

全球碳循环与中国百年气候变化*

廖 宏 朱懿旦

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京 100029)

摘要 文章总结近百年来中国气候变化的特点、人类活动对碳循环的影响以及温室气体气候效应的模式研究结果。近百年来,中国年平均温度呈上升趋势,但温度变化具地区性和季节性特征。近 50 年观测到的冬季增温最为明显,长江中下游地区夏季地区还出现了降温。人类活动被认为是导致全球变暖的重要原因。大气 CO₂ 浓度从工业化前的约 280ppm 增加到了 2008 年的 385.2ppm^[1]。20 世纪 90 年代期间,全球碳源为 8.0GtC/a(1Gt=10 亿吨),包括化石燃料燃烧产生的碳(6.4±0.4GtC/a)和土地利用变化产生的碳 1.6[0.5~2.7]GtC/a。同时大气中增加的碳为 3.2±0.1GtC/a和海洋吸收的碳为 2.2±0.4GtC/a^[2]。碳源比碳汇高出 2.6[0.9~4.3]GtC/a,这部分目前学术界还不能解释的碳汇被称为“碳失汇”^[2]。北半球陆地生态系统是寻找“碳失汇”的重要方向。目前多数气候模式能够成功再现全球平均气温在过去百年的实际演变。就全球年平均温度在 1880~1999 年的变化而言,在自然因子和人为因子的共同强迫作用下,参加 IPCC AR4 的 19 个耦合模式集合模拟的变暖趋势为 0.67℃/100a,非常接近观测的 0.53℃/100a^[3]。多模式集合的结果与观测序列的相关系数可以达到 0.87^[3],这种高相关系数主要来自 20 世纪的变暖趋势。19 个耦合模式模拟中国平均气温演变的能力较之模拟全球平均情况要差,与实际观测值之间的相关系数为 0.55^[4]。这表明对区域尺度的气候变化而言,其情况要比全球平均情况复杂的多,特别是中国地区存在的高浓度气溶胶,能在很大程度上影响中国区域的气候变化。由于气候变化同时受地球系统的自然变率和人为因子的影响,更进一步了解全球碳循环对中国近百年气候变化的影响还依赖于地球气候系统模式对各种自然和人为气候强迫的模拟准确性,特别需要结合观测和模拟减小陆地生态系统碳源汇的不确定性。

主题词 温室气体 气候变化 碳循环

中图分类号 P467 **文献标识码** A

1 引言

近百年来,观测数据显示全球平均气温升高、大范围的雪和冰融化以及海平面上升^[2]。IPCC 第四次气候变化评估报告给出的 100 年(1906~2005 年)全球平均温度增加为 0.74[0.56~0.92]℃。近 50 年的线性变暖趋势为每 10 年 0.13[0.10~0.16]℃,约为近百年变暖趋势的两倍。根据全球地表温度器测资料,最近 12 年中(1995~2006 年)有 11 年位列自 1850 年以来最暖的年份。由于北极平均温度几乎以两倍于全球平均速率的速度升高,1978 年以来的卫星资料显示,北极年平均海冰面积以每 10 年 2.7%[2.1%至 3.3%]的速率退缩,较大幅度的退缩出现在夏季,为每 10 年 7.4%[5.0%~9.8%]。观测表明 1961 年以来,全球海洋平均温度的增加已延伸到至少 3000m 深度,海洋已经并且正

在吸收 80% 以上被增添到气候系统的热量。这一变暖引起海水膨胀,并造成海平面上升。观测也表明在 1961 年至 2003 年期间,全球平均海平面上升的平均速率为 1.8[1.3~2.3]mm/a。

在全球气候变暖的背景下,我国的气候也发生了很大的变化。从 1906 年到 2005 年中国的年平均气温上升了 0.78±0.27℃,2007 年已经代替 1998 年成为我国近百年来最暖的一年^[5,6]。图 1 是不同研究所得的近百年中国气温序列^[5]。在 1951 年以后,各曲线相当吻合,有很明显的上升趋势。然而,在 1950 年以前,各曲线差异明显。造成这种差异的原因,可能主要与所用资料以及平均气温统计方法不同等因素有关。在近百年间,我国东部气候在年代际尺度上经历了 3 次主要转型:分别发生在 20 世纪 20 年代和 70 年代中后期的二次从相对冷期向暖期的转变,以及发生在 50 年代早期的一次从相对暖

第一作者简介:廖宏女 44 岁 研究员 大气环境与气候变化的数值模拟专业 E-mail:hongliao@mail.iap.ac.cn

* 国家自然科学基金项目(批准号:40825016 和 90711004)和公益性行业(气象)科研专项项目(批准号:GYHY200906020)资助
2010-02-08 收稿,2010-03-06 收修修改稿

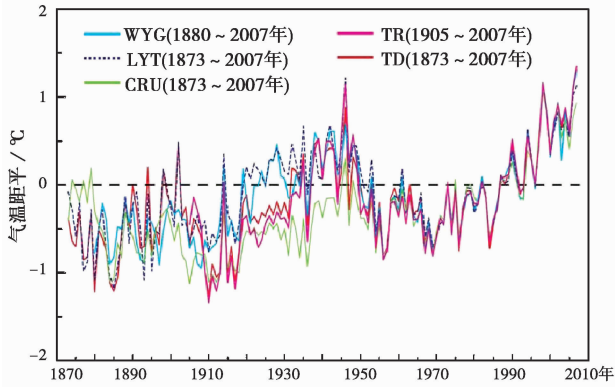


图1 中国温度距平序列(相对1971~2000年标准值)^[5]

WYG序列为王绍武等^[7]综合使用平均气温和由气温等级转换的气温距平资料,将全国分为10个区,在得到各区的年温度序列后按各区面积计算权重系数,做加权平均得到1880年到1996年全国年平均气温序列;TR序列为唐国利和任国玉^[8]用616个测站的观测资料,由最高、最低气温平均得到1905年到2001年的全国平均气温序列;LYT序列为林学椿等^[9]用711个测站的月平均气温资料,将全国分为10个区,求出各区距平后再平均得到全国气温平均序列;TD序列为唐国利^[10]选取291个分布相对均匀的台站,由最高、最低气温平均得到的1873年到2006年的全国平均气温序列;CRU序列为闻新宇等^[11]用英国CRU释放的高分辨率格点数据集,抽取中国资料按网格面积加权法生成的中国气温序列

所有序列根据最新资料延长至2007年^[5]

Fig. 1 The time series of temperature anomaly in China (relative to 1971~2000)^[5]

期向冷期的转变,这与北半球气温跃变点是基本一致的^[12]。从气温变化来看,20世纪的前20年是一个相对较冷时期,1920~1950年是本世纪第一个暖期,然后于50年代气温急剧下降,随后呈波动变化。自70年代后期气温又急剧上升,进入一个暖期至今^[13]。

中国的温度变化呈地区性和季节性,增暖地区主要在黄河以北的北方地区,包括东北、华北、西北^[14,15]和青藏高原北部,最显著的季节在冬季和春季,冬季增暖比夏季明显^[12,16],长江中下游地区的温度有降低趋势,而其北部和南部地区则有升温趋势^[17]。夏季气温的年代际变化与年平均明显不同,表现为1970年中后期之后,长江中下游地区的夏季并不是增温的,而恰恰相反是降温的,经常出现“凉夏”(图2)。这些结果与夏季风降水北边缘带有很大的年代际变率^[18]是一致的。对于冬季,20世纪80年代以来的气候变暖,冬季反映最为突出,诸多研究揭示出冬季气温年代际变化与年平均是一致的^[19,20]。

气候变化是地球系统自然变化和人为活动共同

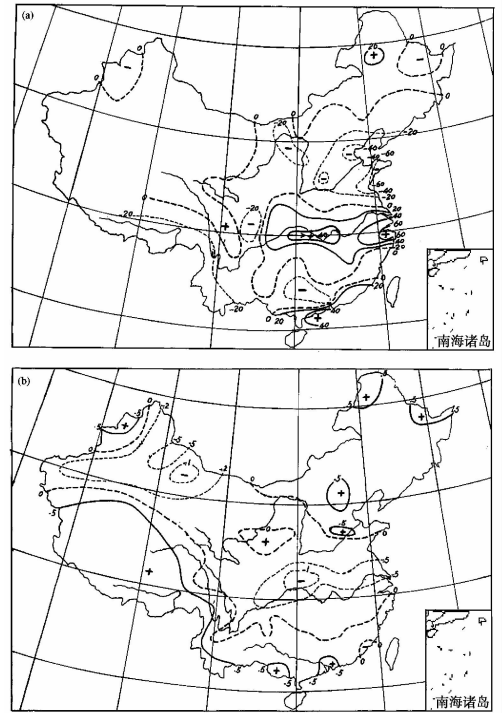


图2 中国区域夏季(7月和8月平均)(a)降水(mm)和(b)温度(°C)变化图

为近20年(1979~1998年)的平均值减去早期28年(1951~1978年)的平均值^[17];引自参考文献^[17]的图3

Fig. 2 (a) Distribution of the average anomalies of mid-summer (JA) rainfall in China for 20 recent years (1979~1998) relative to the mean value of 28 former years (1951~1978) (unit: mm). (b) The same as Fig. 2(a), but for temperature (unit: °C)^[17]

作用的净影响。影响气候变化的因子有很多,包括温室气体和气溶胶等人为因子以及火山爆发、太阳辐射变化等自然因子。但是像火山爆发这样的自然因子引起的降温持续的时间尺度只有2~3年时间^[21],与近百年的温度持续变化趋势不相符合而且火山爆发的时间是不确定的。2007年IPCC第四次评估报告^[2]指出人类活动“很可能”是导致气候变暖的主要原因。探究各因子对大气顶层辐射平衡的影响,人为因子比自然因子的影响更为明显和强烈(图3),特别是人为产生的CO₂, CH₄和N₂O以及气溶胶对辐射强迫的影响强度。温室气体吸收来自地面的长波辐射,加热大气的同时向下发射长波辐射加热地面。大气CO₂浓度已从工业化前的约280ppm,增加到了2008年的385.2ppm^[1],产生的辐射强迫为+1.66±0.17 W/m²,其贡献显著大于所有其他辐射强迫因子。2008年CH₄浓度约为1797ppb^[1],是工业化前浓度的两倍以上。自工业

化时期以来,大气 CH_4 浓度增加所产生的辐射强迫为 $+0.48 \pm 0.05 \text{ W/m}^2$, 该致暖强迫仅次于 CO_2 位于第二。另外,还有像 N_2O 和对流层臭氧等的温室气体影响气候。人为气溶胶(主要包括硫酸盐、有机碳、黑碳和硝酸盐)有净冷却效应,共产生直接辐射强迫 -0.5 W/m^2 和间接辐射强迫 -0.7 W/m^2 [22]。

由于 CO_2 和 CH_4 在气候变化中的重要性,碳循环受到越来越多的重视。当把温室气体增加的影响以及外部自然因子的影响纳入模式时,模式可做出对过去 100 年间发生变暖的很好模拟。当仅使用自然因子进行模拟时,模式不能再现观测到的变暖 [23]。大气中主要的含碳化学成分有 CO_2 , CO , CH_4 , 有机物和含碳的气溶胶粒子(有机碳、黑碳) [24], 最通常的氧化态是正四氧化态,即 CO_2 , 这构成了大气 99% 以上的碳。就物质循环来说,其主要环节是 CO_2 的循环。由于 CO_2 有很高的稳定性,碳循环必须在全球尺度加以考虑,是包括地球大气、化石燃料、海洋、植物和土壤的生物地球化学过程。

本文总结人类活动对碳循环的影响以及全球气候模式模拟出的 CO_2 变化对中国区域气候变化的贡献。

2 全球碳循环

2.1 全球碳储库及大气中 CO_2 的源和汇

碳元素分布于全球各个圈层中,其中岩石圈是最大的碳储库。除了人类大规模的矿产和燃料开采使用,使岩石圈储存的碳得以释放并直接影响全球碳循环平衡外,岩石圈的碳的活动一般只对地球的局部产生影响(如火山喷发引发区域的 CO_2 浓度升高)或者只会在较大的时间尺度内(千年以上)发生作用 [25,26]。占地球表面积 71% 的海洋是一个巨大的碳库,其含碳量为大气圈的 50 倍和生物圈的 20 倍。海洋作为一个巨大的碳库,具有吸收和贮存大气 CO_2 的能力,影响着大气 CO_2 的收支平衡 [27,28]。陆地生物圈主要是植物和土壤 [29] 含碳量高。大气圈中所含碳元素最少,主要是 CO_2 , CH_4 和 CO 气体 [25]。

虽然全球各圈层有丰富碳储库,只有大气中 CO_2 浓度对气候的影响最为直接。大气中主要源和汇如下方程表示:

$$\frac{d\text{CO}_2}{dt} = C + D + R + S + O - P - I - B$$

方程左端代表大气 CO_2 浓度的变化率,右端各项代表大气 CO_2 的源和汇。大气 CO_2 主要源包括:

C 为化石燃料燃烧释放到大气中的 CO_2 ; D 为土地利用(包括森林砍伐、森林退化、开荒等)释放到大气中 CO_2 ; R 为陆地植物的自养呼吸; S 为陆地生态系统植物的异养呼吸(包括微生物、真菌类和动物); O 为海洋释放到大气中的 CO_2 。主要汇包括: P 为陆地生态系统通过光合作用固定的 CO_2 ; I 为海洋吸收大气中 CO_2 ; B 为沉积在陆地和海洋中的有机和无机碳 [30,31]。

2.2 全球 CO_2 浓度及其变化趋势

在过去的 40 万年间,大气 CO_2 浓度基本上在 180ppm 到 280 ~ 300ppm 之间震荡 [32]。在 1850 ~ 2005 年间,大气 CO_2 浓度从工业化前的约 280ppm 增加到了 2008 年的 385.2ppm [1]。如图 4 为 4 个不同站点的 CO_2 观测浓度曲线,其中 Mauna loa 位于太平洋中央的夏威夷群岛,也是世界上最大的活火山之一,La Jolla Pier 位于北半球的美国加利福尼亚州,Baring Head 位于南半球的新西兰,Alert 位于北极圈内。4 个地区的 CO_2 浓度都是震荡上升,而且数值大小都非常接近,例如夏威夷群岛之一的 Mauna loa,岛上的 CO_2 浓度从 1959 年的 315.98ppm 升高到 2008 年的 385.34ppm。从这 4 个具有一定代表性站点的 CO_2 浓度变化趋势来看, CO_2 浓度不断上升并且是全球性的变化 [33]。

大气中 CO_2 浓度的变化主要决定于人为排放以及陆地生态系统和海洋对 CO_2 的吸收。从 1850 年至 2000 年 CO_2 排放和吸收的变化如图 5 所示。已经确定的与人类活动有关的 3 个主要 CO_2 源是:化石燃料燃烧、水泥生产和土地利用变化 [35]。通过燃烧化石燃料获取能源向大气排放的 CO_2 ,占人类活动总排放量的 70% ~ 90% [25]。根据 EDGAR 数据 [36],从 1990 年到 1995 年温室气体排放量增加了 3%,从 1995 年到 2000 年,增加了 6%,从 2000 年到 2005 年则增长了 15%,可见温室气体排放量逐年增加。

另外,人类活动导致土地利用方式改变,由于不同类型的土地利用和覆盖变化对生态系统碳循环的作用不同,所以森林砍伐、森林转化为农田或草地、森林和草地的退化、城市用地增加等都可能将大量的 CO_2 释放到大气中,导致陆地生态系统碳释放量增加。全球陆地大约有 $32.5 \times 10^6 \sim 34.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ 的自然植被转变为非自然植被,约占陆地面积的 10% [37]。在 20 世纪 80 年代和 90 年代期间,热带

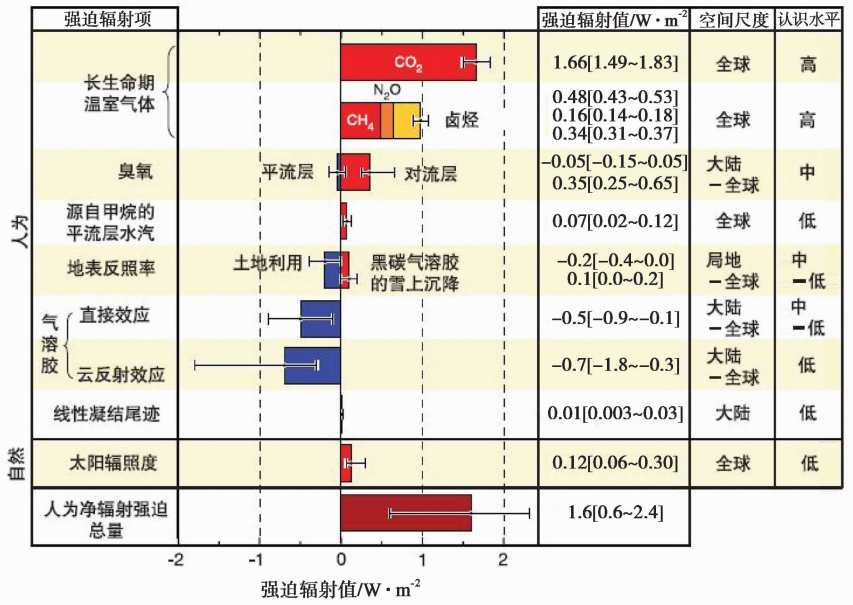


图3 相对于1850年,2005年的 CO_2 , CH_4 , N_2O 和其他重要因子的全球平均辐射强迫值(RF)(最佳估值和5%~95%的不确定性区间),以及RF的典型空间尺度和目前的科学认识水平(LOSU)^[2]

引自参考文献[2]的第二章

Fig. 3 The global average radiative forcing(RF) estimates and ranges in 2005 for anthropogenic carbon dioxide(CO_2), methane(CH_4), nitrous oxide(N_2O) and other important agents and mechanisms, together with the typical geographical extent(spatial scale) of the forcing and the assessed level of scientific understanding(LOSU). The RF values result from the changes in the forcing components since year 1850^[2]

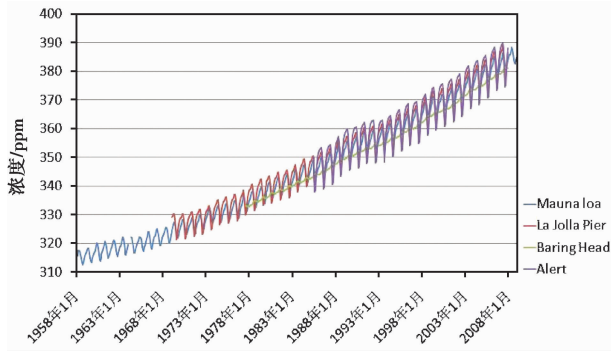


图4 4个不同站点 CO_2 观测浓度曲线

蓝色代表Mauna loia地区,红色代表La Jolla Pier站点,绿色代表Baring Head站点,紫色代表Alert站点

数据资料来源于CDIAC美国能源部二氧化碳碳咨询分析中心^[34]

Fig. 4 The observed CO_2 concentrations(ppm) at four remote sites. Mauna loia(blue), La Jolla Pier(red), Baring Head (orange), Alert(purple)^[34]

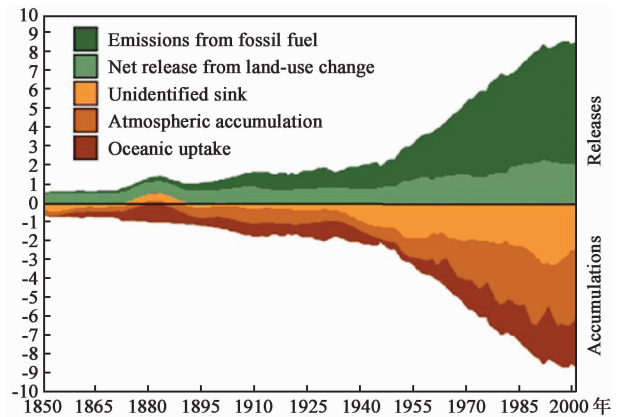


图5 从1850年到2000年的碳收支平衡图(GtC/a)深绿色代表化石燃料燃烧的碳源,浅绿色为土地利用变化产生的碳源,橙色为碳 sink,浅棕色为大气碳的增加量,深棕色为海洋吸收碳汇^[33]

图片来源于Woods hole research center, 网址为 <http://www.whrc.org>

Fig. 5 The terms in the global carbon equation are shown graphically over the period 1850~2000. Emissions from fossil fuels(dark green), changes in land use(light green), missing carbon sink (orange), atmospheric accumulation (light brown), oceanic uptake(dark brown)^[33]

地区由于土地利用变化造成碳的增加,同时中高纬度地区到了90年代则表现为碳汇^[38]。90年代期间,全球碳源为 $8.0 GtC/a$ ($1 Gt=10$ 亿吨),包括化石燃料燃烧产生的碳($6.4 \pm 0.4 GtC/a$)和土地利用变化产生的碳($1.6 [0.5 \sim 2.7] GtC/a$)。同时大气中

增加的碳为 $3.2 \pm 0.1 \text{ GtC/a}$ 和海洋吸收的碳为 $2.2 \pm 0.4 \text{ GtC/a}$ [2]。碳源比碳汇高出 $2.6 [0.9 \sim 4.3] \text{ GtC/a}$, 这部分目前学术界还不能解释的碳汇被称为“碳失汇” [2]。

2.3 全球碳循环及其不确定性

2007 年 IPCC 第四次评估报告 [2] 总结出的全球自然碳循环以及人类活动对碳循环的影响如图 6 所示。虽然人类活动的排放只是在自然循环上的小扰动, 相对于 1750 年人类活动导致的大气中 CO_2 的增加累积达 165 GtC 。全球碳循环的研究依赖基于观测和生物物理化学机理的全球碳循环模拟。全球变暖、 CO_2 的施肥效应、氮和磷沉降的增加以及人工植被的扩大都是影响碳源碳汇的主要因素, 存在很大的不确定性, 且具有较大的时空变化 [39]。碳循环还与其他生物地球化学循环相互作用, 如与氮循环、磷循环、硫循环和硅循环等相互影响。例如陆地生态系统中的氮状态与碳循环密切相关, 碳储量和碳通量在很大程度上受氮循环的影响和限制。全球碳循环和氮循环通过陆地生态系统与海洋生物量的累积、分解和贮存相耦合 [40]。大气 CO_2 浓度的升高会加强土壤氮的固定, 同时氮利用率和氮的固定对土壤固定碳也有重要作用 [41], 氮元素影响植物的光合作用 [42], 也就会影响植物对 CO_2 的吸收。目前对于碳循环和其他生物地球化学循环的耦合功能效应还有相当的不确定性存在, 对其重要性的认识与日俱增。

3 温室气体的气候效应

3.1 温室气体对辐射的影响

相对于短寿命的气溶胶来说, 温室气体因寿命长, 可传输到较远处, 致使浓度的分布在全球尺度上较为均匀。图 7 为从 1880 年到 2000 年由温室气体导致的大气层顶辐射强迫模拟值。温室气体的辐射强迫值在全球分布比较均匀, 但仍有些微不同。相对于 1880 年, 2000 年时由于温室气体的增加导致全球对流层顶辐射强迫值为正, 也就是说温室气体对全球气候有一个加热的作用。全球平均的辐射强迫为 $+2.4 \text{ W/m}^2$ 。从辐射强迫的空间分布来看, 温室气体辐射强迫的分布呈现明显的纬向结构, 最大值 (大于 3.0 W/m^2) 位于副热带地区 [43]。总体来看, 中国区域由温室气体引起的对流层顶辐射强迫值和全球平均值非常接近。

3.2 气候敏感性

辐射强迫经常被用作一个导致气候变化的指标, 其引起气候变化的能力由气候敏感性表示。辐射强迫和相应的全球平均温度改变量可以由一个线性关系表示, 表达式为 $\lambda = \Delta T_s / \Delta R F$, λ 即是气候敏感性参数 [44]。气候敏感性通常取大气中 CO_2 浓度达到两倍时的辐射强迫所产生的全球平均温度变化 ΔT_s 。一般可以分为平衡气候敏感性和渐变气候敏感性。平衡气候敏感性指在大气中 CO_2 浓度翻倍之后全球平均地表温度年平均值的平衡态变化, 范围可能在 2.0°C 至 4.5°C 内, 最佳估算值约为 3.0°C , 它很不可能低于 1.5°C , 也不能排除该值远高于 4.5°C 的可能性, 但是对于这些高值, 与观测资料缺乏很好的吻合 [2]。渐变气候敏感性是指按估算的大气二氧化碳含量翻倍时间, 让 CO_2 浓度逐年增加, 根据模式模拟出来的温度变化所估算的敏感性 [2]。渐变气候敏感性模拟出来的温度变化很可能大于 1°C 而很不可能大于 3°C [2]。渐变气候敏感性低于平衡气候敏感性。

3.3 温室气体的气候效应

图 8 所示为模拟的 CO_2 浓度增加所导致的年平均温度在全球增暖的特征。利用 GISS modelE 全球气候模式模拟 1880 年到 2003 年间的温度变化 [45], 模拟出来的由于温室气体导致的全球平均变暖温度为 0.89°C , 跟观测值 0.6°C 相比高了 48%。从 1880 年到 2003 年之间, 温室气体的增温效应主要发生在最后 25 年。在后来的 53 年间升温达 0.8°C 。地表温度对温室气体的响应存在一定的地域差异, 几乎所有陆地上的升温程度都大于 1°C , 而大部分的海面上的升温程度介于 0.5°C 至 1.0°C 之间。北极地区升温最为明显, 达到了 2°C , 而南极圈的海面上升温度只有约 0.2°C 。考虑了全部因子后模式模拟的温度变化更接近于观测值, 这主要是大气气溶胶引起的降温作用。

周天军等 [3,4] 检验了参加 IPCC AR4 的 19 个耦合模式对 20 世纪全球和中国气温变化的模拟, 结果如图 9 所示。就全球年平均温度在 1880 ~ 1999 年的变化而言, 在自然因子和人为因子的共同强迫作用下, 多数耦合模式能够成功再现全球平均气温在过去百年的实际演变, 只有在 10 年际变化中有微小差别。多模式集合的结果与观测序列的相关系数可以达到 0.87, 其中 20 世纪 40 年代后期模拟值比 40

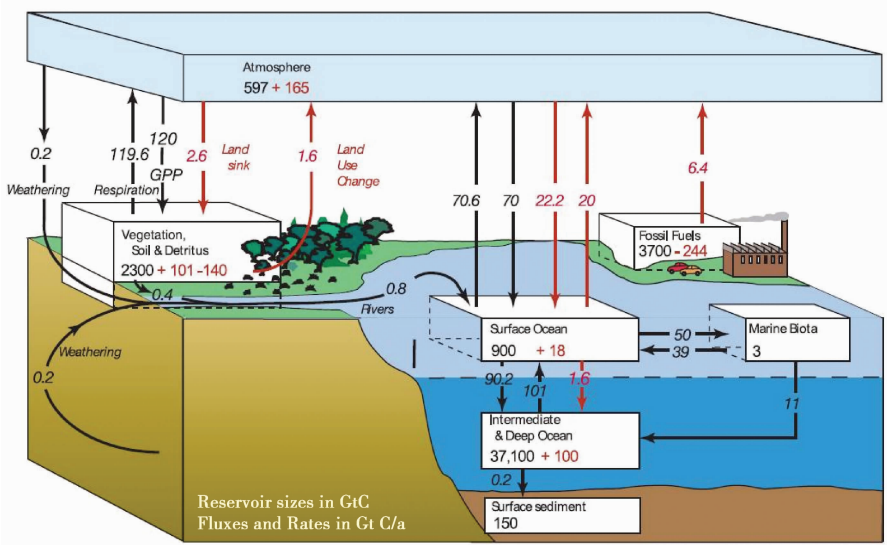


图 6 全球碳循环图

黑色的线表示工业化前的自然源汇,红色的线表示人为影响的源汇;引自参考文献[2]的第七章
 Fig. 6 The global carbon cycle. The sources and sinks of carbon come from nature(black), the sources and sinks of carbon come from human beings(red)[2]

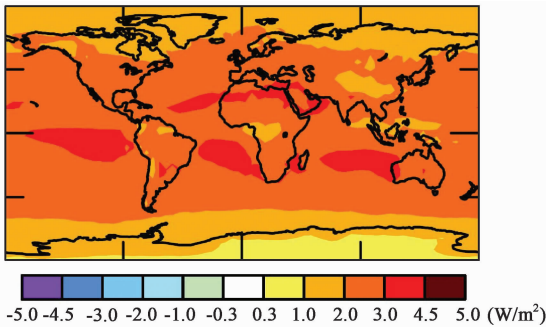


图 7 从 1880 年到 2000 年由于温室气体 (CO₂, CH₄, N₂O 和 CFCs) 导致的大气层顶辐射强迫 (W/m²) 模拟值
 正值代表辐射强迫导致变暖;引自参考文献[43]的图 8
 Fig. 7 Estimated tropopause radiative forcing(W/m²) as a result of the changes in well mixed greenhouse gases(CO₂, CH₄, N₂O and CFCs) over 1880 ~ 2000[43]

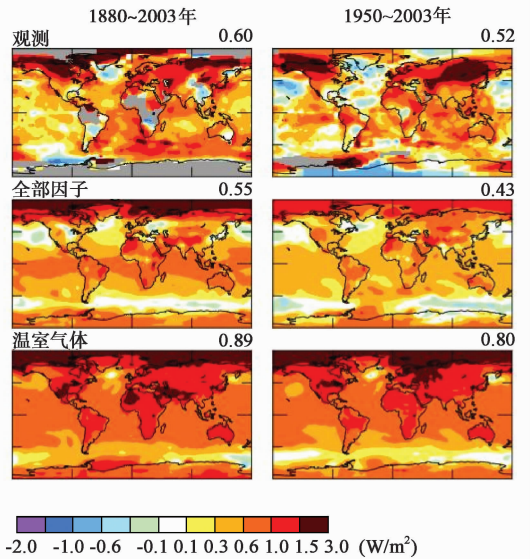


图 8 左侧为 1880 年到 2003 年之间地表温度变化图 (°C),右侧为 1950 年到 2003 年之间地表温度变化图
 图上、中、下分别为观测值、所有因子影响下的模式模拟值和温室气体影响下的模式模拟值[45];引自参考文献[45]的图 9
 Fig. 8 Simulated global changes in temperature(°C)[45]. Left column shows changes over 1880 ~ 2003, and right column shows the changes between 1950 and 2003. Top, middle, and bottom panels show observed changes, simulated changes with all forcing agents, and simulated changes by greenhouse gases, respectively

年代前期的要好,与实测值更为接近。这种高相关系数主要来自 20 世纪的变暖趋势,多模式集合的变暖趋势为 0.67°C/100a,非常接近观测的 0.53°C/100a。多模式模拟的变暖高于观测值的可能原因是参与 IPCC AR4 的模式在考虑气溶胶冷却效应方面还不太完善,大多数模式只考虑了部分气溶胶成分。

在全球受到温室气体影响气候变暖的背景中,中国地区也有相应的气候变化。Hansen 等[45]用 GISS ModelE 模式的模拟结果中(图 8),由温室气

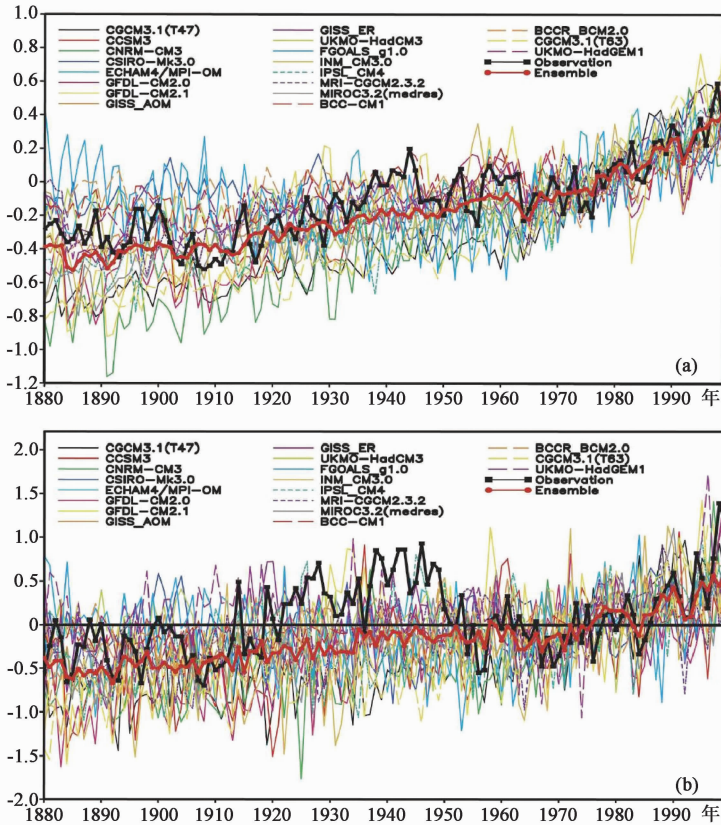


图9 观测和海气耦合模式模拟的全球(a)和中国区域(b)年平均地表气温的变化(°C)^[4]

黑色粗实线为观测结果;红色粗实线为多模式集合的结果;不同颜色的细线代表不同模式的结果。引自参考文献[4]的图2

Fig. 9 The observed and simulated annual mean changes in surface air temperature for (a) the globe and (b) China domain^[4]. Each thin line corresponds to the simulation of one of the models. Black thick line represents the observed changes in temperature, and red thick solid line represents the multi-model ensemble mean^[4]

体引起的中国区域温度升高至少 0.6°C, 大部分地区都在 1.0°C 到 1.5°C 之间。Chang 等^[46]估算的由于温室气体造成中国东部地区 1950 年至 2000 年间平均温度上升了 0.85°C。参加 IPCC AR4 的 19 个耦合模式模拟中国平均气温演变的能力较之模拟全球平均情况要差(图 9b), 与实际观测值之间的相关系数为 0.55^[4]。这表明对区域尺度的气候变化而言, 其情况要比全球平均情况复杂的多, 特别是中国地区存在的高浓度气溶胶, 能在很大程度上影响中国区域的气候变化。

温室气体除了引起全球变暖外, 还会导致水汽循环的变化。周天军等^[3]用 LASG/IAP FGOALS_s 模式模拟出由于大洋热盐环流的减弱在北大西洋区域则呈现显著的变冷特征。温室气体的增加使哈德利环流加强, 使得热带辐合带、美国东部、东亚及高纬度地区的降雨增多, 伴随着亚热带地区的降水量减少, 甚至使包括美国西南部、地中海地区和中东等亚热带地区干旱情况加剧^[43]。Chang 等^[46]发现

温室气体对降雨的影响不如气溶胶强。除了温度和降水年平均发生改变外, 极端天气的出现频率将增高, 其强度会更强^[47], 夏季中高纬度将出现更为频繁并且持续时间更长的热浪^[48]。

需要指出的是, 温室气体气候效应的模拟, 既具有区域依赖性, 又和模式版本有关。目前大多数模式都能模拟出温度的区域性变化特点。例如满文敏等(2009)利用 IAP/LASG 气候系统模式的快速耦合版本 FGOALS_gl, 检验了其对全球 9 个区域(包括北半球热带外地区、南半球热带外地区、热带地区、印度洋/西太平洋暖池区、赤道东太平洋、北太平洋、北大西洋、美国和中国)温度变化的模拟效果, 结果发现除北大西洋外, 模式对其他地区具有显著的模拟技巧, 表明外强迫是造成这些地区温度变化的主要原因。但模式对降雨的模拟还有很大差距^[49]。

3.4 中国区域气候变化的研究进展

影响气候变化的人为因子除了碳循环的变化而

外,还有对流层臭氧的温室效应和气溶胶的直接和间接气候效应^[2,50-54]。气溶胶的直接气候效应是指其通过反射或吸收太阳光而影响气候,而间接气候效应是指其作为云凝结核,影响形成的云对太阳光的反射率、云的降雨量和云的寿命,从而间接的影响气候变化。长生命周期温室气体(CO_2 , N_2O , CH_4 等)的浓度在全球的空间分布上较为均匀,但人为气溶胶在中国区域浓度远高于其他国家,因而气溶胶的气候效应在我国最值得关注。Chang等^[46]利用耦合的气溶胶-气候模式发现,在只考虑了气溶胶直接气候效应的情况下,气溶胶在东亚导致温度降低的程度与温室气体引起增温效应相近。1950年到2000年期间温室气体使中国东部地区平均地表大气温度升高了 0.85°C ,同时也使降水量增加了 $0.10\text{mm}/\text{天}$;相对的大气气溶胶却使气温降低了 0.78°C ,降水减少了 $0.24\text{mm}/\text{天}$ ^[46]。

中国研究自然变率(海温、海冰异常)影响气候变化的工作开始较早,而研究人为因子气候效应的工作起步较晚且相对较少。为比较气候自然变率(海温异常)、温室气体和气溶胶等大气成分变化强迫对东亚夏季风和夏季降水年代际变化的相对贡献,Li等^[55]利用NCAR CAM3和GFDL AM2.1大气环流模式,进行了一系列试验,包括热带海温强迫、全球海温强迫、大气强迫、海温与大气共同强迫试验等,两个模式的结果均表明,海温强迫(主要是热带海温强迫)能够较为合理地模拟出观测到的东亚夏季风环流的年代际变率,而温室气体与气溶胶的强迫作用,却是增加海陆热力差异从而使季风环流增强。

目前模拟气溶胶对中国气候影响的研究还很不完善。主要是气溶胶成分考虑不全,通常只考虑了硫酸盐、硝酸盐、铵盐、黑碳和有机碳气溶胶中的部分成分。此外气溶胶间接气候效应方面的研究还极少。另外,生物圈作为水汽能量交换和作为温室气体源汇对气候变化的影响研究也是气候模拟不确定性的主要原因之一。2009年的哥本哈根会议结束后,全球共同减少温室气体的排放,各个国家都增加森林的覆盖率。中国也通过调整能源结构,提高利用效率,增加陆地生态系统的碳吸收等相关措施进一步减少温室气体的排放^[56]。全球气候变化的研究依赖于模式的发展也依赖于各个国家科学家们的共同努力。

4 结论

近百年来观测到的全球气温和海温不断升高,

大范围冰雪融化,海平面不断上升。中国年平均温度呈上升趋势,但温度变化具地区性和季节性特征。观测到冬季增温最为明显,长江中下游地区近几十年夏季出现降温。

人类活动被认为是导致全球变暖的重要原因。自工业革命以来,人类通过化石燃料燃烧、水泥生产和土地利用变化等方式造成大气 CO_2 浓度不断上升。大气 CO_2 浓度从工业化前的约280ppm增加到了2008年的 385.2ppm ^[1]。20世纪90年代期间,全球碳源为 $8.0\text{GtC}/\text{a}$,包括化石燃料燃烧产生的碳($6.4\pm 0.4\text{GtC}/\text{a}$)和土地利用变化产生的碳($1.6[0.5\sim 2.7]\text{GtC}/\text{a}$)。同时大气中增加的碳为 $3.2\pm 0.1\text{GtC}/\text{a}$ 和海洋吸收的碳为 $2.2\pm 0.4\text{GtC}/\text{a}$ ^[2]。碳源比碳汇高出 $2.6[0.9\sim 4.3]\text{GtC}/\text{a}$,这部分目前学术界还不能解释的碳汇被称为“碳失汇”^[2]。北半球陆地生态系统是寻找“碳失汇”的重要方向。

大气 CO_2 增加所产生的辐射强迫显著大于所有其他辐射强迫因子。从辐射强迫的空间分布来看,最大值位于副热带地区。中国区域的辐射强迫稍微略低于全球平均的辐射强迫值。全球平衡态气候敏感性最佳估算值约为 3°C ,渐变气候敏感性模拟出来的温度变化很可能会大于 1°C 而很可能大于 3°C ^[2]。就全球年平均温度在1880~1999年的变化而言,在自然因子和人为因子的共同强迫作用下,多数耦合模式能够成功再现全球平均气温在过去百年的实际演变,多模式集合的结果与观测序列的相关系数可以达到 0.87 ^[3],这种高相关系数主要来自20世纪的变暖趋势,多模式集合的变暖趋势为 $0.67^\circ\text{C}/100\text{a}$,非常接近观测的 $0.53^\circ\text{C}/100\text{a}$ 。模拟显示由温室气体引起的中国区域温度升高至少 0.6°C ,大部分地区都在 1.0°C 到 1.5°C 之间^[45]。

当前包括碳循环及其对气候影响的研究仍有很大的不确定性。影响碳源碳汇的因素存在很大的不确定性,包括全球变暖、 CO_2 的施肥效应、氮和磷沉降的增加以及人工植被的扩大对其的复杂影响。碳循环还与其他生物地球化学循环相互作用,如与氮循环、磷循环、硫循环和硅循环等相互影响。目前对于碳循环和其他生物地球化学循环的耦合过程和机理的理解还有相当的不确定性存在,对其重要性的认识与日俱增。另外,在碳循环影响气候的同时,还有气溶胶,对流层臭氧等其他人为因子对气候的影响,并且还需考虑气候自然变率。在复杂的情况下,全球气候变化研究的发展依赖于模式的发展和各国政府的共同努力。

参考文献 (References)

- 1 World Meteorological Organization. The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Using Global Observations through 2008. Switzerland: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 2009, (5): 1~4
- 2 IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
- 3 周天军, 李立娟, 李红梅等. 气候变化的归因和预估模拟研究. 大气科学, 2008, **32**(4): 906~922
Zhou Tianjun, Li Lijuan, Li Hongmei *et al.* Progress in climate change attribution and projection studies. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, **32**(4): 906~922
- 4 Zhou Tianjun, Yu Rucong. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *Journal of Climate*, 2006, **19**(22): 5843~5858
- 5 唐国利, 丁一汇, 王绍武等. 中国近百年温度曲线的对比分析. 气候变化研究进展, 2009, **5**(2): 71~78
Tang Guoli, Ding Yihui, Wang Shaowu *et al.* Comparative analysis of the time series of surface air temperature over China for the last 100 years. *Advances in Climate Change Research*, 2009, **5**(2): 71~78
- 6 Wang Shaowu, Zhu Jinhong, Cai Jingning. Interdecadal variability of temperature and precipitation in China since 1880. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004, **21**(3): 307~313
- 7 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢等. 近百年中国年气温序列的建立. 应用气象学报, 1998, **9**(4): 392~401
Wang Shaowu, Ye Jinlin, Gong Daoyi *et al.* Construction of mean annual temperature series for the last one hundred years in china. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, 1998, **9**(4): 392~401
- 8 唐国利, 任国玉. 近百年中国地表气温变化趋势的再分析. 气候与环境研究, 2005, **10**(4): 791~798
Tang Guoli, Ren Guoyu. Reanalysis of surface air temperature change of the last 100 years over China. *Climatic and Environmental Research*, 2005, **10**(4): 791~798
- 9 林学椿, 于淑秋, 唐国利. 中国近百年温度序列. 大气科学, 1995, **19**(5): 525~534
Lin Xuechun, Yu Shuqiu, Tang Guoli. Series of average air temperature over China for the last 100-year period. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1995, **19**(5): 525~534
- 10 唐国利. 器测时期中国温度变化研究. 北京: 中国科学院大气物理研究所(硕士学位论文), 2006
Tang Guoli. Analysis of Air Temperature Variation Characteristics in Recent 42 Years in China. Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (Master's Degree Paper), 2006
- 11 闻新宇, 王绍武, 朱锦红. 英国 CRU 高分辨率格点资料揭示的 20 世纪中国气候变化. 大气科学, 2006, **30**(5): 894~904
Wen Xinyu, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. An overview of China climate change over the 20th century using UK UEA/CRU high resolution grid data. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, **30**(5): 894~904
- 12 于淑秋, 林学椿, 徐祥德. 中国气温的年代际振荡及其未来趋势. 气象科技, 2003, **31**(3): 136~139, 146
Yu Shuqiu, Lin Xuechun, Xu Xiangde. Interdecadal climate oscillation of temperature in China and its future change. *Meteorological Science and Technology*, 2003, **31**(3): 136~139, 146
- 13 陈隆勋, 周秀骥, 李维亮等. 中国近 80 年来气候变化特征及其形成机制. 气象学报, 2004, **62**(5): 634~646
Chen Longxun, Zhou Xiujun, Li Weiliang *et al.* Characteristics of the climate change and its formation mechanism in China in last 80 years. *Acta Meteorologica Sinica*, 2004, **62**(5): 634~646
- 14 施雅风, 沈永平, 李栋梁等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨. 第四纪研究, 2003, **23**(2): 152~164
Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang *et al.* Discussion on the present climate change from warm-dry to warm-wet in North West China. *Quaternary Sciences*, 2003, **23**(2): 152~164
- 15 任朝霞, 杨达源. 近 50a 西北干旱区气候变化趋势研究. 第四纪研究, 2006, **26**(2): 299~300
Ren Chaoxia, Yang Dayuan. Study on trend of climate change in the arid region of Northwest China in past 50 years. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(2): 299~300
- 16 任国玉, 初子莹, 周雅清等. 中国气温变化研究最新进展. 气候与环境研究, 2005, **10**(4): 701~716
Ren Guoyu, Chu Ziyi, Zhou Yaqing *et al.* Recent progresses in studies of regional temperature changes in China. *Climatic and Environmental Research*, 2005, **10**(4): 701~716
- 17 Xu Qun. Abrupt change of the mid-summer climate in Central East China by the influence of atmospheric pollution. *Atmospheric Environment*, 2001, **35**(30): 5029~5040
- 18 汤 绪, 钱维宏, 梁 萍. 东亚夏季风边缘带的气候特征. 高原气象, 2006, **25**(3): 375~381
Tang Xu, Qian Weihong, Liang Ping. Climatic features of boundary belt for East Asian summer monsoon. *Plateau Meteorology*, 2006, **25**(3): 375~381
- 19 陈隆勋, 朱文琴, 王文等. 中国近 45 年来气候变化的研究. 气象学报, 1998, **56**(3): 257~271
Chen Longxun, Zhu Wenqin, Wang Wen *et al.* Studies on climate change in China in recent 45 years. *Acta Meteorologica Sinica*, 1998, **56**(3): 257~271
- 20 沙万英, 邵雪梅, 黄 玫. 20 世纪 80 年代以来中国的气候变暖及其对自然区域界线的影响. 中国科学(D 辑), 2002, **32**(4): 317~326
Sha Wanying, Shao Xuemei, Huang Mei. Climate warming and its impact on natural regional boundaries in China in the 1980s. *Science in China (Series D)*, 2002, **45**(12): 1099~1113
- 21 Stuiver M, Grootes P, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, **44**: 341~354
- 22 秦大河, 陈振林, 罗 勇等. 气候变化科学的最新认知. 气候变化研究进展, 2007, **3**(2): 63~73
Qin Dahe, Chen Zhenlin, Luo Yong *et al.* Updated understanding of climate change sciences. *Advances in Climate Change*, 2007, **3**(2): 63~73
- 23 Stott P A, Tett S F B, Jones G S *et al.* External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, 2000, **290**: 2133~2137

- 24 王明星著. 大气化学. 北京: 气象出版社, 1999. 99 ~ 134
Wang Mingxing. Atmospheric Chemistry. Beijing: China Meteorological Press, 1999. 99 ~ 134
- 25 梅 西. 人类活动对碳循环的影响. 海洋地质动态, 2008, **24**(1): 15 ~ 18, 24
Mei Xi. Influences of human activities on carbon cycle. *Marine Geology Development*, 2008, **24**(1): 15 ~ 18
- 26 曲建升, 孙成权, 张志强等. 全球变化科学中的碳循环研究进展与趋向. 地球科学进展, 2003, **18**(6): 980 ~ 987
Qu Jiansheng, Sun Chengquan, Zhang Zhiqiang *et al.* Trends and advances of the global change studies on carbon cycle. *Advance in Earth Sciences*, 2003, **18**(6): 980 ~ 987
- 27 张远辉, 王伟强, 陈立奇. 海洋二氧化碳的研究进展. 地球科学进展, 2000, **15**(5): 559 ~ 564
Zhang Yuanhui, Wang Weiqiang, Chen Liqi. Advances in studies of oceanic carbon dioxide. *Advance in Earth Sciences*, 2000, **15**(5): 559 ~ 564
- 28 殷建平, 王友绍, 徐继荣等. 海洋碳循环研究进展. 生态学报, 2006, **26**(2): 566 ~ 575
Yin Jianping, Wang Youshao, Xu Jirong *et al.* Advances of studies on marine carbon cycle. *Acta Ecologica Sinica*, 2006, **26**(2): 566 ~ 575
- 29 潘根兴, 曹建华, 周运超. 土壤碳及其在地球表层系统碳循环中的意义. 第四纪研究, 2000, **20**(4): 325 ~ 334
Pan Genxing, Cao Jianhua, Zhou Yunchao. Soil carbon and its significance carbon cycling of Earth surface system. *Quaternary Sciences*, 2000, **20**(4): 325 ~ 334
- 30 Goreau T J. Balancing atmospheric carbon dioxide. *Ambio Magazine*, 1990, **19**(5): 230 ~ 236
- 31 杨 昕, 王明星. 陆面碳循环研究中若干问题的评述. 地球科学进展, 2001, **16**(3): 427 ~ 435
Yang Xin, Wang Mingxing. Reviews of several aspects of terrestrial carbon cycling. *Advance in Earth Sciences*, 2001, **16**(3): 427 ~ 435
- 32 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D *et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, **399**: 429 ~ 436
- 33 Woods hole Research Center. <http://www.whrc.org>
- 34 美国能源部二氧化碳碳咨询分析中心. 网址: <http://cdiac.ornl.gov>
The Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC). <http://cdiac.ornl.gov>
- 35 周存宇. 大气主要温室气体源汇及其研究进展. 生态环境, 2006, **15**(6): 1397 ~ 1402
Zhou Cunyu. Review on sources and sinks of main GHGs in atmosphere. *Ecology and Environment*, 2006, **15**(6): 1397 ~ 1402
- 36 全球大气研究排放数据资料库. 网址: <http://edgar.jrc.ec.europa.eu/>
The Emissions Database for Global Atmospheric Research (EDGAR). <http://edgar.jrc.ec.europa.eu/>
- 37 陈广生, 田汉勤. 土地利用/覆盖变化对陆地生态系统碳循环的影响. 植物生态学报, 2007, **31**(2): 189 ~ 204
Chen Guangsheng, Tian Hanqin. Land use/cover change effects on carbon cycling in terrestrial ecosystems. *Acta Phytocologica Sinica*, 2007, **31**(2): 189 ~ 204
- 38 Houghton R A. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850 ~ 2000. *Tellus (Series B)*, 2003, **55**: 378 ~ 390
- 39 方精云, 朴世龙, 赵淑清. CO₂ 失汇与北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇. 植物生态学报, 2001, **25**(5): 594 ~ 602
Fang Jingyun, Piao Shilong, Zhao Shuqing. The carbon sink: The role of the middle and high latitudes terrestrial ecosystems in the northern hemisphere. *Acta Phytocologica Sinica*, 2001, **25**(5): 594 ~ 602
- 40 任书杰, 曹明奎, 陶 波等. 陆地生态系统氮状态对碳循环的限制作用研究进展. 地理科学进展, 2006, **25**(4): 58 ~ 67
Ren Shujie, Cao Mingkui, Tao Bo *et al.* The effects of nitrogen limitation on terrestrial ecosystem carbon cycle: A review. *Progress in Geography*, 2006, **25**(4): 58 ~ 67
- 41 Van Groenigen K J, Six J, Hungate B A *et al.* Element interactions limit soil carbon storage. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2006, **103**(17): 6571 ~ 6574
- 42 Anten N P R, Werger M J A, Medina E. Nitrogen distribution and leaf area indices in relation to photosynthetic nitrogen use efficiency in savanna grasses. *Plant Ecology*, 1998, **138**: 63 ~ 75
- 43 Hansen J, Sato M, Ruedy R *et al.* Efficacy of climate forcings. *Journal of Geophysical Research*, 2005, **110**: D18104, doi: 10.1029/2005JD005776
- 44 IPCC. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. UK: Cambridge University Press, 2001
- 45 Hansen J, Sato M, Ruedy R *et al.* Climate simulations for 1880 ~ 2003 with GISS ModelE. *Climate Dynamics*, 2007, **29**: 661 ~ 696
- 46 Chang Wenyan, Liao Hong, Wang Huijun. Climate responses to direct radiative forcing of anthropogenic aerosols, tropospheric ozone, and long-lived greenhouse gases in Eastern China over 1951 ~ 2000. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, **26**(4): 748 ~ 762
- 47 Weisheimer A, Palmer T N. Changing frequency of occurrence of extreme seasonal temperatures under global warming. *Geophysical Research Letters*, 2005, **32**: L20721, doi: 10.1029/2005GL023365
- 48 Stouffer R J, Wetherald R T. Changes of variability in response to increasing greenhouse gases. Part I: Temperature. *Journal of Climate*, 2007, **20**(21): 5455 ~ 5467
- 49 满文敏, 周天军, 张 洁等. 气候系统模式 FGOALS-gl 模拟的 20 世纪温度变化. 气象学报, 2009(出版中)
Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Jie *et al.* The 20 ~ (th) century climate simulated by LASG/IAP climate system model FGOALS-gl. *Acta Meteorologica Sinica*, 2009 (in press)
- 50 李立娟, 王 斌, 周天军. 外强迫因子对 20 世纪全球变暖的综合影响. 科学通报, 2007, **52**(15): 1820 ~ 1825
Li Lijuan, Wang Bin, Zhou Tianjun. Impacts of external forcing on the 20th century global warming. *Chinese Science Bulletin*, 2007, **52**(15): 1820 ~ 1825
- 51 Li Lijuan, Wang Bin, Zhou Tianjun. Impacts of external forcing on the 20th century global warming. *Chinese Science Bulletin*, 2007, **52**(22): 3148 ~ 3154
- 52 Li Lijuan, Wang Bin, Zhou Tianjun. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over Eastern China: An AGCM study. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**: L18807.1 ~ L18807.5

- 53 宇如聪,周天军,李 建等. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展. *大气科学*,2008,**32**(4):893~905
Yu Rucong, Zhou Tianjun, Li Jian *et al.* Progress in the studies of three-dimensional structure of interdecadal climate change over Eastern China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, **32**(4):893~905
- 54 Zhou Tianjun, Gong Daoyi, Li Jian *et al.* Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon – Recent progress and state of affairs. *Meteorologische Zeitschrift*, 2009, **18**(4):455~467
- 55 Li Hongmei, Dai Aiguo, Zhou Tianjun *et al.* Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950~2000. *Climate Dynamics*, 2010, **34**(4):501~514
- 56 黄 耀. 中国的温室气体排放、减排措施与对策. 第四纪研究, 2006, **26**(5):722~732
Huang Yao. Emissions of greenhouse gases in China and its reduction strategy. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(5):722~732

GLOBAL CARBON CYCLE AND CLIMATE CHANGE IN CHINA OVER THE PAST CENTURY

Liao Hong Zhu Yidan

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

This review paper summarizes features in climate change in China over the past century, anthropogenic changes in global carbon cycle, and the simulated climatic effects of greenhouse gases in climate models. Over the past 100 years, the observed annual mean surface air temperature in China exhibited an overall increase. In the recent 50 years, a warming prevailed in China in winter, whereas a cooling was found in the middle and lower reach of the Yangtze River in summer. Human activities have been considered as the major driver of global warming. Atmospheric CO₂ concentrations increased from 280 ppm in the preindustrial time to 385.2 ppm in 2008^[1]. For the decade of the 1990s, the average annual emission of CO₂ is 8.0 Gt C/a, including 6.4±0.4 Gt C/a from the combustion of fossil fuels and 1.6[0.5~2.7] Gt C/a from the changes in land use^[2]. The total emission of CO₂ is greater than the sum of the annual accumulation of carbon in the atmosphere (3.2±0.1 Gt C/a) and the annual uptake by the oceans (2.2±0.4 Gt C/a). An additional sink of 2.6[0.9~4.3] Gt C/a (the so-called “missing carbon sink”) is required for balancing the global carbon budget^[2]. The biosphere has been considered as the major sink for missing carbon removal. Most global climate models can now reproduce the changes in annual mean surface air temperature over the past decades. With both natural and anthropogenic forcings in climate models, the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4) multi-model ensemble simulated a warming trend of 0.67°C/100a over 1880~1999, which is very close to the observed trend of 0.53°C/100a^[3] in this time period. The simulated time series of temperature has a high correlation with the observed series (with a correlation coefficient of 0.87^[3]), reflecting the warming trend in the 20th century. The performance of the IPCC AR4 multi-model ensemble in simulating the average temperatures over China was not as good as that in simulating the global mean values; the correlation coefficient between the simulated temperatures and the measurements is 0.55 over China^[4], indicating that regional climate is much more complex than the global mean change. Furthermore, aerosol concentrations have been increasing significantly with the economic development in China, which have been shown to have a large impact on regional climate. Because climate change is influenced by both the natural variability and anthropogenic forcings in the Earth system, further understanding of the impact of global carbon cycle on climate change in China needs to reduce model uncertainties associated with the simulation of the natural and anthropogenic forcings, especially those associated with the estimates of the sources and sinks of carbon in the biosphere.

Key words greenhouse gases, climate change, carbon cycle