

doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2015.01.007

胡永云, 田丰. 前寒武纪气候演化中的三个重要科学问题 [J]. 气候变化研究进展, 2015, 11 (1): 44-53



## 前寒武纪气候演化中的 三个重要科学问题

胡永云<sup>1</sup>, 田 丰<sup>2</sup><sup>1</sup> 北京大学物理学院大气与海洋科学系气候与海-气实验室, 北京 100871;<sup>2</sup> 清华大学地球系统科学研究中心, 北京 100084

**摘要:** 自地球形成至寒武纪将近 40 亿年 (距今 46 亿~5.4 亿年, 通常称为前寒武纪) 的气候演变是一个具有特殊难度和挑战性的研究领域, 同时也是基础和前沿的研究领域。文章选择了前寒武纪气候演化中的三个重要科学问题进行综述: 大气演化、两次全球性的冰川期以及暗弱太阳问题。关于大气演化, 本文首先描述了大气成分的演化历史, 然后简述了影响大气成分演化的三个基本过程: 大气逃逸、两次大气氧含量突然增加、碳酸盐-硅酸盐循环及其对气候系统的负反馈作用。两次全球性的冰川期分别发生在古元古代 (距今 24 亿~21 亿年) 和新元古代 (距今 8 亿~5.8 亿年), 文章简述了其成因以及相关的气候模拟结果。暗弱太阳问题是地球历史气候演化的一个经典问题, 论文简要地综述了一些最新的研究成果和观点。

**关键词:** 大气演化; 地球演化; 生命演化; 冰雪地球; 暗弱太阳问题

### 引 言

人类居住的地球已有 46 亿年的历史, 回溯这 46 亿年的历史, 我们会发现地球气候在漫长的演化过程中发生过极其剧烈的变化。距今 2 万年前, 地球经历了一次距我们最近的冰川期, 也就是末次盛冰期; 在人类出现和进化的近 250 万年里, 地球气候逐渐变冷; 在大约 6500 万年前, 恐龙灭绝, 地球气候开始变冷; 5.4 亿年前的寒武纪, 生命爆发, 动物开始出现; 距今 8 亿~5.8 亿年前, 地球经历了数次极端寒冷的全球性冰封 (冰雪地球) 和极端炎热的高温气候交替的过程, 大气中的氧气含量第二次突

然升高, 并达到现在的水平; 距今 18 亿~8 亿年前, 地球气候温暖且稳定, 原始生命缓慢地进化着; 距今 24 亿~21 亿年前, 地球经历了第一次全球性冰封的寒冷气候, 并伴随氧气含量的第一次突然升高; 大约 38 亿年前, 生命开始出现; 大约 40 亿年前, 最原始的花岗岩地壳形成; 大约 43 亿年前, 最早的海洋在形成。

尽管地质、地球化学、古生物和古气候等证据给出了以上气候变化的时间节点, 但有关这些气候变化的机制仍然不太清楚。尤其是前寒武纪气候变化, 因为距今过于久远, 相关资料较少, 资料的时间分辨率较低, 准确性也较差, 因此, 研究前寒武

收稿日期: 2014-09-15; 修回日期: 2014-11-15

资助项目: 中国自然科学基金项目“新元古代冰雪地球融化后的气候”(41375072); “早期地球大气的甲烷、氨、有机气溶胶与暗弱太阳问题”(41175039); 中国自然科学基金杰出青年项目“全球气候变化背景下的平流层气候变化和臭氧恢复”(41025018)

作者简介: 胡永云, 男, 教授, yyhu@pku.edu.cn

纪气候变化的难度很大。但也正因为如此,研究前寒武纪地球远古气候既具有挑战性,也具有基础和前沿性。前寒武纪气候变化是大气成分、地表过程、生命演化和内部结构过程协同演化的结果,因此,在研究地球远古气候变化时,我们更需要关注地球各圈层之间的相互作用,尤其是生命的演化对大气成分以及远古气候变化的重要影响,这类似于我们今天所强调的人类活动导致了近几十年来的全球变暖。另外,需要强调的是气候变化具有不同的时间尺度。我们知道,天气系统的时间尺度在一周左右,这主要是由天气系统的准周期决定的;从季节到年际、再到百年和千年际的气候变化主要与海洋环流的变化有关;万年到十万年际的气候变化主要与地球轨道变化的时间尺度有关;百万年到亿年际的气候变化主要与板块构造变化有关;十亿年际时间尺度的气候变化主要与太阳辐射强度的变化有关。本文所讨论的前寒武纪气候变化的时间尺度属于行星和板块构造时间尺度,与通常所说的轨道尺度、年代际或年际时间尺度上的气候变化有很大不同。

## 1 大气演化

### 1.1 地球大气的演化

地球气候状况与大气成分密切相关,而大气的演化与太阳活动、地球的形成、表面过程和内部构造过程是密切联系在一起的<sup>[1]</sup>。现今大气的主要成分是氮气( $N_2$ )和氧气( $O_2$ ),分别占大气总质量的78%和21%,其余的成分约占1%。但在地球46亿年的历史中,大气成分是不断变化的。图1是地球大气随时间演化的示意图。在地球形成之初,大气成分以氢( $H_2$ )和氦( $He$ )为主,还可能有部分氨气( $NH_3$ )、甲烷( $CH_4$ )以及少量的氮气,这些构成了地球大气的原始成分。氢和氦是宇宙中丰度最高的化学元素,是宇宙大爆炸的产物,在地球形成之初,它们在引力的作用下被吸附在地球周围。氨气和甲烷均是还原性气体,是行星大气如木星和土星等大气中常见的成分,因此,也可以看成原始大气中痕量气体的基本成分。氮气则是氨气光解之后的产物,氨气光解后生成氢气和氮气,氢逃逸向太

空,而较重的氮气则留在大气中。一般认为,原始大气是由于强劲的太阳风的剥蚀作用而逃逸的,但逃逸的时间尺度还没有定论,一些认为只有几千万年的时间,另一些认为可能有几亿年,这是目前行星大气逃逸研究方面的热点之一。

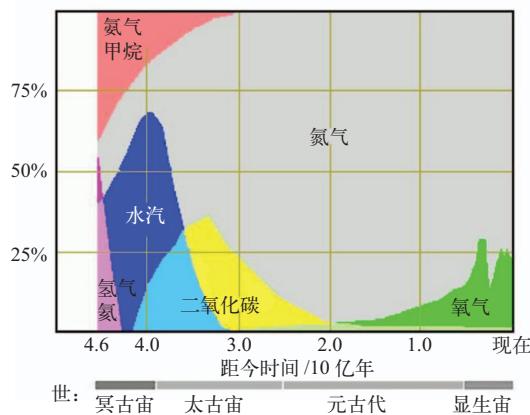


图1 地球大气成分随时间演化的示意图

(各气体在前寒武纪的绝对和相对含量均有较大不确定性,来自 <http://www.scientificpsychic.com/etc/timeline/atmosphere-composition.html>)

Fig. 1 Schematic plot of time evolution of Earth's atmospheric composition (The values of atmospheric compositions have large uncertainties). Adopted from <http://www.scientificpsychic.com/etc/timeline/atmosphere-composition.html>

在原始大气消失之后,水汽曾是大气的主要成分,这与地球早期表面的高温有关。两种可能的原因造成了地球早期的高温状态:一种来自传统的观点是,地球形成时处于高温岩溶状态并持续相当长的一段时间;另一种最新的观点是,地球形成之后很快冷却,但在40亿~38亿年前,大量小星体不断撞击(包括形成月球的那次大撞击)使地球温度重新升高,并处于岩溶状态<sup>[2]</sup>(该时期被称为晚期重轰击期, the Late Heavy Bombardment)。无论是哪一种原因,地球早期表面的高温使得大量的水分呈气态并停留在大气中(大气中还包含岩石在高温下的挥发物)。在大约43亿年前,随着地表温度的降低,水汽逐渐凝结并沉降到地面,形成了最初的海洋。早期地球内部构造运动比现在活跃得多,火山喷发也比较频繁,因此,大量的 $CO_2$ 也被排放到大气中。尽管水汽随地表温度的降低逐渐减少,但因为 $CO_2$ 的凝结温度比水汽低得多,大量的 $CO_2$ 仍留存在大气

中。而大气中CO<sub>2</sub>含量的逐渐降低主要是由CO<sub>2</sub>与地球表面硅酸盐岩之间的风化反应造成的。与此同时,由于氨气的光解,氮气在大气中不断累积,逐渐形成了地球大气的主要成分,氮气、CO<sub>2</sub>和水汽,还有一些痕量气体一起构成了地球的次生大气。

随着时间的推移,大气中的CO<sub>2</sub>逐渐降低,并大致维持在目前的水平。虽然在不同的历史时期CO<sub>2</sub>存在较大的波动,但再也没有恢复到地球早期的水平。地球形成后最初的近8亿年里,大气中并没有氧气,在之后的相当长时间内,氧气也只维持在极低的水平,经过两次突然增加才在大约6亿年前达到目前的水平,地球大气自此进入了现代大气阶段。

地球大气的演化涉及重要的物理、化学和生命过程,这些过程不只是在大气内部进行,还与太阳活动、地表和地球内部构造活动密切耦合在一起。通过这些过程,大气的成分逐渐或突然发生变化。下面将介绍几个重要的过程。

## 1.2 大气逃逸

理解地球早期大气的演化离不开研究大气逃逸问题。大气逃逸的机制大致可分为热力逃逸和非热力逃逸两种。热力逃逸指的是大气逃逸的效率仅受大气逸散层底温度控制的大气逃逸过程;而非热力逃逸主要受其他非热力因素的影响,非热力逃逸过程有电荷交换、极风、光化学逃逸、高能粒子对大气粒子的直接碰撞以及太阳风电磁场对大气中带电粒子的剥蚀作用。在地磁场存在的条件下,大气逃逸以热力逃逸为主,例如,今天地球大气中氢的逃逸在太阳活动峰年就是以热力逃逸为主,辅以电荷交换和极风。而对于没有磁场或者只有很弱磁场的行星,高能粒子对大气粒子的直接碰撞和太阳风电磁场对大气中带电粒子的剥蚀作用起主导作用。因为在地球形成之初,地磁场还没有形成或者极弱,所以,原始大气的消失很可能是通过太阳风的剥蚀作用而逃逸的。今天的火星和金星也没有磁场,所以非热力逃逸对这两颗行星的大气逃逸比较重要。行星的质量对大气逃逸有着重要的影响。因为火星质量远小于地球,早期火星大气中碳的逃逸速度远快

于早期地球碳的逃逸速度,所以火星很可能在其早期就失去了绝大部分CO<sub>2</sub>,在其气候演化历史中一直维持寒冷的气候<sup>[3]</sup>。

大气逃逸必然伴随着能量的损失,从而造成行星高层大气的冷却和塌缩,其结果反过来导致大气逃逸的自我约束<sup>[4-5]</sup>。如果不考虑大气逃逸所导致的能量损失的话,简单的理论推导可以证明地球大气是不能呈还原性的,因为大气中的氢会在很短的时间尺度内逃逸。最新的研究认为,如果地球原始大气很厚的话,其消失的时间尺度可能长达数亿年甚至更多<sup>[6]</sup>。

## 1.3 两次氧气突增过程

氧气是地球生命所必需的,是地球大气层首次生大气演化为现代大气的重要标志,也是地球有别于太阳系其他行星的重要特征。氧气本身并不是温室气体,其浓度变化对气候系统并不产生直接的影响,但由氧气生成的臭氧(O<sub>3</sub>)是温室气体,而且吸收太阳紫外辐射,对气候变化和地表生命有着重大的影响<sup>[7-8]</sup>。另外,大气化学中许多化学反应与氧气有关,氧气通过这些化学反应间接地影响大气成分和气候。

图2给出的是大气中氧气含量随时间演化的示意图。在大约32亿年前,大气中氧气的含量最多只有现在的10<sup>-13</sup>倍,在24亿年前,氧气含量基本维持在低于1.0×10<sup>-6</sup>(ppm)水平。大量的古岩石证据

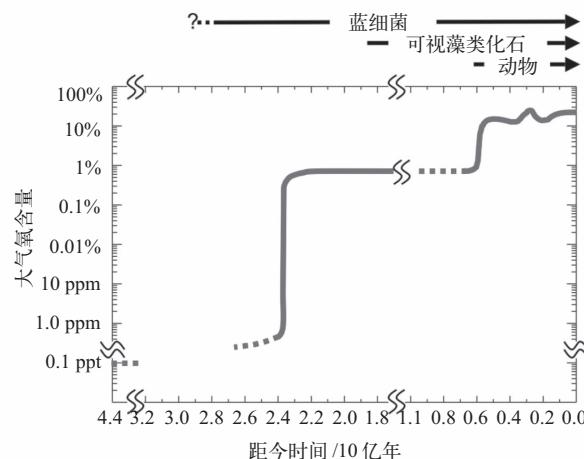


图2 大气中氧气浓度历史演化示意图<sup>[9]</sup>

Fig. 2 A schematic history of atmospheric oxygen<sup>[9]</sup>

表明, 氧气含量的上升不是一个平缓的过程, 而是通过两次突然增加的过程才达到现代的水平<sup>[9-11]</sup>。一次突增过程发生在24亿~23亿年前, 氧气含量突然升高了10<sup>6</sup>倍以上, 达到现在浓度的0.1%~1%, 另一次发生在7.5亿~5.8亿年前, 氧气含量达到了现代大气的水平。伴随第二次氧气突增过程的是寒武纪生命大爆发(5.4亿年前), 生物朝着多样化和大型化发展, 动物开始出现, 因此, 第二次氧气突增有可能是寒武纪生命爆发的关键条件<sup>[12]</sup>。

在地球形成之初的几亿年里, 大气中不可能有氧气, 因为地球早期的表面和大气处于高度还原性状态, 即使有氧气的产生, 也很容易被还原性物质反应掉。例如, 地表大量的活性金属元素如铁等的存在(铁是很容易被氧化的元素), 使得自由氧气无法在大气中存在。早期大气中的氢气和甲烷等还原性气体也不利于氧气的存在, 因为这些气体很容易与氧气发生化学反应。因此, 氧气的存在必须要等到原始大气成分消失以及铁等物质氧化和沉降之后。

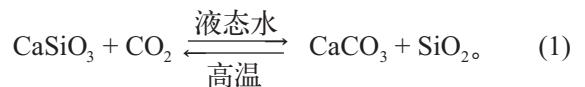
氧气的起源有两个途径, 一个是水光解, 另一个是生命的光合作用。大家可以很自然地联想到, 水光解生成氢原子和氧原子, 氢原子逃逸到太空, 而氧原子留在大气中形成氧气。但依靠水的光解形成氧气的前提是氢必须以足够快的速度逃逸, 否则, 氢将很快与氧反应再形成水。根据扩散过程来计算氢原子自大气平流层扩散到大气逃逸层, 其时间尺度与地球的整个生命期差不多, 而大气中累积氧气所需要的氢逃逸速度比之快至少1000倍。 $\text{CO}_2$ 光解也可以产生氧气, 但同样的问题是碳的逃逸速度太慢, 这两者都不能解释氧气在大气中累积的速度。但由氧光合作用产生氧气则不存在这样的问题。根据现有的植被条件, 光合作用产生和累积现有大气中的氧气只需要大约2000年(假设具有消耗氧气能力的有机物全部被埋藏)。因此, 两次氧气突增应该是与生命的光合作用密切相关的。

关于两次氧含量突增的机制, 目前还没有明确的结论。对于第一次氧气突增, 一个被普遍接受的假说是, 早在氧气突增发生很久以前, 地球上已有厌氧生命(海洋微生物)存在, 这些厌氧微生物通过光合作用产生氧气, 但这些氧气绝大部分很快就

被地球表面的铁等元素通过氧化反应消耗掉了, 所以, 大气中氧含量在很长时间内一直维持在极低的水平。当地球表面的还原物质被氧化之后, 氧气开始在大气中迅速累积, 造成了氧气突增。大量的地质证据表明, 在第一次氧气突增事件发生之前, 有大量的条带铁矿石(氧化铁)形成(banded iron formation, BIF)。在氧气突增之后, BIF的形成减少, 并在大约18亿年前消失<sup>[9,11]</sup>, 表明地表氧化反应达到了饱和, 这就是著名的大氧化事件。对于第二次氧气突增, 目前还没有很好的解释。臭氧层是在第一次氧气突增之后就出现了, 虽然那时大气氧含量还比较低, 但光化学模式的模拟结果表明, 即使大气氧含量只有现在的1%, 臭氧浓度就能够达到现在2/3的水平<sup>[13]</sup>, 臭氧层的出现使得生命能够在陆地上存在和繁衍。需要指出的是, 这两次氧气突增事件在时间上与地球两次全球性冰川事件基本是吻合的, 两者之间有何关系, 我们还不太清楚。

#### 1.4 碳酸盐–硅酸盐循环和气候负反馈机制

$\text{CO}_2$ 是最重要的温室气体, 其浓度的变化对地球气候有着重要的影响。从地质时间尺度来看,  $\text{CO}_2$ 的源来自于火山喷发, 其汇是在液态水作用下与地表硅酸盐岩之间的风化化学反应。方程(1)和图3给出了 $\text{CO}_2$ 源和汇的化学反应:



该方程表示的是, 大气中的 $\text{CO}_2$ 在降水的作用下与地表硅酸钙岩石发生化学反应, 生成碳酸钙和二氧化硅, 前者随径流和河水进入海洋, 逐渐沉积在洋底, 后者留在地表, 形成我们所说的沙子。以上化学反应的逆过程是, 碳酸钙在火山活动的高温作用下分解, 形成 $\text{CO}_2$ , 并释放到大气中。

方程(1)中的化学反应速度很缓慢, 时间尺度是百万年,  $\text{CO}_2$ 源和汇之间的平衡决定了大气中 $\text{CO}_2$ 的浓度, 当这一平衡遭到破坏时,  $\text{CO}_2$ 浓度便会产生较大的波动, 并导致气候发生大的变化。Walker等<sup>[15]</sup>根据方程(1)提出, 地质时间尺度的碳酸盐–硅酸盐循环是稳定地球气候的一种负反馈机制: 当地

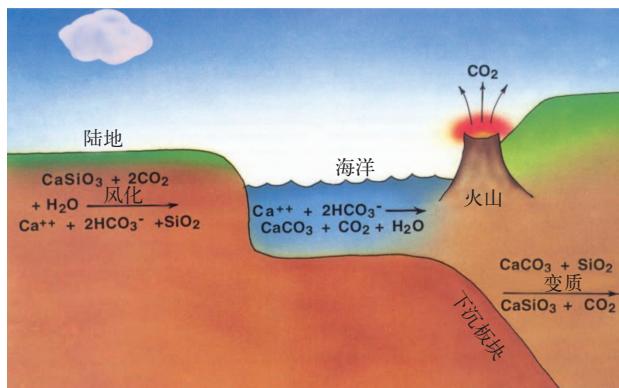
图3 地质时间尺度的碳酸盐-硅酸盐循环示意图<sup>[14]</sup>

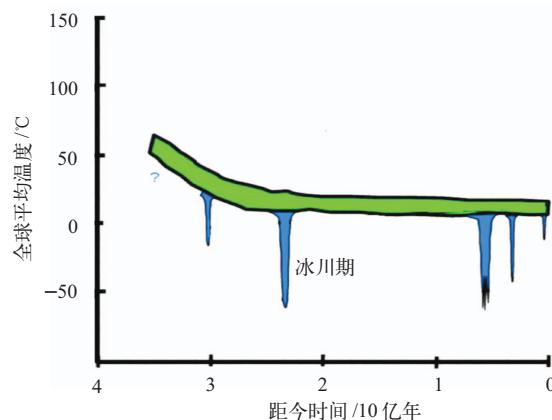
Fig. 3 Schematic plot of the Carbonate-Silicate cycle over geological time scales<sup>[14]</sup>

球气候较暖时，大陆上冰盖面积较小，地表岩石更多地裸露在大气中，加之温暖气候条件下降水较多，因此，大气中CO<sub>2</sub>与硅酸盐岩之间的风化反应较强，导致大气中CO<sub>2</sub>浓度降低，温室效应变弱，气候变冷；随着地球气候变冷，地表冰川面积加大，岩石被冰雪覆盖，风化反应效率降低，但火山喷发继续向大气中排放CO<sub>2</sub>，从而使得大气中CO<sub>2</sub>浓度增加，温室效应变强，气候变暖。该机制使得地球气候不至于太热，也不至于太冷。液态水的存在是该负反馈机制发生作用的关键。如果没有液态水，CO<sub>2</sub>与地表硅酸盐岩石之间的风化反应将无法进行，火山喷发将造成大气中CO<sub>2</sub>含量不断上升，并有可能成为大气的主要成分。例如，金星虽然与地球一样均为固态行星，但其大气成分与地球有本质的不同，由于没有液态水存在，火山喷发的CO<sub>2</sub>不断在大气中累积，成为了金星大气层的主要成分，其CO<sub>2</sub>含量大约95%，压强约90个大气压<sup>[16]</sup>。

## 2 两次冰雪地球事件

图4是全球平均温度在过去40亿年随时间的演变示意图。有两个特征需要我们特别关注：(1)随着时间的推移，地球温度在逐渐降低；(2)地球历史上有5次大的冰川期，其中两次为全球性的冰川，分别发生在24亿~21亿年前的古元古代<sup>[17-19]</sup>和8.0亿~5.8亿年前的新元古代冰川期<sup>[20-22]</sup>。在冰川期期间，全球平均温度降低到-50℃或更低，陆地被冰川覆

盖，海冰延伸到赤道地区，甚至赤道也被冰封。这种全球性的冰川期被称为“雪球地球”(Snowball Earth)，但实际上当全球海洋被冰封之后，水循环基本被切断，不会再产生降雪，最初的积雪逐渐形成冰，所以，地球上是被冰所覆盖，因此，被称为“冰球地球”更合适一些，胡永云等<sup>[23]</sup>把Snowball Earth翻译为“冰雪地球”。这两次冰川期分别发生在元古代的开始和结束的时段，在两次冰川期之间，气候系统没有太大的波动，生命的演化也非常稳定，因此，18亿~8亿年前这10亿年通常被称为“乏味的10亿年”(the boring billion)<sup>[24]</sup>。

图4 过去40亿年全球平均地表温度随时间变化示意图<sup>[25]</sup>

绿粗线表示温度，蓝粗线表示地球历史上大的冰川事件  
Fig. 4 Schematic plot of time-evolution of global-mean surface temperature over the past 4 billion years<sup>[25]</sup>. Thick green curve denotes temperature, and vertical thick-blue lines denote great ice-age events

之所以这两次冰川期是全球性的，证据主要来自三个方面：(1)在现代所有的大陆上均发现了对应这两个时期冰川残迹层，而且根据古地磁的证据可以推测出当时的大陆基本都集中在热带地区<sup>[22, 26]</sup>；(2)两个时期都对应BIF的存在，说明在BIF形成之前海洋曾经被完全冰封过<sup>[22, 27-28]</sup>，因为只有在海洋完全被冰封，海洋中氧的来源被切断的情况下，铁溶解于海水的现象才能发生，而当海冰融化后，大气中的氧进入海洋，铁与氧发生反应形成氧化铁，从海水中沉淀下来，形成BIF；(3)冰川残迹层上面存在着深厚的碳酸盐岩<sup>[22]</sup>。

古元古代冰川期（也被称为休伦冰川期）有可

能是地球历史上持续时间最长的冰川期, 这与新元古代冰川期不同, 新元古代冰川期包括了至少3~4次冰雪地球事件形成和融化的循环, 其中至少有两次冰雪地球事件(Marinoan和Sturtian glaciations)是全球性的冰川<sup>[29]</sup>。关于古元古代冰雪地球的形成, Kopp等<sup>[30]</sup>认为与大气中甲烷的氧化有关, 氧化反应使得大气中甲烷浓度降低, 温室效应减弱, 地球变冷, 从而诱发了古元古代冰雪地球的形成。

与古元古代冰雪地球的形成不同, 新元古代冰雪地球的形成和融化与CO<sub>2</sub>浓度的变化有关<sup>[20-22]</sup>, 是一个典型的碳酸盐-硅酸盐循环负反馈机制的结果。新元古代冰雪地球形成和融化分为4个阶段: (1)热带裸露的地表导致强的风化反应, CO<sub>2</sub>浓度降低, 温室效应减弱; (2)在冰雪-反照率正反馈的作用下, 陆地冰川和海冰自高纬度向热带扩张, 形成全球性冰封; (3)冰封后, 风化反应中断, 火山喷发的CO<sub>2</sub>在大气中累积, 温室效应增强; (4)当CO<sub>2</sub>浓度足够高, 温室效应变得足够强时, 冰雪地球融化, 地球返回温和的气候态。整个过程正好代表了一次碳酸盐-硅酸盐循环, 也反映了该循环的负反馈机制对气候稳定性的作用。古元古代与新元古代冰雪地球的形成原因不同, 但它们的融化则都是由于CO<sub>2</sub>浓度升高。

冰雪地球假说是一个对地球元古代时期气候变化的大胆设想。该假说一经提出, 便在地学界引起了巨大的反响和广泛的争论<sup>[29,31]</sup>。争论的焦点是海洋完全被冰封, 还是热带海洋仍保留有开放的海域。虽然所有的证据都表明在元古代的早期和晚期确实出现过地球历史上最为严重的冰川期, 但这些证据还不能充分证明地球在这两个时期被完全冰封过。就现有的证据而言, 热带保留开放的洋面似乎更合理一些。虽然它无法很好地解释BIF等的形成, 但这样的气候态有利于解释生命的延续。如果地球确实被完全冰封数百万年, 原始生命如何延续确实是一个很难回答的问题。

地质、地球化学以及古生物领域的研究为认识元古代时期的两次冰雪地球事件提供了直接证据, 但定量地认识冰雪地球事件的形成和融化需要使用气候模式进行模拟研究。早在20世纪60年代, 学者

们已根据能量平衡气候模式(energy balance model, EBM)提出了冰雪地球至少在理论上是存在的<sup>[32-33]</sup>。EBM给出了两种稳定的气候态和一种介于这两者之间的不稳定气候态。两种稳定的气候态中, 一种相当于温和的现代气候, 另一种则对应着全球冰封的冰雪地球气候, 不稳定的气候态大致代表着冰川延伸至中纬度的冰川期。尽管EBM从理论上给出了一个稳定的冰雪地球气候态, 但当时很少有气候学家(包括模式的建立者们)相信该气候态曾经在地球的46亿年历史中确实存在过<sup>[32-33]</sup>。

目前, 对古元古代冰雪地球的研究较少, 而对新元古代冰雪地球的研究则相对较多。气候学家最关心的问题是, 如果CO<sub>2</sub>浓度的变化确实是冰雪地球形成和融化的直接因素, 那么CO<sub>2</sub>降低到什么水平才能导致冰雪地球形成? CO<sub>2</sub>升高到什么水平才能导致冰雪地球融化? 关于冰雪地球形成所需的CO<sub>2</sub>最低阈值, EBM给出的结果是 $130 \times 10^{-6}$ <sup>[34]</sup>, 大致相当于现在CO<sub>2</sub>浓度的1/3。使用海气耦合GCM和现代的大陆分布, Yang等<sup>[35-37]</sup>, Liu等<sup>[38]</sup>和Hu等<sup>[39]</sup>发现只有当CO<sub>2</sub>降低到 $(17\sim35) \times 10^{-6}$ 时, 海洋才能够完全冰封。Liu等<sup>[38]</sup>使用新元古代地形分布, 得到的CO<sub>2</sub>阈值大约是 $(50\sim100) \times 10^{-6}$ 。但风化反应能否使CO<sub>2</sub>降低到如此低的程度还是未知的。

冰雪地球融化所需要的CO<sub>2</sub>阈值同样是一个研究热点。EBM模式给出的阈值范围是CO<sub>2</sub>的含量达到0.12~0.30个大气压(相当于目前CO<sub>2</sub>浓度的350倍)<sup>[34]</sup>, 但Pierrehumbert<sup>[40-41]</sup>指出如果把云的负反馈辐射效应考虑进去, Hyde等<sup>[34]</sup>提出的CO<sub>2</sub>阈值实际相当于0.7个大气压。EBM是一种较简单的模式, 无法考虑云的辐射效应、大气环流和海洋环流对热量的输送, 其垂直温度递减率也是给定的。相对而言, GCM的模拟结果比EBM更真实一些。使用海气耦合模式, Pierrehumbert<sup>[40-41]</sup>发现即使CO<sub>2</sub>含量达到0.2个大气压的情况下, 热带地区的温度也只有240 K, 比冰的融点温度低将近33 K。如果按现在火山喷发累积CO<sub>2</sub>的速度, 大气中累积到0.2个大气压的CO<sub>2</sub>将至少需要2800万年。另外, CO<sub>2</sub>加倍相应的温度增加只有2 K, 按照这一增温率推算, 要达到273 K

的温度, CO<sub>2</sub>的含量将必须高达3.2个大气压。Le Hir等<sup>[42]</sup>给出的CO<sub>2</sub>阈值是0.45个大气压。Hu等<sup>[39]</sup>指出,以上的结果都没有考虑CO<sub>2</sub>压致增宽效应,在大气压力增加的情况下,CO<sub>2</sub>的吸收谱线变宽,温室效应增强,CO<sub>2</sub>的阈值并没有那么高。他们给出的CO<sub>2</sub>阈值是0.21个大气压。Abbot等<sup>[43]</sup>提出过一个“泥球”概念,即在冰雪地球形成之后,火山灰在赤道附近不断堆积,使得赤道附近的反照率大大降低,在此情况下,仅需要大约0.01~0.1个大气压的CO<sub>2</sub>就足以使冰雪地球融化,这是目前得到的最低CO<sub>2</sub>阈值<sup>[44]</sup>。

冰雪地球融化之后,大气中高浓度的CO<sub>2</sub>并不会马上消失,因为CO<sub>2</sub>通过风化反应而降低的时间尺度大约是百万年。另外,海冰融化之后,海水蒸发,大量的水汽进入大气层,水汽和CO<sub>2</sub>共同的强温室效应,势必造成极端炎热的气候环境。胡永云等使用GCM模拟了高浓度CO<sub>2</sub>条件下地球气候状况,结果表明,在0.1、0.2和0.3个大气压的条件下,全球平均温度分别高达53、61和68℃(尚未发表)。如果说冰雪地球极端寒冷的气候条件对生命的延续是一个考验,那么如此极端高温的炎热条件对原始生命的繁衍同样是严酷的考验。而且新元古代冰川期是由3~4次冰雪地球时间组成的,这意味着在2亿年左右的时间里,地球经历了数次从极端严寒到极端炎热的气候波动。

### 3 暗弱太阳问题

从图4中我们已经看到,早期地球比今天温暖,而且自地球形成到25亿年前这段时间内,除去在大约30亿年前的一段较短时间外,基本没有冰川期存在,这意味着早期地球的平均表面温度较现在温和,氧、硅同位素等其他证据也支持这一结论。但根据太阳和恒星演化理论,43亿和28亿年前的太阳比今天的太阳分别暗25%和20%左右<sup>[45]</sup>,那么,当时的地表温度应该比现在低得多。为什么早期地球的温度反而比现在还高?这便是著名的暗弱太阳问题(也被称为暗弱太阳悖论, the Faint-Young Sun Paradox)<sup>[46]</sup>,是前寒武纪气候研究中的一个经

典问题。

在诸多解释暗弱太阳问题的理论或假说中,一个较流行的观点是地球早期大气拥有较现在浓度高的温室气体,也就是较现在强的温室效应,这也是Sagan等<sup>[46]</sup>提出的解释暗弱太阳问题的理论,其中高浓度的CO<sub>2</sub>被认为是最重要因素。计算表明,为解决暗弱太阳问题,25亿年前的地球大气至少需要0.1个大气压的CO<sub>2</sub>,但地质、地球化学证据表明该时期的CO<sub>2</sub>含量应该远低于0.1个大气压。因此,仅靠CO<sub>2</sub>含量解释为什么地球早期比现在温暖还存在困难。其他温室气体,如甲烷和氨气等还原性气体,也可能为早期地球提供额外的温室效应,而且,实验结果还表明还原性的大气环境更有利于生命起源所需的氨基酸等物质的形成。因此,这一假说不仅有利于解释早期地球的温暖气候,还有助于解释早期地球的生命起源。但是,氨气在紫外辐射下很快就分解,其在大气中的含量应该不高。虽然甲烷的寿命长一些,但甲烷光解后会在大气中形成乙烷、丁烷等一系列包含多碳原子的碳氢化合物,最终形成长链有机气溶胶。这些气溶胶有两方面的辐射效应:一方面,它们吸收太阳紫外辐射,对氨气有保护作用;但另一方面,它们对可见光也有较强的吸收和散射作用,使地面变冷,即反温室效应。有机气溶胶的反温室效应已经通过对土星的第六颗卫星(Titan)大气观测中得到证实<sup>[47]</sup>。计算结果表明,有机气溶胶的反温室效应大大超出甲烷和氨气的温室效应<sup>[48]</sup>。有机气溶胶具有分形结构,其分形结构的有机气溶胶在紫外波段和可见光波段的有效光学厚度比例约为球形有机气溶胶的10倍<sup>[49]</sup>。因此,有分形结构的有机气溶胶可能在保护氨气的同时又避免了较强的反温室效应,从而使氨气有可能成为解决暗弱太阳问题的关键因素。

最新的研究提供了两种新的辐射方案来解释暗弱太阳问题。一个是氢气在气压较强的情况下会与其本身和其他气体如氮气等暂时结合成为聚合体,通过碰撞吸收为早期地球提供强的温室效应<sup>[50-51]</sup>。基于早期地球大气中氢气含量较高的观点,氢气—氮气聚合体的碰撞吸收可能是早期地球较温暖气候的重要因素。另一个是早期地球像今天地球一样,极

区温度低而热带和中纬度地区的地表温度高, 全球平均温度并不能很好地代表早期地球的气候, 所以解释早期地球的温暖气候并不需要太高浓度的CO<sub>2</sub>。但这些新的解决暗弱太阳问题的方案都还有待进一步验证。

还有一些其他解释暗弱太阳问题的建议。如Rosing等<sup>[52]</sup>提出早期地球的陆地面积有可能比今天的陆地面积小, 因为陆地反照率比海洋表面的反照率高, 所以早期地球的表面反照率有可能比现在低得多, 更多的太阳辐射被地球表面吸收, 形成更温暖的气候, 但模拟结果表明陆地面积并不足以解释暗弱太阳问题。Goldblatt等<sup>[53]</sup>提出早期地球大气可能比今天地球大气浓厚1~2倍, 因此各种温室气体的红外吸收效率都比较高, 温室效应也比较强, 但Som等<sup>[54]</sup>认为早期地球的大气压并不比今天地球的大气压高。

#### 4 总 结

本文简要综述了前寒武纪气候研究中的三个重要科学问题。总体来讲, 地球大气成分由还原态逐渐向氧化态转变, 地球表面温度是逐渐变冷的。这些变化趋势并不完全是渐变的, 其中包含突变的过程, 有两次是极为剧烈的, 分别发生在元古代的开始和结束时期。在这两次剧烈的气候突变过程中, 地球经历了温度急剧下降和全球性的冰川期, 伴随这两次冰川期, 大气中的氧含量迅速增加。到目前为止, 我们对这两次气候突变和氧气突增的物理化学过程并不清楚。从行星和板块构造时间尺度来讲, 大气成分的演化是太阳活动、内部构造运动、地表过程以及生命进化协同演化的结果。太阳风的剥蚀作用造成了原始大气的逃逸; 地球内部构造活动对次生大气成分的形成起主导作用, 在液态水存在的条件下, 通过碳酸盐—硅酸盐循环调节大气中温室气体的含量(主要是CO<sub>2</sub>和甲烷)稳定地球气候; 生命的光合作用与地表和海洋的氧化反应的减缓共同对氧含量的增加起着关键的作用。地表气温降低的趋势虽然与温室气体浓度的降低是一致的, 但与太阳辐射强度的增加是相反的, 地球早期的温室效应

是否足以弥补暗弱太阳的弱辐射能量使地球比现在还要温暖仍是一个待解决的问题。

虽然碳酸盐—硅酸盐循环的负反馈作用被认为是稳定地球气候的有效机制, 但气候系统仍在元古代早、晚期发生失控而陷入了冰雪地球状态。这说明, 碳酸盐—硅酸盐循环并不能控制地球气候的下限, 在特定条件下, 地球是可以进入冰雪地球状态的。那么, 什么是这两次全球性冰川期形成的特定条件? 现在的观点是当时的大陆位于热带地区, 但在“乏味的10亿年”间, 大陆同样在热带汇集过, 却没有发生冰雪地球事件。是否还有其他因素对冰雪地球的发生起作用, 目前还不太清楚。值得庆幸的是在液态水的作用下, 碳酸盐—硅酸盐循环的负反馈作用使得地球没有越过气候系统的上限——温室逃逸状态。为什么两次氧气突增过程在时间上都与两次地球历史上最严重的冰川期重叠在一起? 很显然这两者是有机地耦合在一起, 而不是时间上的巧合。这些都需要将来的研究来回答。毫无疑问, 两次冰川期的极端寒冷的气候环境对生命的繁衍是一个严酷的考验, 而冰雪地球融化后的极端炎热气候对生命同样是严酷的考验。尤其是新元古代冰川期是由数次冰雪地球事件组成的, 原始生命需要经历数次极端寒冷和炎热气候的交替。因此, 新元古代对生命的演化来讲很像一段黑暗的隧道, 只有那些有幸通过了这段历史隧道的生命才得以延续, 并在寒武纪迅速爆发, 地球才真正开始了充满生机的时代。■

#### 参考文献

- [1] Walker J C G. Earth history: the several ages of the Earth [M]. Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1986: 1-629
- [2] Valley J W, Peck W H, King E M, et al. A cool early Earth [J]. Geology, 2002, 30 (4): 351-354
- [3] Tian F, Kasting J F, Solomon S C. Thermal escape of carbon from the early martian atmosphere [J]. Geophys Res Lett, 2009, 36, L02205, doi:10.1029/2008GL036513
- [4] Tian F, Kasting J F, Liu H, et al. Hydrodynamic planetary thermosphere model: 1. The response of the Earth's thermosphere to extreme solar EUV conditions and the significance of adiabatic cooling [J]. J Geophys Res

- 2008, 113, E05008, doi:10.1029/2007JE002946
- [5] Tian F. Atmospheric pressure and CO<sub>2</sub> concentration of potential habitable planet HD40307g [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2013, 43: 2099
- [6] Lammer H, Stökl A, Erkaev N V, et al. Origin and loss of nebula-captured hydrogen envelopes from “sub”- to “super-Earths” in the habitable zone of Sun-like stars [J]. *MNRAS*, 2014, 439: 3225-3238, doi: 10.1093/mnras/stu085
- [7] Hu Y, Xia Y, Fu Q. Tropospheric temperature response to stratospheric ozone recovery in the 21st century [J]. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 7687-7699
- [8] Yang J, Hu Y, Peltier W R. Radiative effects of the ozone layer on climate of a Snowball Earth [J]. *Clim Past*, 2012, 8: 2019-2029
- [9] Catling D C. Oxygenation of the Earth’s atmosphere [M]// M. Gargaud. *Encyclopedia of astrobiology*. Springer, 2011: 1200-1208
- [10] Lenton T M. The coupled evolution of life and atmospheric oxygen [M]// Rothschild L, Lister A. *Evolution on Planet Earth: the impact of the physical environment*. London: Academic Press, 2003: 35-53
- [11] Canfield D E. The early history of atmospheric oxygen: homage to Robert M Garrels [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2005, 33: 1-36
- [12] Knoll A H. Life on a young planet: the first three billion years of evolution on Earth [M]. Princeton: Princeton University Press, 2003: 277
- [13] Segura A, Krelove K, Kasting J F, et al. Ozone concentrations and ultraviolet fluxes on Earth-like planets around other stars [J]. *Astrobiology*, 2003, 3: 689-708
- [14] Kasting J F. When methane made climate [J]. *Scientific American*, 2004, 291(1): 78-85
- [15] 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]. *J Geophys Res*, 1981, 86: 9776-9782
- [16] 胡永云, 田丰, 刘钧钧. 行星大气研究进展综述 [M]// 黄荣辉, 吴国雄. 大气科学发展战略. 北京: 科学出版社, 2013: 290-333
- [17] Young G M. An extensive early Proterozoic glaciation in North America [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 1970, 7: 85-101
- [18] Miall A D. Glaciomarine sedimentation in the Gowganda Formation (Huronian), northern Ontario [J]. *J Sed Res*, 1983, 53: 477-491
- [19] Melezhik V A. Multiple causes of Earth’s earliest global glaciation [J]. *Terra Nova*, 2006, 18 (2): 130-137
- [20] Kirschvink J L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth [M]// Schopf J W, Klein C. *The Proterozoic biosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 51-52
- [21] Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic snowball Earth [J]. *Science*, 1998, 281: 1342-1346
- [22] Hoffman P F, Schrag D P. Snowball Earth [J]. *Sci Am*, 2000, 282: 62-75
- [23] 胡永云, 闻新宇. 冰雪地球的研究进展综述 [J]. *地球科学进展*, 2005, 20: 1226-1233
- [24] Stanley S M. Earth system history [M]. New York: W H Freeman and Company, 1999: 1-315
- [25] Lovelock J. *Gaia: a new look at life on Earth* [M]. Oxford University Press, 1979: 1-176
- [26] Harland W B, Rudwick M J S. The great infra-Cambrian ice age [J]. *Sci Am*, 1964, 211: 28-36
- [27] Young G M. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate [J]. *J Afr Earth Sci Middle East*, 2002, 35: 451-466
- [28] Smith A G. Neoproterozoic timescales and stratigraphy [R]. London: Geological Society, Special Publications, 2009, 326: 27-54
- [29] Schrag D P, Hoffman P F, Hyde W T, et al. Life, geology and Snowball Earth [J]. *Nature*, 2001, 409: 306-307
- [30] Kopp R E, Kirschvink J L, Hilburn I A, et al. The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis [J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2005, 102 (32): 11131-11136
- [31] Christie-Blick N, Sohl L E, Kennedy M J. Considering a Neoproterozoic snowball Earth [J]. *Science*, 1999, 284: 5417
- [32] Budyko M I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth [J]. *Tellus*, 1969, 21: 611-619
- [33] Sellers W D. A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system [J]. *J Appl Meteor*, 1969, 8: 392-400
- [34] Hyde W T, Crowley T J, Baum S K, et al. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model [J]. *Nature*, 2000, 405: 425-429
- [35] Yang J, Peltier W R, Hu Y. The initiation of modern “soft snowball” and “hard snowball” climates in CCSM3. Part I: the influences of solar luminosity, CO<sub>2</sub> concentration, and the sea ice/snow albedo parameterization [J]. *J Climate*, 2012, 25: 2711-2736
- [36] Yang J, Peltier W R, Hu Y. The initiation of modern “soft snowball” and “hard snowball” climates in CCSM3. Part II: climate dynamic feedbacks [J]. *J Climate*, 2012, 25: 2737-2754
- [37] Yang J, Peltier W R, Hu Y. The initiation of modern soft and hard Snowball Earth climates in CCSM4 [J]. *Clim Past*, 2012, 8: 907-918
- [38] Liu Y, Peltier W R, Yang J, et al. The initiation of Neoproterozoic “snowball” climates in CCSM3: the influence of paleocontinental configuration [J]. *Clim Past*, 2013, 9: 2555-2577
- [39] Hu Y, Yang J, Ding F, et al. Model-dependence of the CO<sub>2</sub> threshold for melting the hard snowball Earth [J]. *Clim Past*, 2011, 7: 17-25
- [40] Pierrehumbert P T. Climate dynamics of a hard snowball Earth [J]. *J Geophys Res*, 2005, 110, doi:10.1029/2004JD005162
- [41] Pierrehumbert P T. High levels of atmospheric carbon dioxide necessary for the termination of global glaciation [J]. *Nature*, 2004, 429: 646-649
- [42] Le Hir G, Ramstein G, Donnadieu Y, et al. Investigating plausible mechanisms to trigger a deglaciation from a hard snowball Earth [J]. *C R Geoscience*, 2007, 339 (3-4): 274-287
- [43] Abbot D S, Pierrehumbert R T. Mudball: surface dust and snowball Earth deglaciation [J]. *J Geophys Res*, 2010, 115, D03104, doi:10.1029/2009JD012007
- [44] Pierrehumbert R T, Abbot D S, Voigt A, et al. Climate of the Neoproterozoic [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2011, 39: 417-460
- [45] Gough D O. Solar interior structure and luminosity variations [J]. *Solar Physics*, 1981, 74 (1): 21-34
- [46] Sagan C, Mullen G. Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures [J]. *Science*, 1972, 177 (4043): 52-56
- [47] McKay C P, Pollack J B, Courtin R. The greenhouse and antigreenhouse effects on Titan [J]. *Science*, 1991, 253: 1118-1121

- [48] Tian F. Atmosphere escape and climate evolution of terrestrial planets [M]// Comparative climatology of terrestrial planets. Tucson: Univ of Arizona, 2013: 567-581
- [49] Wolf E T, Toon O. Fractal organic hazes provide an ultraviolet shield for early Earth [J]. Science, 2010, 328: 1266-1270
- [50] Wordsworth R, Pierrehumbert R T. Hydrogen-nitrogen greenhouse warming in Earth's early atmosphere [J]. Science, 2013, 339: 64-67
- [51] Tian F, Pavlov A A, DeSterck H, et al. A hydrogen rich early Earth atmosphere [J]. Science, 2005, 308: 1014-1017
- [52] Rosing M T, Bird D K, Sleep N H, et al. No climate paradox under the faint early Sun [J]. Nature, 2010, 464: 744
- [53] Goldblatt C, Zahnle K J. Faint young Sun paradox remains [J]. Nature, 2011, E1, 474
- [54] Som S M, Catling D C, Harnmeijer J P, et al. Air density 2.7 billion years ago limited to less than twice modern levels by fossil raindrop imprints [J]. Nature, 2012, 484: 359-362

## Three Important Issues of Precambrian Climate Evolution

Hu Yongyun<sup>1</sup>, Tian Feng<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Sciences, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China; <sup>2</sup> Ministry of Education Key Laboratory for Earth System Modeling, Center for Earth System Science, Tsinghua University, Beijing 100084, China

**Abstract:** The Precambrian extends over about 4 billion years from the formation of Earth to the beginning of the Cambrian (4.6 billion years ago to 0.54 billion years ago). Studying climate evolution over such a long period is really challenging, but fundamental and intriguing. It is difficult to comprehensively review progress of studies in Precambrian climate evolution. Three important issues are chosen and discussed, which are atmospheric evolution, two extremely cold periods with global-scale glaciations, and the faint young Sun paradox. For atmospheric evolution, tendencies of atmospheric evolution are briefly reviewed, and three important processes involved in atmospheric evolution are introduced, which are atmospheric escape, two rapid increases of atmospheric oxygen, and the carbonate-silicate cycle and its negative feedback to climate. Two global-scale glaciations intervals happened at the Paleoproterozoic (2.4 billion years ago to 2.1 billion years ago) and the Neoproterozoic (0.8 billion years ago to 0.58 billion years ago). Mechanisms of formation and deglaciation of the two global glaciations are reviewed. The faint young Sun paradox is a classical topic in Earth's early climate studies. Here, most recent results are summarized.

**Key words:** atmospheric evolution; Earth evolution; life evolution; snowball Earth; faint young Sun paradox