离子) 被剥蚀搬运入海。因此, 海水中与大陆风化密切相关的离子变化历史可以用来重建新生代以来风化速率的演化。锶、钷、锂同位素在海水中滞留时间分别约为 2.0、0.4 和 1.2 Myr, 远大于全球海水的平均混合时间 ($\sim 1\ 500\ \text{yr}$), 因此, 在构造时间尺度全球范围内其海水同位素值可达到均一, 反映了全球海水信号, 且与陆上物质风化密切相关, 是重建新生代风化速率变化历史的重要代用指标 [37, 55-56]。图 4 为新生代 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 和 $\delta^7\text{Li}$ 演化曲线。

海水锶同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 是最早用于指示新生代化学风化历史的指标 [38]。从图 4a 中我们可以看出 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 65~35 Ma 变化不明显, 35 Ma 之后开始单调增加, 一直演变为现代值。海洋中锶主要来源于大陆风化物质河流输入 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.712\ 0$) 及海底热液输入 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703\ 5$) [57], 因此, 海洋碳酸盐中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值反映了大陆成因高放射性锶 (高同位素比值) 和热液成因低放射性锶 (低同位素比值) 相对输入的动态平衡。海底扩张速率在新生代基本不变 [33], 而且热液输入的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在新生代范围内也基本没有发生变化 [57]。相反, 新生代陆上构造活动加强, 特别是印度次大陆与欧亚大

陆的碰撞造成青藏高原的隆升产生了大量的剥蚀物质入海, 同时也向海水中排放了大量的放射性成因锶同位素 [58], 因此新生代海洋碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化被认为主要是河流输入锶通量变化所致。晚始新世以来海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值增加指示大陆风化速率增强, 这被认为是高原隆升-风化驱动气候变化最为重要的证据 [38]。然而, 后期研究发现, 海水锶同位素比值的增加也可能是由于喜马拉雅花岗岩中的方解石脉体的风化, 而碳酸盐含有丰富的放射性锶, 因此锶同位素记录和硅酸盐风化之间的联系被质疑 [59-60]。Bickle 等 [56] 通过取样分析计算得出碳酸盐风化和硅酸盐风化向恒河源头河流提供了等量的锶通量, 遗憾的是全球范围内还缺乏相关数据。在构造时间尺度上, 碳酸盐风化对大气 CO_2 浓度降低没有贡献 [32], 如果碳酸盐风化对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值产生较大影响, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值就无法正确评估硅酸盐风化在气候变化中的作用。

钷同位素比值 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) 是另一个较早用于示踪长期大陆化学风化的指标 [53]。相比锶同位素, 钷同位素在海水中滞留时间要短得多, 只有 4 万年左右, 因此可以追踪从构造到冰期时间尺度的全球信号。海水中钷同位素主要有 3 种来源: 陆源 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=1.540$)、幔源 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.129$) 及宇宙源 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.126$) [61-62], 陆源风化物质与幔源和宇宙源钷同位素比值相差巨大, 这使得钷同位素在记录风化

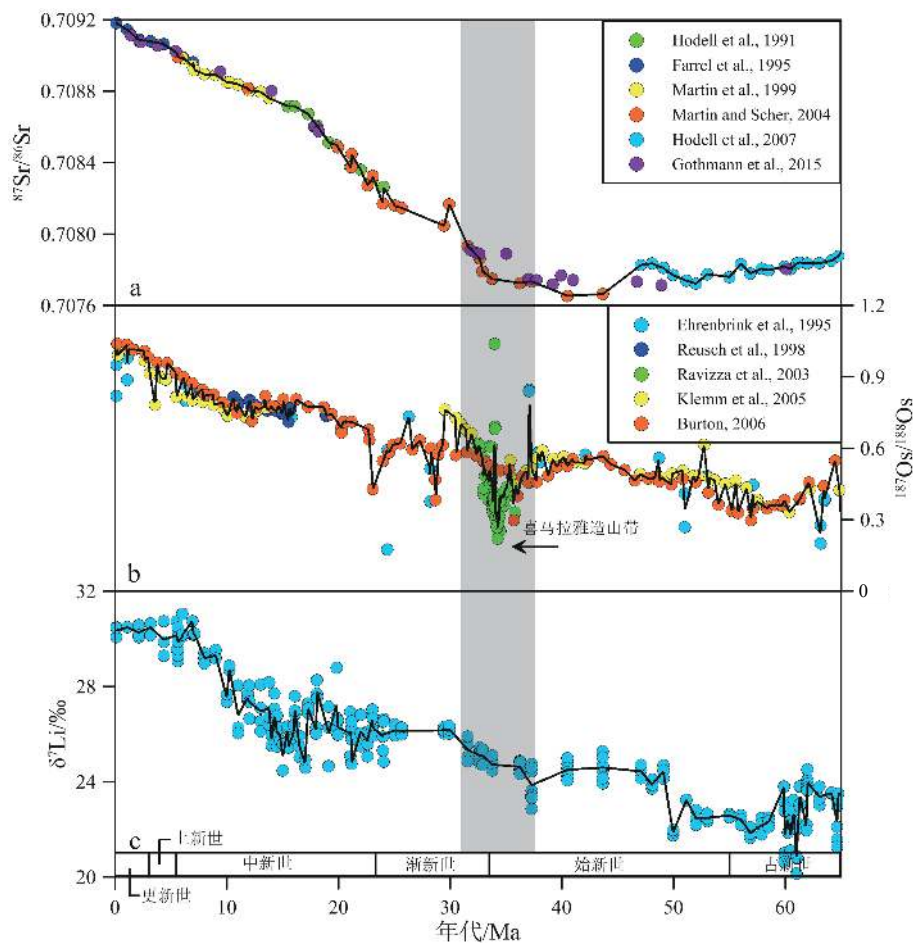


图4 新生代海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $\delta^7\text{Li}$ 演化

Sr 同位素数据引自文献 [43-48], Os 同位素数据引自文献 [49-53], Li 同位素数据引自文献 [37]

Fig.4 Cenozoic evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, and $\delta^7\text{Li}$

Sr isotope data cited from references[43-48], Os isotope data cited from references[49-53], and Li isotope data cited from reference[37]

历史上比锶同位素更为灵敏。陆源物质风化向海水中提供了大约 80% 的锶通量,海底热液和地外物质只提供约 20% 的锶通量^[63],因此,新生代海水 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值变化被认为主要受控于大陆风化的影响。如图 4b 所示,海水 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值在整个新生代表现为整体的上升趋势,这和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 65~35 Ma 相对稳定的趋势非常不同^[37]。但是,锶同位素作为风化指标也有其局限性,因为其极大地受到有机质风化的影响,富有机质沉积物尤其是黑色页岩富含放射性成因锶,其含量比普通花岗岩类岩石高出近千倍,因此,即使此类富有机质岩石的风化速率不变,其贡献增加也可以足够引起海水锶同位素比值的稳定增加,而这会被误解为大陆硅酸盐风化增强^[55]。

锂在自然界主要以 Li^+ 形式存在于硅酸盐中,没有化合价态的变化,不是生命元素,因此 $\delta^7\text{Li}$ 值不受氧化还原和生命活动等因素的影响,而主要受控

于风化作用,在重建大陆风化历史方面具有巨大潜力^[64-68]。锂作为一种水溶性元素,在风化过程中极易迁移到水溶液中,在搬运过程中 ^6Li 优先进入到次生黏土矿物等固体相的风化产物中,而 ^7Li 则优先进入到流体相中,从而锂在风化过程中发生明显的同位素分馏作用,因此,沉积物中较低的 $\delta^7\text{Li}$ 值指示较强的风化强度,而河水或海水则相反^[37, 69]。海水中锂同位素主要有两个来源:河流输入和热液输入^[70-72],热液 $\delta^7\text{Li}$ 值 (8.3‰) 在新生代期间基本没有变化,但河流 $\delta^7\text{Li}$ 值却发生较大变化,由 3‰ 变成了 23‰,河流 $\delta^7\text{Li}$ 值的变化被认为是导致新生代海水 $\delta^7\text{Li}$ 值发生变化的主要原因^[37]。随着新生代山脉高原的隆升和气候的变冷,大陆风化形式由搬运限制变为风化限制,次生黏土生成增加,更多的溶解态锂变为悬浮态锂,造成河流中 ^7Li 含量相对增加,进而导致新生代海水中 $\delta^7\text{Li}$ 值整体逐渐增大,指示新生代陆上硅酸盐风化速率增加(如图 4c)。

但是, 也有研究认为河流溶解态锂同位素组成对风化强度变化的响应不是简单线性相关的, 而是先升后降的^[73]。另外还有研究认为大陆锂入海通量的变化是导致新生代海水 $\delta^7\text{Li}$ 值发生变化的主要原因^[74], 因此用海水锂同位素重建的大陆风化历史也需要谨慎对待。

除了上述指标外, 海水 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值也被用来指示大陆侵蚀速率。其主要原理是基于海水中的 ^{10}Be 和 ^9Be 分别主要是宇宙成因和大陆河流来源, ^{10}Be 到达地球的通量变化受地磁场强度和太阳辐射变化调制, 这被认为基本不变, 因此, 海水 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 的比值随时间变化可以反映大陆侵蚀通量的变化^[75]。太平洋和大西洋铁锰结壳和沉积物岩芯记录了过去 12 Ma 以来基本稳定的 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值, 从而被解释为晚中新世以来全球风化和侵蚀速率保持不变^[75]。不变的原因是中和的结果, 即隆升地区风化速率增加(因为构造驱动)和非隆升地区风化速率减弱(因为全球变冷)互相抵消, 从而在全球尺度上这一风化效应趋近于零。但是, 这个指标至少有 3 点不确定性: ① ^{10}Be 虽然是宇宙成因, 但近千万年来其到达地球的通量保持不变的假设有待检验; ② 除了在海洋直接沉降外, ^{10}Be 沉降到陆地也可能进一步随陆源物质被携带到海洋, 因此, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值是否单纯指示大陆侵蚀通量也存疑; ③ $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值上下波动幅度非常大, 其误差和铍元素在海水中的地球化学行为并不清楚, 甚至并不排除 20% 的风化通量增加^[76]。因此, 新生代全球大陆硅酸盐风化通量究竟是增加还是不变, 迄今仍然不清楚。

综上所述可以看出, 上述两种假说的主要区别在于 BLAG 假说认为地球内部作用控制了碳循环及气候变化, 风化速率作为负反馈随着全球气候变化而变化, 但这至少不被目前指标指示的新生代硅酸盐风化速率增加或不变所支持。而隆升-风化假说认为构造控制的化学风化是气候变化的驱动因子, 风化速率的变化导致全球气候变化。隆升风化假说的问题在于: ① 新生代全球硅酸盐风化速率历史不清楚, 现有代用指标存在各种缺陷, 其结果存在矛盾, 从而无法验证假说; ② 如果隆升风化假说是正确的, 但这也只能解释新生代这一特例, 地球 6 亿年以来的长期气候演化与冰盖消长之间的关系如何解释呢? 构造不活跃时期地球气候又是如何变化的呢? 为了调解这一矛盾, 一些动态反馈机制假说被提出^[77-78], 但仍有待检验。事实上, 南海的沉积记录及全球对比显示, 中新世气候适宜期, 全球的硅酸盐风化速率与当时的高大气 CO_2 浓度、高温和强降水紧密耦

合; 相反, 晚上新世以来亚洲硅酸盐风化速率的增加却对应了大气 CO_2 浓度的降低和全球变冷, 这可能暗示了风化负反馈和隆升-风化驱动两种机制在构造稳定期和活跃期分别占主导^[79-80]。

2.2 构造隆升-碳埋藏假说

这其实是构造隆升假说的另一方面, 在构造时间尺度上, 除硅酸盐风化作用消耗大气 CO_2 外, 河流搬运有机碳并在海洋中沉积同样也会埋藏碳, 降低大气 CO_2 浓度, 起到碳汇的作用^[81]。植物光合作用在吸收 CO_2 时会优先利用 ^{12}C , 因此, 有机碳储库的变化会导致海洋碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生相应变化。例如当有机碳埋藏降低, 大气海洋储库中 ^{12}C 会相应增加, 那么海洋碳酸盐中 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值会降低, 会发生大气 CO_2 净增加^[38]。Shackleton 等^[82] 通过重建深海碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值推算有机碳埋藏对全球碳储库的影响, 如图 5a 所示。从碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 演化历史中可以看出, 从中中新世开始 $\delta^{13}\text{C}$ 值一直降低, Shackleton 等^[82] 解释为有机碳埋藏降低导致有机碳储库减小, 推断 CO_2 向大气输入净增加。Raymo 和 Ruddiman^[38] 认为新生代以来气候变冷, 导致海水中氧气的溶解度增加及冰盖的增长造成了有机碳埋藏减少。但是 Shackleton 等^[82] 得出以上结论时并没有考虑植物类型的转变所造成的光合作用分馏的变化, 而片面地将碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低归于有机碳埋藏降低。随着有机碳研究的深入, 越来越多的研究发现晚新生代光合作用碳同位素分馏逐渐降低^[83-84], 如图 5b 所示。若考虑到光合作用对碳同位素分馏作用的影响, 晚新生代有机碳储库是逐渐增加的, 并在碳循环中一直扮演着碳汇的角色^[81, 84]。甚至有研究^[85] 认为新近纪喜马拉雅沉积物沉积过程中有机碳的埋藏作用大于硅酸盐的化学风化作用, 强调了碳循环过程中有机碳埋藏对碳储库的影响。

中中新世以来, 孟加拉扇有机碳埋藏通量约占全球的 15%, 是研究有机碳埋藏对全球碳循环作用的最佳场所^[87]。为了能更清楚地对比硅酸盐风化和有机碳埋藏对碳循环的作用, 前人^[85] 选取了孟加拉扇沉积物及其源区喜马拉雅物质, 对比两者之间的元素差异, 重新定量计算了硅酸盐风化和有机碳埋藏对碳循环的作用。基于碳消耗效率和喜马拉雅-孟加拉扇系统平均悬浮物通量($8 \times 10^{11} \text{ kg/yr}$)^[88], 估算出喜马拉雅-孟加拉扇系统硅酸盐风化和有机碳埋藏消耗 CO_2 平均通量分别为 5.6×10^{11} 和 $5.8 \times 10^{11} \text{ mol/yr}$ 。从结果可以看出, 在喜马拉雅-孟加拉扇系统内, 有机碳埋藏对碳循环的影响甚至可以超

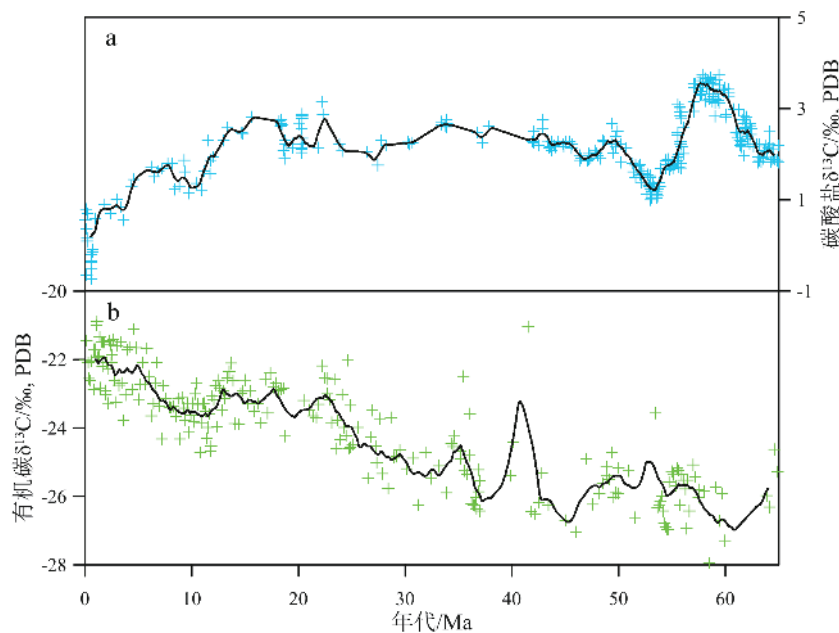


图5 新生代碳酸盐和有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 演化

碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 数据引自文献 [86], 有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 数据引自文献 [83]

Fig.5 Cenozoic evolution of carbonate and organic carbon $\delta^{13}\text{C}$

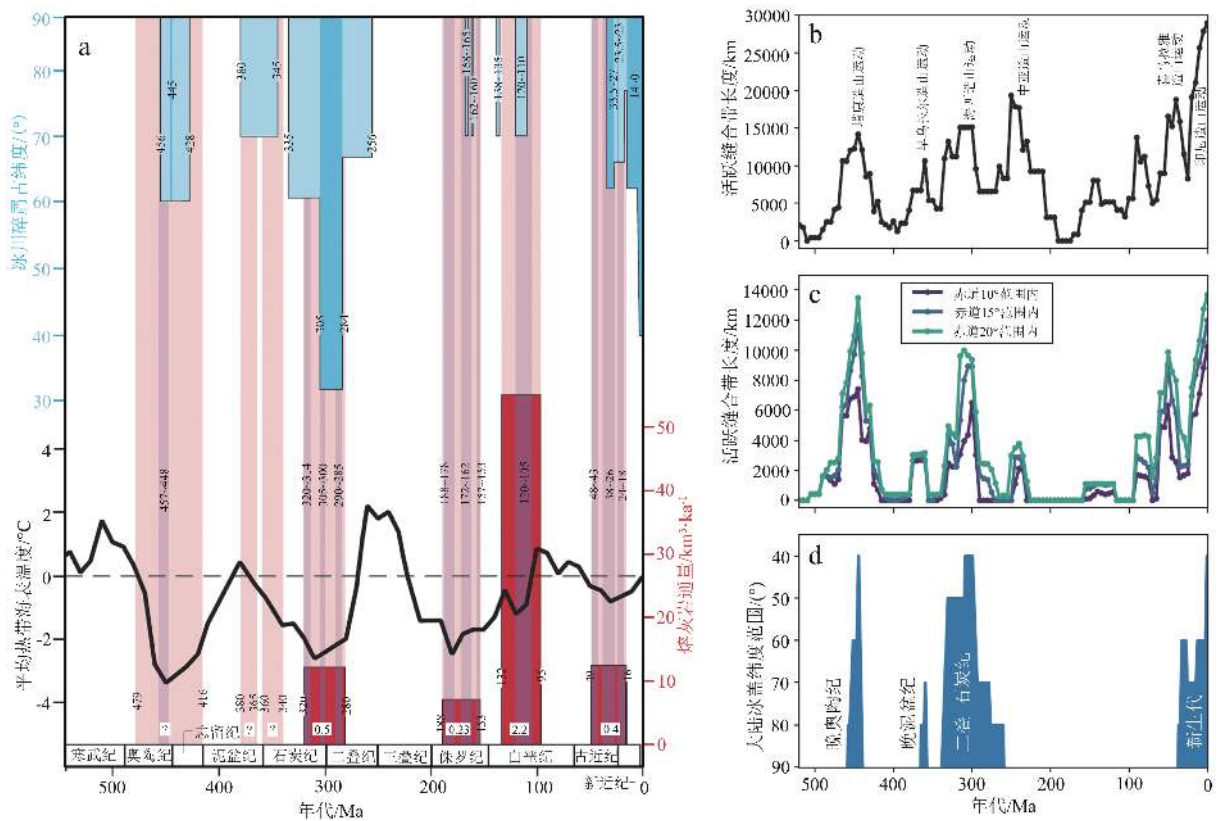
Carbonate $\delta^{13}\text{C}$ data cited reference [86], organic carbon $\delta^{13}\text{C}$ data cited from reference [83]

过硅酸盐风化。喜马拉雅地区硅酸盐风化通量少于有机碳埋藏通量可能主要由以下两方面原因造成: ①青藏高原的高地形及强降水导致了风化物质的快速物理剥蚀和搬运入海, 沉积物风化时间不足, 风化程度较低; ②喜马拉雅地区钙质硅酸盐丰度不高, 硅酸盐风化产生的离子主要是 Na 和 K, 沉降 CO_2 效率不高 [28, 85, 89]。全球有机碳的埋藏超九成发生在大陆边缘, 喜马拉雅高剥蚀速率和孟加拉扇低氧浓度使得孟加拉扇有机碳埋藏效率几乎达到 100%, 但全球其他活跃造山带却因受制于有机碳输送通量和大陆架氧化作用导致约 70% 的有机碳发生氧化, 重新释放出 CO_2 [87, 89-91]。由于全球范围内很大一部分有机碳发生再氧化, 只有少部分在海洋中埋藏下来, 导致有机碳埋藏效率不高, 并且地表碳储库相对于固体地球的通量来说较小 [19], 因此有机碳埋藏对碳循环的作用要次于硅酸盐风化。

2.3 火山铁肥假说和岛弧隆升-风化假说

与上述 BLAG 假说和隆升-风化假说两种经典假说相对应的, 还有一些衍生出来的新假说, 代表性的有火山铁肥效应和低纬岛弧隆升-风化假说。火山活动的气候效应非常复杂, 不同岩浆成分及喷发类型的火山活动对气候的影响是不同的 [92]。通常基性大火成岩省会释放出大量 CO_2 进入大气圈,

从而导致全球气候出现长时间变暖, 比如中新世气候适宜期 17~15 Ma 哥伦比亚溢流玄武岩喷发 [17], 这其实就是 BLAG 假说的核心思想之一: 内部排气控制气候变化。但是, 中酸性的火山喷发则不同, 气体成分以 SO_2 、 H_2S 等为主, CO_2 含量相对较低, 但其爆发强度高、喷发柱可高达平流层, 形成的火山灰气溶胶在大气圈中反射和吸收太阳辐射, 造成地表降温 [93] (如图 6a)。更为重要的是, 火山灰在海水中的溶解释放出大量铁元素, 估计现代全球俯冲带和热点火山的火山灰提供的铁 (每克火山灰约含 200 nmol 铁) 甚至高于粉尘来源的铁通量 (每克粉尘约含 70 nmol 铁) [54]。虽然粉尘铁肥效应长期被认为是末次冰期乃至第四纪大冰期大气 CO_2 降低的重要机制之一 [94-95], 但考虑到亚洲粉尘对太平洋的贡献在第四纪以来是整体增强的 [96-98], 因此, 在前第四纪火山供铁对大洋的比重相对粉尘显然更为突出, 从而在更长的地质历史中可能起到更为重要的作用。表层大洋铁肥效应可以影响海洋初级生产力, 进而影响大洋和大气 CO_2 的交换, 尤其是高生产力会导致更多的大气碳转移到沉积物埋藏起来, 从而导致气候变冷。环太平洋火山带的中酸性火山喷发被认为是新生代全球变冷的重要原因 [92, 99-100]。火山铁肥效应其实完全可以看作是 BLAG 假说的一个重要补充, 硅酸盐风化负反馈机制主要涉及大

图 6 显生宙硅质火山喷发和缝合带长度与古气候对比^[92, 101]Fig. 6 Comparison of siliceous volcanic eruption and suture length with paleoclimate for the Phanerozoic^[92, 101]

陆地表过程, 而火山铁肥效应则代表了大洋的生物地球化学过程。我们可以这样理解, 更强的火山作用会排出更多的 CO_2 , 导致气候变暖, 但同时火山铁肥效应这一负反馈机制会增强铁限制区的大洋浮游植物生产力, 把大气中的碳转移到海底沉积物中, 从而起到稳定气候的作用。

低纬岛弧隆升风化假说则通过过去 5 亿年以来低纬度地区缝合带长度和全球四次大冰期(晚奥陶纪、晚泥盆纪、二叠纪—石炭纪和新生代)在时间上的良好对应(如图 6b-d), 认为弧陆碰撞引起岛弧的快速隆升, 尤其是在低纬度地区温暖湿润的气候条件下, 岛弧地区基性或超基性的岩石极易快速风化, 从而加快大气 CO_2 的吸收, 引起全球变冷^[101-102]。不同于高原隆升-风化假说, 低纬岛弧隆升风化假说其隆升地点不是指大陆造山带, 时间不限于新生代, 风化机制强调的不仅仅是构造作用(高地形), 而且叠加了气候(热带气候)、岩性(玄武岩)的双重控制, 共同导致了高风化速率, 这可以看作是青藏高原隆升-风化假说的修改版。但是, 这个假说也有几个问题: ①仅仅岛弧地区的风化通量能否解释全球尺度的气候变化? 比如, 新生代低纬地区的主要岛弧为新几内亚和菲律宾, 其风化消耗碳约占全球

的 10%, 大大低于青藏高原地区的 30%^[103]。此外, 岛弧岩石相对于大陆岩石, 其放射成因同位素含量很低, 如果岛弧风化占主导, 则无法解释新生代海水的放射性成因锶、钕同位素大幅度长期增加趋势; ②忽略了岛弧构造活跃时期在提供了高地形、可风化岩石的同时也向大气释放了大量 CO_2 , 这二者的通量平衡几乎没有考虑; ③没有考虑岛弧火山作用中产生的火山灰对海洋生物地球化学循环的影响, 在这方面, 岛弧隆升风化假说似乎可以和火山铁肥效应相结合。

2.4 海道的开合假说

除碳循环外, 构造作用导致的洋流变化对气候系统也有重要影响。板块的运动造成海道的开启或闭合将会影响洋流的循环, 改变海洋/大气环流、热量和水汽的传输^[1], 从而导致气候格局发生变化, 促进了新生代气候变化。在新生代气候变冷的背景下, 始新世、渐新世之交南极冰盖的形成是地球气候系统由温室期转为冰室期的标志, 而第四纪北极冰盖的发育则标志着地球进入了两极有冰期, 是地球演化历程中少有的特殊时期^[1, 104]。海道开合假说认为构造作用导致的海道开合影响了洋流的变

化,进而导致了全球气候变冷及两极冰盖的形成。新生代主要有5条海道对全球气候产生了重要影响,即塔斯马尼亚海道、德雷克海道、白令海道、巴拿马海道和印尼海道(如图3)。以上5条海道均为环太平洋海道,它们的开合直接影响了太平洋与印度洋、大西洋和北冰洋的海水交换,进而影响了全球的洋流系统和气候系统^[105-106]。

作为世界上最大的洋流,南极绕极流的形成与塔斯马尼亚海道和德雷克海道的开启密切相关^[105]。约始新世末,塔斯马尼亚海道和德雷克海道相继开启,促进了南极绕极流的形成,低纬向南极输送热量降低了15%~20%,由此造成南极的热隔绝,导致南极冰盖的形成,地球气候系统由温室期转为冰室期,对南极甚至全球气候产生重要的影响^[9,107]。Robert等^[108]模拟了10 Myr内在德雷克海道开启和闭合两种条件下南极冰盖的生长情况,结果表明海道的开启促进了南极冰盖的形成,并且使得南极的温度对大气CO₂浓度变化变得更为敏感(图7)。约5 Ma白令海道开启后,北太平洋的海水可通过白令海道进入北冰洋,随后进入北大西洋,加强了北太平洋—北冰洋—北大西洋之间的海水交换^[106]。北太平洋海水相较于北大西洋海水盐度较低,通过白令海道

输送的淡水占输送到北冰洋淡水的近1/3^[109],北太平洋海水流入北冰洋后,有效地降低了北冰洋海水的盐度,提高了海水冰点,促进了北极冰盖的形成^[110-111];当北太平洋海水进入北大西洋后,造成大西洋径向环流减弱,从根本上改变了大西洋径向环流的稳定性^[105],导致变冷事件的发生^[112-114]。巴拿马海道在晚上新世之前曾是太平洋和大西洋的关键连通水道,其两侧有孔虫和碳同位素在3 Ma以来发生了明显变化,被认为是巴拿马海道关闭的结果^[8]。巴拿马海道的关闭切断了赤道太平洋和大西洋海水的交换,造成了洋流的重大改组,促使了太平洋和大西洋现代环流模式的形成^[115-116]。巴拿马海道关闭后使得大西洋一侧的墨西哥湾流增强,增强的湾流为北大西洋带来了充足的水汽,在西风的影响下使得西伯利亚河流径流量增加,造成北冰洋淡水输入增多,促进了北冰洋海冰形成和气候变冷^[111,117](图8)。印尼海道是连接太平洋和印度洋的重要海道之一,在晚中新世开始关闭,目前仍处于未完全关闭的状态^[105,118]。印尼海道关闭不仅造成印度洋变冷及非洲的干旱化^[119],而且使得太平洋从类永久厄尔尼诺状态变为类拉尼娜状态,减少了低纬热量向高纬的传递,造成北半球变冷^[120]。总而言之,新

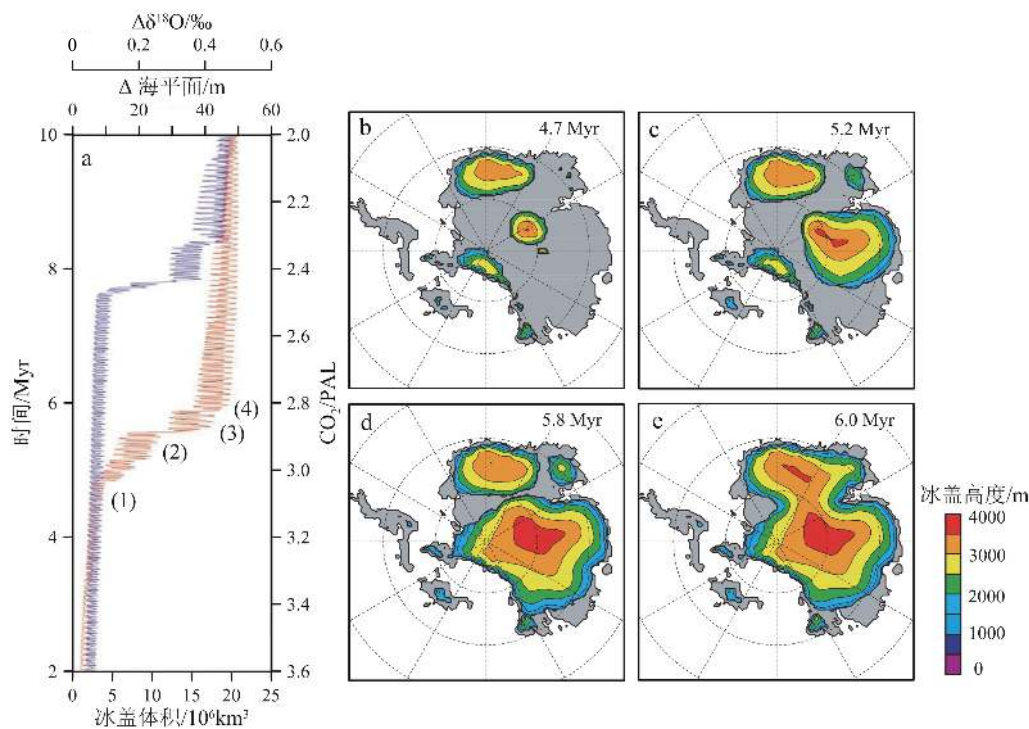


图7 南极冰盖体积和高度变化^[108]

图7a中红线、蓝线分别为海道开启、闭合条件下的模拟结果,图7b-e为模拟所得南极冰盖高度,分别对应图7a中(1)~(4)

Fig.7 Changes in volume and height of the Antarctic ice sheet^[108]

Red curve and blue curve in fig. 7a represent an open Drake passage and a closed Drake passage, respectively; fig. 7b-e are the simulated height of the Antarctic ice sheet, corresponding to (1)~(4) in fig. 7a, respectively

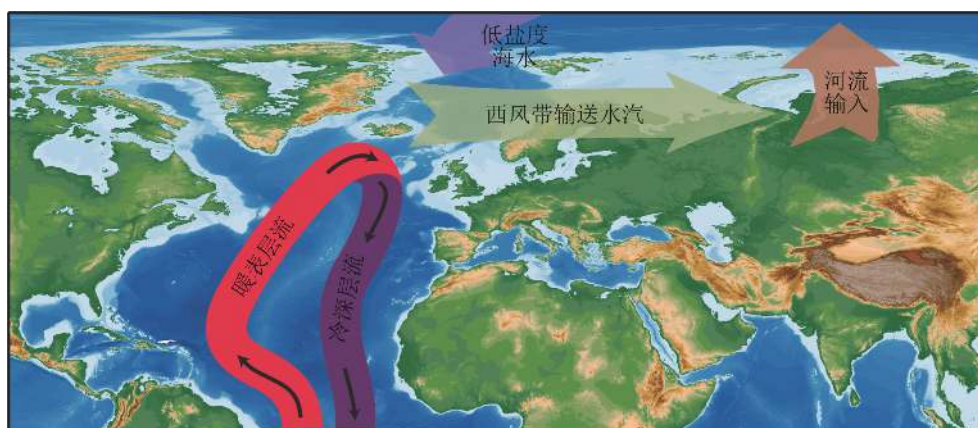


图 8 北冰洋淡水补给示意图(修改自文献 [111])

Fig.8 A simple schematic illustration showing the fresh water supply in the Arctic Ocean (modified from reference [111])

生代五大海道的开合与洋流系统的变化密切相关,影响了热量、水汽在全球的分布,在全球气候系统演变中有着不可忽略的作用。

3 问题与展望

综上所述,新生代气候变冷的原因可能是多种机制共同作用的结果,BLAG假说、高原隆升-风化假说、构造隆升-碳埋藏假说、火山铁肥假说、岛弧隆升-风化假说和海道开合假说等从不同角度诠释了这一主题。未来着重加强的研究可能需要从以下几个方面开展:

(1) 建立准确的新生代大气 CO_2 浓度演变序列。大气 CO_2 浓度与气候密切相关,是影响地球气候系统的重要因素。目前利用不同指标重建大气 CO_2 浓度仍有较大差异,存在很大的不确定性,而且分辨率不高^[20, 24-25, 121-123]。大气 CO_2 浓度重建结果表明,15 Ma 以来大气 CO_2 浓度降低并不是很明显,但在该时期地球气候仍然持续变冷,北极形成永久冰盖,新生代后期大气 CO_2 浓度与气候之间不能很好地吻合,在不同的边界条件下二者之间可能并非简单的线性对应关系^[23]。为揭示新生代变冷机制,仍需更多高分辨率高精度的大气 CO_2 浓度重建工作。此外, CH_4 和水蒸气也是重要的温室气体,但是目前在新生代时间尺度上对于 CH_4 和水蒸气尚未开展相关的重建工作。

(2) 建立更加准确的地球内部排气、青藏高原隆升及海道开合时刻表。地球深部向大气排放 CO_2 通量的长期演变即碳源的问题是几乎所有假说都必须首要考虑的问题,现有的重建主要基于洋壳生长速率的粗略估计,所得的结果也相差甚远,或保

持相对稳定或降低^[33-35],碳源通量变化不清楚,对碳汇及其中间过程的研究就无从谈起。此外,青藏高原隆升和海道开合都是相当复杂的过程,涉及到多个圈层,目前我们对青藏高原隆升及海道开合历史研究还不充分,关于青藏高原的隆升历史也还存在着“早期隆升”和“晚期隆升”的争议^[124-126],海道开合年龄争议也很大^[127-130]。青藏高原隆升和海道开合是新生代重大的构造事件,与硅酸盐风化、有机碳埋藏以及洋流变化都密不可分,而且还是气候模型模拟的重要边界条件之一。因此,建立准确的青藏高原隆升和海道开合时刻表是验证新生代变冷机制,定量分析青藏高原隆升和海道开合对新生代气候变化影响的重要前提条件。

(3) 建立完善的风化指标体系。自 Raymos 和 Ruddiman 将锶同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 用作新生代化学风化的替代指标后^[38],同位素在重建新生代化学风化历史方面起到了越来越重要的作用,指示了大陆化学风化加强。如前所述,随着研究的深入,各种海水同位素比值由于其多解性^[55, 73-74, 76, 131],其风化指示意义受到了越来越多的质疑。如何区分不同因素的影响,量化新生代硅酸盐风化对气候的影响,是验证隆升-风化假说的关键。除了全球尺度的海水风化信号,还要尽可能多地开展全球主要大陆和岛弧河流本身长期风化侵蚀历史的研究,尤其是加强对关键地区如喜马拉雅-青藏高原和新几内亚、吕宋岛等的新生代长期风化速率演变的重建,遗憾的是,我们几乎对此无所了解,要检验高原/岛弧隆升-风化假说更是无从谈起。针对接受各大河流陆源物质沉积的主要大陆边缘盆地(如孟加拉扇、阿拉伯海和南海等)和岛弧边缘盆地(如西菲律宾海),开展长时间尺度风化通量的记录重建和定量

估算是未来需要着重加强的方向。

(4) 加强火山作用及其大洋生物地球化学效应的研究。过去数十年对大陆风化过程关注较多,也有不少研究涉及粉尘铁供应和大洋生物地球化学循环,但火山作用与大洋表层生产力和碳循环的关系研究很少,尤其涉及到新生代构造时间尺度的几乎没有。一方面鉴于火山作用与地球内部排气的重要关系,另一方面火山铁肥效应作为一种负反馈机制可调节气候,火山作用生物地球化学循环的研究可能是 BLAG 假说和构造-隆升假说的重要补充。未来除了要更多开展现代火山铁肥实验和观测外,还要通过足够长的大洋沉积记录来检验是否地质历史中火山活动强烈时期提供了大量的铁并促使了大洋生产率增强和碳埋藏增加。

参考文献 (References)

- [1] 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.
- [2] Miao Y F, Herrmann M, Wu F L, et al. What controlled mid-late miocene long-term aridification in central Asia? — Global cooling or Tibetan Plateau uplift: a review [J]. *Earth-Science Reviews*, 2012, 112(3-4): 155-172.
- [3] Wan S M, Li A C, Clift P D, et al. Development of the East Asian monsoon: mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 254(3-4): 561-582.
- [4] Lowenstein T K, Timofeeff M N, Brennan S T, et al. Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: evidence from fluid inclusions [J]. *Science*, 2001, 294(5544): 1086-1088.
- [5] Higgins J A, Schrag D P. Records of Neogene seawater chemistry and diagenesis in deep-sea carbonate sediments and pore fluids [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 357-358: 386-396.
- [6] Higgins J A, Schrag D P. The Mg isotopic composition of Cenozoic seawater — evidence for a link between Mg-clays, seawater Mg/Ca, and climate [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 416: 73-81.
- [7] Copeland P. The when and where of the growth of the Himalaya and the Tibetan Plateau [M]//Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Boston, MA: Springer, 1997: 20.
- [8] Keigwin L. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time [J]. *Science*, 1982, 217(4557): 350-353.
- [9] Kennett J P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1977, 82(27): 3843-3860.
- [10] Foster G L, Royer D L, Lunt D J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years [J]. *Nature Communications*, 2017, 8: 14845.
- [11] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Plateau uplift and climatic change [J]. *Scientific American*, 1991, 264: 66-75.
- [12] Gutjahr M, Ridgwell A, Sexton P F, et al. Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum [J]. *Nature*, 2017, 548(7669): 573-577.
- [13] Zachos J C, Breza J R, Wise S W. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean [J]. *Geology*, 1992, 20(6): 569-573.
- [14] Ehrmann W U, Mackensen A. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 93(1-2): 85-112.
- [15] Francis J E. Evidence from fossil plants for Antarctic palaeoclimates over the past 100 million years [J]. *Terra Antarctica Reports*, 1999, 3: 43-52.
- [16] Super J R, Thomas E, Pagani M, et al. North Atlantic temperature and $p\text{CO}_2$ coupling in the early-middle Miocene [J]. *Geology*, 2018, 46(6): 519-522.
- [17] Kasbohm J, Schoene B. Rapid eruption of the Columbia River flood basalt and correlation with the mid-Miocene climate optimum [J]. *Science Advances*, 2018, 4(9): eaat8223.
- [18] Shackleton N J, Imbrie J, Pisias N G. The evolution of oceanic oxygen-isotope variability in the North Atlantic over the past three million years [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 1988, 318(1191): 679-688.
- [19] Ruddiman W F. *Earth's Climate: Past and Future* [M]. 2nd ed. New York: W. H. Freeman, 2008: 40-79.
- [20] Beerling D J, Royer D L. Convergent Cenozoic CO_2 history [J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(7): 418-420.
- [21] Berner R A. Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time [J]. *Science*, 1990, 249(4975): 1382-1386.
- [22] Pagani M, Huber M, Liu Z H, et al. The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation [J]. *Science*, 2011, 334(6060): 1261-1264.
- [23] Pearson P N, Palmer M R. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years [J]. *Nature*, 2000, 406(6797): 695-699.
- [24] Pagani M, Zachos J C, Freeman K H, et al. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene [J]. *Science*, 2005, 309(5734): 600-603.
- [25] Seki O, Foster G L, Schmidt D N, et al. Alkenone and boron-based Pliocene $p\text{CO}_2$ records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 292(1-2): 201-211.
- [26] Berner R A, Caldeira K. The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle [J]. *Geology*, 1997, 25(10): 955-956.
- [27] Walker J C G, Hays P B, Kasting J F. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1981, 86(C10): 9776-9782.
- [28] 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 (7): 641-683.
- [29] Edmond J M, Huh Y. Chemical weathering yields from basement and orogenic terrains in hot and cold climates [M]//Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Boston, MA: Springer, 1997: 329-351.
- [30] Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers [J]. *Chemical Geology*, 1999, 159 (1-4): 3-30.
- [31] Millot R, Gaillardet J, Dupré B, et al. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196 (1-2): 83-98.
- [32] West A J, Galy A, Bickle M. Tectonic and climatic controls on silicate weathering [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 235 (1-2): 211-228.
- [33] Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, et al. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics [J]. *Science*, 2008, 319 (5868): 1357-1362.
- [34] Rowley D B. Rate of plate creation and destruction: 180 Ma to present [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2002, 114 (8): 927-933.
- [35] Van Der Meer D G, Zeebe R E, van Hinsbergen D J, et al. Plate tectonic controls on atmospheric CO₂ levels since the Triassic [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111 (12): 4380-4385.
- [36] McCauley S E, DePaolo D J. The Marine ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and δ¹⁸O records, himalayan alkalinity fluxes, and cenozoic climate models [M]//Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Springer, 1997: 427-467.
- [37] Misra S, Froelich P N. Lithium isotope history of Cenozoic seawater: changes in silicate weathering and reverse weathering [J]. *Science*, 2012, 335 (6070): 818-823.
- [38] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late cenozoic climate [J]. *Nature*, 1992, 359 (6391): 117-122.
- [39] Torres M A, Joshua West A, Li G J. Sulphide oxidation and carbonate dissolution as a source of CO₂ over geological timescales [J]. *Nature*, 2014, 507 (7492): 346-349.
- [40] Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau [J]. *The Journal of Geology*, 1993, 101 (2): 177-190.
- [41] Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. The uplift-climate connection: a synthesis [M]//Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Boston, MA: Springer, 1997: 487.
- [42] Birchfield G E, Wertman J. Topography, albedo-temperature feedback, and climate sensitivity [J]. *Science*, 1983, 219 (4582): 284-285.
- [43] Farrell J W, Clemens S C, Gromet L P. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [J]. *Geology*, 1995, 23 (5): 403-406.
- [44] Martin E E, Shackleton N J, Zachos J C, et al. Orbitally-tuned Sr isotope chemostratigraphy for the late middle to late miocene [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1999, 14 (1): 74-83.
- [45] Martin E E, Scher H D. Preservation of seawater Sr and Nd isotopes in fossil fish teeth: bad news and good news [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220 (1-2): 25-39.
- [46] Hodell D A, Kamenov G D, Hathorne E C, et al. Variations in the strontium isotope composition of seawater during the Paleocene and early Eocene from ODP Leg 208(Walvis Ridge) [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, 8 (9): Q09001.
- [47] Gothmann A M, Stolarski J, Adkins J F, et al. Fossil corals as an archive of secular variations in seawater chemistry since the Mesozoic [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, 160: 188-208.
- [48] Hodell D A, Mueller P A, Garrido J R. Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene [J]. *Geology*, 1991, 19 (1): 24-27.
- [49] Reusch D N, Ravizza G, Maasch K A, et al. Miocene seawater ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratios inferred from metalliferous carbonates [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160 (1-2): 163-178.
- [50] Ravizza G, Peucker-Ehrenbrink B. The marine ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os record of the Eocene-Oligocene transition: the interplay of weathering and glaciation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 210 (1-2): 151-165.
- [51] Klemm V, Levasseur S, Frank M, et al. Osmium isotope stratigraphy of a marine ferromanganese crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 238 (1-2): 42-48.
- [52] Burton K W. Global weathering variations inferred from marine radiogenic isotope records [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, 88 (1-3): 262-265.
- [53] Peucker-Ehrenbrink B, Ravizza G, Hofmann A W. The marine ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os record of the past 80 million years [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 130 (1-4): 155-167.
- [54] Olgun N, Duggen S, Croot P L, et al. Surface ocean iron fertilization: the role of airborne volcanic ash from subduction zone and hot spot volcanoes and related iron fluxes into the Pacific Ocean [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2011, 25 (4): GB4001.
- [55] Peucker-Ehrenbrink B, Ravizza G. The marine osmium isotope record [J]. *Terra Nova*, 2000, 12 (5): 205-219.
- [56] Bickle M J, Chapman H J, Bunbury J, et al. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69 (9): 2221-2240.
- [57] Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones [J]. *Science*, 1992, 258 (5088): 1594-1597.
- [58] Richter F M, Rowley D B, Depaolo D J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 109 (1-2): 11-23.
- [59] Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, et al. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series [J]. *Geology*, 1998, 26 (5): 411-414.
- [60] Quade J, Roe L, DeCelles P G, et al. The late Neogene ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record

- of lowland Himalayan rivers [J]. *Science*, 1997, 276 (5320): 1828-1831.
- [61] Pegram W J, Krishnaswami S, Ravizza G E, et al. The record of sea water $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ variation through the Cenozoic [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 113 (4): 569-576.
- [62] Ravizza G. Variations of the $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio of seawater over the past 28 million years as inferred from metalliferous carbonates [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 118 (1-4): 335-348.
- [63] Sharma M, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. The concentration and isotopic composition of osmium in the oceans [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 146 (61): 3287-3299.
- [64] 苟龙飞, 金章东, 贺茂勇. 锂同位素示踪大陆风化: 进展与挑战[J]. *地球环境学报*, 2017, 8 (2): 89-102. [GOU Longfei, JIN Zhangdong, HE Maoyong. Using lithium isotopes traces continental weathering: progresses and challenges [J]. *Journal of Earth Environment*, 2017, 8 (2): 89-102.]
- [65] Lemarchand E, Chabaux F, Vigier N, et al. Lithium isotope systematics in a forested granitic catchment (Strengbach, Vosges Mountains, France) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74 (16): 4612-4628.
- [66] Clergue C, Dellinger M, Buss H L, et al. Influence of atmospheric deposits and secondary minerals on Li isotopes budget in a highly weathered catchment, Guadeloupe (Lesser Antilles) [J]. *Chemical Geology*, 2015, 414: 28-41.
- [67] Henchiri S, Clergue C, Dellinger M, et al. The Influence of hydrothermal activity on the Li isotopic signature of rivers draining volcanic areas [J]. *Procedia Earth and Planetary Science*, 2014, 10: 223-230.
- [68] Kısakürek B, James R H, Harris N B W. Li and $\delta^7\text{Li}$ in Himalayan rivers: proxies for silicate weathering? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 237 (3-4): 387-401.
- [69] von Strandmann P A E P, Jenkyns H C, Woodfine R G. Lithium isotope evidence for enhanced weathering during Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6 (8): 668-672.
- [70] Palmer M R, Edmond J M. Controls over the strontium isotope composition of river water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56 (5): 2099-2111.
- [71] Huh Y, Chan L H, Zhang L B, et al. Lithium and its isotopes in major world rivers: implications for weathering and the oceanic budget [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62 (12): 2039-2051.
- [72] Elderfield H, Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24: 191-224.
- [73] 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.
- [74] Vigier N, Goddérès Y. A new approach for modeling Cenozoic oceanic lithium isotope paleo-variations: the key role of climate [J]. *Climate of the Past*, 2015, 11 (4): 635-645.
- [75] 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.
- [76] Willenbring J K, Jerolmack D J. The null hypothesis: globally steady rates of erosion, weathering fluxes and shelf sediment accumulation during Late Cenozoic mountain uplift and glaciation [J]. *Terra Nova*, 2016, 28 (1): 11-18.
- [77] Caves J K, Jost A B, Lau K V, et al. Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 450: 152-163.
- [78] Maher K, Chamberlain C. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle [J]. *Science*, 2014, 343 (6178): 1502-1504.
- [79] Wan S M, Kürschner W M, Clift P D, et al. Extreme weathering/erosion during the Miocene Climatic Optimum: evidence from sediment record in the South China Sea [J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36 (19): L19706.
- [80] Wan S M, Clift P D, Li A C, et al. Tectonic and climatic controls on long-term silicate weathering in Asia since 5 Ma [J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39 (15): 151-155.
- [81] Galy V, France-Lanord C, Lartiges B. Loading and fate of particulate organic carbon from the Himalaya to the Ganga-Brahmaputra delta [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72 (7): 1767-1787.
- [82] Shackleton N J. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere [M]//Sundquist E T, Broecker W S. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. Washington DC: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1985: 412-418.
- [83] Falkowski P G, Katz M E, Milligan A J, et al. The rise of oxygen over the past 205 million years and the evolution of large placental mammals [J]. *Science*, 2005, 309 (5744): 2202-2204.
- [84] Derry L A, France-Lanord C. Neogene growth of the sedimentary organic carbon reservoir [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1996, 11 (3): 267-275.
- [85] France-Lanord C, Derry L A. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion [J]. *Nature*, 1997, 390 (6655): 65-67.
- [86] Shackleton N. Carbon isotope data from Leg 74 sediments [M]//Moore T C, Rabinowitz P D, Shipboard Scientific Party. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling*. Washington, DC: US Government Printing Office, 1984, 74: 613-619.
- [87] Galy V, France-Lanord C, Beyssac O, et al. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system [J]. *Nature*, 2007, 450 (7168): 407-410.
- [88] Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers [J]. *The Journal of Geology*, 1992, 100 (5): 525-544.
- [89] Galy V, France-Lanord C, Beyssac O, et al. Organic carbon cycling during Himalayan erosion: processes, fluxes and consequences for the global carbon cycle [M]//Lal R, Sivakumar M, Faiz S, et al. *Climate Change and Food Security in South Asia*. Dordrecht: Springer, 2011: 163-181.
- [90] Burdige D J. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments:

- a re-assessment [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2005, 19 (4): GB4011.
- [91] Berner R A, Canfield D E. A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time [J]. *American Journal of Science*, 1989, 289 (4): 333-361.
- [92] Cather S M, Dunbar N W, McDowell F W, et al. Climate forcing by iron fertilization from repeated ignimbrite eruptions: the icehouse-silicic large igneous province (SLIP) hypothesis [J]. *Geosphere*, 2009, 5 (3): 315-324.
- [93] Robock A. Volcanic eruptions and climate [J]. *Reviews of Geophysics*, 2000, 38 (2): 191-219.
- [94] Murray R W, Leinen M, Knowlton C W. Links between iron input and opal deposition in the Pleistocene equatorial Pacific Ocean [J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5 (4): 270-274.
- [95] Zhai L N, Wan S M, Tada R, et al. Links between iron supply from Asian dust and marine productivity in the Japan Sea since four million years ago [J]. *Geological Magazine*, 2019: 1-11.
- [96] Shen X Y, Wan S M, France-Lanord C, et al. History of Asian eolian input to the Sea of Japan since 15 Ma: Links to Tibetan uplift or global cooling? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 474: 296-308.
- [97] 万世明, 徐兆凯. 西太平洋风尘沉积记录研究进展[J]. 海洋与湖泊, 2017, 48 (6): 1208-1219. [WAN Shiming, XU Zhaokai. Research progress on eolian dust records in the west pacific [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2017, 48 (6): 1208-1219.]
- [98] 沈兴艳, 万世明. 日本海第四纪沉积记录及其海陆联系的研究进展 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2015, 35 (6): 139-151. [SHEN Xingyan, WAN Shiming. Research progress of Quaternary depositional records of the Japan sea and its implications for the linkages to the asian continent [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35 (6): 139-151.]
- [99] Kennett J P, Thunell R C. Global increase in Quaternary explosive volcanism [J]. *Science*, 1975, 187 (4176): 497-502.
- [100] Jicha B R, Scholl D W, Rea D K. Circum-Pacific arc flare-ups and global cooling near the Eocene-Oligocene boundary [J]. *Geology*, 2009, 37 (4): 303-306.
- [101] 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 (6436): 181-184.
- [102] Jagoutz O, Macdonald F A, Royden L. Low-latitude arc-continent collision as a driver for global cooling [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113 (18): 4935-4940.
- [103] Dessert C, Dupr e B, François L M, et al. Erosion of deccan traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of seawater [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188 (3-4): 459-474.
- [104] Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics [J]. *Nature*, 2008, 451 (7176): 279-283.
- [105] Lyle M, Barron J, Bralower T J, et al. Pacific Ocean and Cenozoic evolution of climate [J]. *Reviews of Geophysics*, 2008, 46 (2): RG2002..
- [106] Hu A X, Meehl G A, Han W Q. Role of the Bering Strait in the thermohaline circulation and abrupt climate change [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34 (5): L05704.
- [107] Scher H. Palaeoclimate: carbon-ocean gateway links [J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10 (3): 164-165.
- [108] DeConto R M, Pollard D. Rapid cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂ [J]. *Nature*, 2003, 421 (6920): 245-249.
- [109] Woodgate R A, Aagaard K. Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32 (2): L02602.
- [110] Martinson D G, Pitman III W C. The Arctic as a trigger for glacial terminations [J]. *Climatic Change*, 2007, 80 (3-4): 253.
- [111] Driscoll N W, Haug G H. A short circuit in thermohaline circulation: a cause for northern hemisphere glaciation? [J]. *Science*, 1998, 282 (5388): 436-438.
- [112] Hu A X, Meehl G A, Han W Q, et al. Effects of the Bering Strait closure on AMOC and global climate under different background climates [J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 132: 174-196.
- [113] Gutjahr M, Hoogakker B A A, Frank M, et al. Changes in north atlantic deep water strength and bottom water masses during Marine Isotope Stage 3(45-35 ka BP) [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29 (19-20): 2451-2461.
- [114] Hu A X, Meehl G A, Han W Q, et al. Influence of continental ice retreat on future global climate [J]. *Journal of Climate*, 2013, 26 (10): 3087-3111.
- [115] 郑新源, 凌洪飞. 巴拿马海道关闭及其古海洋和古气候影响[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28 (6): 125-134. [ZHENG Xinyuan, LING Hongfei. Closure of the Panama seaway and its paleoceanographic and paleoclimatic effects [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2008, 28 (6): 125-134.]
- [116] Burton K W, Ling H F, O'Nions R K. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic [J]. *Nature*, 1997, 386 (6623): 382-385.
- [117] Haug G H, Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation [J]. *Nature*, 1998, 393 (6686): 673-676.
- [118] Li Q Y, Li B H, Zhong G F, et al. Late Miocene development of the western Pacific warm pool: planktonic foraminifer and oxygen isotopic evidence [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 237 (2-4): 465-482.
- [119] Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago [J]. *Nature*, 2001, 411 (6834): 157-162.
- [120] Haug G H, Tiedemann R, Keigwin L D. How the Isthmus of Panama put ice in the Arctic. Drifting continents open and close gateways between oceans and shift Earth's climate [J]. *Oceanus Magazine*, 2004, 42 (2): 1-4.
- [121] Tripati A K, Roberts C D, Eagle R A. Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years [J]. *Science*, 2009, 326 (5958): 1394-1397.

- [122] Royer D L, Berner R A, Beerling D J. Phanerozoic atmospheric CO₂ change: evaluating geochemical and paleobiological approaches [J]. *Earth-Science Reviews*, 2001, 54 (4): 349-392.
- [123] Henderiks J, Pagani M. Coccolithophore cell size and the Paleogene decline in atmospheric CO₂ [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 269 (3-4): 576-584.
- [124] Zheng H B, McAulay Powell C, An Z S, et al. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau [J]. *Geology*, 2000, 28 (8): 715-718.
- [125] Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet [J]. *Nature*, 2006, 439 (7077): 677-681.
- [126] Sun J M, Xu Q H, Liu W M, et al. Palynological evidence for the latest Oligocene-early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola Basin, central Tibet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 399: 21-30.
- [127] Maldonado A, Bohoyo F, Galindo-Zaldívar J, et al. A model of oceanic development by ridge jumping: opening of the scotia sea [J]. *Global and Planetary Change*, 2014, 123: 152-173.
- [128] Siegert M J, Barrett P, DeConto R, et al. Recent advances in understanding Antarctic climate evolution [J]. *Antarctic Science*, 2008, 20 (4): 313-325.
- [129] Gladenkov A Y, Oleinik A E, Marincovich L Jr, et al. A refined age for the earliest opening of Bering Strait [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 183 (3-4): 321-328.
- [130] Montes C, Cardona A, Jaramillo C, et al. Middle miocene closure of the central american seaway [J]. *Science*, 2015, 348 (6231): 226-229.
- [131] Waltham D, Gröcke D R. Non-uniqueness and interpretation of the seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70 (2): 384-394.