

气候演变中的冰和碳

汪品先

(同济大学 海洋地质教育部重点实验室,上海 200092)

摘要:地质历史上充满着冰盖消长(“暖室期”和“冰室期”,“冰期”和“间冰期”)与大气 CO₂增减的周期性变化,而两者之间的关系并不清楚。由于冰盖变化的地质标志比大气 CO₂变化的标志容易认识,长期以来古气候研究侧重“冰”,而对“碳”即碳循环的研究不足,通常将碳循环的变化解释为冰盖变化的结果。近年来越来越多的发现表明,单纯用水循环的物理过程不能解释冰盖演变的许多现象,而且大气 CO₂变化往往领先于冰盖。揭示碳循环变化对冰盖演变的影响,认识生物地球化学过程在冰期旋回中的作用,将不同纬区对地球轨道驱动全球气候的影响区分开来,才有可能正确预测未来气候的演变方向。

关键词:冰期旋回;碳循环;地球气候系统;温室效应;地球轨道周期

中图分类号:P46;X142 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-2321(2002)01-0085-09

冰碳不同器而久
寒暑不同时而至
——韩非子 显学

地球表层是一个“冰碳同器”的系统,因此就难以“久”而不变;它不仅是我们熟悉的寒来暑往,而且整个系统经历着种种不同的变化旋回。这里说的“冰”指的是冰盖的涨缩,“碳”指的是碳元素的赋存,首先指大气里的二氧化碳。地球表层的水热循环主要是物理过程,冰是其中的关键,而碳循环则是生物地球化学过程。气候演变,其实就是地球表层这两种过程的交织。不过二氧化碳不如冰那样直观,地质纪录也比冰更加间接,因此对气候演变的研究容易顾此失彼,往往重冰而轻碳,重视物理过程而忽略化学过程。近十年来“全球变化”和“地球系统过程”研究的进展,为“冰”和“碳”所代表的两种过程在地球系统中的作用和相互关系提供了新的认识,这也就是本文试图探讨的主题。

1 地球上的冰和冰期

依据冰碛物和化石,科学界早就发现巨大的北极冰盖曾经反复出现,这不仅是研究古气候旋回的开端,也为研究第四纪地质提供了主线。两万年前末次大冰期,数 km 厚的冰盖笼罩着地球表面三分之一的陆地,不但导致了海面下降,大气和海洋环流改组,而且改变了整个地球表层系统的状态,直至今日许多地貌特征还没有完全恢复过来。关于地球运行轨道周期性变化的米兰科维奇学说,为第四纪冰期旋回提供了理论解释,同时也表明地球系统具有“自我调节”功能,能够通过内反馈机制,使冰期/间冰期的变化控制在一定的范围以内。然而,冰期旋回并不是简单的重复。在 90 万年(“中更新世革命”)前,北半球大冰盖维持增长趋势的期限不过 4 万年,然后冰盖融化、收缩,进入间冰期;90 万年以来,大冰盖维持的期限变长,约 10 万年以后方才融化、收缩^[1];而大约 64 万年以来北半球冰盖体积大增,以至出现了高山冰川也能纪录的群智(Günz)、明德(Mindel)、里斯(Riss)、玉木(Würm)等“四大冰

收稿日期:2001-11-05

基金项目:国家自然科学基金项目(49999560);国家重点基础研究项目(2000078505)

作者简介:汪品先(1936—),男,教授,中国科学院院士,从事海洋地质和微体古生物研究,近年来重点探讨南海古海洋学演变。

Global Change and the Earth System: A Planet Under Pressure. 2001, IGBP Science, 4.

Earth System Processes, 24—28 June 2001, Edinburgh, Programmes with Abstracts.

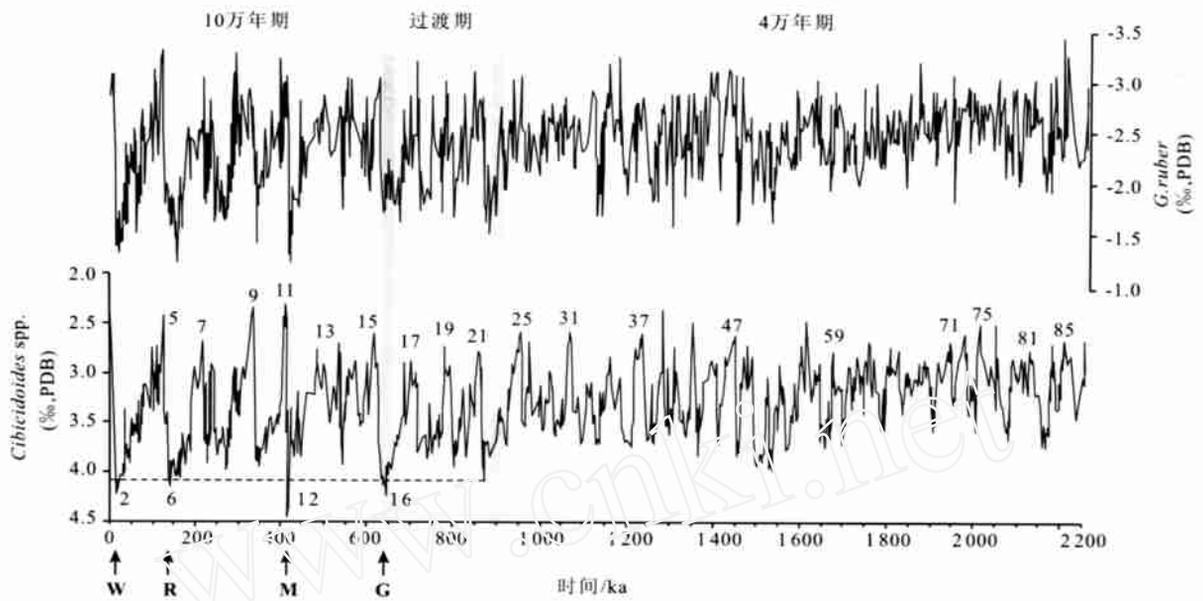


图 1 近 2.2 Ma 年来的深海沉积氧同位素纪录,南海南部 ODP-1143 站的浮游(上)与底栖(下)有孔虫氧同位素曲线^[3]

Fig. 1 Deep-sea oxygen isotope records over the last 2.2 Ma, ODP Site 1143, southern South China Sea^[3]
 数码指深海氧同位素分期(MIS);字母指“四大冰期”:W—玉木冰期;R—里斯冰期;M—明德冰期;G—群智冰期

期^[2]。冰期旋回的这种变化趋势,在深海沉积的氧同位素纪录中最为明显,南沙海域 ODP-1143 井便是我国最新得到的一例(图 1)^[3]。

今天的地球处在间冰期,其实仍然有 10% 的陆地被冰盖占据,其中 97% 属南极和格陵兰。这种两极发育冰盖的时期,至少在显生宙内十分罕见。在整个地球的历史上,大部分时间没有冰盖,属于“暖室(Hot House)期”;少部分时间虽有冰盖发育而属于“冰室(Ice House)期^[4]”,但一般也只是南极单极发育冰盖(图 2)。新生代中期,地球再度从暖室期进入冰室期,先有南极冰盖,近 300 来万年前才发展

容易形成冰盖。显生宙初期大陆集中在南半球,以后逐步向北半球推移,直到现在形成南部“水半球”、北部“陆半球”的局面;因此,古生代的冰室期都只是南半球有单极冰盖,进入新生代后仍然南极是大陆、北极是海洋,以至北极冰盖的形成比南极要晚 2 000 多万年。

纵观地质历史,像这样由暖室期进入冰室期,又由冰室期进入暖室期的交替,曾经重复多次,虽然其中的原因远未查明,但实施这种交替而又不致失控的能力,在太阳系里只见于地球。关键在于地球表面温度为 15℃,水、气、冰三相共存,而类地行星中火星表面 - 60℃,处在极端的“冰室”条件下,金星表面 + 460℃,处在失控的“暖室”条件下,都已经不再可能实现暖室和冰室的交替^[6]。国内外地质学界早就注意到这类“大冰期”在地史中的出现^[7],其中最为费解的当然是“震旦纪冰期”。有的科学家根据冰碛物分布和古地磁资料的汇总,推测 8 亿到 6 亿年前的新元古代(Neoproterozoic)晚期出现过超级的大冰期,冰盖扩展到了赤道区,使地球成为太空中的一个“雪球”,至多只剩狭窄的无冰带,留下了生命的避难所,准备以后的“寒武纪大爆发”^[8,9]。尽管这种“雪球说”能否成立,发现的这些冰碛物是否真的同时,至今还有很大的争论,但地球曾经成为“雪球”而且维持上千万年,这种设想本身就具有轰动效应,

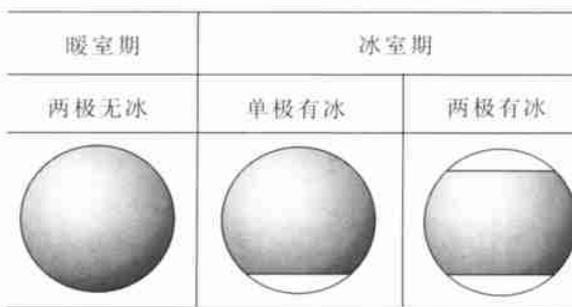


图 2 地球历史上的暖室期与冰室期

Fig. 2 Hot-House and Ice-House stages in the geological history

到两极都有冰盖发育的特殊境界^[5];尽管对具体的机制尚有争论,学术界一致认为是构造运动的结果。冰盖的发育与海陆分布密切相关,位于极地的陆地

成为当今地质学界的头号新闻^[10]，“冰”在地质历史上的重要性可见一斑。

读到这里,可千万别以为冰盖对于地球环境的控制只限于长时期、大尺度,其实正是两极和高山的冰芯,率先提供了近来地球环境演变的高分辨率纪录,比如像新仙女木期末,冰雪的堆积速率在3年内增加1倍的突变事件^[11]。即便近千年来气候历史中最为引人注目的事件,也还是1450—1850年以欧洲冰进为标志的“小冰期”^[12]。冰期内部贯穿着千年等级的气候事件,无论是从海底冰碛物发现的Heinrich事件,还是从冰芯中发现的Dansgaard/Oeschger事件,其实都是与北极冰盖不稳定性相关^[13],北美或者西欧冰盖边缘崩解而扩散出来的冰山,影响着全球的气候系统^[14]。这里的关键环节,在于北大西洋深层水(NADW)的形成。学术界把世界大洋三维空间的环流系统比作“大洋传送带”,西欧、北美之间形成北大西洋深层水的高纬海区正是“传送带”的枢纽所在,表层水温度或盐度的少量变化都会影响“深层水”的形成,进而通过“传送带”影响全球气候。这种影响不仅在千年和冰期旋回的长尺度上起作用,也是当前气候变化中的重要因素^[15]。除此之外还有面积比陆地冰盖大得多的海冰,目前北冰洋上冬季海冰面积平均1300万km²,南大洋上1800万km²,而大陆冰盖只有1500万km²。海冰由高纬区向低纬区扩散、融化,其输出量呈现明显的年度变化,产生着全球性的影响^[16]。可见,冰作为地球系统的一大要素,在各个时间尺度上都至为重要。

2 地球上的碳和二氧化碳

如果说关于古冰川的假说早在18世纪末期已经提出,那么大气CO₂的变化要到20世纪晚期,尤其是近一二十年来随着“温室效应”和“全球变暖”的忧虑,方才引起学术界的注意。夏威夷上空从1958年开始实测的大气CO₂浓度,每年以大于 1×10^{-6} 的速度节节上升(图3A),目前的浓度(360×10^{-6})不仅是工业化以前(180×10^{-6})的两倍,而且已经远远超过至少近40万年来的最高纪录(图3B)。大气CO₂的直接化石纪录很少,南极冰芯气泡中大气成分的42万年纪录,是碳循环演变最有力的证据^[17];其中CO₂和氧同位素显示出同样的冰期轮回,向学术界提出了“为什么CO₂和冰盖一道变化”

的严肃科学问题^[18]。同时,大气CO₂浓度的增加明显少于化石燃料燃烧的释出量(如80年代总共释出55亿t,大气中只增加33亿t)^[19],又驱使学术界去追踪地球表层的碳循环。地球表层系统中的碳,分布在大气圈、陆地生物圈、大洋水圈、岩石圈各个圈层里,通过各种过程相互交换,密度越大的圈层里碳储量越大,但交换的速率越慢。比如说,大气圈与陆地生物圈、表层海水之间的碳交换是在 $10^0 \sim 10^2$ 年的尺度以内,但大气圈的碳储量只有7000亿t;岩石圈的碳储量比大气圈高出近万倍,但通过板块俯冲或者高原隆升放出或消耗CO₂的循环长达 10^7 年以上(图4)^[20]。

不过冰芯里的CO₂纪录毕竟有限,要了解地质时期里碳循环的变化,还得借助于各种替代性指标。碳循环穿越地球各个圈层,而其中最敏感的还是有机和无机碳之间的转换。工业化以来释放的一部分CO₂“失踪”,主要就是通过海水表层浮游生物的“生物泵”送进了海底的岩石圈。由此推想,冰期时大气CO₂下降,也应该是海洋生产力大幅度增高的后果。为此,学术界提出了种种方法再造古海水表层的溶解CO₂浓度,来加以验证;而利用特定有机化合物的碳同位素值,可能是其中最前景的方法^[21]。因为碳在各个圈层里转换时发生同位素分馏,地质纪录里的¹³C值就成为追踪碳循环演变的有力手段。例如在5500万年前的古新世末期,南极深海底栖有孔虫突然有50%的种绝灭,同位素分析发现在不到6000年之内¹³C变轻4‰,表层水温上升约8℃^[22]如此迅速的变化原来是海底天然气水合物种的CH₄大量释出,出水面后又氧化为CO₂,引起强烈的温室效应,导致全球突然升温,15万年后方才恢复正常^[23]。据估算,此次事件向大气放出的碳多达15000亿t,是现在大气圈中总含量的两倍。此类海底CH₄引起的全球升温,至少在侏罗纪早期(1.83亿年前)也曾经发生过^[24],在地质史上并不罕见。规模更大的大气CO₂变化,发生在超级地幔柱上升形成“大型火成岩体”的时候。最为突出的是温度较今高出7~14℃的白垩纪,早在16年前就提出可能是大气CO₂浓度增高的结果^[25]。后来的研究证明白垩纪中期由于地幔柱上涌,形成了一批大型

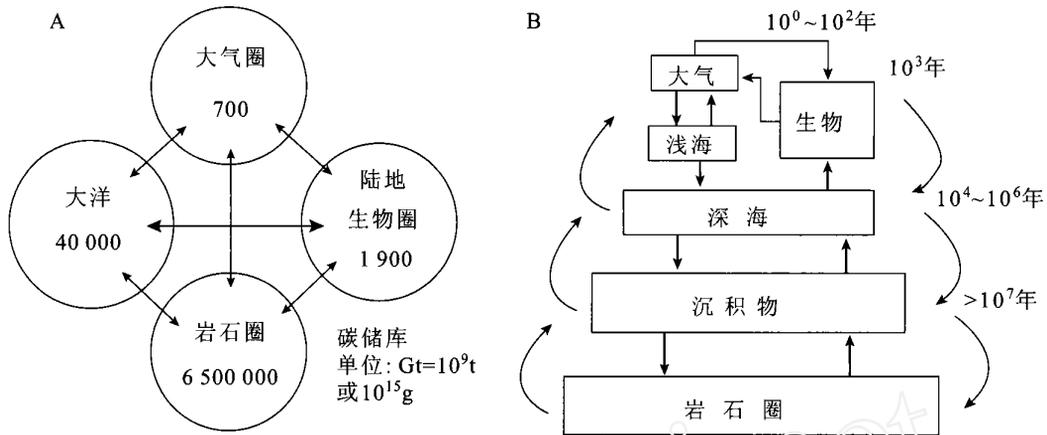


图3 地球表层系统的碳储量及碳循环

Fig. 3 Carbon reservoirs and carbon cycle in the Earth surface system
A--碳储量; B--碳循环(年数示循环的时间尺度)

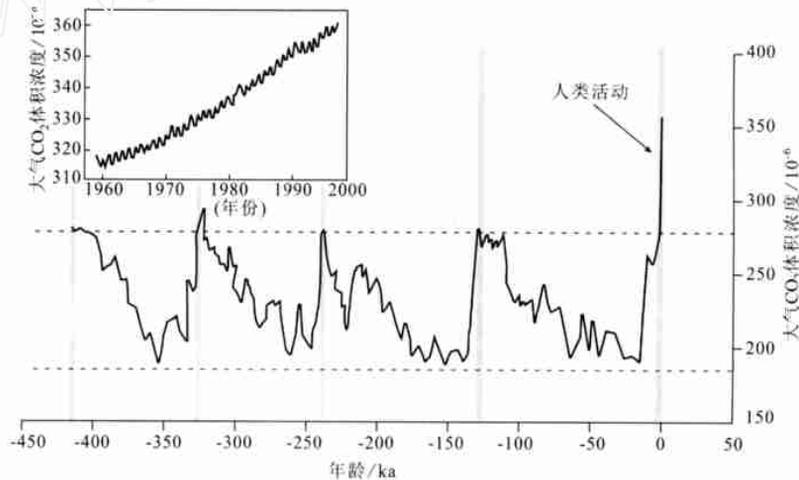


图4 大气二氧化碳浓度变化的纪录

Fig. 4 Variations of atmospheric CO₂ concentration
大图示 Vostok 站南极冰芯中 42 万年来的 CO₂ 变化周期变化与近期人类活动影响;
左上方插图示夏威夷上空近 40 年来的浓度增长^[27, 28]

火成岩省,比如南印度洋的克格伦(Kerguelen)海台岩浆溢出的规模就与今天南极冰盖相当^[26],而巨型岩浆喷发使大气 CO₂浓度增高 6~8 倍,正是这种超级的“温室效应”造成了中白垩世的特殊温暖环境^[27, 28]。

至于地球演化早期的碳循环,迄今为止知之甚少。在陨石大量撞击下,高温的地球圈层也与今不同,比如总要降温到 600°K 以下,才会降下地球上第一场雨。当时的太阳辐射量比现在低,但是大气中 CO₂和水汽的高含量产生了强烈的温室效应。可以拿今天的金星作为比较:金星和地球表层现在碳的总储量相差无几,由于金星上的碳全在大气圈中,大气 CO₂浓度是地球的 26 万倍,表面温度 460°C;而地

球表层的碳大部分在岩石圈和水圈里,表面温度只有 15°C^[29]。对于显生宙以来大气 CO₂的变化,已经有多种方案提出,图 5 所示是近来对显生宙、新生代和新第三纪以来变化的认识^[30, 31]。不难看出,大气 CO₂曾经大起大落,与前相比,最近 2 000 万年以来是相对稳定的时期(图 5B)。值得注意的是距今三四亿年前 CO₂浓度急剧下降的历史(图 5A),这是志留、泥盆纪时陆生植被出现,通过光合作用大量吸取大气 CO₂的结果^[32]。生物圈的演化和大气圈、水圈的演化紧密配合,这也是地球表层系统在各种时间尺度上展现变化周期,周而复始但不致失控的道理。正因为如此,才产生了“盖娅(Gaia)说”,认为地球相当于一个具有自我调节能力的超级生命,主张

研究“地球生理学”^[33,34]。

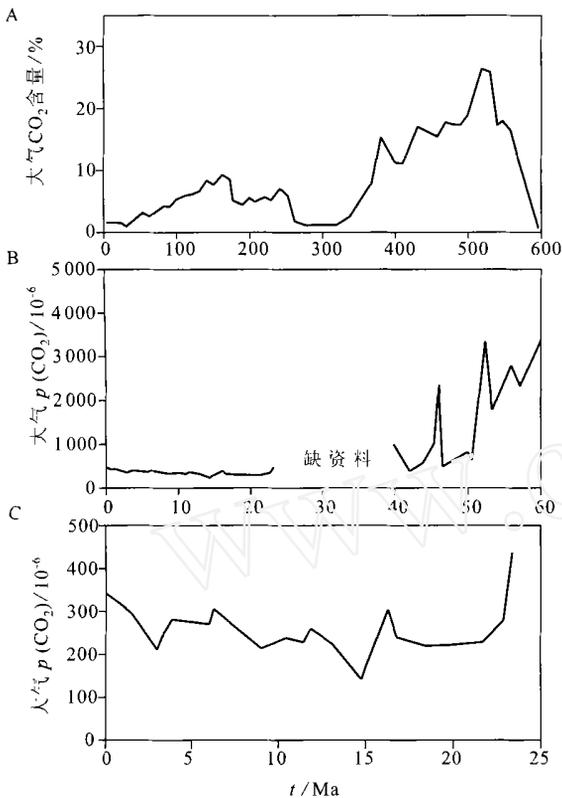


图5 大气CO₂的地质演变

Fig. 5 Geological evolution of atmospheric CO₂
 A—显生宙大气CO₂比例(%)^[30]; B—新生代大气CO₂分压力 [$p(\text{CO}_2)$, 10^{-6}]^[31]; C—新第三纪以来大气CO₂分压力 [$p(\text{CO}_2)$, 10^{-6}]^[31]

3 冰期旋回与碳循环

由此可见,无论是“冰”和“碳”,在整个地质历史里都在变化。水、碳循环,一个冰期结束了,另一个碳循环系统确立了,这就是历史,这就是亿万年的地质史。现在要问:这“冰”和“碳”之间究竟是什么关系?早先的回答是“冰”决定“碳”:冰盖大了,环流、植被全都变,碳储库和大气CO₂当然也变。可是这和近年来的研究结果发生了矛盾:或者发现地质纪录里碳的变化比冰早,或者要靠碳的变化来解释冰的消长,对原来的“因果”关系,提出了挑战。

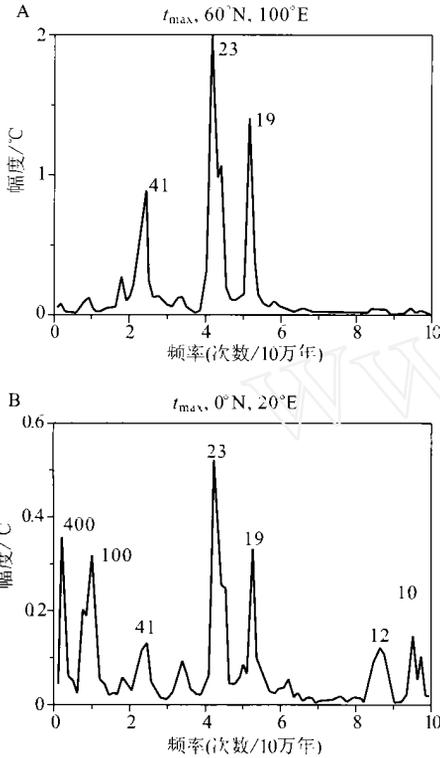
“暖室期”为什么会转入“冰室期”?以震旦纪为例,早在20世纪70年代就提出地球的斜率(黄、赤道夹角)增大可以导致新元古代的冰期,以当时太阳的辐射量估算,只要倾角大于54°便足以形成热带冰盖(现在为23.5°)^[35]。然而分析表明,与冰期温度下降50%的同时,海水¹³C也有10%以上的偏移,

可见碳循环有急剧的变化发生,单靠地球倾角大或者大陆分布在低纬区这一类的物理因素,已经不足以解释地质纪录^[10]。何况直接覆盖在冰碛层之上的“碳酸盐岩盖层”又有5%的碳偏移,很可能是天然气水合物的大量释出使冰期突然结束^[36],可见化学因素的重要。不管“雪球说”能否成立,也不管具体变化机制的争论,大气CO₂的大幅度升降,肯定是导致新元古代冰期的关键。同样的争论也发生在新生代:究竟是南极周围塔斯曼尼亚海道和德雷克海峡的开启,使得环南极洋流形成,还是喜马拉雅山脉和青藏高原隆升,导致大气环流改组,是新生代冰期开始的原因^[20]?模拟和观测表明,至少“高原隆升说”的关键在CO₂而不在环流:隆升使岩石风化加剧而消耗大气CO₂,CO₂的下降导致冰期^[37]。地质历史上“暖室期”和“冰室期”历次交替的具体原因可以不同,但都是通过碳循环的改变才能实现,因而是“碳”导致“冰”的变化。

进入“冰室期”的地球,随着地球运行轨道的周期性变化而经历着“冰期”和“间冰期”旋回,这在第四纪冰期最为清楚。米兰科维奇理论用北半球高纬区(65°N)夏季辐射量变化的计算值,成功地解释了第四纪冰期旋回的地质纪录,成为上世纪古气候研究中最辉煌的一页。然而这项解释从开始就埋下了一系列未解的难题:黄道偏心率10万年周期对地球表面辐射量影响很小,为什么会成为近90万年来主要的轨道周期(“10万年难题”)?偏心率的周期有10万年和40万年两种,为什么地质纪录里只见前者不见后者(“40万年难题”)?从轨道驱动看,进入氧同位素第11期(MIS 11)时辐射量变化并不大,为什么会成为第四纪最强的暖期(“第11期难题”)?……这种种难题都不能用65°N辐射量变化回答^[38]。更有甚者,极地冰芯和深海纪录的比较研究,发现大气CO₂浓度和温度的变化都在冰盖变化之前,而且南极的变化也在北极之前^[39],向由北半球高纬度起决定作用的米兰科维奇理论老版本,提出了直接的挑战:应当是“碳”驱动“冰”,而不是“冰”驱动“碳”。

当年米兰科维奇取65°N夏季辐射量作计算,是因为寻求北极冰盖易于增长的条件。但不同纬度区接受的辐射量变化,对轨道参数反应的周期并不相同。按照夏季最高温度的变化计算,北半球高纬区对斜率(4万年)和岁差(2万年)周期反应最强(图6A),而低纬赤道区对各种周期都有反应,从40万

年、10 万年的偏心率到 1 万年的半岁差周期反应均很明显(图 6B) [40]。如果说北半球高纬区辐射量变化主要控制的是冰盖本身,那么低纬区辐射量主要影响季风和 ENSO 等现象,可以通过热带过程中的



6 不同纬度区对地球轨道周期变化驱动气候的不同反应

Fig. 6 Different responses of different latitudinal zones to orbital forcing in climate changes
80 万年夏季最高温度 (t_{max}) 模拟时间序列的谱分析 [40]
A—高纬欧亚大陆 (60°N, 100°E); B—低纬非洲 (0°N, 20°E)

陆地化学风化、海洋碳酸盐岩沉积和溶解等过程影响碳循环。我们最近在南海大洋钻探 ODP-1143 孔近 500 万年深海沉积剖面中,发现有孔虫 ^{13}C 有从 40 万年到 1 万年的各种周期,提供了热带碳循环的直接证据,也证明碳循环的长周期变化领先于 ^{18}O 表达的冰盖周期的重大变化。有关的研究成果将另文报道,在此只想指出,这种碳循环的 40 万年周期至少在新生代中期便已出现 [41],上新世以来见于世界各大洋,第四纪里对于北极冰盖的周期性消长起着重要的调谐作用;而热带区的半岁差周期 (1 万年) 对于近几十万年来冰期旋回 10 万年周期的形成,也起了重要作用 [42]。

可见老版本的第四季冰期理论,不仅“冰”驱动“碳”的概念有待修正,北极高纬区决定全球气候的概念也需纠正。气候系统中“热带驱动”的作用,正在逐步揭开。20 世纪 70 年代 CLIMAP 计划关于热

带表层海水温度在冰期旋回中变化不大的结论,已经不再成立 [43];低纬区的岁差周期不仅控制着季风的盛衰,同样也控制着 ENSO 强度的长周期变化 [44];这类热带过程不仅在年际、旬际尺度上影响着其他纬度区 [45],而且影响着前面所述千年尺度上的气候变动 [46]。可见,在冰期旋回以下的时间尺度上,同样是“碳”影响着“冰”。

4 地球系统中的“冰”和“碳”

作为地球表层系统的一大特色,“冰碳同器”为地球环境带来了有声有色的演变史;作为地球表层系统中的两大要素,“冰”和“碳”变化的交织又增添了地质历史的复杂性。“冰”和“碳”的关系至今还不清楚,但可以肯定说,两者之间并非“鸡”与“蛋”的简单从属关系。迄今为止,人类对“冰”的物理方面了解得比较多,对“碳”的化学方面知道的很少,因此需要大声疾呼,呼吁对碳循环、对低纬过程多加注意。

这里提出的并不只是纯学术问题。气候环境演变的研究,归根结底是为了预测未来,而预测中如果是只见其一不见其二,就会造成错误的结果。从冰期旋回的角度预测未来,一个不可回避的问题是当前的间冰期还能维持多久?科学家的回答却是大相径庭。美国的 Raymo (1997) 认为全新世作为间冰期

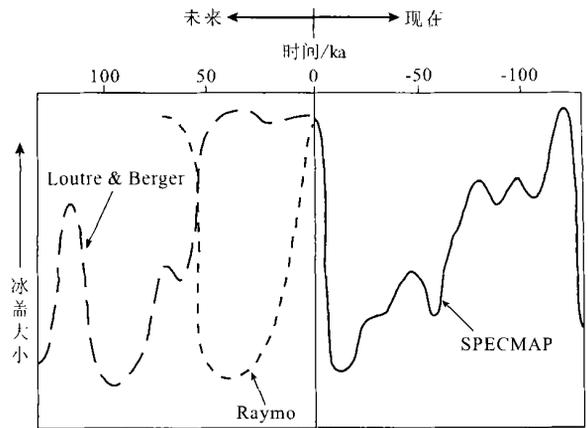


图 7 对未来冰期的不同估计

Fig. 7 Discrepancy in the next glacial prediction

据 Raymo (1997) [47] 下次冰期正在来临;
据 Loutre 和 Berger (2000) [48] 本次间冰期还将延续 5 万年

一万年已经过去,如果没有人类的干扰,紧接着的冰期已经正在来临 [47]。与此相反,比利时的 Loutre 和 Berger (2000) 却认为间冰期还会延续,下次冰期远

在5万年之后^[48](图7)。出入之大在于对大气CO₂变化趋势采用了不同的模式:前者假定CO₂将继续新生代后期的下降趋势,后者则借用了前13万年来的CO₂变化曲线,其实两者都缺乏根据。这就是说,在我们认识大气CO₂天然变化趋势之前,在认清“冰”和“碳”的关系之前,科学地预测未来变化趋势是不可能的。

在本文准备过程中,得到黄维和田军两位的帮助,特此致谢。

References[参考文献]:

- [1] BERGER W H, BICKERT T, JANSEN E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age[!]. *Oceanus*, 1993, 36(4): 53-56.
- [2] RAYMO M E. The timing of major climate terminations[J]. *Paleoceanography*, 1997, 12(4): 577-585.
- [3] WANG Pinxian, TIAN Jun, CHENG Xinrong. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea[J]. *Science in China*, 2001, D44: 926-933.
- [4] MILLER K G, WIGHT J D, FAIRBANKS R D. Unlocking the ice house: Oligocene—Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion[J]. *Jour Geophys Res*, 1991, 96: 6829-6848.
- [5] MILLER K G, FAIRBANKS R D, MOUTAIN G S. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion [J]. *Paleoceanography*, 1987, 2(1): 1-19.
- [6] BULLOCK M A, GRINSPOON D H. Global climate change on Venus[J]. *Scientific American*, 1999(3): 50-57.
- [7] LI Siguang. *Astronomy, Geology and Paleontology*[M]. Beijing: Science Press, 1972. 1-115 (in Chinese). [李四光. 天文地质古生物[M]. 北京: 科学出版社, 1972. 1-115.]
- [8] 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.
- [9] HOFFMAN P F, SCHRAG D P. Snowball Earth [J]. *Scientific American*, 2000, (1): 68-75.
- [10] FAIRCHILD I J. Snowball Earth [J]. *Geoscientist*, 2001, 11(6): 4-7.
- [11] ALLEY R B, MEESE D A, SHUMAN C A, et al. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event [J]. *Nature*, 1993, 362: 527-529.
- [12] JONES P D, BRIFFA K R. The “Little Ice Age”: local and global perspectives [J]. *Climate Change*, 2001, 48: 5-8.
- [13] WANG Pinxian, JIAN Zhimin. Searching high-resolution paleoenvironmental records: a review [J]. *Quaternary Sciences*, 1999(1): 1-17 (in Chinese). [汪品先, 翦知泯. 寻求高分辨率的古环境纪录[J]. 第四纪研究, 1999(1): 1-17.]
- [14] BROECKER W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change [J]. *Nature*, 1994, 372: 421-424.
- [15] RAHMSTORF S. The thermohaline ocean circulation: a system with dangerous thresholds [J]. *Climate Change*, 2000, 46: 247-256.
- [16] LEMKE P, HARDER M, HILMER M. The response of Arctic sea ice to global change [J]. *Climate Change*, 2000, 46: 277-287.
- [17] PETIT J R, JOUZEL J, RAYNACCD D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica [J]. *Nature*, 1999, 399: 429-436.
- [18] SIGMAN D M, EDWARD A B. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide [J]. *Nature*, 2000, 407: 859-869.
- [19] HOUGHTON R A. Counting terrestrial sources and sinks of carbon [J]. *Climate Change*, 2001, 48: 525-534.
- [20] WANG Pinxian. Deep-sea research and Earth sciences in the new century [A]. LU Yongxiang. *Science and Technology Development: A Retrospective View over the Past Century and a Prospective Look into the Future* [C]. Shanghai: Shanghai Education Press, 2000. 181-211 (in Chinese). [汪品先. 深海研究和新世纪的地球科学 [A]. 路甬祥. 百年科技回顾与展望 [C]. 上海: 上海教育出版社, 2000. 181-211.]
- [21] ANDERSEN N, MUELLER P J, KIRST G, et al. Alkenon ¹³C as a proxy for past *p*(CO₂) in surface waters: results from the Late Quaternary Angola Current [A]. FISCHER G, WEFER G. *Use of Proxies in Paleooceanography: Examples From the South Atlantic* [C]. Berlin Heiderberg: Springer-Verlag, 1999. 469-488.
- [22] KENNETT J P, STOTT L D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene [J]. *Nature*, 1991, 353: 225-229.
- [23] SCHMITZ B. Plankton cooled a greenhouse [J]. *Nature*, 2000, 407: 143-144.
- [24] HESSELBO S P, GROECKE D, JENKINS H C, et al. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event [J]. *Nature*, 2000, 406: 392-395.
- [25] BARRON E J, WASHINGTON W M. Warm Cretaceous climate: high atmospheric CO₂ as a plausible mechanism [A]. SUNDQUIST E T, BROECKER W S. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present* [C]. Geophysical Monograph 32, AGU. 1983. 546-553.
- [26] COFFIN M F, FREYFA A, WALLACE P J, et al. Proc. ODP, Init. Repts, 183 [M/CD]. *Ocean Drilling Program*, Texas, 2000.
- [27] LARSON R L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume [J]. *Geology*, 1991, 19: 547-550.
- [28] MA Zongjin, DU Pinren, LU Miaoan. Multi-layered interaction of the Earth [J]. *Earth Science Frontiers*, 2001, 8(1): 3-8 (in Chinese). [马宗晋, 杜品仁, 卢苗安. 地球的多圈层相互作用 [J]. 地学前缘, 2001, 8(1): 3-8.]
- [29] CROWLEY T J, NORTH G R. *Paleoclimatology* [M]. Oxford: Oxford University Press, 1991. 1-339.
- [30] CROWLEY T J, BERNER R A. Enhanced: CO₂ and climate change [J]. *Science*, 2001, 292: 870-872.
- [31] PEARSON P N, PALMER M R. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the last 60 million years [J]. *Nature*, 2000, 406: 695-699.
- [32] ROBINSON J M. Phanerozoic atmospheric reconstruction: a terrestrial

- al perspective [J]. *Global and Planetary Change*, 1991, 5: 51-62.
- [33] LOVELOCK J E. Geophysiology—the Science of Gaia [A]. SCHNEIDER S H, BOSTON P J. *Scientists on Gaia* [C]. Cambridge, Massachusetts; London, England: MIT Press, 1991. 3-10.
- [34] ZHANG Yun. Gaia hypothesis [A]. LIU Quangen. *Introduction to New Branches and New Concepts in Earth Sciences* [C]. Beijing: Seismological Press, 1995. 7-8 (in Chinese). [张昀. 盖雅假说 [A]. 刘全根. 地球科学新学科新概念集成 [C]. 北京: 地震出版社, 1995. 7-8.]
- [35] WILLIAMS G E. History of the Earth's obliquity [J]. *Earth Science Review*, 1993, 34: 1-45.
- [36] KENNEDY M J, CHRISTIE-BLICK N, SOHL L E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals [J]? *Geology*, 2001, 29: 443-446.
- [37] RUDDIMAN W F. *Tectonic Uplift and Climate Change* [M]. New York, London: Plenum Press, 1997. 1-535.
- [38] SHACKLETON N J. The 100 000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity [J]. *Science*, 2000, 289: 1897-1902.
- [39] MBRIE J, BERGER A, BOYLE E A, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. the 100 000-year cycle [J]. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699-735.
- [40] SHORT D A, MENGEL J G, CROWLEY T J, et al. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography [J]. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157-173.
- [41] ZACHOS J S, SHACKLETON N J, REVENAUGH J S, et al. Climate response to orbital forcing across the Oligocene—Miocene boundary [J]. *Science*, 2001, 292: 274-278.
- [42] RUTHERFORD S, D'HONDT S. Early onset and tropical forcing of 100 000-year Pleistocene glacial cycles [J]. *Nature*, 2000, 408: 72-75.
- [43] LEA D W, PAK D K, SPERO H J. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations [J]. *Science*, 2000, 289: 1719-1724.
- [44] TULHOPE A W, CHILCOTT C P, McCULLOCH M T, et al. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle [J]. *Science*, 2001, 291: 1511-1517.
- [45] CANE M A, EVANS M. Do the tropics rule [J]? *Science*, 2000, 290: 1107-1008.
- [46] KERR R A. The tropics return to the climate system [J]. *Science*, 2001, 292: 660-661.
- [47] RAYMO M E. The timing of major climate terminations [J]. *Paleoceanography*, 1997, 12: 577-585.
- [48] LOUTRE M F, BERGER A. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial [J]? *Climatic Change*, 2000, 46: 61-90.

ICE AND CARBON IN CLIMATE EVOLUTION

WANG Pin-xian

(Laboratory of Marine Geology, Ministry of Education of China,
Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: The ice cap on the Earth has been repeatedly appearing and varying in its size throughout the geological history, so does the CO₂ atmospheric concentration. However, it remains unclear how the variations of the two factors, ice and carbon, are interrelated with each other. Since the ice cap variations are better recognizable in geological records as compared to the CO₂, paleoclimatology has been biased to the ice change studies, with insufficient attention paid to the carbon system. Traditionally, the observed variations in carbon system are considered to be a response to ice sheet changes; yet the recent discoveries provide an increasing number of phenomena in ice sheet variations which can not be explained by solely physical processes in hydrological circulation, and an increasing number of evidences show that the changes in atmospheric CO₂ have preceded those in ice volume. Thus, there is an urgent need to uncover the effect of carbon system changes on ice cap variations, to assess the role of biogeochemical processes in glacial cycles, and to

disintegrate the contributions from different latitudinal zones to the orbital forcing of the global climate system, if we are to predict the trend of future climate changes scientifically.

Key words: glacial cycles; carbon cycle; Earth climate system; green house effect; Earth orbital periodicity

羊草对 CO₂倍增和水分胁迫的适应机制

周广胜¹, 王玉辉¹, 高素华², 郭建平²

(1. 中国科学院 植物研究所 植被数量生态学开放研究实验室, 北京 100093; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081)

羊草草原是欧亚大陆东部温带半湿润半干旱地区特有的地带性草原植被类型, 面积达 $4.2 \times 10^7 \text{ hm}^2$, 其中一半以上分布于中国境内, 是我国重要的畜牧业生产基地。可是, 由于人类活动及现代工业的迅速发展导致的地球大气中温室气体, 特别是 CO₂ 浓度, 已由工业革命前的 280×10^{-6} 增加到当前的 360×10^{-6} , 据估计到 21 世纪中后期将达到 700×10^{-6} 。大气 CO₂ 浓度倍增及由此引起的以“气候变暖”为标志的全球变化必将直接和间接地影响羊草草原生态系统。尽管关于草地地理分布与气候的关系, CO₂ 浓度倍增对作物、自然生态系统及其优势种的影响已经进行了大量研究与试验, 但关于羊草草原对 CO₂ 浓度倍增和水分胁迫的影响与适应机制的研究仍较少。本文基于 2000 年 6 月 20 日—10 月 15 日在黑龙江省农业科学研究所人工模拟试验室开展的 2 个 CO₂ 浓度 (350×10^{-6} 和 700×10^{-6})、3 个水分胁迫 (土壤含水量的 30%~45%, 45%~60% 和 60%~80%) 下的羊草植物多因子模拟试验, 以增强羊草对 CO₂ 浓度倍增和水分胁迫响应机制的理解。

(1) 水分胁迫的影响。羊草叶水势随着水分胁迫的增加表现出明显减小的趋势, 但其日、季变化并没有改变 (图 1)。羊草叶水势的日变化表现为早晚高、中午低的“V”型变化规律, 且叶水势随着生长日期的增加而降低, 表现出与羊草的生长发育、成熟和衰老一致的变化规律。随着水分胁迫的增加, 叶片蒸腾、光合速率和各部分的生物量均减小, 而叶片气孔阻力则增加 (图 2)。作为对水分胁迫的响应, 羊草的根冠比则增加 (表 1)。

(2) CO₂ 浓度倍增的影响。羊草叶水势随着 CO₂ 浓度的倍增而增加, 且其季节变化发生变化 (图 3)。在羊草生长 42 d 前, CO₂ 浓度倍增条件下的羊草叶水势随着生长日期增

表 1 不同水分胁迫下的羊草生物量

土壤相对湿度	羊草生物总量/g	根生物量/g	茎生物量/g	叶生物量/g	根冠比
30%~45%	24.86	7.60	7.82	9.88	0.405
45%~60%	33.52	8.64	9.93	14.95	0.347
60%~80%	39.53	9.15	12.94	17.44	0.301

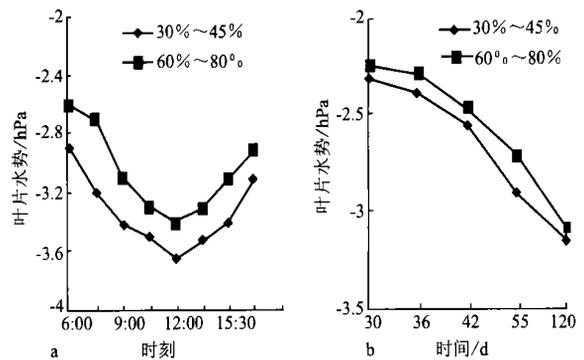


图 1 羊草叶水势的日、季动态

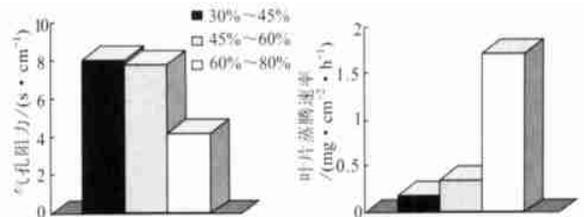


图 2 土壤水分胁迫对羊草气孔阻力和蒸腾速率的影响

加的减小的幅度小于当前 CO₂ 浓度的状况, 而在 42 d 后则相反。CO₂ 浓度倍增下羊草叶片的蒸腾作用、黄叶数将减小, 而气孔阻力、光合速率、株高、各部分的生物量均增加。作为对 CO₂ 浓度倍增的响应, 羊草的根冠比增加 (表 2)。

(3) 结果与讨论。CO₂ 浓度倍增与水分胁迫均导致羊草根冠比的增加, 反映了羊草对于环境胁迫的适应对策, 但两

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (G1999043407); 中国科学院知识创新工程资助项目 (KSCX2-1-07)