



显生宙长时间尺度碳循环演变的模拟: 现状与展望

张莹刚^{1,2,3*}, Benjamin J. W. Mills³, 何天辰³, 杨涛^{2*}, 朱茂炎^{1,4,5}

1. 中国科学院南京地质古生物研究所, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008;

2. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210046;

3. School of Earth Environment, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK;

4. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 南京 210008;

5. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: ygzhang@nigpas.ac.cn; yangtao@nju.edu.cn

2022-08-01 收稿, 2022-10-08 修回, 2022-10-09 接受, 2022-10-13 网络版发表

中国科学院战略性先导科技专项(XDB26000000)、国家自然科学基金委员会基础科学中心项目(41888101)和国家自然科学基金(41921002)资助

摘要 长时间尺度碳循环演变控制了大气CO₂的含量. 显生宙以来, 大气CO₂含量的变化及其对地表气温的控制, 是古气候地球化学研究的前沿领域. 地球系统箱式模型被广泛用于揭示长时间尺度碳循环和古气候变化的过程与机制. 以COPSE(Carbon-Oxygen-Phosphorus-Sulphur-Evolution)和GEOCARB模型为代表的早期长时间尺度碳循环模型, 在应用于显生宙大气CO₂含量变化研究上成效显著, 但因无法表达地球三维地表的影响, 制约了其进一步发展. 新发展的SCION(Spatial Continuous Integration)模型基于COPSE模型, 结合了GEOCLIM模型中运用的FOAM(Fast Ocean-Atmosphere Model)气候模型数据集, 实现了大陆风化的动态表达, 进而更准确地表征了长时间尺度的碳循环演变. 然而, 最新版SCION模型模拟的大气CO₂含量变化, 仍与大气CO₂的地质标记记录存在不一致之处. 采用多箱式海洋替代单一箱式海洋, 区分硅酸盐岩性对风化的影响, 完善营养物质循环, 优化构造古地理和陆地植物演化的表达等, 有望提高对长时间尺度碳循环源汇体系的限定和显生宙大气CO₂模拟的准确性.

关键词 大气CO₂含量, 长时间尺度碳循环, 显生宙, 地球系统箱式模型, 生物地球化学箱式模型

长时间尺度碳循环演变, 代表了百万年尺度上的海洋、大气和表层地壳之间缓慢的碳交换(图1), 控制了显生宙以来长时间尺度上大气二氧化碳(CO₂)含量和地表气温的变化^[1,2,5,9]. 而碳循环受控于火山-变质-成岩相关的去气作用、硅酸盐风化、有机碳埋藏及其氧化风化之间的相互平衡(图1). 根据地球恒温理论^[10], 在特定的CO₂去气速率下, 大陆风化消耗的CO₂量倾向于接近去气量. 换言之, 大陆风化和火山去气共同调谐气候变化, 比如去气速率增强向大气中释放大量CO₂, 会导致全球气候变暖及降雨量(和蒸发量)增加, 较高的气温和降雨量又加快了大陆风化速率, 从而消耗了大

气CO₂.

碳循环箱式模型是研究显生宙长时间尺度碳循环的重要手段, 有助于查明大气CO₂含量和地表气温变化的控制因素. 箱式模型通常将所研究的元素循环划分为若干个性质较为稳定的储库, 将复杂的物质循环过程转成为计算各个储库之间的物质交换通量^[11](碳循环箱式模型如图1(a)所示). 地球系统箱式模型通过将长时间尺度碳循环箱式模型和其他与生物地球化学循环相关的元素循环箱式模型(如硫、磷循环)结合, 对显生宙大气CO₂含量变化的主要特征进行了模拟预测^[3,6-8,12,13]. 近几年来, 地球系统箱式模型(如COPSE

引用格式: 张莹刚, Mills B J W, 何天辰, 等. 显生宙长时间尺度碳循环演变的模拟: 现状与展望. 科学通报, 2023, 68: 1580-1592

Zhang Y G, Mills B J W, He T C, et al. Simulating the long-term carbon cycle in the Phanerozoic: Current status and future developments (in Chinese). Chin Sci Bull, 2023, 68: 1580-1592, doi: [10.1360/TB-2022-0813](https://doi.org/10.1360/TB-2022-0813)

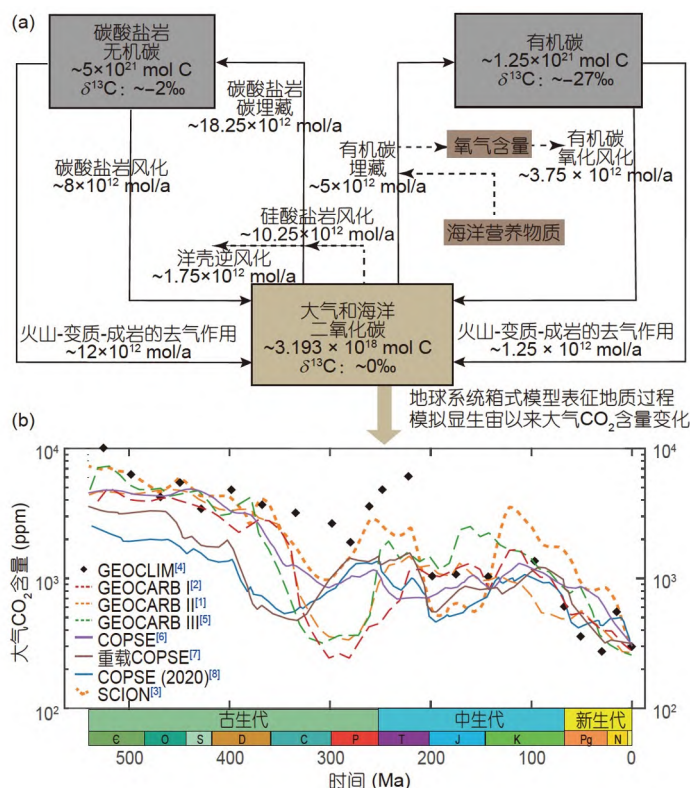


图1 (网络版彩色)长时间尺度碳循环示意图及地球系统箱式模型的大气CO₂预测结果。(a)长时间尺度碳循环示意图,修改自文献[1],其中储库、通量大小以及同位素组成数据参考文献[2,3]。(b)显生宙地球系统箱式模型的大气CO₂含量预测结果。1 ppm=1 μmol/mol
Figure 1 (Color online) Schematic diagram of the long-term carbon cycle and the prediction of atmospheric CO₂ content from the Phanerozoic earth system box models. (a) Schematic diagram of the long-term carbon cycle. Modified from Ref. [1], where reservoir, flux size, and isotopic composition data refer to Refs. [2,3]. (b) The prediction of atmospheric CO₂ content from the Phanerozoic earth system box models. 1 ppm=1 μmol/mol

(Carbon-Oxygen-Phosphorus-Sulphur-Evolution)^[6-8]、GEOCARB^[1,2,5,12,13]和SCION(Spatial Continuous Integration)模型^[3]对显生宙长时间尺度上大气CO₂含量变化提供了预测,填补了古生态和地球化学指标缺失的地质历史时期大气CO₂含量变化的空白。基于前人研究成果,本文回顾显生宙地球系统箱式模型的发展历史,结合最新的地球系统箱式模型(SCION 1.1.5版)对大气CO₂含量的预测结果,提出未来重点发展方向,以推动长时间尺度碳循环模拟研究的发展。

1 显生宙地球系统箱式模型的发展现状

显生宙地球系统箱式模型研究显生宙以来的长时间尺度地表碳循环、硫循环、氧循环和营养物质循环等其他表生地球化学的循环变化^[3,6,14]。其中,碳循环模型作为其他元素循环的基础框架,主要用于模拟大气CO₂含量的变化,以及大气、海洋和沉积物(碳酸盐岩和有机碳)各储库中碳量与它们之间通量在百万年时

间尺度上的变化^[1](图1)。

显生宙长时间尺度碳循环模型的研究最早可以追溯到Garrels和Lerman^[15,16]分别于1981和1984年发表的显生宙碳-硫同位素质量平衡模型。该项研究搭建了长时间尺度地表碳硫循环的基础框架,并确定了碳硫循环的主要储库和通量。碳循环的主要储库分为大气-海洋储库、碳酸盐岩储库和有机碳储库(图1(a)),各个储库之间长时间尺度上碳同位素和质量交换平衡,其中大气-海洋碳储量(或大气CO₂含量)计算公式为

$$\frac{dA}{dt} = oxidw + ocdeg + carbw + ccdeg - ocb - mccb - sfw, \quad (1)$$

其中, A 为大气和海洋CO₂储量,初始 A 为 3.193×10^{18} mol C, $oxidw$ 和 $carbw$ 分别为有机碳氧化风化和碳酸盐岩风化通量, $ocdeg$ 和 $ccdeg$ 为有机碳去气和碳酸盐岩去气通量, ocb 和 $mccb$ 为有机碳埋藏和碳酸盐岩埋藏碳通量, sfw 为洋壳逆风化碳通量,通量大小参考图1(a)

所示.

基于该碳-硫同位素质量平衡模型, 以Berner为代表的学者最早研究了显生宙长时间尺度碳-硫循环的变化, 首次模拟了显生宙以来大气氧气(O₂)和CO₂含量的变化^[2], 并先后于2001^[5]和2006年^[13]对该碳循环模型进行了完善, 称为GEOCARB模型. 除了GEOCARB模型, 研究显生宙长时间尺度上大气CO₂含量变化的地球系统箱式模型还有COPSE^[6,7]、GEOCLIM^[4,14]和最新的SCION模型^[3]等. 本文简要介绍GEOCARB、COPSE、GEOCLIM和SCION模型及其发展历程(图1(a)和2).

1.1 GEOCARB

GEOCARB模型以求解常微分方程组的方式表达碳同位素和碳源-碳汇之间的质量平衡、公式化表达风化和去气速率以及其随时间的变化^[2]. GEOCARB系列的长时间尺度碳循环模型, 系统地模拟了这些碳库之间长时间尺度上的碳交换过程, 包括硅酸盐风化去除大气CO₂、碳酸盐岩热分解对海洋-大气CO₂的补给和有机碳的风化、埋藏和热分解后氧化生成CO₂等过程(图1(a)). 其中, 有机碳埋藏通量 ocb 是根据地质历史时期海相碳酸盐岩的碳同位素的变化 $\delta_c C$ 计算得到^[1,2,5,13], 具体公式为

$$ocb = \left[\frac{d(\delta_c C)}{dt} + \delta_c C (ocdeg + ccdeg) \right] / \delta_{seawater} C, \quad (2)$$

其中, 古海水 $\delta_{seawater} C$ 往往近似等同于碳酸盐岩 $\delta_c C$.

1991年, Berner^[2]基于Garrels和Lerman^[15,16]对碳循环的研究, 定量地表达了显生宙以来海洋-大气储库、地壳碳酸盐岩储库和地壳有机碳储库之间的碳交换通量, 并首次估算了显生宙大气CO₂含量的长时间尺度变化(称为GEOCARB I, 图1(b)). 大陆硅酸盐风化作为长时间尺度碳循环中海洋-大气储库的重要碳汇, 在GEOCARB I中得到重点关注. 模型考虑了硅酸盐风化的主要影响要素和硅酸盐风化对气候的负反馈作用. 其中, 硅酸盐风化通量的计算公式为

$$F_{silw} = k \times f_B(\text{CO}_2) \times f_A(t) \times f_D(t) \times f_R(t) \times f_E(t), \quad (3)$$

其中, k 为现今硅酸盐风化通量. 式中主要包括了显生宙以来大陆面积 $f_A(t)$ 的变化^[20,21]、大陆抬升 $f_R(t)$ 和板块位置控制的河流径流量的变化 $f_D(t)$ ^[22]、陆地植物演化对风化速率的增强 $f_E(t)$ ^[23,24]. 硅酸盐风化的负反馈

作用 $f_B(\text{CO}_2)$ 包括: CO₂的温室效应、大气CO₂含量对植物生产力的影响, 以及气温和植物对风化的影响^[25].

岩浆作用和变质作用控制了碳酸盐岩和有机碳通过热分解产生CO₂的去气速率. GEOCARB I中利用洋壳扩张速率的变化^[26](其中早于150 Ma的洋壳扩张速率采用海平面变化反演计算所得^[27])推测出全球构造运动强弱的变化, 并将其作为控制岩浆作用和变质作用去气速率的主要要素($f_G(t) = f_{SR}(t)$, 其中 $f_G(t)$ 和 $f_{SR}(t)$ 为去气速率和洋壳扩张速率随时间的变化). 通过对显生宙大陆面积 $f_A(t)$ 、径流量 $f_D(t)$ 和去气速率 $f_G(t)$ 等的无量纲参数化表达, GEOCARB I通过计算硅酸盐风化对大气CO₂的相对负反馈强度(式(3)), 首次预测了显生宙以来大气CO₂含量的变化.

该模型成功估算了显生宙大气CO₂含量变化的基本特征, 其中包括早古生代高大气CO₂含量、中生代相对较高的大气CO₂含量、石炭纪-二叠纪和晚新生代时期的低大气CO₂含量等(图1(b)). 这一估算结果强调了陆地植物演化对显生宙大气CO₂含量变化的重要性. 陆地植物通过根劈和产出腐殖酸等方式增强了大陆硅酸盐风化速率^[25], 从而逐渐降低了大气CO₂含量.

1994年改进后的GEOCARB II, 主要有以下几点改良: (1) 考虑了显生宙以来太阳辐射逐渐增强对大陆风化的影响^[28]; (2) 区分表达硅酸盐风化和碳酸盐岩风化, 其中全球气温以及大陆风化对大气CO₂含量变化的响应系数, 借助了当时最新的大气环流模型(GCM)针对现今地球地理分布的气候模拟结果^[29]; (3) 利用显生宙古海水锶同位素的变化计算大陆抬升系数^[30], 替换GEOCARB I中全球大陆面积对硅酸盐风化的影响; (4) 考虑大陆碳酸盐岩暴露面积在碳酸盐风化中的影响等. GEOCARB II模拟结果与GEOCARB I整体趋势类似(图1(b)), 新增或加强的认识有: (1) 显生宙太阳辐射强度的逐渐增加导致了硅酸盐岩风化的逐渐增强和大气CO₂含量的逐渐降低; (2) 中生代相对较高的大气CO₂含量是由于中生代时期全球陆地较低的地势; (3) 新生代造山运动加剧以及去气速率的降低是新生代大气CO₂含量下降的主要原因; (4) 碳酸盐岩在浅海和深海中的埋藏比例变化对去气作用强度和大气CO₂含量的影响显著.

随后的GEOCARB III继续聚焦于大陆硅酸盐岩风化碳汇的影响因素表达, 主要包括了: (1) 利用GCM结果^[31]区分了大气CO₂含量变化在冰期和间冰期对全球

气温、径流量的影响; (2) 增加了陆源沉积物丰度指示全球大陆抬升系数^[32]; (3) 考虑了古地理变化对全球陆表气温和风化速率的影响^[33]; (4) 梳理裸子植物和被子植物对风化的增强效应, 强调了裸子植物对岩石风化的促进作用(增强系数为0.75~0.875)^[23,24]。GEOCARB III预测的显生宙大气CO₂变化的整体趋势与之前版本相似(图1(b)), 其中, 中生代大气CO₂高于GEOCARB II预测结果, 但与古土壤指标数据一致^[34]。这很可能是因为GEOCARB III中增加了CO₂和气温对植物中介化学风化的影响, 以及更新了气温和径流量对大气CO₂浓度的响应系数。

2006年, Berner^[13]进一步升级了GEOCARB III, 并将其与硫循环模型^[5,18]结合(图2), 同时预测了显生宙长时间尺度上大气CO₂和O₂含量的变化, 称之为GEOCARBSULF。相比GEOCARB III, 除了增加硫循环外, GEOCARBSULF模型主要有以下改进: (1) 将快速循环的有机碳和碳酸盐岩与较老的难以风化的有机碳和碳酸盐岩区分开来; (2) 增加光合作用过程中碳同位素分馏系数对O₂含量的响应; (3) 补充了构造抬升剥蚀对暴露的有机质、黄铁矿风化的影响, 以及对大气O₂含量的影响; (4) 将硅酸盐风化划分为岩浆岩风化和沉积岩风化^[12]。但预测的大气CO₂含量变化与GEOCARB III基本类似。

GEOCARB系列模型对显生宙大气CO₂含量变化的模拟结果基本相近(图1(b)), 主要归因于模型中有机碳埋藏过程的变化受控于古海水碳同位素的变化(式(2))。GEOCARB模型作为显生宙地球系统箱式模型发展的奠基石, 为后续的地球系统箱式模型(COPSE、SCION模型等)发展提供了长时间尺度碳循环的基本框架(图2)。

1.2 COPSE

COPSE模型^[6,7]是基于Lenton和Watson^[19]于2000年开发的大气O₂和海洋营养物质反馈机制模型(LW模型), 结合了GEOCARB模型^[1,2]和简单的硫循环模型^[16](图2), 目的是用于研究显生宙以来地球系统中生物和非生物组分的协同演化。COPSE模型受显生宙地质、生物演化和太阳辐射等变化驱动, 将碳、氧、磷、硫循环和生物演化相互绑定, 不仅可预测显生宙大气CO₂、O₂和气温的变化, 还可同时预测显生宙古海水碳、硫同位素变化和其他地球化学组成的变化。

与GEOCARB模型类似, COPSE模型对大气CO₂的

预测受控于模型驱动力变化、硅酸盐风化对大气CO₂和气温的响应以及其他反馈机制。其与GEOCARB系列模型的不同主要表现在模拟策略上^[7]。基于LW模型中建立的营养物质浓度和生物生产力的关系^[19], COPSE模型采用正演(Forward)策略, 通过加入营养物质循环, 预测海洋营养物质浓度(磷和氮)的变化, 从而计算有机碳埋藏通量, 具体公式为

$$m_{ocb} = k \times \frac{newp}{newp_0}, \quad (4)$$

其中, $newp = 117 \times \min\left(30.9 \times \frac{N}{16}, 2.2 \times P\right)$, $newp_0 = 225.96$,

其中 P 和 N 为海水中磷和氮的浓度, 现代海洋 P 、 N 分别为2.2和30.9 $\mu\text{mol/kg}$ 。而GEOCARB系列模型采用反演(Inverse或Data-Driven)策略, 将古海水碳同位素数据作为驱动力, 反演有机碳埋藏通量变化(式(3))^[2]。

由于可对比的指标数据有限, 采用反演策略的GEOCARB系列模型证伪困难, 其预测的大气CO₂和O₂含量变化也依赖于前人统计的碳、硫同位素数据^[2]。考虑到成岩蚀变和盆地局限等影响因素, 海相沉积物的同位素数据有可能无法指示广海同位素组成变化^[35,36], 对反演模型的预测结果产生影响。尽管如此, GEOCARB系列模型对于深度挖掘同位素数据的地质意义仍有着不可替代的作用。相较之下, 正演模型(如COPSE模型)更加依靠于其他地质记录(如陆源沉积物丰度^[32]), 其优点在于其可同时预测显生宙海水化学组分(包括碳、硫同位素)的变化, 可与更多的指标数据进行对比, 以检验模型结果^[6]。此外, 正演模型验证驱动力假说的能力相对较强, 比如可用于探究有机碳埋藏通量增加的原因。

从结果来看, COPSE模型所预测的显生宙大气CO₂含量变化与GEOCARB系列模型总体趋势相似(图1(b)), 其中包括早古生代高大气CO₂含量和白垩纪以来大气CO₂含量的持续下降等。这在一定程度上表明了LW模型中所建立的营养物质浓度和生物生产力的关系(式(4))适用于表征显生宙长周期碳循环生产力的变化。然而, COPSE模型对石炭纪-二叠纪大气CO₂含量的预测值远高于GEOCARB系列模型(图1(b)), 这被认为是COPSE模型中碳、氧、磷循环和生物演化耦合的结果^[6], 强调了碳循环与其他元素循环耦合的重要性。

2018年, Lenton课题组^[7]发表了重载版的COPSE模型。相比2004年发表的首版COPSE模型, 其大气CO₂含量预测整体趋势一致(图1(b)), 但各个地质过程的表达

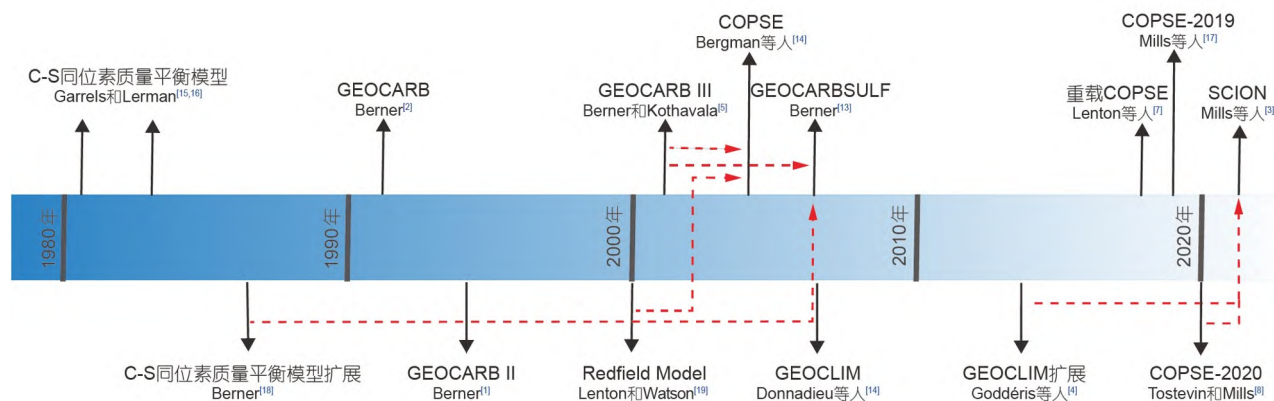


图2 (网络版彩色)显生宙地球系统箱式模型发展里程碑. 虚线为模型之间的发展依附关系
 Figure 2 (Color online) Milestones of the Phanerozoic Earth system box models. Dashed lines indicate developmental dependencies between models

得到了优化. 主要提升如下: (1) 优化现有过程表达, 比如植物对风化的增强效应; (2) 增加洋壳和岩浆岩风化以及对海水⁸⁷Sr/⁸⁶Sr的预测^[37]; (3) 解除了大气氧含量和黄铁矿氧化风化速率的线性关系, 强调剥蚀速率对黄铁矿氧化风化的影响; (4) 更新了外部地质和生物演化驱动力的变化因素^[38].

2018年之后, 利兹大学Mills等人^[8,17,39,40]对COPSE模型先后进行了多次升级改造. 2018年, COPSE模型增加了生物扰动过程, 并探讨了其对磷、氧和硫循环的影响^[39]. 2019年, COPSE模型更新了显生宙去气速率和抬升系数的变化, 并区分计算了高、低纬度的平均气温, 以便较好地表达温度对大陆风化的影响^[17]. 2020年, Tostevin和Mills^[8]汇总了2018年后COPSE模型的发展(图1(b)), 包括地幔碳源和其他还原碳、硫输入的增加^[40], 模拟了新元古代和古生代时期长时间尺度上古海洋氧化的趋势.

总体上, COPSE模型对于大陆风化的表达与GEOCARB模型类似, 均采用参数化表达古气候对水循环的影响, 比如利用无量纲参数表达古地理对径流量、气温的影响. 尽管极大地简化了运算速率, 但未真实表达古地理变化引发的水循环变化和其对大陆风化以及大气CO₂预测的影响^[3,4,14].

1.3 GEOCLIM

与GEOCARB和COPSE模型不同, GEOCLIM模型是一个非连续的显生宙地球系统箱式模型^[4,14]. 构建于固定的大陆配置, GEOCLIM模型对风化过程和气候变化采用更加真实的三维地表表达. 模型运行时无法改

变大陆配置, GEOCLIM模型只能输出稳态的“快照”或者短时间多幕式稳态结果^[4,14]. 因此, GEOCLIM模型无法用于预测显生宙长时间尺度上大气O₂含量、海水碳硫同位素等变化. 但是可通过模拟多个大陆配置情况下的稳态大气CO₂含量, 从而实现对显生宙大气CO₂含量变化的模拟^[3,4].

GEOCLIM原型为COMBINE模型(coupled model of biogeochemical cycles and climate)^[41]. COMBINE模型是装载了简单气候模型的多箱式海洋模型, 其中涉及了碳循环、氧循环和磷循环, 一般用于研究特定地质时期地球系统稳态的大气CO₂含量. 2006年, COMBINE模型^[14]用FOAM大气环流模型^[42]替换了其装载的简单气候模型. 针对特定大气CO₂含量, FOAM模拟输出稳态时全球气温和径流量的二维分布, 从而更好地表达大陆风化过程^[42], 最终利用多箱式海洋地球化学模型COMBINE^[41]来计算特定去气速率下的大气CO₂含量^[14]. 该结合版模型发表于2006年, 正式称为GEOCLIM, 但当时仅应用于中生代到新生代时期盘古大陆解体造成的古气候影响^[14]. 2014年, GEOCLIM扩展版本预测了整个显生宙以来大气CO₂含量的幕式变化(图1(b)), 该扩展版本考虑了陆地植物演化对风化的影响^[4]. 目前, 最新的GEOCLIM模型增加了厚层土壤对硅酸盐风化的影响(GEOCLIM-REG), 但仅适用于特定地质时期的碳循环研究, 比如, 晚古生代冰期前后的碳循环^[43,44].

与GEOCARB、COPSE等零维无量纲模型不同, GEOCLIM的二维大陆风化表达极大地优化了对大陆风化的模拟. 但受固定大陆板块配置限制, 无法计

算大气CO₂含量以及其他地化指标(海水硫酸盐浓度等)随着地质时间的逐渐演变^[3],与数据指标的结果对比困难. GEOCLIM模型所预测的显生宙CO₂含量变化^[4]与GEOCARB^[13]、COPSE^[7]模型模拟结果之间存在较明显差别(图1(b)),强调了大陆风化的二维表达对整个碳循环模拟的重要性^[3].

1.4 SCION

长时间尺度的碳循环模型,一般是在较短的时间片段下运行大气环流模型(如FOAM模型^[14,42]),或长时间连续运行对气候表达欠佳的无量纲箱式模型(如GEOCARB^[1,2,5,12]和COPSE模型^[6,7]). SCION是空间连续集成模型^[3],可以说它是COPSE模型和GEOCLIM模型的有机结合,既包含了大气环流模型的有机嵌入,也包含了碳、硫、氧等循环的化学反应过程,并且实现了长时间连续运行. 具体来讲, SCION模型是基于最新

版COPSE模型^[8],在大陆风化表达上借鉴了GEOCLIM模型中插值索引大气环流模型预运算得到气候数据集的方法^[4](图2和3),最终实现空间上连续集成,计算出显生宙以来大气CO₂含量的变化以及古海水碳-硫-锶同位素和其他化学成分变化.

与GEOCLIM模型类似, SCION模型借助FOAM模型预运算的温度和径流量的二维数据集来表达大陆风化过程,并增加了地势(海拔高度)的二维分布数据^[4,14,42]. SCION模型同时计算两个时间戳下特定CO₂含量气候模型输出的气候数据集(气温、径流量和地势;图3(a)),利用这两个时间戳下的二维气候数据分布计算其全球风化通量. 假设两时间戳之间的变化为线性变化,通过插值计算在特定时间戳下匹配特定CO₂含量的风化通量^[3],并与COPSE模型中的其他地球化学循环过程相平衡^[8](图3(b)),最终使得SCION模型能三维连续地预测显生宙大气CO₂含量变化.

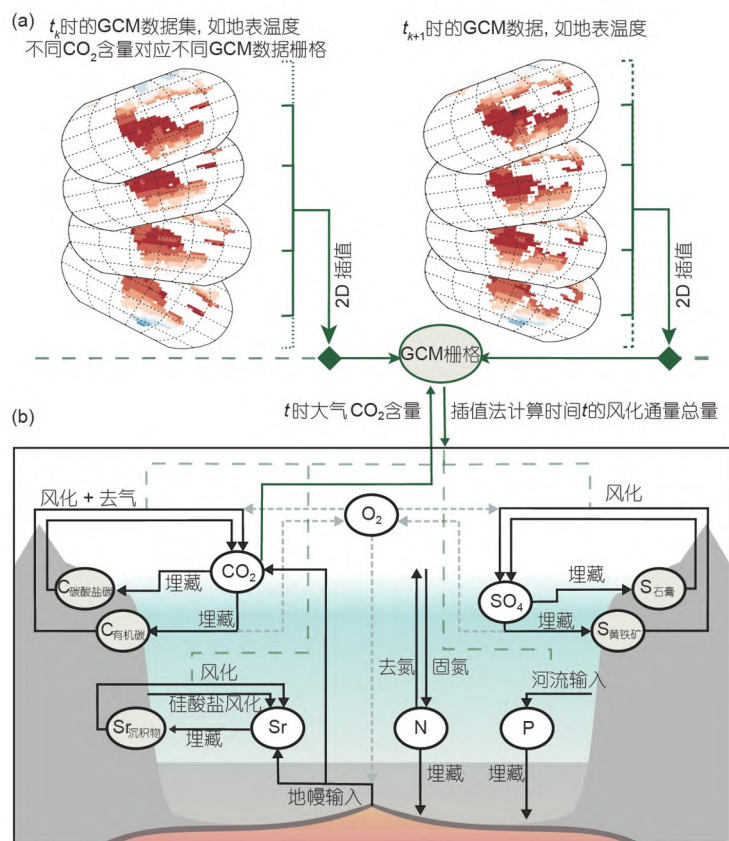


图3 SCION地球系统箱式模型示意图,修改自文献^[3]. (a) SCION模型中用到的气候模型数据集以及插值方法示意图; (b) 单一箱式海洋生物地球化学模型,修改自文献^[7,8],黑色箭头代表生物地球化学循环通量,绿色箭头代表数据流向

Figure 3 Schematic diagram of the SCION model. Modified from Ref. [3]. (a) Representation of climate model datasets and interpolation methods used in the SCION model; (b) single box marine biogeochemical module, modified from Refs. [7,8]. Black arrows represent biogeochemical cycling fluxes; green arrows represent data flow directions

与GEOCLIM模型不同, SCION模型实现了对二维大陆风化的时间连续模拟. 与GEOCLIM模型相比, SCION模型预测的大气CO₂含量整体来说较低, 石炭纪之前所预测的含量相似、石炭纪-侏罗纪时期预测含量偏低、白垩纪至今的预测偏高^[3]. SCION模型整体较低的大气CO₂含量预测, 很可能是因为SCION模型继承了COPSE模型中大气CO₂的一些负反馈机制, 例如, 对温度敏感的洋壳风化过程、对温度和CO₂敏感的有机碳埋藏过程等, 而白垩纪至今CO₂含量较高的预测值归因于SCION模型采用了较高的去气速率^[7,8]. 但相比GEOCLIM模型, SCION模型可同时预测显生宙大气O₂含量、海水硫酸根含量、碳-硫同位素以及铍同位素的变化等.

零维无量纲箱式模型(GEOCARB和COPSE模型)只能描述全球平均径流量、气温和剥蚀速率, 无法研究局部气候对大陆风化的贡献. 与无量纲箱式模型的预测相比, SCION模型所预测的新生代大气CO₂变化与新生代地质记录更加一致(图4(b)), 这得力于气候模型的软嵌入更好地表达了大陆风化碳汇过程^[3,4,42].

2 显生宙地球系统箱式模型SCION 1.1.5及其大气CO₂含量预测结果

SCION模型自2021年发表以来, 先后经历多次改动, 目前最新版本为1.1.5版本(下载地址: <https://github.com/bjwmills/SCION>). 相比SCION模型的首发版本, 本文(SCION 1.1.5版)最主要的发展是将FOAM模型在显生宙22个时间戳下的二维气候数据集(径流量、温度和地势在大陆上的平面分布)更好地与SCION模型中的古地理栅格分辨率相匹配(图4(a)). 换句话说, SCION 1.1.5版所用的气候模型数据集中优化了小面积古地理栅格上的温度、径流量和地势表达, 从而整体上增加了全球平均大陆径流量、温度的计算, 某种程度上增强了大气CO₂的温室效应. 此外, 首发版SCION模型中利用到气候数据集中大气CO₂含量索引范围为10~28000 ppm(100倍工业革命前大气CO₂水平, 1 ppm=1 μmol/mol). 由于地球系统箱式模型中考虑变量较多, 往往经历一定运行时间后使得各变量间相互调整达到平衡, 最终提供可靠的模拟结果. 在各变量平衡之前的预热期(spin-up), 模型预测的大气CO₂含量可能会超过这一索引范围, 从而导致崩溃. SCION 1.1.5版通过插值法扩展计算了56000 ppm(200倍工业革命前大气CO₂水平)和112000 ppm(400倍工业革命前大气CO₂

水平)下的气候模型数据集结果, 增加了模型运行稳定性. 此外, 本文(SCION 1.1.5版)简化了大陆风化计算等代码, 一定程度上提高了运算速率.

图4(b)中展示了本文(SCION 1.1.5版)预测的显生宙大气CO₂含量变化. 整体来说, 显生宙大气CO₂含量变化有以下特点: (1) 寒武纪-志留纪时期大气CO₂含量较高(>1000 ppm); (2) 石炭纪时期大气CO₂含量大幅度下降并于二叠纪时期恢复; (3) 侏罗纪大气CO₂含量较低; (4) 白垩纪及新生代时期大气CO₂含量呈现逐渐下降的趋势. SCION 1.1.5版预测的显生宙大气CO₂含量变化趋势与首发版相似, 但其相比首发版整体偏低, 与地质记录(如植物气孔数据)更加一致^[45,46](图4(b)). 这很可能是因为最新采用的气候模型数据集中优化了气温和径流量的表达, 增强了其对大气CO₂含量的响应. 比如, 当大气CO₂含量升高相同幅度时, 陆表气温的上升响应更加明显, 增强了大陆风化作用和大气CO₂含量的负反馈作用. 大陆风化的负反馈机制在SCION 1.1.5版中一定程度上被加强, 最终导致了显生宙大气CO₂含量的预测趋势整体降低. 这一模拟结果强调了气候模型对表征大陆风化过程以及长时间尺度碳循环的重要性^[4].

尽管SCION模型最新的大气CO₂模拟结果与指标记录整体趋势相似, 但仍存在很多不一致之处. SCION模型预测值基本与指标记录的上限一致, 与指标数据平均值相差较多, 这一定程度上归因于FOAM气候模型有着较低的气候敏感度(即升高相同温度需要更多大气CO₂)和SCION模型中所采用的较高去气速率等. 例如, 晚古生代指标数据显示大气CO₂含量从~1000 ppm下降到~300 ppm, 模型预测含量尽管表现出相似的下降趋势, 但预测含量超出指标数据两倍左右(从~2000 ppm下降到~700 ppm, 图4(b)). 该时期大气CO₂含量的下降伴随着晚古生代冰期, 主要是因为该时期赤道地区的造山运动更为活跃而喷发出更多的新鲜火山岩, 在较高的剥蚀速率、降雨量和温度等因素作用下, 导致硅酸盐风化速率加快, 从而消耗了更多的大气CO₂^[3,43,47]. 此外, 热带森林在该时期的出现, 一方面通过植物光合作用增加了陆地有机碳的埋藏^[48], 另一方面通过根系等方式可能增强了大陆硅酸盐岩的风化^[25], 这些都被认为是该时期大气CO₂含量下降以及晚古生代冰期的重要诱因^[49,50].

模型预测的中生代大气CO₂含量和指标记录在某些特定时段也存在差异, 如预测的侏罗纪时期大气CO₂

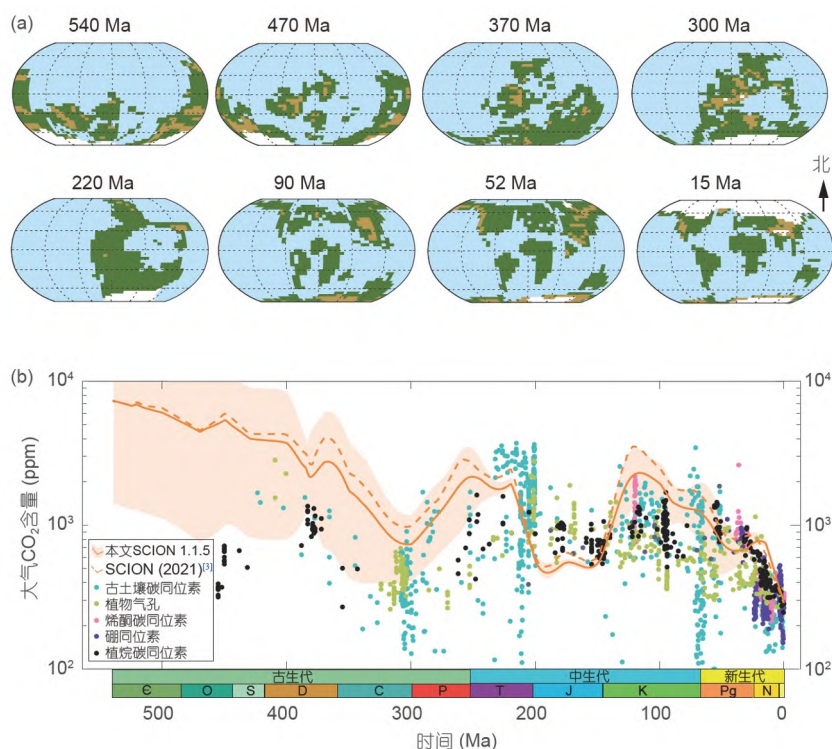


图4 SCION模型对显生宙大气CO₂含量的模拟结果以及模型中应用的古地理地形变化和所预测的冰川范围。(a) SCION 1.1.5模型中应用的古地理地形变化和所预测的冰川范围。(b) SCION模型对显生宙大气CO₂含量的模拟结果。橙色实线为SCION 1.1.5最新的预测结果；橙色阴影是考虑到模型主要的边界条件误差后的模拟结果区间，其中为模型的主要驱动力变化增加了20%的误差(例如，去气速率变化、玄武岩和花岗岩的相对面积变化)，同时改变植物演化对大陆风化的影响系数(1~7)等；虚线为SCION首发版预测结果^[3]，图中指标数据来自文献^[45,46]

Figure 4 Modelled Phanerozoic atmospheric CO₂ variations by the SCION model and the paleogeographic maps and ice extent predictions from the latest SCION version v1.1.5. (a) The paleogeographic maps and ice extent predictions from the latest SCION version v1.1.5. (b) Modelled Phanerozoic atmospheric CO₂ variations by the SCION model. The solid orange line is the latest prediction result and the orange shaded area is the modelling result interval after taking into account the errors in the main boundary conditions, where the major driving forces have been added with an error of 20% (for example, the change of degassing rate, the relative area change of basalt and granite lithologies). At the same time, the biotic weathering enhancement factor due to plant evolution is varied between 1 and 7. The dashed line is the prediction result in the original SCION model^[3], which is compared to proxy data^[45,46]

含量约为600 ppm，略低于指标数据的~800 ppm，而白垩纪预测值则稍高于指标记录。这是由于SCION模型继承了COPSE模型中陆地植物对大陆风化的影响，而COPSE模型预测的大气CO₂含量也同样较低^[3,8]。陆地植物通过根劈和产出腐殖酸等方式，增加大陆硅酸盐风化速率，从而降低大气CO₂含量^[25]。考虑到GEOCLIM模型在该时期的预测结果更接近指标数据^[3,4]，我们认为COPSE和SCION模型可能过高地估计了侏罗纪时期陆地植物对大陆风化的影响^[3]。但模型所预测的侏罗纪大气CO₂含量低谷与地质记录一致(如植烷碳同位素和植物气孔数据)。晚三叠世时期，盘古大陆(Pangea)向北的快速漂移，使更多的大陆硅酸盐暴露在温暖湿润的气候下，从而通过风化作用加剧了大气CO₂的消

耗，最终导致了侏罗纪时期较低的大气CO₂含量^[51]。

相比之下，新生代大气CO₂含量的预测与地质记录更加吻合，都呈现出下降趋势。这一时期CO₂的下降主要可能归因于喜马拉雅造山带的持续抬升导致硅酸盐风化增强^[52]，或者白垩纪以来火山去气速率的下降^[1]等。

3 显生宙地球系统箱式模型SCION未来的发展方向

整体来说，SCION模型最新的预测结果与指标数据的吻合程度和时间呈现一定相关性。新生代拟合数据与指标数据吻合最好，中生代预测结果接近指标数据绝对值，古生代预测结果高于指标数据。这是因为构

建的构造边界条件(比如去气速率的变化)和重建的古地理演变的不确定性随时间增加^[4,53,54]。优化构造边界条件、高时间分辨率和准确度的古地理重建,有助于提高SCION模型对古生代-中生代时期大气CO₂含量模拟的准确性。

另一个方面,古生代预测结果变化范围较大,很大程度上也与模型中陆地植被对大陆风化增强效应的不确定性有关,因为这种效应增幅可从无到增强7倍^[7](图4(b))。SCION 1.1.5版模型依然采用无量纲参数的方式来表达植物对大陆风化的影响,并未使用二维模式来表达该过程;而目前最新的FLORA模型中已使用了二维模式进行模拟显生宙以来陆地植物对长时间尺度碳循环的影响^[55]。类似于GEOCLIM模型,FLORA模型中利用FOAM模型在不同时间戳下模拟的气温和径流量等的二维分布,预测显生宙以来古植物的分布情况^[55]。在不久的将来,SCION模型将利用FLORA模型对显生宙以来模拟的陆地植物分布演化,二维地表达陆地植物对大陆风化的影响。

除了植物对大陆硅酸盐岩风化的影响,硅酸盐岩性的风化速率、富集程度的变化很大程度上影响了硅酸盐岩风化这一重要碳汇过程,比如铁镁质岩性有着更高的化学风化速率^[47]。通过研究显生宙以来不同硅酸盐岩在大陆上的二维分布^[56],有利于更加精确地表达大陆硅酸盐岩风化过程,优化模型大气CO₂含量、气温以及海水锶同位素等的预测^[3]。

最新版的SCION模型目前仍采用COPSE模型中对海洋的单一箱式表达(图3(b))。单一箱式海洋模型将海洋看作一个整体,一定程度简化了模型复杂程度、提高了运算速率,但忽视了海洋内部循环的重要性(比如陆架海洋对海洋营养物质循环的加速作用)^[57-59],很

大程度上限制了单一箱式海洋模型对长时间尺度碳循环模拟以及大气CO₂含量预测的精准度。与SCION及GEOCLIM模型对陆表过程的表达类似,利用气候模型预运算气候数据集中的海洋部分数据(如海水温度、洋流),并进行相似的插值处理动态表达海洋内部循环,最终完善营养物质循环和显生宙大气CO₂和O₂含量的预测。

此外,现有的地球系统箱式模型(包括SCION、COPSE模型等)仅考虑了太阳辐射在>10 Ma时间尺度上的线性增加,并未考虑轨道应力在百万年尺度上的周期性变化。比如,太阳辐射在百万年尺度上的周期性变化很可能使地表气温、径流量等产生周期性变化,甚至影响海水地球化学^[60-63]。增加百万年尺度上的太阳辐射变化,有利于探究地表生物化学循环的周期性规律(例如,古海水碳同位素变化^[61,64]、生物演化模式^[64])。

4 结论

显生宙地球系统箱式模型以长时间尺度碳循环和预测大气CO₂含量为主要目标。历经近50年发展,其发展重心是表征大陆风化的碳汇过程,从无量纲参数化的表达发展到了现在的三维大陆风化表达,提高了显生宙大气CO₂含量预测的精准度。但目前最新版的显生宙地球系统箱式模型SCION 1.1.5版所模拟的大气CO₂含量变化仍与指标记录之间存在较多差异。未来通过优化构造和古地理边界条件,采用多箱式海洋替代单一箱式海洋,完善营养物质循环,区分硅酸盐岩性对风化的影响,改进陆地植物演化的表达等,有望提高对长时间尺度碳循环源汇体系的限定和显生宙大气CO₂模拟的准确性。

致谢 英国自然环境研究理事会资助了Benjamin J. W. Mills(NE/S009663/1)。中国留学基金(202006190254)资助张莹刚学习了地球系统箱式模型。南京大学地球科学与工程学院杨柳博士对文字和图片进行了检查,两名匿名审稿人和编辑提出了很多宝贵意见,特此致谢。

参考文献

- 1 Berner R A. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am J Sci*, 1994, 294: 56-91
- 2 Berner R A. A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am J Sci*, 1991, 291: 339-376
- 3 Mills B J W, Donnadieu Y, Godd ris Y. Spatial continuous integration of Phanerozoic global biogeochemistry and climate. *Gondwana Res*, 2021, 100: 73-86
- 4 Godd ris Y, Donnadieu Y, Le Hir G, et al. The role of palaeogeography in the Phanerozoic history of atmospheric CO₂ and climate. *Earth-Sci Rev*,

- 2014, 128: 122–138
- 5 Berner R A, Kothavala Z. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over phanerozoic time. *Am J Sci*, 2001, 301: 182–204
 - 6 Bergman N M. COPSE: A new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time. *Am J Sci*, 2004, 304: 397–437
 - 7 Lenton T M, Daines S J, Mills B J W. COPSE reloaded: An improved model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time. *Earth-Sci Rev*, 2018, 178: 1–28
 - 8 Tostevin R, Mills B J W. Reconciling proxy records and models of Earth's oxygenation during the Neoproterozoic and Palaeozoic. *Interface Focus*, 2020, 10: 20190137
 - 9 Berner R A, Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over phanerozoic time: A new theory. *Geochim Cosmochim Acta*, 1983, 47: 855–862
 - 10 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 Geophys Res*, 1981, 86: 9776–9782
 - 11 Shao Q L, Chen X R, Huang R. Effect of opening the Drake Passage on the oceanic general circulation: A box model study (in Chinese). *Sin Earth Terrae*, 2013, 43: 181–191 [邵秋丽, 陈显尧, Huang R. 德雷克海峡的打开对海洋环流的影响——基于一个箱式模型的研究. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43: 181–191]
 - 12 Berner R A. Inclusion of the weathering of volcanic rocks in the GEOCARBSULF model. *Am J Sci*, 2006, 306: 295–302
 - 13 Berner R A. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 5653–5664
 - 14 Donnadieu Y, Godd  ris Y, Pierrehumbert R, et al. A GEOCLIM simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea breakup. *Geochem Geophys Geosystems*, 2006, 7: 1–21
 - 15 Garrels R M, Lerman A. Phanerozoic cycles of sedimentary carbon and sulfur. *Proc Natl Acad Sci USA*, 1981, 78: 4652–4656
 - 16 Garrels R M, Lerman A. Coupling of the sedimentary sulfur and carbon cycles: An improved model. *Am J Sci*, 1984, 284: 989–1007
 - 17 Mills B J W, Krause A J, Scotese C R, et al. Modelling the long-term carbon cycle, atmospheric CO₂, and Earth surface temperature from late Neoproterozoic to present day. *Gondwana Res*, 2019, 67: 172–186
 - 18 Berner R A. Models for carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen: Application to Paleozoic geologic history. *Am J Sci*, 1987, 287: 177–196
 - 19 Lenton T M, Watson A J. Redfield revisited: 1. Regulation of nitrate, phosphate, and oxygen in the ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 2000, 14: 225–248
 - 20 Ronov A B. Global carbon geochemistry, volcanism, carbonate accumulation, and life. *Geochem Int*, 1976, 13: 172–175
 - 21 Barron E J, Sloan II J L, Harrison C G A. Potential significance of land—Sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor; 180 m.y. to the present. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1980, 30: 17–40
 - 22 Tardy Y, N'Koukou R, Probst J L. The global water cycle and continental erosion during Phanerozoic time (570 my). *Am J Sci*, 1989, 289: 455–483
 - 23 Knoll M A, James W C. Effect of the advent and diversification of vascular land plants on mineral weathering through geologic time. *Geology*, 1987, 15: 1099–1102
 - 24 Volk T. Rise of angiosperms as a factor in long-term climatic cooling. *Geology*, 1989, 17: 107–110
 - 25 Algeo T J, Berner R A, Maynard J B, et al. Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: “Rooted” in the evolution of vascular land plants? *GSA Today*, 1995, 5: 63–66
 - 26 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. *Am J Sci*, 1983, 283: 641–683
 - 27 Gaffin S. Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sealevel change. *Am J Sci*, 1987, 287: 596–611
 - 28 Caldeira K, Kasting J F. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, 1992, 359: 226–228
 - 29 Marshall S, Oglesby R J, Larson J W, et al. A comparison of GCM sensitivity to changes in CO₂ and solar luminosity. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 2487–2490
 - 30 Francois L M, Walker J C G. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: Constraints from the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratio of seawater. *Am J Sci*, 1992, 292: 81–135
 - 31 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J Clim*, 1998, 11: 1131–1149
 - 32 Ronov A B. Phanerozoic transgressions and regressions on the continents: A quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition. *Am J Sci*, 1994, 294: 777–801

- 33 Otto-Bliesner B L. Continental drift, runoff, and weathering feedbacks: Implications from climate model experiments. *J Geophys Res*, 1995, 100: 11537–11548
- 34 Ekart D D. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *Am J Sci*, 1999, 299: 805–827
- 35 Swart P K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 2015, 62: 1233–1304
- 36 Zhang Y, Yang T, Hohl S V, et al. Seawater carbon and strontium isotope variations through the late Ediacaran to late Cambrian in the Tarim Basin. *Precambrian Res*, 2020, 345: 105769
- 37 Mills B, Daines S J, Lenton T M. Changing tectonic controls on the long-term carbon cycle from Mesozoic to present. *Geochem Geophys Geosyst*, 2014, 15: 4866–4884
- 38 Lenton T M, Dahl T W, Daines S J, et al. Earliest land plants created modern levels of atmospheric oxygen. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2016, 113: 9704–9709
- 39 van de Velde S, Mills B J W, Meysman F J R, et al. Early Palaeozoic ocean anoxia and global warming driven by the evolution of shallow burrowing. *Nat Commun*, 2018, 9: 2554
- 40 Shields G A, Mills B J W, Zhu M, et al. Unique Neoproterozoic carbon isotope excursions sustained by coupled evaporite dissolution and pyrite burial. *Nat Geosci*, 2019, 12: 823–827
- 41 Godd ris Y, Joachimski M M. Global change in the Late Devonian: Modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 202: 309–329
- 42 Jacob R L. Low frequency variability in a simulated atmosphere-ocean system. Doctor Dissertation. Madison: The University of Wisconsin, 1997
- 43 Godd ris Y, Donnadieu Y, Carretier S, et al. Onset and ending of the late Palaeozoic ice age triggered by tectonically paced rock weathering. *Nat Geosci*, 2017, 10: 382–386
- 44 Richey J D, Monta nez I P, Godd ris Y, et al. Influence of temporally varying weatherability on CO₂-climate coupling and ecosystem change in the late Paleozoic. *Clim Past*, 2020, 16: 1759–1775
- 45 Foster G L, Royer D L, Lunt D J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat Commun*, 2017, 8: 14845
- 46 Witkowski C R, Weijers J W H, Blais B, et al. Molecular fossils from phytoplankton reveal secular PCO₂ trend over the Phanerozoic. *Sci Adv*, 2018, 4: eaat4556
- 47 Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, et al. Arc-continent collisions in the tropics set Earth’s climate state. *Science*, 2019, 364: 181–184
- 48 He J H, Cai Y L, Qin P. Spatial and temporal variations of carbon dioxide and its influencing factors (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2020, 65: 194–202 [何江浩, 蔡玉林, 秦鹏. 二氧化碳的时空变化规律与影响因素分析. *科学通报*, 2020, 65: 194–202]
- 49 Wang Y Y, Xiao Y, Sun H, et al. Lithium isotope composition of the Carboniferous seawater: Implications for initiating and maintaining the late Paleozoic ice age. *J Asian Earth Sci*, 2021, 222: 104977
- 50 Horton D E, Poulsen C J, Pollard D. Influence of high-latitude vegetation feedbacks on late Palaeozoic glacial cycles. *Nat Geosci*, 2010, 3: 572–577
- 51 Godd ris Y, Donnadieu Y, Vargas C, et al. Causal or casual link between the rise of nannoplankton calcification and a tectonically-driven massive decrease in Late Triassic atmospheric CO₂? *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 267: 247–255
- 52 Misra S, Froelich P N. Lithium isotope history of Cenozoic seawater: Changes in silicate weathering and reverse weathering. *Science*, 2012, 335: 818–823
- 53 Meredith A S, Collins A S, Williams S E, et al. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Res*, 2017, 50: 84–134
- 54 Marcilly C M, Torsvik T H, Domeier M, et al. New paleogeographic and degassing parameters for long-term carbon cycle models. *Gondwana Res*, 2021, 97: 176–203
- 55 Gurung K, Field K J, Batterman S A, et al. Climate windows of opportunity for plant expansion during the Phanerozoic. *Nat Commun*, 2022, 13: 4530
- 56 Cao W, Williams S, Flament N, et al. Palaeolatitudinal distribution of lithologic indicators of climate in a palaeogeographic framework. *Geol Mag*, 2019, 156: 331–354
- 57 Longman J, Mills B J W, Manners H R, et al. Late Ordovician climate change and extinctions driven by elevated volcanic nutrient supply. *Nat Geosci*, 2021, 14: 924–929
- 58 Alcott L J, Mills B J W, Poulton S W. Stepwise Earth oxygenation is an inherent property of global biogeochemical cycling. *Science*, 2019, 366: 1333–1337
- 59 Slomp C P, van Cappellen P. The global marine phosphorus cycle: Sensitivity to oceanic circulation. *Biogeosciences*, 2007, 4: 155–171

- 60 Rampino M R, Caldeira K, Zhu Y. A pulse of the Earth: A 27.5-Myr underlying cycle in coordinated geological events over the last 260 Myr. [Geosci Front](#), 2021, 12: 101245
- 61 Boulila S, Galbrun B, Laskar J, et al. A ~9 myr cycle in Cenozoic $\delta^{13}\text{C}$ record and long-term orbital eccentricity modulation: Is there a link? *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 317-318: 273–281
- 62 Boulila S, de Rafélis M, Hinnov L A, et al. Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleocene Tethyan domain (marl-limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 2010, 292: 57–70
- 63 Boulila S. Coupling between grand cycles and events in Earth's climate during the past 115 million years. *Sci Rep*, 2019, 9: 327
- 64 van Dam J A, Aziz H A, Sierra M Á Á, et al. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. [Nature](#), 2006, 443: 687–691

Summary for “显生宙长时间尺度碳循环演变的模拟：现状与展望”

Simulating the long-term carbon cycle in the Phanerozoic: Current status and future developments

Yinggang Zhang^{1,2,3*}, Benjamin J. W. Mills³, Tianchen He³, Tao Yang^{2*} & Maoyan Zhu^{1,4,5}

¹ State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China;

² State Key Laboratory of Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing 210046, China;

³ School of Earth Environment, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK;

⁴ Center for Excellence in Life and Palaeoenvironment, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China;

⁵ College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

* Corresponding authors, E-mail: ygzhang@nigpas.ac.cn; yangtao@nju.edu.cn

Over geological timescales, Earth's atmospheric CO₂ concentration is determined by the long-term carbon cycle. Here the principal CO₂ sources are tectonic degassing and the weathering of carbonate or organic-rich rocks, and the sinks are the deposition of carbonate minerals and organic carbon in sediments. The global carbon cycle has a self-regulation mechanism because the weathering of silicate rocks, which provides key elements for marine carbonate formation, is temperature dependent and can remove more carbon when Earth's CO₂ levels and temperature rise. Nevertheless, changes in carbon inputs and outputs can drive substantial variation in CO₂ levels over geological time, and this has been the most important factor controlling the long-term variations in global average surface temperature over the Phanerozoic. Therefore, reconstructing the long-term carbon cycle and Phanerozoic changes in atmospheric CO₂ levels is an important area of geochemical research.

Earth system box models have traditionally been used to study the long-term carbon cycle and to understand what controls changes in CO₂ concentration. Early box models, such as the GEOCARB and COPSE (Carbon-Oxygen-Phosphorus-Sulphur-Evolution) models, mathematically expressed the physical and chemical properties of the Earth's surface in a dimensionless way, using a single box for the ocean or land surface and a single value for global temperature or rate of precipitation. These models succeeded in reconstructing some aspects of atmospheric CO₂ variations during the Phanerozoic but were limited because they cannot represent Earth's surface in 3D, so could not properly represent continental weathering processes. The GEOCLIM model improved on this method by using a large dataset of physical climate model simulations to approximate a 3D climate and land surface for a set of specific times in Earth's history, which allowed it to evaluate weathering processes and simulate uplift-driven glaciation in the late Palaeozoic.

A further step was made in the SCION (Spatial Continuous Integration) model to approximate between different continental maps and therefore run the 3D weathering functions continuously over geological time by a method of interpolation. The variations of Phanerozoic atmospheric CO₂ levels predicted by the SCION model show the following major features: (1) High atmospheric CO₂ content (>1000 ppm) from the Cambrian to Silurian period; (2) a significant decrease of atmospheric CO₂ concentration in the carboniferous and a following recovery in the Permian; (3) low atmospheric CO₂ content in Jurassic; (4) a peak in CO₂ concentration during the Cretaceous and a decline through the Cenozoic. However, the modelling results still show some inconsistencies with the proxy records of atmospheric CO₂, such as a higher atmospheric CO₂ prediction during the Palaeozoic and a lower atmospheric CO₂ prediction during the Jurassic. Future work is needed to more accurately simulate the Earth's carbon cycle in these models. This includes revising the plate tectonic and paleogeographic boundary conditions to modern standards, replacing the one-box ocean with a multi-box or 3D ocean component, distinguishing the more reactive silicate lithologies on the continental maps to better represent their influences on silicate weathering, and improving the expression of land plant evolution and biogeography.

atmospheric CO₂ levels, long-term carbon cycle, Phanerozoic, Earth system box model, biogeochemical box model

doi: [10.1360/TB-2022-0813](https://doi.org/10.1360/TB-2022-0813)