1000-0569/2022/038(05)-1313-27 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报 doi:10.18654/1000-0569/2022.05.03

早始新世气候适宜期的驱动机制研究进展:来自藏南林子宗火山岩的制约*

张少华[1,2] 纪伟强[1**] 陈厚彬[1,2]
ZHANG ShaoHua[1,2], JI WeiQiang[1**] and CHEN HouBin[1,2]

1. 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
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院,北京 100049
1. *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution*, *Institute of Geology and Geophysics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029, *China*
2. *College of Earth and Planetary Sciences*, *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *China*
2022-01-13 收稿, 2022-04-03 改回.

Zhang SH, Ji WQ and Chen HB. 2022. Advances of driving mechanisms of the Early Eocene Climatic Optimum (EECO): Constraints from the Linzizong volcanic rocks in southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 38(5):1313-1327, doi:10.18654/1000-0569/2022.05.03

Abstract Early Eocene Climatic Optimum (EECO, 53~51Ma) is one of the most important warming events of the past 65 million years and associated with carbon cycle and climate disturbance. Investigating its driving mechanism is important for understanding the potential impact of ongoing global warming and its relationship to carbon release. This paper summarized the research progress concerning the driving mechanism of the EECO, which includes the following viewpoints: 1) the spreading of the Reykjanes mid-ocean ridge; 2) the flare-up of forearc basalts along the Izu-Bonin-Mariana (IBM); 3) the development of continental rifts in western North America and Southeast Asia; 4) the reduce of the weathering effect; 5) the oxidation of rock organic carbon and sulfide minerals; 6) the impact of dark matter in the galaxies; 7) the continental arc volcanism and associated metamorphic decarbonization; 8) the development of the Linzizong volcanic rocks in the southern Tibetan Plateau. Based on the systematic review, we roughly estimated the carbon emission of Early Eocene Linzizong volcanic rocks in the southern Tibetan Plateau, and discussed its potential contribution to the EECO event.
Key words Early Eocene Climatic Optimum (EECO); Carbon cycle; Driving mechanism; Linzizong volcanic rocks

摘 要 早始新世气候适宜期(Early Eocene Climatic Optimum,简称 EECO,53~51Ma)是新生代最重要的碳循环和气候扰动事件之一,深入了解其驱动机制对于我们更准确的预测和应对正在发生的全球变暖将具有重要的指导意义。本文根据最新研究结果,对该事件的驱动机制作一综述,主要包括以下几种观点:1)雷克雅内斯洋中脊扩张;2)伊豆-小笠原-马里亚纳海沟(IBM)一带弧前玄武岩大规模爆发;3)北美西部和东南亚地区大陆裂谷发育;4)风化作用减弱;5)岩石有机碳及硫化物氧化作用;6)银河系中星际暗物质的影响;7)大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳;8)青藏高原南部林子宗火山岩大爆发。在系统综述其驱动机制的基础上,粗略估算了青藏高原南部早始新世林子宗火山岩爆发期的碳释放量,并探讨了其对 EECO 事件的驱动作用。
关键词 早始新世气候适宜期;碳循环;驱动机制;林子宗火山岩
中图法分类号 P532;P588.14

政府间气候变化专门委员会(IPCC)最新的报告指出, 自工业革命(1750 年)以来,大气中 CO_2 增加速度比过去 80

* 本文受国家自然科学基金项目(41888101、42072078)资助.
第一作者简介: 张少华,男,1995 年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: zhangshaohua@mail.iggcas.ac.cn
** **通讯作者:** 纪伟强,男,1981 年生,博士,研究员,从事岩浆岩相关方面研究,E-mail: jiweiqiang@mail.iggcas.ac.cn

万年快了10倍,引发了全球升温(升高约1~1.5℃)、海平面上升、极端天气和海洋酸化等一系列环境问题(IPCC, 2021)。若不采取措施,在未来的一千年里大气中的 CO_2 分压(即 pCO_2)将达到惊人的 1800×10^{-6} 并导致全球性的大暖期(Zachos *et al.*, 2008)。然而,目前关于全球变暖趋势与大气中 CO_2 浓度之间的耦合机制还不是很清楚,而对地质历史时期温室气候成因机制的研究是检验目前气候模型预测结果的有效途径,为我们厘清这一问题提供了关键突破口(Zachos *et al.*, 2001, 2008; Tierney *et al.*, 2020)。

新生代(~65Ma)以来全球平均温度整体上呈逐渐下降趋势,期间发生多个增温事件导致的气候适宜期,包括早始新世气候适宜期(Early Eocene Climatic Optimum,简称EECO)、中中新世气候适宜期(Middle Miocene Climatic Optimum,简称MMCO)等(Zachos *et al.*, 2001; Scotese *et al.*, 2021)。由于全球平均温度的升高主要受大气 CO_2 浓度增加的影响(Lacis *et al.*, 2010; Beerling and Royer, 2011),因此,对新生代气候适宜期的成因和气候环境响应研究具有重要的科学和现实意义(Zachos *et al.*, 2008; 唐自华, 2011; 罗增和聂军胜, 2021)。早始新世气候适宜期发生在约53~51Ma,是新生代多个气候适宜期中平均温度最高的一个,温度比现在高9~12℃(图1a, Zachos *et al.*, 2001, 2008)。这意味着该时期存在一个稳定碳源不断向大气中释放大量的 CO_2,但是目前关于EECO事件驱动机制的研究争议很大,主要包括洋中脊(Berner *et al.*, 1983; Müller *et al.*, 2008)、大火成岩省及IBM一带的弧前玄武岩(Reagan *et al.*, 2013)、大陆裂谷(Brune *et al.*, 2017; Foley and Fischer, 2017)、风化作用减弱(Froelich and Misra, 2014)、有机碳及硫化物的氧化(Beck *et al.*, 1995; Hilton and West, 2020)、星际暗物质影响(Chen *et al.*, 2015)和大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳(Lee *et al.*, 2013; Chu *et al.*, 2019)等。这些研究丰富了我们对EECO事件成因机制的认识,开拓了我们探讨这一问题的思路,但目前还很难厘定导致EECO事件的主导诱因,而未来关于定量模型和关键证据的研究也许是解决这一问题的关键所在。

本文全面总结了前人关于EECO事件驱动机制的研究进展,阐述了每种机制在成因解释过程中的基本原理及可能存在的一些问题。此外,我们通过详细的文献调研和进一步的研究工作发现,大陆弧岩浆活动及其相关的变质作用会释放出大量的 CO_2 并调节着全球温度的变化。巧合的是,晚古新世(~58Ma)以来的逐步增温及EECO事件发育与藏南冈底斯造山带岩浆活动增强及峰期发育具有很好的相关性(图1b, c)。再考虑到此时期巨大的岩浆喷发/侵位量(林子宗火山岩:~45000km^2,同期侵入岩:~10000km^2)和此时期上覆地壳中碳酸盐岩的变质脱碳作用,我们认为其可能是EECO事件的主要驱动力。

1 EECO事件驱动机制

1.1 洋中脊扩张假说

传统观点认为,地质历史时期,大气中的 CO_2 主要来自于洋中脊,而洋中脊释放 CO_2 量的多少与其扩张速率有关;即扩张速率越大,其释放的量也就越大(Berner *et al.*, 1983; Marty and Tolstikhin, 1998; Müller *et al.*, 2008)。在EECO事件时期,大气中的 CO_2 浓度比现在要高约3~4倍(Beerling and Royer, 2011; Jagniecki *et al.*, 2015; Anagnostou *et al.*, 2016),若洋中脊是该事件的主要驱动力,则此时期应该存在较高的洋中脊扩张速率。模拟研究表明,白垩纪(ca. 140~80Ma)时期的洋中脊扩张速率比现在要高1.3~2倍(Larson, 1991; Müller *et al.*, 2008; Becker *et al.*, 2009),很好地解释了白垩纪时期大气中较高的 CO_2 浓度(1200×10^{-6}~2400×10^{-6})和当时的温室气候效应。然而,新生代(~65Ma)以来洋中脊的扩张速率呈现出逐渐降低的趋势(图2a, Berner *et al.*, 1983; Seton *et al.*, 2009),无法解释新生代较高 CO_2 浓度时期以及包括EECO事件在内的多个增温气候事件。此外,关于地质历史时期洋中脊扩张速率亦存在较大争议,一部分学者认为早侏罗世(180Ma)以来洋中脊的扩张速率基本保持不变(图2b)(Rowley, 2002; Cogné and Humler, 2004),而且现存的洋中脊50%以上都年轻于55.7Ma(70% < ~89Ma,85% < ~120Ma),较老的洋中脊都伴随着俯冲消失,使得洋中脊扩张速率的重建存在很大的不确定性(Rowley, 2008)。早始新世时期活跃的洋中脊主要是位于格陵兰岛和欧亚板块之间的雷克雅内斯洋中脊(Seton *et al.*, 2012)。但是,该洋中脊显著扩张时间(~56Ma)不仅早于EECO事件且其规模较小,是否能够驱动EECO事件还需要进一步的研究。另一方面,大洋钻孔的研究表明洋中脊火山释放的 CO_2 及海水中的碳酸盐矿物会与热的洋壳发生反应,以上作用会导致巨大的 CO_2 吸收通量(~150Mt/yr, Alt and Teagle, 1999)。不仅如此,Lee *et al.* (2019)认为洋中脊释放的 CO_2 绝大部分会溶解在海水中从而进入了海洋生物有机碳循环,以上作用可能预示着洋中脊在古气候调节过程中更多地扮演着碳汇的角色。由此可见,在没有明确新生代以来洋中脊扩张速率及其二氧化碳净释放量的情况下,用其来约束EECO事件值得商榷。

1.2 早始新世大火成岩省及IBM一带弧前玄武岩爆发假说

大火成岩省是在短时间内(通常小于2Myr)大规模、多期次脉冲式喷发的以玄武质岩浆为主,含少量酸性岩等的岩浆事件(Coffin and Eldholm, 1994; Courtillot and Renne, 2003; Ernst *et al.*, 2005)。研究表明大火成岩省发育过程中由于岩浆去气作用会直接向大气中释放大量的气体(CO_2、H_2O 和 SO_2 等)(Thordarson and Self, 2003; Self *et al.*, 2006,

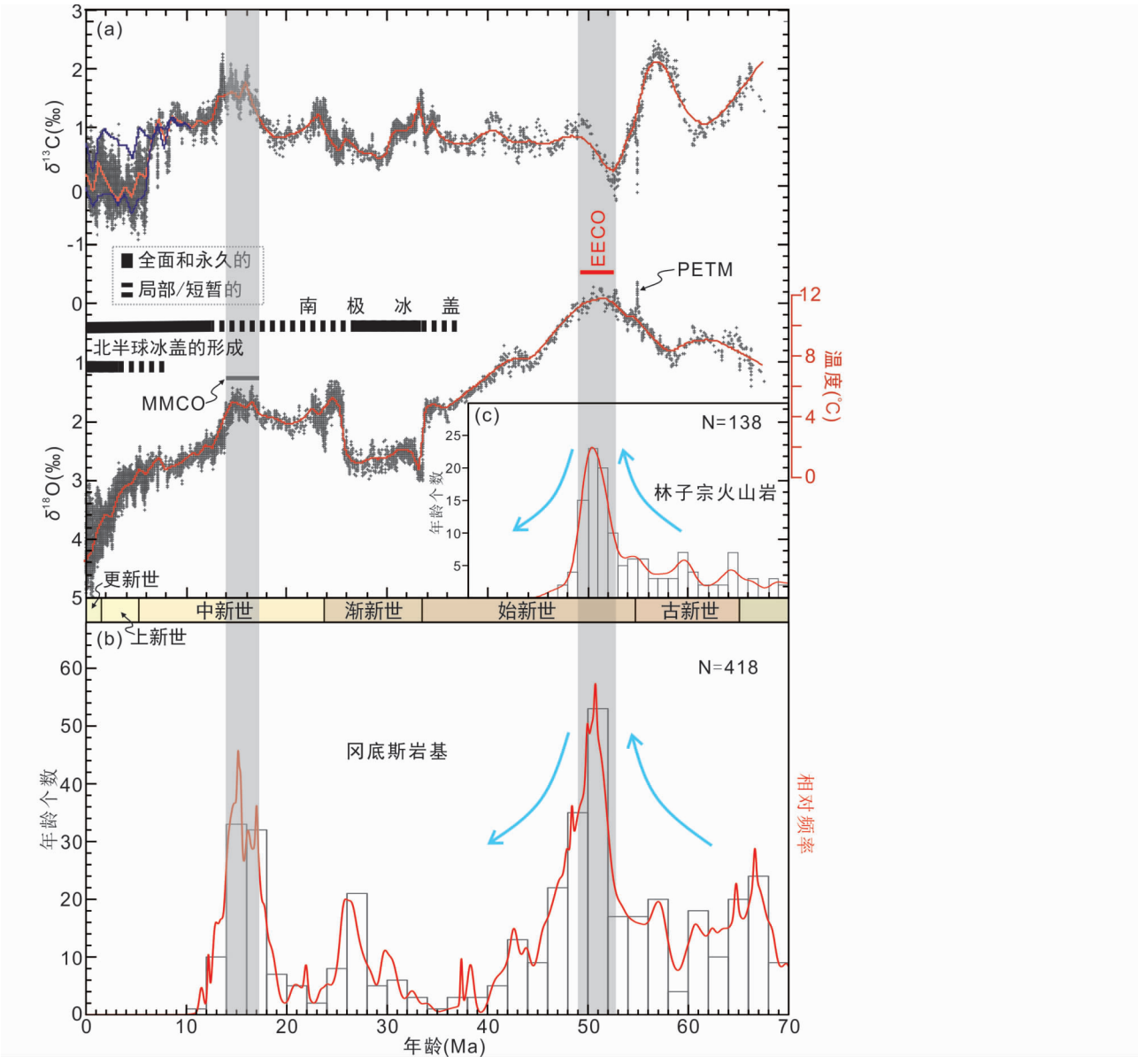

图 1 晚白垩世以来全球深海碳、氧同位素及冈底斯岩基和林子宗火山岩年代学格架图

(a)来自全球 40 多个 DSDP 和 ODP 钻孔中深海底栖有孔虫化石氧和碳同位素记录(据 Zachos *et al.*, 2001 修改),PETM:古新世-始新世气候极热事件;(b)冈底斯岩基锆石 U-Pb 年龄频谱图(据 Chapman and Kapp, 2017 数据库);(c)林子宗火山岩锆石 U-Pb 年龄频谱图(据莫宣学等, 2003; Lee *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2015 和未发表数据)

Fig. 1 Global deep-sea carbon, oxygen isotopes and chronological framework of the Gangdese batholith and Linzizong volcanic rocks since Late Cretaceous

(a) global deep-sea oxygen and carbon isotope records of benthic foraminifer fossils based on compiled from more than 40 DSDP and ODP sites (modified after Zachos *et al.*, 2001), PETM: Paleocene-Eocene Thermal Maximum; (b) relative probability of the zircon U-Pb age of the Gangdese batholith (after Chapman and Kapp, 2017 database); (c) relative probability of the zircon U-Pb of the Linzizong volcanic rocks (after Mo *et al.*, 2003; Lee *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2015 and unpublished data)

2008),而以 CO_2 为主的温室气体在短时间的巨量释放会导致气温的升高,进而引发生物的大规模灭绝。比如说,地质历史时期几次重要的生物灭绝事件均与大火成岩省火山活动存在耦合关系(西伯利亚大火成岩省与晚二叠世生物灭绝事件、中大西洋大火成岩省与三叠纪-侏罗纪生物灭绝事件、Deccan 大火成岩省与白垩纪末生物灭绝事件)(Wignall, 2001, 2005; Bond and Wignall, 2014)。EECO 事件是否与大火成岩省发育过程中释放了大量 CO_2 驱动有关呢? 目前尚无定论。Reagan *et al.* (2013)认为晚古新世-早始新世时期北大西洋火成岩省(NAIP)(约在 56 ~ 55Ma 爆发,Storey *et al.*, 2007),北美西海岸的 Siletzia 大洋高原和阿拉斯加南部的 Yakutat 大洋高原岩浆活动(Gao *et al.*, 2011; Worthington

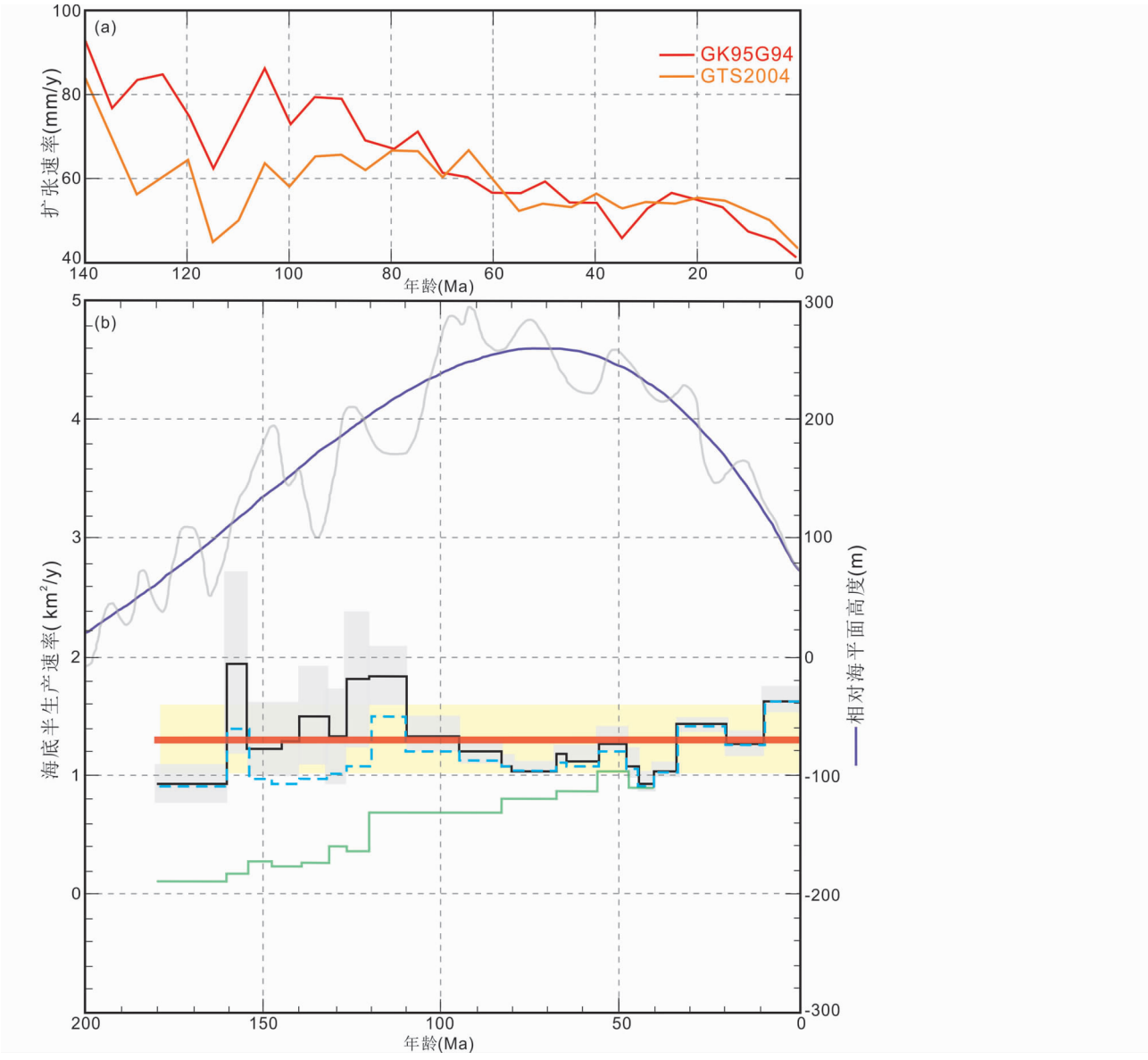

图2 洋中脊扩张速率、海底生产速率及相对海平面高度变化曲线

(a)使用 CK95G94(红色线,Cande and Kent, 1995; Gradstein *et al.*, 1994)和 GTS2004(橙色线,Gradstein *et al.*, 2004)两种不同的地质年代标尺计算的140Ma 以来全球洋中脊平均扩张速率变化曲线(据 Seton *et al.*, 2009 修改);(b)早侏罗世以来海底半生产速率及相对海平面高度变化曲线,黑色实线和蓝色虚线是利用不同方法重建的海底半生产速率曲线,橙色线为拟合的海底半生产速率曲线,绿色线为基于现今海平面变化重建的海底半生产速率曲线;紫色曲线为拟合的海相对海平面高度变化曲线(据 Cogné and Humler, 2004 修改)

Fig. 2 Curves of mid-ocean ridge expansion rate, seafloor production rate and relative sea level

(a) mean global mid-ocean ridge expansion rates since 140Ma using CK95G94 (red line, Cande and Kent, 1995; Gradstein *et al.*, 1994) and GTS2004 (orange line, Gradstein *et al.*, 2004) geological time scales (modified after Seton *et al.*, 2009); (b) curves of seafloor half production rate and relative sea level since Early Jurassic, solid black line and dotted blue line are seafloor half production rates reconstructed by different methods; Orange line is fitted curve of seafloor half production rate; Green line is reconstructed seafloor half production rate based on present-day surfaces; Purple line is fitted curve of relative sea level change (modified after Cogné and Humler, 2004)

et al., 2012)可能导致了早始新世的温室气候。此外,位于伊豆-小笠原-马里亚纳海沟(IBM)一带的弧前玄武岩在约52~51Ma 出现了大规模爆发,其规模可以与大火成岩省相媲美。据估算,上述四者的体积高达 10^6 ~ $10^7 km^3$,活跃期间向大气中释放的 CO_2 量可以达到约 10^{20} g(Reagan *et al.*, 2013)。但是,我们认为大火成岩省及 IBM 一带弧前玄武岩可能并不是驱动 EECO 事件的主导因素,主要证据如下:1)对于南北向近 3000km 的 IBM 带而言,目前仅有少量的年龄数据,前人估算的弧前玄武岩的体积和脱碳量可能被高估了。其次,IBM 形成于洋内弧的环境,其相对于大陆弧火山作用的脱碳潜力是非常有限的(Lee *et al.*, 2013);2)三个早始新世大火成岩省及 IBM 一带弧前玄武岩的喷发持续时间

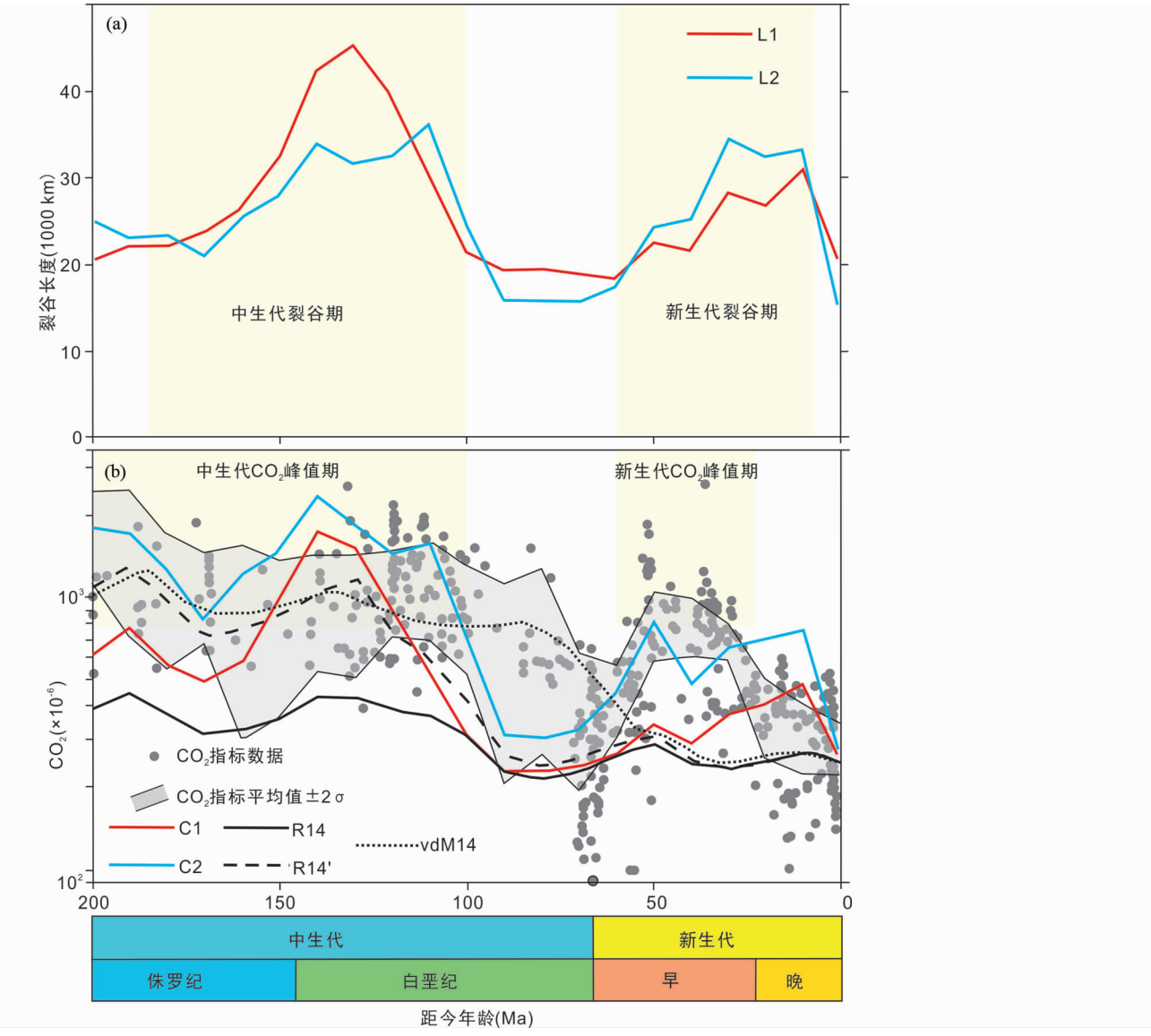

图 3 侏罗纪以来大陆裂谷长度变化(a)与大气中 CO_2 浓度变化(b)(据 Brune *et al.*, 2017 修改)

L1:基于大陆重建和地质记录的裂谷长度;L2:地质记录的大陆裂谷长度;C1 和 C2 分别是根据 L1 和 L2 重建的 CO_2 浓度曲线;R14 和 R14′:基于 GEOCARBSULF 模型计算的 CO_2 浓度变化,R14′为 R14 计算基础上加入了植被变化的影响(Royer *et al.*, 2014);vdM14:加入俯冲带影响计算的 CO_2 浓度变化(Van Der Meer *et al.*, 2014)

Fig. 3 Variation of continental rift length (a) and atmospheric CO_2 concentration (b) since Jurassic (modified after Brune *et al.*, 2017)

L1: rift length based on continental reconstruction and geological records; L2: rift length based on geological records; C1 and C2 are reconstructed CO_2 concentration based on L1 and L2, respectively; R14 and R14′: change of CO_2 concentration based on GEOCARBSULF model, R14′ is based on the calculation of R14 and the influence of vegetation change is added (Royer *et al.*, 2014); vdM14: change of CO_2 concentration calculated by the influence of subduction zone (Van Der Meer *et al.*, 2014)

均较长,IBM(~8Myr, Meijer *et al.*, 1983; Cosca *et al.*, 1998; Reagan *et al.*, 2013)、NAIP(~11Myr, Storey *et al.*, 2007)和 Siletzia(~10Myr, Wells *et al.*, 2014),这样计算得到它们每个百万年释放的 CO_2 量约为 2.3×10^{17} mol,这一值比能够维持温室气候状态的 CO_2 通量值(~10^{18} mol/Myr)低了一个数量级(Komar *et al.*, 2013)。3)大火成岩省的持续时间一般小于 2Myr,而 CO_2 在外生系统中的滞留时间小于 1Myr(Dessert *et al.*, 2001),虽然白垩纪-古新世期间大火成岩省的爆发频率比中、新生代要高,但是也很难维持较长时间的温室气候状态(Marty and Tolstikhin, 1998; Müller *et al.*, 2008)。综上可见,EECO 事件似乎与大火成岩省及 IBM 一带弧前玄武岩爆发没有直接关系。

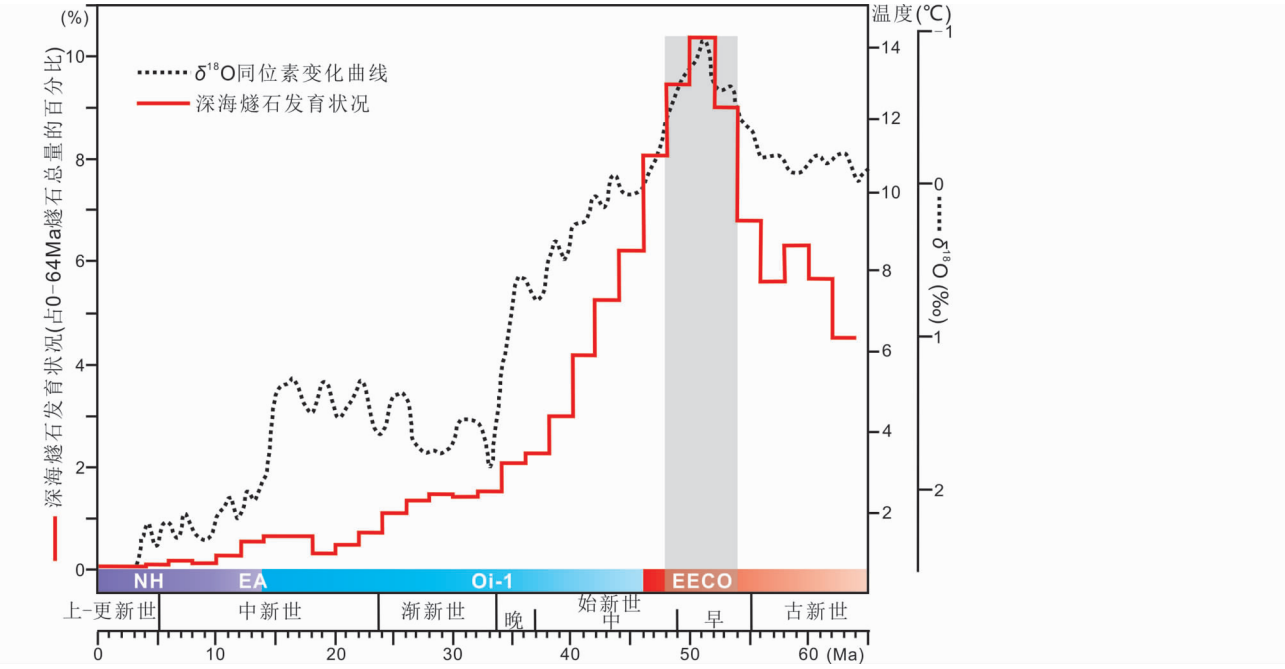

图4 古新世以来深海燧石发育状况和深海底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 同位素变化曲线(据 Muttoni and Kent, 2007 修改)

Oi-1 为最早的渐新世冰期,EA 为东南极冰盖的开始,NH 是北半球冰盖的开始(Zachos *et al.*, 2001)

Fig. 4 Global deep-sea chert occurrence and benthic foraminifer $\delta^{18}O$ isotope variation curves since Paleocene (modified after Muttoni and Kent, 2007)

Oi-1 is the earliest Oligocene glaciation, EA is the onset of the East Antarctic ice-sheet, and NH is the onset of Northern Hemisphere ice-sheets (Zachos *et al.*, 2001)

1.3 大陆裂谷假说

大陆岩石圈地幔是一个巨大的碳储库,在漫长的地质历史时期中,碳被不断固结到大陆岩石圈地幔并通过再活化作用释放到大气中,是调节地质历史时期大气 CO_2 浓度变化的重要因素(Foley and Fischer, 2017)。Lee *et al.* (2016)通过对东非大裂谷 Magadi-Natron 盆地中土壤溶解的 CO_2 研究发现,该盆地每年可以释放约 4Mt 地幔来源的碳,而整个东非大裂谷每年释放的 CO_2 含量可以高达 77 ± 33Mt。Brune *et al.* (2017)基于模型和地质记录,重建了过去 200Ma 以来大陆裂谷长度变化与古气候之间的关系,发现中生代和新生代两次主要的温室期均与大陆裂谷长度的最大值时期具有很好的对应关系(图3)。

那么,EECO 事件是否与大陆裂谷的发育有关呢?早始新世时期,新的大陆裂谷仅在北美西部和东南亚地区发育(图3)。从图3中我们可以看出,新生代大陆裂谷长度的最大值时期明显晚于 EECO 事件,而在渐新世早期(~34Ma)全球降温和冰期的出现反而对应着裂谷长度的最大值时期(图3; Zachos *et al.*, 2001)。因此,大陆裂谷的发育来驱动 EECO 事件也存在不合理之处。此外,古老大陆裂谷的发育时间判断困难,裂谷活动时间仅能依据临近的地层年代学来约束;不同的裂谷性质和裂谷发育的不同阶段具有不同的脱碳潜力(Şengör and Natal'in, 2001; Brune *et al.*, 2017),在计算其脱碳量的时候不能一概而论。大陆裂谷驱动古气候变化为我们认识地球深时环境变化提供了一个全新视角,但是如何精确厘定古老大陆裂谷的发育时间和脱碳潜力为我们探讨这一问题带来了困难。

1.4 风化作用减弱假说

风化作用主要包括硅酸岩的风化($CaSiO_3 + 2CO_2 + H_2O = Ca^{2+} + 2HCO_3^- + SiO_2$)和碳酸岩的风化($CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca^{2+} + 2HCO_3^-$),在调节地质历史时期大气中 CO_2 浓度方面扮演着重要的角色(Walker *et al.*, 1981; Kent and Muttoni, 2013)。Misra and Froelich (2012)基于浮游有孔虫锂同位素的研究表明,在 EECO 事件时期,海水中具有较低且恒定的 δ^7Li 值(Fig. 3, Misra and Froelich, 2012),并将其归因于较弱的大陆风化作用。较弱的风化作用消耗的 CO_2 量也相应较少,进而导致了大气中 CO_2 浓度的升高和 EECO 事件(Froelich and Misra, 2014)。然而,其他学者研究指出 EECO 事件时期海水中较低的 δ^7Li 值是由于较高的土壤埋藏速率导致的(Vigier and Goddéris, 2015),而较高的土壤埋藏速率指示着较强的风化作用。此外,其他证据亦指示着在高温的 EECO 事件时期风化作用是增强的:1)高度易风化的 Deccan 玄武岩漂移到了低纬度的赤道湿润带,$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值在此时期(~50Ma)明显的升高指示着此过程 Deccan 玄武岩伴

随有强烈的风化作用并成为了碳汇（Dessert *et al.*，2003；Kent and Muttoni，2008，2013）；2）基于模型研究的计算结果也指示此时期硅酸岩风化加强导致了 CO_2 消耗量的升高（Kent and Muttoni，2013）；3）基于深海钻探计划（DSDP）和大洋钻探计划（ODP）沉积物岩芯的研究表明，在 EECO 事件时期，深海沉积物中燧石的发育达到了峰值（图 4），同样指示着较强的风化作用（Muttoni and Kent，2007）。以上分析均表明，EECO 事件可能不是风化作用的减弱所致。

1.5 大陆碰撞带岩石有机碳及硫化物氧化假说

大陆碰撞带造山作用导致了高的侵蚀率并促进了岩石与大气圈、水圈及生物圈的相互作用，长期以来人们将注意力主要集中在了造山作用导致硅酸盐风化增强，从而降低大气中 CO_2 含量的负反馈机制上（Raymo and Ruddiman，1992；Ruddiman，2008）。然而，造山作用过程中还伴随着大量有机碳及硫化物的剥露和氧化，其在调节全球碳循环和气候变化中扮演着重要的正反馈角色（Beck *et al.*，1995；Hilton and West，2020）。研究认为，大约 99.95% 的有机碳储存在沉积岩和变质沉积岩中（Tissot and Welte，1978），而在陆-陆碰撞过程中位于主动和被动大陆边缘的这些有机碳很容易发生隆升就位并伴随着后期的氧化作用向大气中释放大量的 CO_2。这可以很好地解释古新世-早始新世期间（56～53Ma）逐步的升温和 $\delta^{13}C$ 值约 2.2‰的负漂移（Beck *et al.*，1995；Zachos *et al.*，2001）。此外，随着造山带的隆升剥蚀，岩石中的硫化物得到暴露并被氧化形成硫酸（H_2SO_4），而硫酸会与碳酸盐岩发生反应或改变水体中的碳酸平衡，向大气中释放 CO_2（～40Mt C/yr，Mt C/yr：百万吨碳每年；Calmels *et al.*，2007；Torres *et al.*，2014；Hilton and West，2020），进而驱动温室气候事件。然而，在 EECO 事件时期，$\delta^{13}C$ 值出现了明显的正漂且这种趋势在新生代中后期的温室气候事件中多次出现（图 1），暗示着无机碳源贡献的增加，该假说无法合理地解释这一现象。另外，从地质时间尺度来看，有机碳及硫化物氧化作用（碳通量：～80～140Mt C/yr）与有机碳埋藏作用（碳通量：～170Mt C/yr）是在同一时间尺度的外生系统碳循环过程（Hilton and West，2020），二者基本处于动态平衡，其调节地质历史时期大气中 CO_2 浓度和驱动气候变化的能力有待进一步的研究和论证。

1.6 星际暗物质假说

Kapteyn（1922）首次报道了宇宙中存在着某些不可见的物质（即“暗物质”）。随后经历了近一个世纪理论和观测技术的发展，目前普遍认为这种暗物质在宇宙中广泛存在（Ashman，1992）。这些物质能够对深部地球起到加热作用，从而对地球磁场、火山活动、大气环境等产生重大的影响（罗增和聂军胜，2021）。Chen *et al.*（2015）对新生代以来地磁倒转频率、氧同位素（$\delta^{18}O$）记录和板块俯冲速率进行了滤波分析，结果表明三者在新生代百万年尺度上具有相似的节律

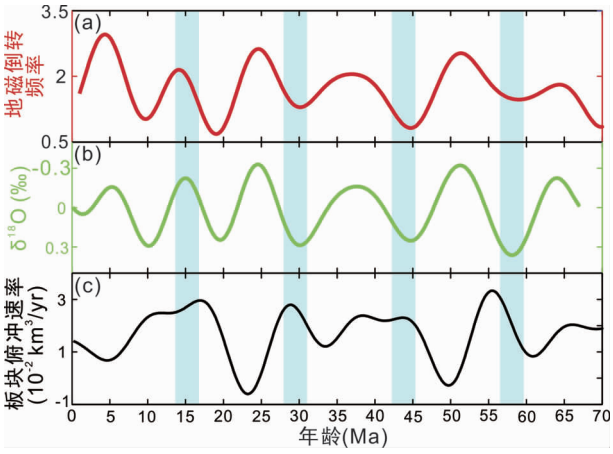

图 5 滤波后的地磁倒转频率（a）、$\delta^{18}O$ 值（b）和板块俯冲速率（c）变化曲线（据 Chen *et al.*，2015 修改）

Fig. 5 The variation curves of filtered geomagnetic reversal frequency (a), $\delta^{18}O$ value (b), and subduction rates of tectonic plates (c) (modified after Chen *et al.*, 2015)

性（图 5a-c），特别是地磁倒转速率和 $\delta^{18}O$ 值表现出 13Myr 的周期性变化（图 5a，b）。在该周期内，地球在银河系中穿过暗物质时，地球核部会被加热进而导致其显著升温和地磁极性倒转频率的加快。较高的地磁极性倒转速率会使地球磁场强度变弱，加快了氧离子的逃逸速度，导致大气氧离子水平降低。而在这种低氧和低密度的大气状态下，太阳辐射强度会显著增强，进而驱动了全球温度的升高，形成了新生代包括 EECO 事件在内的多期温室气候（Chen *et al.*，2015）。星际暗物质假说提出了地质时间尺度太阳辐射增强对温室气候的驱动效应，而没有过多地探讨温室气体（主要是 CO_2）对地球升温的贡献，这显然是后续工作无法忽略的一部分。此外，目前物理学界关于暗物质的研究还处于初始阶段，今后需要加强地球物理学和天文学等多学科的交叉研究工作，结合高分辨率的古气候数据，可以为我们解决这一问题提供更多的参考（罗增和聂军胜，2021）。

1.7 大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳假说

近年来，越来越多的研究指出俯冲带碳循环是调控构造尺度（百万年时间）地球内生、外生系统碳含量的主要机制（Jarrard，2003；Gorman *et al.*，2006；Dasgupta and Hirschmann，2010；Burton *et al.*，2013；Kelemen and Manning，2015；Mason *et al.*，2017）。

俯冲带火山系统碳循环的形式主要包括以下四种（图 6）：1）少量的碳通过俯冲返回地幔中；2）俯冲板片上的富碳沉积物发生变质脱碳和再活化作用（Kerrick and Connolly，2001；Gorman *et al.*，2006），与溶解在岩浆流体中的富碳矿物（Ague and Nicolescu，2014）一起被输送到上部的火山或岩石圈地幔中。这一过程可将俯冲下去碳总量的约 50% 重新释放到大气中（比如 40%：Gorman *et al.*，2006；20%～80%：

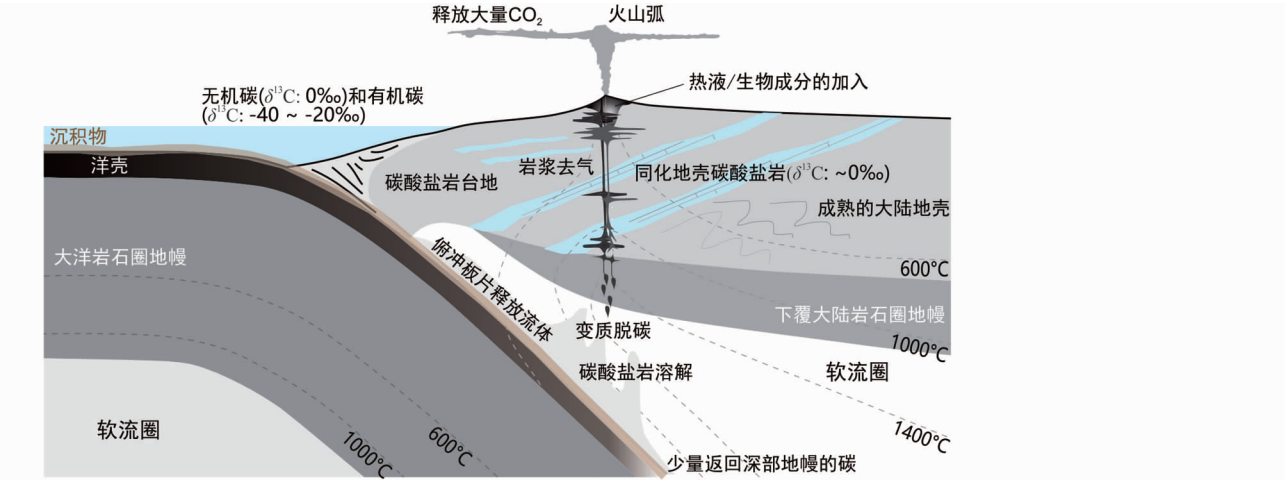

图 6 俯冲带火山系统碳的来源及其释放途径示意图(据 Mason *et al.*, 2017 修改)

Fig. 6 Schematic diagram of sources of carbon in a subduction zone volcanic system and its release pathways (modified after Mason *et al.*, 2017)

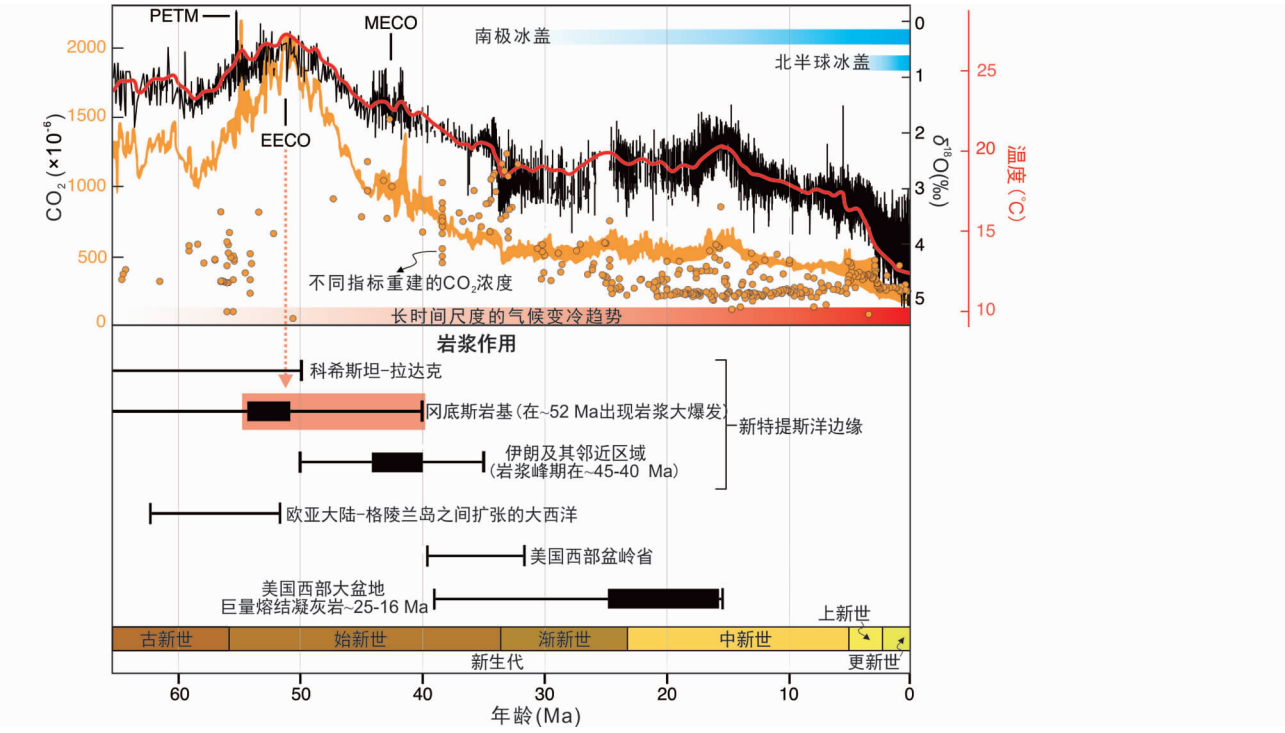

图 7 新生代温度大气中 CO_2 浓度变化与岩浆作用之间的关系(据 Sternai *et al.*, 2020 修改)

Fig. 7 The relationship between atmospheric CO_2 concentration and magmatism in Cenozoic (modified after Sternai *et al.*, 2020)

Dasgupta and Hirschmann, 2010;18% ~70%;Johnston *et al.*, 2011;45% ~65%;Kelemen and Manning, 2015);3)对于发育在成熟地壳上的大陆弧,由于成熟大陆地壳本身的碳含量比大洋和大气中碳含量高 3 个数量级(Lee *et al.*, 2013),由此产生的来自于碳酸盐岩的富碳流体可被地壳中岩浆吸收形成高碳岩浆,进而增加了火山岩的碳排放量(Mason *et al.*, 2017);4)绝大部分的碳通过弧火山作用释放到了大气中(Kelemen and Manning, 2015)。那么,在早始新世时期,是否存在大规模弧火山作用的爆发进而驱动了 EECO 事件呢?最近 Sternai *et al.* (2020)基于定性研究发现新生代以来气候变化与岩浆活动之间存在很好的耦合关系,提出 EECO 事件可能与此时期冈底斯弧火山作用(即林子宗火山岩)的大爆发(~52Ma)有关(图 7)。然而,由于缺少定量的分析,想要厘清其对 EECO 事件的驱动效应还存在不确定性。

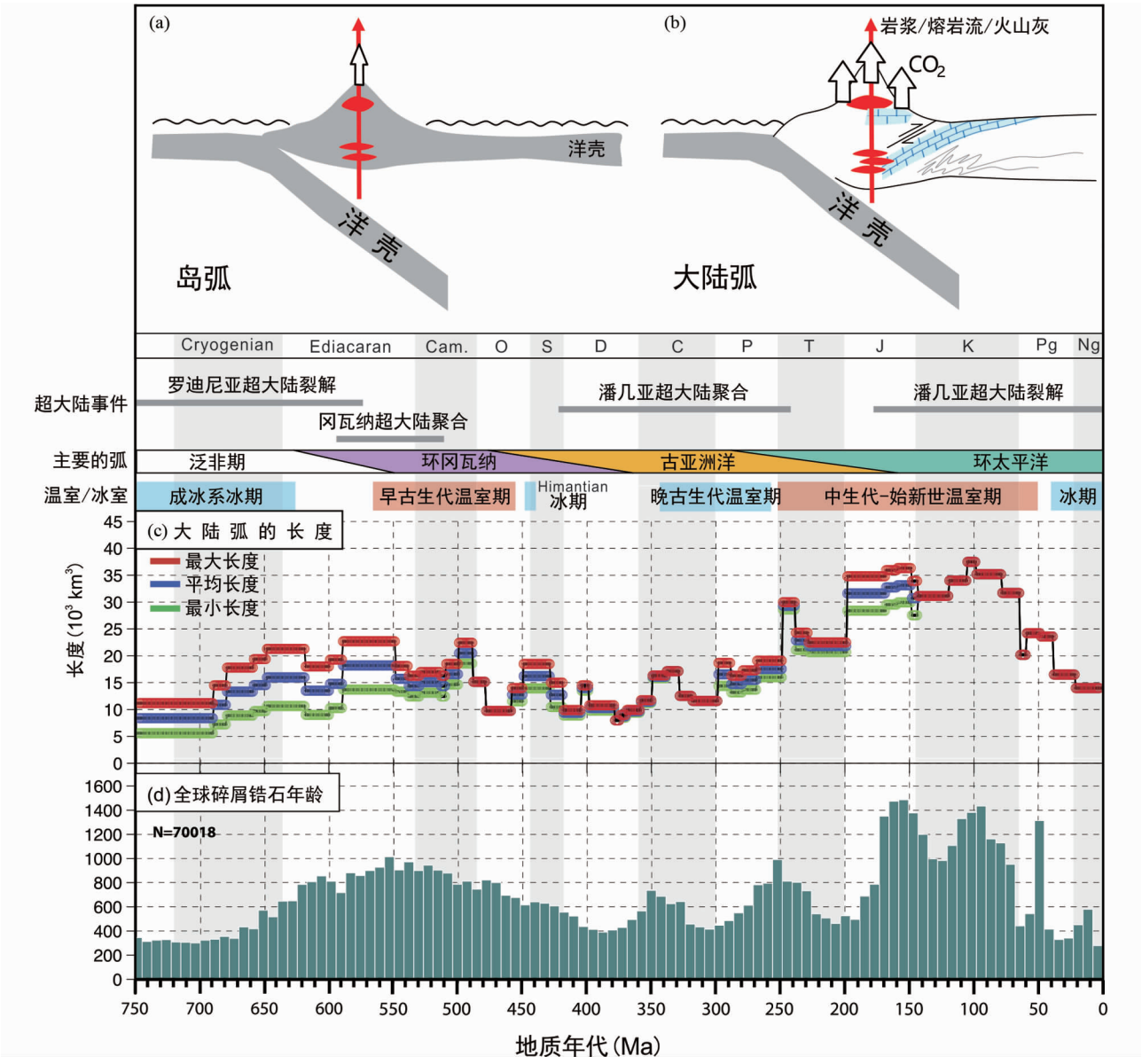

图 8　岛弧、大陆弧简图及 750Ma 以来全球大陆弧发育情况和碎屑锆石记录

(a)洋内俯冲带形成的岛弧(几乎没有地壳碳酸盐岩的存在)和(b)洋陆俯冲带的大陆弧(有大量的地壳碳酸盐岩存在)，据 Lee *et al.* (2013) 修改；(c)全球大陆弧长度变化曲线合和(d)全球碎屑锆石年龄直方图，据 Cao *et al.* (2017) 修改

Fig. 8　Sketch map of island arc, continental arc, global continental arc development and detrital zircon records since 750Ma

(a) island arc formed by intraceanic subduction zone without crustal carbonates, (b) continental arc formed by ocean-continent subduction zone with a large number of crustal carbonate rocks, modified after Lee *et al.* (2013); (c) global continental arc length variation curve, (d) global detrital zircon age histogram, modified after Cao *et al.* (2017)

相对于岛弧而言，地质历史时期与大陆弧活动有关的上覆地壳中储存的碳酸盐岩的变质脱碳作用(图 8a, b)可以释放大量的 CO_2，是调节大气中 CO_2 浓度变化的主要机制(Lee *et al.*, 2013; Lee and Lackey, 2015)。研究发现，在新元古代以来(<750Ma)，全球气候在几个主要的温室和冰室之间来回转换(Veizer *et al.*, 2000; Royer *et al.*, 2004; Veizer and Prokoph, 2015)，这与全球大陆弧长度的变化具有很好的耦合关系：即当大陆弧的长度较大时对应着温室气候阶段，而大陆弧的长度较短时对应着冰室气候阶段(图 8c)(Cao *et al.*, 2017)，这也与 McKenzie *et al.* (2016)用碎屑锆石独立实验得到的研究结果相一致(图 8d)。Lee *et al.* (2013)研究表明在白垩纪-早第三纪时期的全球大陆弧长度可达 33000 ±3000km，其导致的上覆地壳中碳酸盐岩变质脱碳通量可以高达 2.2×10^9 ~ 3.7×10^9 mol/Myr，比现在要高 3.7 ~ 5.5 倍。然而，有学者就认为这一值可能被明显高估了(即比模型估算的要高一个数量级)(Hoareau *et al.*, 2015)。最近有学者

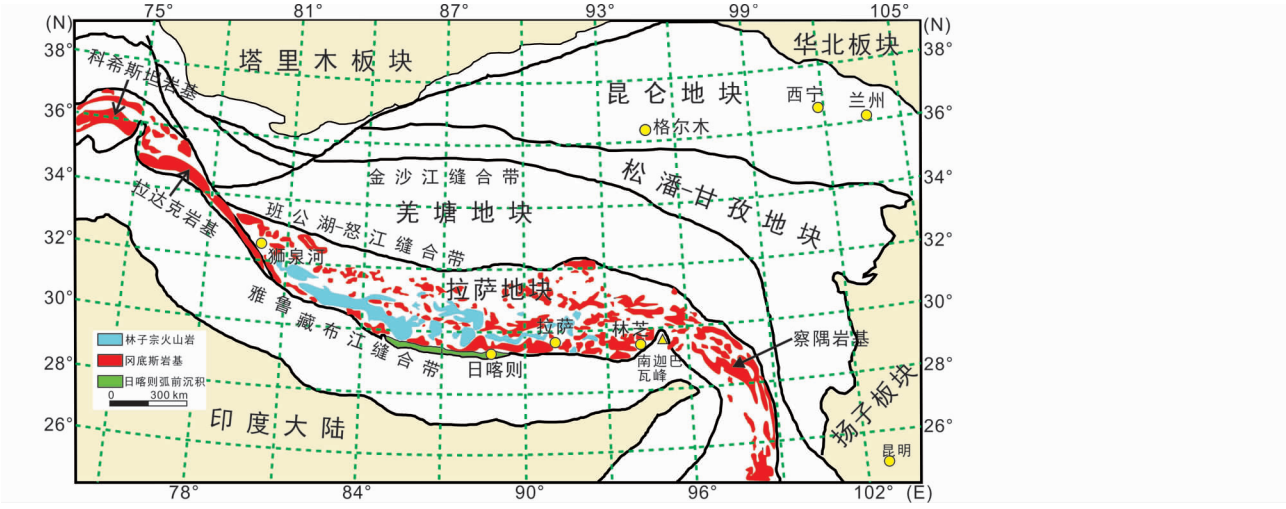

图 9 青藏高原地质简图(据 Wu *et al.*, 2010 修改)

Fig. 9 Simplified geological map of the Tibet Plateau (modified after Wu *et al.*, 2010)

基于冈底斯弧岩基的研究发现,其与上覆地壳中碳酸盐岩的接触面积约占岩基自身面积的25%,通过模拟计算得到变质脱碳通量约为0.06~0.9Tmol/yr(Chu *et al.*, 2019),与传统观点认为的洋中脊脱碳通量相当。那么,EECO 事件是否与大陆弧变质脱碳作用有关呢?基于碳同位素的研究表明,来源于不同源区的弧火山作用释放的 CO_2 碳同位素组成不同(地幔 $\delta^{13}C$: −6‰ ± 2‰、沉积有机碳: $\delta^{13}C$ < −20‰ ~ −40‰、碳酸盐岩 $\delta^{13}C$: ~0‰; Sano and Marty, 1995)。若 EECO 事件主要驱动力是碳酸盐岩的变质脱碳,那么此时碳同位素应为显著的正漂移,与基于多个深海钻孔碳同位素数据相矛盾(图 1, Zachos *et al.*, 2001)。此外,Komar *et al.* (2013)对新生代碳同位素的汇编及建模结果表明,晚古新世-早始新世(ca. 58 ~ 52Ma)期间全球底栖有孔虫记录的 $\delta^{13}C$ 的值呈现出逐渐降低的趋势并且认为这可能与净有机碳埋藏作用减弱有关。结合以上分析,我们不难看出,变质脱碳作用对 EECO 事件的影响是有限的。

2 青藏高原南部早始新世林子宗火山岩大爆发与脱碳量估计

Sternai *et al.* (2020)指出 EECO 事件和藏南地区林子宗火山岩的大爆发事件在时间上具有很好的耦合性,而我们具有得天独厚的优势条件来初步验证二者之间的关系。林子宗火山岩是一套以中酸性岩为主的火山岩系,局部夹有少量的基性玄武岩,其呈带状广泛展布于拉萨地块中南部地区,从西部的狮泉河一直延续到东部的林芝地区,长度可达1200km(图 9)。林子宗火山岩在空间上展现出很好的岩石序列,自下而上依次是典中组、年波组和帕那组,其中典中组(ca. 68 ~ 60Ma)主要以安山岩为主,局部可见玄武岩和玄武安山岩;年波组(ca. 60 ~ 53.5Ma)主要是一套河湖相的沉积,夹数层凝灰岩;帕那组(ca. 52 ~ 51Ma,图 1c)记录的是在短时间内大规模喷发的流纹岩、英安岩和熔结凝灰岩等(莫宣学等, 2003; 李皓揚等, 2007; Lee *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2015; 陈贝贝等, 2016;作者未发表数据)。林子宗火山岩作为新特提斯洋俯冲和印度-欧亚大陆碰撞过程中重要的地质记录,是我们研究新生代早期构造-岩浆-气候变化关系的有力载体。

通过详细的地质资料调研发现,藏南林子宗火山岩在空间上的分布面积超过 44000km^2(典中组 25512km^2、年波组 8223km^2、帕那组 10505km^2),同期侵入岩的面积约 10000km^2(未发表数据)。其中,在 EECO 事件时期,以帕那组(ca. 52 ~ 51Ma)为代表的林子宗火山岩的爆发通量高达 14280km^3/Myr,远大于喷发持续时间较长的典中组和年波组的爆发通量,预示着其可能在 EECO 事件形成过程中发挥着重要作用。同时,早始新世时期位于赤道低纬度地区的新特提斯洋洋壳沉积了巨厚层的碳酸盐岩并俯冲进入深部地幔(Kent and Muttoni, 2008),加上此时期具有大量碳酸盐岩沉积物的印度大陆边缘的俯冲(Hoareau *et al.*, 2015)以及与岩浆侵位过程中拉萨地块上覆地壳中储存碳酸盐岩的变质脱碳作用(Chu *et al.*, 2019),都将最终导致林子宗火山岩帕那组在爆发期间巨大的碳释放量并有力驱动 EECO 事件的形成。

为了估算早始新世林子宗火山岩脱碳量的大小,我们采用 van der Boon *et al.* (2021)在探讨中始新世气候适宜期(MECO)与伊朗-阿塞拜疆地区新特提斯洋弧岩浆大爆发之间关系时使用的方法,同时结合实际地质资料计算了早始新世林子宗火山岩帕那组爆发时的脱碳量(表 1)。计算结果表明,在不计后期风化剥蚀的情况下,现存地质记录所记载的早始新世林子宗火山岩(即帕那组)爆发过程中最小碳释放通量在 0.37 ~ 3.0Tg C/yr 之间,与 Lee and Lackey (2015)报道的现代全球洋中脊、岩浆弧和 Etna 火山等碳释放通量

表 1　早始新世青藏高原至苏门答腊地区不同构造域脱碳量估算

Table 1　Estimation of decarbonization of different tectonic domains from Tibet Plateau to Sumatra region in Early Eocene

脱碳对象	年龄（Ma）	长度（km）	宽度（km）	面积（km^2）	厚度（km）	体积（km^3）	与 Deccan 玄武岩体积比	CO_2（mol）	CO_2（g）	自身脱碳（Tg C/yr）	变质脱碳倍数	变质脱碳（Tg C/yr）	总的碳释放通量（Tg C/yr）
帕那组火山岩	ca. 52 ~51			10505	2	21010	0.016	0.07×10^{17}	2.94	0.08	3.6	0.29	0.37
					2	21010	0.016	0.07×10^{17}	2.94	0.08	8.6	0.69	0.77
					7.8	81939	0.06	0.26×10^{17}	11.48	0.31	3.6	1.13	1.44
					7.8	81939	0.06	0.26×10^{17}	11.48	0.31	8.6	2.69	3.0
青藏高原构造域早始新世火山岩	ca. 52 ~51	1200	100	120000	2	2.4×10^{5}	0.18	0.76×10^{17}	3.36×10^{18}	0.92	3.6	3.30	4.22
					2	2.4×10^{5}	0.18	0.76×10^{17}	3.36×10^{18}	0.92	8.6	7.89	8.81
					4	4.8×10^{5}	0.37	1.53×10^{17}	6.73×10^{18}	1.83	3.6	6.60	8.43
					4	4.8×10^{5}	0.37	1.53×10^{17}	6.73×10^{18}	1.83	8.6	15.78	17.61
					6	7.2×10^{5}	0.55	2.29×10^{17}	1.01×10^{19}	2.75	3.6	9.91	12.66
					6	7.2×10^{5}	0.55	2.29×10^{17}	1.01×10^{19}	2.75	8.6	23.66	26.41
					8	9.6×10^{5}	0.74	3.06×10^{17}	1.35×10^{19}	3.67	3.6	13.21	16.88
					8	9.6×10^{5}	0.74	3.06×10^{17}	1.35×10^{19}	3.67	8.6	31.55	35.22
青藏高原-苏门答腊构造域早始新世火山岩	ca. 52 ~51	6000	100	600000	2	1.2×10^{6}	0.92	3.82×10^{17}	1.68×10^{19}	4.59	3.6	16.51	21.09
					2	1.2×10^{6}	0.92	3.82×10^{17}	1.68×10^{19}	4.59	8.6	39.44	44.02
					4	2.4×10^{6}	1.85	7.64×10^{17}	3.36×10^{19}	9.17	3.6	33.02	42.19
					4	2.4×10^{6}	1.85	7.64×10^{17}	3.36×10^{19}	9.17	8.6	78.88	88.05
					6	3.6×10^{6}	2.77	1.15×10^{18}	5.04×10^{19}	13.76	3.6	49.53	63.28
					6	3.6×10^{6}	2.77	1.15×10^{18}	5.04×10^{19}	13.76	8.6	118.31	132.07
					8	4.8×10^{6}	3.69	1.53×10^{18}	6.73×10^{19}	18.34	3.6	66.04	84.38
					8	4.8×10^{6}	3.69	1.53×10^{18}	6.73×10^{19}	18.34	8.6	157.75	176.10

注：帕那组火山岩爆发时限采用的 52 ~51Ma 来自于作者对文献数据的汇总和未发表数据；Deccan 玄武岩体积（$1.3\times10^{6}km^3$）来自于 Jay and Widdowson（2008），Deccan 玄武岩脱碳量（4.14×10^{17} mol CO_2）来自于 Tobin *et al.*（2017）；早始新世帕那组火山岩的最小和最大厚度分别来分别自于莫宣学等（2003）、杨德明等（2005①）；青藏高原-苏门答腊构造域早始新世火山岩宽度采用最小估计值 100km，厚度使用 2 ~8km 的范围

① 杨德明，和钟铧，王天武，武世忠，邓金宪，董清水，黄映聪，郑常青，赵亮，戴琳娜，李建国，王杰. 2005. 1∶25 万门巴幅区域地质调查报告

为同一个量级。此外,鉴于弧岩浆作用在时间和空间上的节律性(Paterson and Ducea, 2015),我们进一步估算了青藏高原南部地区自西向东近1200km范围内的早始新世弧火山作用脱碳量并将其拓展到东南亚的苏门答腊一带(Zhang *et al.* (2019)研究发现新特提斯洋构造域在中国西藏-缅甸-苏门答腊地区近6000km的空间范围内具有相同的岩浆节律)(表1)。计算结果表明,在只考虑早始新世火山岩纵向分布最窄宽度(ca. 100~200km)的情况下,整个青藏高原构造域早始新世火山岩爆发期间总的碳释放通量在8.81~35.22Tg C/yr之间,这与全球弧岩浆作用碳释放总通量相当(18~37Tg C/yr, Lee and Lackey, 2015)。虽然精确的脱碳量难以定量约束,但是这一最小的碳释放量估计值足以驱动EECO事件。结合近年来研究指出的新特提斯洋构造域可以一直从中国西藏延伸到东南亚苏门答腊地区且整条带上具有相同的岩浆节律性(~6000km, Zhang *et al.*, 2019)这一观点,计算得到最大的碳释放通量可以高达176.1Tg C/yr,比温度最高的白垩纪时期大气中CO_2贡献通量还要高(Lee *et al.*, 2013; Lee and Lackey, 2015),但是这一估算的合理性有待进一步的研究和论证。

3 讨论与展望

本文系统综述了在构造尺度上可能影响EECO事件的驱动机制,包括洋中脊、大火成岩省、大陆裂谷、风化作用、岩石有机碳及硫化物氧化作用、星际暗物质、大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳等。不同学科和不同研究思路给出了关于EECO事件驱动机制问题的不同观点,每种观点在解释上都具有一定的合理性但也存在着不足。EECO事件可能是该时期不同地质过程综合作用的结果,而通过对不同机制的发生时间和具体特征的详细对比,可以初步确定各种机制贡献的大小。深海底栖有孔虫氧同位素证据表明EECO事件之前的升温开始于约58Ma(图1a),而碳同位素在升温阶段显示出不同的特征:具体表现为56Ma之前$\delta^{13}C$值不断升高,随后在56~53Ma期间$\delta^{13}C$值逐渐降低,而在早始新世(53~49Ma)时期$\delta^{13}C$值再次升高(图1a),这种不同时期碳同位素的变化趋势暗示着不同碳源的贡献。碳同位素($\delta^{13}C$值)的升高指示着无机碳源($\delta^{13}C = 0‰$, Sano and Marty, 1995)的贡献占主导,这就意味着EECO事件的主要驱动力可能是大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳,而沉积物有机碳($\delta^{13}C = -40‰ \sim -20‰$, Sano and Marty, 1995)的氧化释放可能作为主要碳源驱动了56~53Ma期间的逐步升温(Beck *et al.*, 1995)。此外,洋中脊、大火成岩省、大陆裂谷和风化作用作为单一机制约束古气候变化时,均不能很好地解释长时间尺度碳同位素升高/降低的现象。对于星际暗物质假说,我们目前对其认识和了解程度还远远不够,需要更多天文学和地质学的交叉研究来进一步约束。因此,结合详细的综述分析,我们初步认为EECO事件的主要驱动力可能与大陆弧火山作用及其相关的变质脱碳有关,而其他构造尺度碳循环过程的制约作用是有限的。

EECO事件时期,藏南新特提斯洋构造域是全球大陆弧火山作用最活跃的地区,以林子宗火山岩的大规模爆发为代表。而近年来详细的地质填图和地质年代学研究更加全面地揭示了林子宗火山岩的时空分布特征,有利于合理评估该时期火山岩的岩浆规模和脱碳潜力。在本文中我们系统地论述并半定量计算了早始新世林子宗火山岩爆发过程中的碳通量(高达35.22Tg C/y),这也与此时期碳同位素($\delta^{13}C$值)记录的正漂移特征相吻合(图1),暗示着其作为驱动机制来约束EECO事件的可行性。然而,目前结果主要是基于地质资料和文献的初步估算,想要精确厘清早始新世林子宗火山岩的脱碳量还需要后期更加定量和有说服力的实验数据进行约束。

对于EECO事件驱动机制的诸多争议,一方面是因为研究过程中着重强调单因素机制的影响而缺少对其他机制的解释,另一方面是直接将研究地质历史时期古气候驱动机制的理论(比如洋中脊理论等)应用到时间更短的早始新世时期(EECO事件)从而忽略了对关键地质证据的论证。而随着数据、理论和实验手段的不断积累与进步,将为我们解决这一问题提供有力的证据。此外,我们应当综合考虑是否存在一个多机制耦合的效应共同导致了EECO事件,这将是一项有意义但有待深入探索的研究。

致谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所陈祚伶副研究员和中国科学院南京地质古生物研究所李娟助理研究员对本文提出的建设性意见。

References

Ague JJ and Nicolescu S. 2014. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions. Nature Geoscience, 7(5): 355-360

Alt JC and Teagle DAH. 1999. The uptake of carbon during alteration of ocean crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(10): 1527-1535

Anagnostou E, John EH, Edgar KM, Foster GL, Ridgwell A, Inglis GN, Pancost RD, Lunt DJ and Pearson PN. 2016. Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of Early Cenozoic climate. Nature, 533(7603): 380-384

Ashman KM. 1992. Dark matter in galaxies. Publications of the Astronomical Society of the Pacific, 104(882): 1109-1138

Beck RA, Burbank DW, Sercombe WJ, Olson TL and Khan AM. 1995. Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. Geology, 23(5): 387-390

Becker TW, Conrad CP, Buffett B and Müller RD. 2009. Past and present seafloor age distributions and the temporal evolution of plate tectonic heat transport. Earth and Planetary Science Letters, 278(3-4): 233-242

Beerling DJ and Royer DL. 2011. Convergent Cenozoic CO_2 history. Nature Geoscience, 4(7): 418-420

Berner RA, Lasaga AC and Garrels RM. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. American Journal of Science, 283(7):

641 – 683

Bond DPG and Wignall PB. 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: An update. In: Keller G and Kerr AC (eds.). Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects. Boulder: Geological Society of America, 29 – 55

Brune S, Williams SE and Müller RD. 2017. Potential links between continental rifting, CO_2 degassing and climate change through time. Nature Geoscience, 10(12): 941 – 946

Burton MR, Sawyer GM and Granieri D. 2013. Deep carbon emissions from volcanoes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 75(1): 323 – 354

Calmels D, Gaillardet J, Brenot A and France-Lanord C. 2007. Sustained sulfide oxidation by physical erosion processes in the Mackenzie River basin: Climatic perspectives. Geology, 35(11): 1003 – 1006

Cande SC and Kent DV. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(1995): 6093 – 6095

Cao WR, Lee CTA and Lackey JS. 2017. Episodic nature of continental arc activity since 750Ma: A global compilation. Earth and Planetary Science Letters, 461: 85 – 95

Chapman JB and Kapp P. 2017. Tibetan magmatism database. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18(11): 4229 – 4234

Chen BB, Ding L, Xu Q, Yue YH and Xie J. 2016. U-Pb age framework of the Linzizong volcanic rocks from the Linzhou basin, Tibet. Quaternary Sciences, 36(5): 1037 – 1054 (in Chinese with English abstract)

Chen JS, Kravchinsky VA and Liu XM. 2015. The 13 million year Cenozoic pulse of the Earth. Earth and Planetary Science Letters, 431: 256 – 263

Chu X, Lee CTA, Dasgupta R and Cao WR. 2019. The contribution to exogenic CO_2 by contact metamorphism at continental arcs: A coupled model of fluid flux and metamorphic decarbonation. American Journal of Science, 319(8): 631 – 657

Coffin MF and Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. Reviews of Geophysics, 32(1): 1 – 36

Cogné JP and Humler E. 2004. Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180My. Earth and Planetary Science Letters, 227(3 – 4): 427 – 439

Cosca M, Arculus R, Pearce J and Mitchell J. 1998. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar geochronological age constraints for the inception and early evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc system. Island Arc, 7(3): 579 – 595

Courtillot VE and Renne PR. 2003. On the ages of flood basalt events. Comptes Rendus Geoscience, 335(1): 113 – 140

Dasgupta R and Hirschmann MM. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. Earth and Planetary Science Letters, 298 (1 – 2): 1 – 13

Dessert C, Dupré B, François LM, Schott J, Gaillardet J, Chakrapani G and Bajpai S. 2001. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: Impact on the global climate and the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of seawater. Earth and Planetary Science Letters, 188(3 – 4): 459 – 474

Dessert C, Dupré B, Gaillardet J, François LM and Allègre CJ. 2003. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. Chemical Geology, 202(3 – 4): 257 – 273

Ernst RE, Buchan KL and Campbell IH. 2005. Frontiers in large igneous province research. Lithos, 79(3 – 4): 271 – 297

Foley SF and Fischer TP. 2017. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. Nature Geoscience, 10(12): 897 – 902

Froelich F and Misra S. 2014. Was the late Paleocene-early Eocene hot because Earth was flat? An ocean lithium isotope view of mountain building, continental weathering, carbon dioxide, and Earth's Cenozoic climate. Oceanography, 27(1): 36 – 49

Gao HY, Humphreys ED, Yao HJ and van der Hilst RD. 2011. Crust and lithosphere structure of the northwestern U. S. with ambient noise tomography: Terrane accretion and Cascade arc development. Earth and Planetary Science Letters, 304(1 – 2): 202 – 211

Gorman PJ, Kerrick DM and Connolly JAD. 2006. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(4): Q04007

Gradstein FM, Agterberg FP, Ogg JG, Hardenbol J, van Veen P, Thierry J and Huang Z. 1994. A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(1994): 24051 – 24074

Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG, Bleeker W and Lourens LJ. 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, 27(2): 83 – 100

Hilton RG and West AJ. 2020. Mountains, erosion and the carbon cycle. Nature Reviews Earth & Environment, 1(6): 284 – 299

Hoareau G, Bomou B, Van Hinsbergen DJJ, Carry N, Marquer D, Donnadieu Y, Le Hir G, Vrielynck B and Walter-Simonnet AV. 2015. Did high Neo-Tethys subduction rates contribute to Early Cenozoic warming? Climate of the Past, 11(12): 1751 – 1767

IPCC. 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press

Jagniecki EA, Lowenstein TK, Jenkins DM and Demicco RV. 2015. Eocene atmospheric CO_2 from the nahcolite proxy. Geology, 43 (12): 1075 – 1078

Jarrard RD. 2003. Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4 (5): 8905

Jay AE and Widdowson M. 2008. Stratigraphy, structure and volcanology of the SE Deccan continental flood basalt province: Implications for eruptive extent and volumes. Journal of the Geological Society, 165 (1): 177 – 188

Johnston FKB, Turchyn AV and Edmonds M. 2011. Decarbonation efficiency in subduction zones: Implications for warm Cretaceous climates. Earth and Planetary Science Letters, 303(1 – 2): 143 – 152

Kapteyn JC. 1922. First attempt at a theory of the arrangement and motion of the sidereal system. The Astrophysical Journal, 55: 302 – 328

Kelemen PB and Manning CE. 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 112(30): E3997-E4006

Kent DV and Muttoni G. 2008. Equatorial convergence of India and Early Cenozoic climate trends. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 105(42): 16065 – 16070

Kent DV and Muttoni G. 2013. Modulation of Late Cretaceous and Cenozoic climate by variable drawdown of atmospheric pCO_2 from weathering of basaltic provinces on continents drifting through the equatorial humid belt. Climate of the Past, 9(2): 525 – 546

Kerrick DM and Connolly JAD. 2001. Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. Nature, 411(6835): 293 – 296

Komar N, Zeebe RE and Dickens GR. 2013. Understanding long-term carbon cycle trends: The Late Paleocene through the Early Eocene. Paleoceanography, 28(4): 650 – 662

Lacis AA, Schmidt GA, Rind D and Ruedy RA. 2010. Atmospheric CO_2: Principal control knob governing Earth's temperature. Science, 330(6002): 356 – 359

Larson RL. 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a Mid-Cretaceous superplume. Geology, 19(6): 547 – 550

Lee CTA, Shen B, Slotnick BS, Liao K, Dickens GR, Yokoyama Y, Lenardic A, Dasgupta R, Jellinek M, Lackey JS, Schneider T and Tice MM. 2013. Continental arc-island arc fluctuations, growth of crustal carbonates, and long-term climate change. Geosphere, 9 (1): 21 – 36

Lee CTA and Lackey JS. 2015. Global continental arc flare-ups and their relation to long-term greenhouse conditions. Elements, 11(2): 125 – 130

Lee CTA, Jiang H, Dasgupta R and Torres M. 2019. A framework for understanding whole-Earth carbon cycling. In: Orcutt BN, Daniel I and Dasgupta R (eds.). Deep Carbon: Past to Present. Cambridge University Press, 313 – 357

Lee H, Muirhead JD, Fischer TP, Ebinger CJ, Kattenhorn SA, Sharp ZD and Kianji G. 2016. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting. Nature Geoscience, 9(2): 145 – 149

Lee HY, Chung SL, Wang YB, Zhu DC, Yang JH, Song B, Liu DY and Wu FY. 2007. Age, petrogenesis and geological significance of the Linzizong volcanic successions in the Linzhou basin, southern Tibet: Evidence from zircon U-Pb dates and Hf isotopes. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 493 – 500 (in Chinese with English abstract)

Lee HY, Chung SL, Lo CH, Ji JQ, Lee TY, Qian Q and Zhang Q. 2009. Eocene Neotethyan slab breakoff in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record. Tectonophysics, 477(1 – 2): 20 – 35

Luo Z and Nie JS. 2021. The driving mechanisms for the Early Eocene Climatic Optimum. Journal of Earth Environment, 12(3): 233 – 242 (in Chinese with English abstract)

Marty B and Tolstikhin IN. 1998. CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes. Chemical Geology, 145(3 – 4): 233 – 248

Mason E, Edmonds M and Turchyn AV. 2017. Remobilization of crustal carbon may dominate volcanic arc emissions. Science, 357(6348): 290 – 294

McKenzie NR, Horton BK, Loomis SE, Stockli DF, Planavsky NJ and Lee CTA. 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. Science, 352(6284): 444 – 447

Meijer A, Reagan M, Ellis H, Shafiqullah M, Sutter J, Damon P and Kling S. 1983. Chronology of volcanic events in the eastern Philippine Sea. In: Kling DE (ed.). The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2. Washington: American Geophysical Union, 349 – 359

Misra S and Froelich PN. 2012. Lithium isotope history of Cenozoic seawater: Changes in silicate weathering and reverse weathering. Science, 335(6070): 818 – 823

Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, Dong GC, Zhou S, Guo TY, Zhang SQ and Wang LL. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. Earth Science Frontiers, 10(3): 135 – 148 (in Chinese with English abstract)

Müller RD, Sdrolias M, Gaina C, Steinberger B and Heine C. 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. Science, 319(5868): 1357 – 1362

Muttoni G and Kent DV. 2007. Widespread formation of cherts during the Early Eocene climate optimum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253(3 – 4): 348 – 362

Paterson SR and Ducea MN. 2015. Arc magmatic tempos: Gathering the evidence. Elements, 11(2): 91 – 98

Raymo ME and Ruddiman WF. 1992. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. Nature, 359(6391): 117 – 122

Reagan MK, McClelland WC, Girard G, Goff KR, Peate DW, Ohara Y and Stern RJ. 2013. The geology of the southern Mariana fore-arc crust: Implications for the scale of Eocene volcanism in the Western Pacific. Earth and Planetary Science Letters, 380: 41 – 51

Rowley DB. 2002. Rate of plate creation and destruction: 180Ma to present. GSA Bulletin, 114(8): 927 – 933

Rowley DB. 2008. Extrapolating oceanic age distributions: Lessons from the Pacific region. The Journal of Geology, 116(6): 587 – 598

Royer DL, Berner RA, Montañez IP, Tabor NJ and Beerling DJ. 2004. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate. GSA Today, 14(3): 4 – 10

Royer DL, Donnadieu Y, Park J, Kowalczyk J and Goddéris Y. 2014. Error analysis of CO_2 and O_2 estimates from the long-term geochemical model GEOCARBSULF. American Journal of Science, 314(9): 1259 – 1283

Ruddiman WF. 2008. Earth's Climate: Past and Future. 2nd Edition. New York: W. H. Freeman, 75

Sano Y and Marty B. 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. Chemical Geology, 119(1 – 4): 265 – 274

Scotese CR, Song HJ, Mills BJW and van der Meer DG. 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. Earth-Science Reviews, 215: 103503

Self S, Widdowson M, Thordarson T and Jay AE. 2006. Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective. Earth and Planetary Science Letters, 248(1 – 2): 518 – 532

Self S, Blake S, Sharma K, Widdowson M and Sephton S. 2008. Sulfur and chlorine in Late Cretaceous Deccan magmas and eruptive gas release. Science, 319(5870): 1654 – 1657

Şengör AMC and Natal'in BA. 2001. Rifts of the world. In: Ernst RE and Buchan KL (eds.). Mantle Plumes: Their Identification through Time. Boulder: Geological Society of America, 389 – 482

Seton M, Gaina C, Müller RD and Heine C. 2009. Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Fact or fiction? Geology, 37(8): 687 – 690

Seton M, Müller RD, Zahirovic S, Gaina C, Torsvik T, Shephard G Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S and Chandler M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. Earth-Science Reviews, 113(3 – 4): 212 – 270

Sternai P, Caricchi L, Pasquero C, Garzanti E, van Hinsbergen DJJ and Castelltort S. 2020. Magmatic forcing of Cenozoic climate? Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(1): e2018JB016460

Storey M, Duncan RA and Tegner C. 2007. Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot. Chemical Geology, 241(3 – 4): 264 – 281

Tang ZH. 2011. Cenozoic warm intervals and their implications for the anthropogenic warming. Quaternary Sciences, 31(6): 1053 – 1059 (in Chinese with English abstract)

Thordarson T and Self S. 2003. Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 Laki eruption: A review and reassessment. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D1): 4011

Tierney JE, Poulsen CJ, Montañez IP, Bhattacharya T, Feng R, Ford HL, Hönisch B, Inglis GN, Petersen SV, Sagoo N, Tabor CR, Thirumalai K, Zhu J, Burls NJ, Foster GL, Goddéris Y, Huber BT, Ivany LC, Kirtland Turner S, Lunt DJ, McElwain JC, Mills BJW, Otto-Bliesner BL, Ridgwell A and Zhang YG. 2020. Past climates inform our future. Science, 370(6517): eaay3701

Tissot BP and Welte DH. 1978. Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration. New York: Springer-Verlag, 1 – 538

Tobin TS, Bitz CM and Archer D. 2017. Modeling climatic effects of carbon dioxide emissions from Deccan Traps volcanic eruptions around the Cretaceous-Paleogene boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 478: 139 – 148

Torres MA, West AJ and Li GJ. 2014. Sulphide oxidation and carbonate dissolution as a source of CO_2 over geological timescales. Nature, 507(7492): 346 – 349

Van der Boon A, Kuiper KF, van der Ploeg R, Cramwinckel MJ, Honarmand M, Sluijs A and Krijgsman W. 2021. Exploring a link between the Middle Eocene Climatic Optimum and Neotethys continental arc flare-up. Climate of the Past, 17(1): 229 – 239

Van Der Meer DG, Zeebe RE, van Hinsbergen DJ, Sluijs A, Spakman W and Torsvik TH. 2014. Plate tectonic controls on atmospheric CO_2 levels since the Triassic. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 111(12): 4380 – 4385

Veizer J, Godderis Y and François LM. 2000. Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon. Nature, 408(6813): 698 – 701

Veizer J and Prokoph A. 2015. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. Earth-Science Reviews, 146: 92 – 104

Vigier N and Goddéris Y. 2015. A new approach for modeling Cenozoic oceanic lithium isotope paleo-variations: The key role of climate. Climate of the Past, 11(4): 635 – 645

Walker JCG, Hays PB and Kasting JF. 1981. A negative feedback

mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. Journal of Geophysical Research: Oceans, 86(C10): 9776 – 9782

Wells R, Bukry D, Friedman R, Pyle D, Duncan R, Haeussler P and Wooden J. 2014. Geologic history of Siletzia, a large igneous province in the Oregon and Washington Coast Range: Correlation to the geomagnetic polarity time scale and implications for a long-lived Yellowstone hotspot. Geosphere, 10(4): 692 – 719

Wignall PB. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. Earth-Science Reviews, 53(1 – 2): 1 – 33

Wignall PB. 2005. The link between large igneous province eruptions and mass extinctions. Elements, 1(5): 293 – 297

Worthington LL, Van Avendonk HJA, Gulick SPS, Christeson GL and Pavlis TL. 2012. Crustal structure of the Yakutat terrane and the evolution of subduction and collision in southern Alaska. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B1): B01102

Wu FY, Ji WQ, Liu CZ and Chung SL. 2010. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic data from the Xigaze fore-arc basin: Constraints on Transhimalayan magmatic evolution in southern Tibet. Chemical Geology, 271(1 – 2): 13 – 25

Zachos JC, Pagani M, Sloan L, Thomas E and Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to present. Science, 292(5517): 686 – 693

Zachos JC, Dickens GR and Zeebe RE. 2008. An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature, 451(7176): 279 – 283

Zhang XR, Chung SL, Lai YM, Ghani AA, Murtadha S, Lee HY and Hsu CC. 2019. A 6000-km-long Neo-Tethyan arc system with coherent magmatic flare-ups and lulls in South Asia. Geology, 47(6): 573 – 576

Zhu DC, Wang Q, Zhao ZD, Chung SL, Cawood PA, Niu YL, Liu SA, Wu FY and Mo XX. 2015. Magmatic record of India-Asia collision. Scientific Reports, 5: 14289

附中文参考文献

陈贝贝，丁林，许强，岳雅慧，谢静. 2016. 西藏林周盆地林子宗群火山岩的精细年代框架. 第四纪研究，36(5)：1037 – 1054

李皓揚，锺孙霖，王彦斌，朱弟成，杨进辉，宋彪，刘敦一，吴福元. 2007. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义：锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据. 岩石学报，23(2)：493 – 500

罗增，聂军胜. 2021. 早始新世气候适宜期形成机制探讨. 地球环境学报，12(3)：233 – 242

莫宣学，赵志丹，邓晋福，董国臣，周肃，郭铁鹰，张双全，王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘，10(3)：135 – 148

唐自华. 2011. 新生代主要暖期及其对“人为变暖”的启示. 第四纪研究，31(6)：1053 – 1059