

# 地-气间碳通量气候响应的模拟 I. 近百年来气候变化

杨 昕, 王明星, 黄 耀

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

**摘要:** 利用一个简单的计算陆地生态系统净碳通量的数学模型, 根据最新重建的 1901~1995 年间全球陆地  $0.5 \times 0.5$  度的气候资料, 对近百年来主要气候变化特征进行了分析, 并对碳通量的时间变化和空间分布情况进行了模拟。结果表明, 20 世纪 40~70 年代中期的气候条件(温度下降而降水增加)最有利于陆地生态系统的净碳吸收, 而此后的情况(温度增加而降水减少)则不利于生态系统的净碳累计。近百年来气候变化可能对陆地生态系统净吸收大气二氧化碳有重要贡献。对模型的不足也做了讨论。

**关键词:** 近百年; 气候变化; 生态系统; 净碳通量; 二氧化碳; 模型

## Modeling Study of Terrestrial Carbon Flux Response to Climate Change I. Past Century

YANG Xin, WANG Ming-Xing, HUANG Yao (*LAPC, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*). *Acta Ecologica Sinica*, 2002, 22(2): 270~277.

**Abstract:** An empirical soil carbon model was built. This simple model can directly calculate soil respiration rate if temperature and precipitation data are available. The spatial and temporal variations of net carbon fluxes between land ecosystem and atmosphere were studied. A new compiled  $0.5 \times 0.5$  degree grid monthly climate data from 1901 to 1996 was used.

During the past century, the global mean temperature and precipitation increased  $0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  and with a rate of  $1\% \sim 2\%$  per century, respectively. However, at different time period climate conditions were much different. For example, during the period of 1940s to middle of 1970s, temperature showed a decreasing trend while precipitation increasing, and after this period, temperature increased and precipitation decreased greatly. These different climate situations should have different responses in biosphere. Simulation results showed that during 40s~mid-70s, ecosystem absorbed  $\text{CO}_2$  from atmosphere, and after this period, it released carbon to atmosphere. This result is similar to some previous studies which indicated that climatic changes play an important role in determining terrestrial carbon fluxes.

Over the past century, the largest temperature increases happened in mid- to high-latitudes with small changes in low latitudes. In mid- to high-latitude areas, the temperature and precipitation had nearly the same variation trend, while in tropical areas their variation trends are nearly opposite, especially in recent decades.

The simulated result showed that during 1931~1950, terrestrial ecosystem was a weak carbon sink. During 1951~1985, however, terrestrial biosphere absorbed a total carbon of  $50 \text{ PgC}$  ( $= 1.43 \text{ PgC/a}$ )

基金项目: 中国科学院“百人计划”资助项目

收稿日期: 2000-12-28; 修订日期: 2001-12-30

作者简介: 杨 昕(1967~), 男, 山东临沂人, 博士, 副研究员。主要从事陆面碳循环和大气化学研究。

感谢英国气候研究组织(CRU)下的 the Climate Impacts LINK Project 提供的 1901~1995 年间全球陆地  $0.5 \times 0.5$  的气候重建资料及 W. M. Post 教授提供全球陆地碳密度资料

with 3 significant carbon sinks in southeast China, America, and Amazon area. However, in recent decades, terrestrial biosphere has turned to a weak source. The total carbon sink during the period of 1901~1995 was about 86.8 PgC. Among these carbons, about 73% was absorbed by biosphere in mid-latitudes (30~60N) and tropical areas (10S~10N). The simulated net carbon sink closes to the estimated "missing carbon sink" value derived from deconvolution method.

Net carbon flux between biosphere and atmosphere is strongly tied to climate conditions. Precipitation plays an important role in determining the net carbon flux.

**Key words:** model; carbon flux; past century; climate change

文章编号:1000-0933(2002)02-0270-08 中图分类号:P46,X16,X171 文献标识码:A

自工业革命以来由于化石燃料的使用,排放到大气中的二氧化碳量呈急剧增加趋势。利用冰芯中碳同位素资料,估计出 1850~1984 年间整个生态系统净排放通量(土地利用加上可能的固碳作用)约为 50 PgC<sup>[1]</sup>。而同期由于土地利用所净释放出的二氧化碳量估计为 126 PgC<sup>[2]</sup>,因此约有 76 Pg 的碳被陆地生态系统吸收,这一净积累量过去不曾被探测到得,故称其为“Missing Sink”(或丢失的汇)。这一“Missing Sink”主要发生在 20 世纪 40 年代后期,80 年代中期达到最大,约为 2 PgC/a<sup>[3]</sup>。

对这一未曾探明的碳汇,许多研究者倾向于用 CO<sub>2</sub> 的“施肥效应”来解释<sup>[4]</sup>。但也有不同的看法<sup>[5]</sup>。由于 CO<sub>2</sub> 的“施肥效应”对不同植被类型及在不同条件下(氮素量、气候状况等)的作用并不一致,甚至十分复杂<sup>[6]</sup>,因此,它的作用目前还没有完全定论。

气候变化对陆地生态系统的碳循环具有非常主要的影响,有关的研究非常多<sup>[3,7,8]</sup>。Dai 和 Fung<sup>[7]</sup>利用一个简单的统计模型直接估算了 1950~1984 年间陆地生态系统的净碳通量,发现气候变化导致全球陆地生态系统净吸收了约 20(±5)Pg 的碳,约占未探明的汇的一半。这一结果引起了广泛注意,它是继二氧化碳和氮的施肥效应之后,解释“Missing Sink”问题的另外一种机制。

Dai 和 Fung 的模式中所用到的计算土壤异养呼吸量的方法具有很大的局限性。他们将 Raich 和 Schlesinger<sup>[9]</sup>所得到总土壤呼吸量(根系呼吸与异养呼吸量之和)与温度和降水的统计关系式通过一个简单的方法(按不同植被类型给出比例系数)换算出其中的土壤异养呼吸量,并由此来计算同净初级生产力(NPP)间的差(即净碳通量 NEP)。显然按不同植被类型给出的根系呼吸量占总土壤呼吸量比例系数具有很大的人为性,而且即使是在同样的植被类型中,不同的具体条件下比例系数也相差很大,这样做不可避免地产生较大的误差。整个生态系统的年净通量的值非常小(约 1~2 PgC 左右),只占异养呼吸量(约 50~60 PgC)的很小一部分。所取比例系数的很小误差将对最终结果(净通量的大小甚至通量方向)产生重大影响。本文利用所建立的一套直接计算土壤呼吸速率的公式来计算土壤异养呼吸量,并计算了近百年来陆地生态系统碳通量变化情况。

## 1 近百年来气候变化的主要特征

利用英国气候研究组织(CRU)重建的 1901~1995 年间全球陆地 0.5×0.5 度的气候资料<sup>[10]</sup>,对近百年来主要的气候变化特征进行了分析(图 1 和图 2)。

近百年来全球陆地平均温度(图 1a)和降水量(图 1b)呈整体上升趋势。自 19 世纪中叶以来,全球平均地面温度上升了 0.6℃,而全球陆地降水则以平均每百年增加 1%~2%的量级增加<sup>[11]</sup>。从图中可见,降水与温度的上升趋势具有阶段性波动特点,如 20 世纪 40~70 年代中期,最主要的气候变化特征是平均温度的下降和降水量的增加,而此后的情况正好相反,温度急剧上升而降水显著减少。因此,这两种不同的气候状况会对陆地生态系统的碳收支情况产生不同的影响。

从不同纬度带温度和降水的变化情况来看(图 2),最大的增温发生在中、高纬度地区(图 2a 和图 2b)。从温度和降水的依赖关系上,北半球中、高纬度地区(图 2a 和图 2b)的温度和降水的变化方向基本是一致的,即温度的上升时降水也基本上是增加的;而热带及副热带低纬度地区的温度和降水的变化基本呈反相关(图 2c~图 2e),即温度的上升的同时降水基本上是减少的,近 20a 这一关系变得更清楚。这一很有

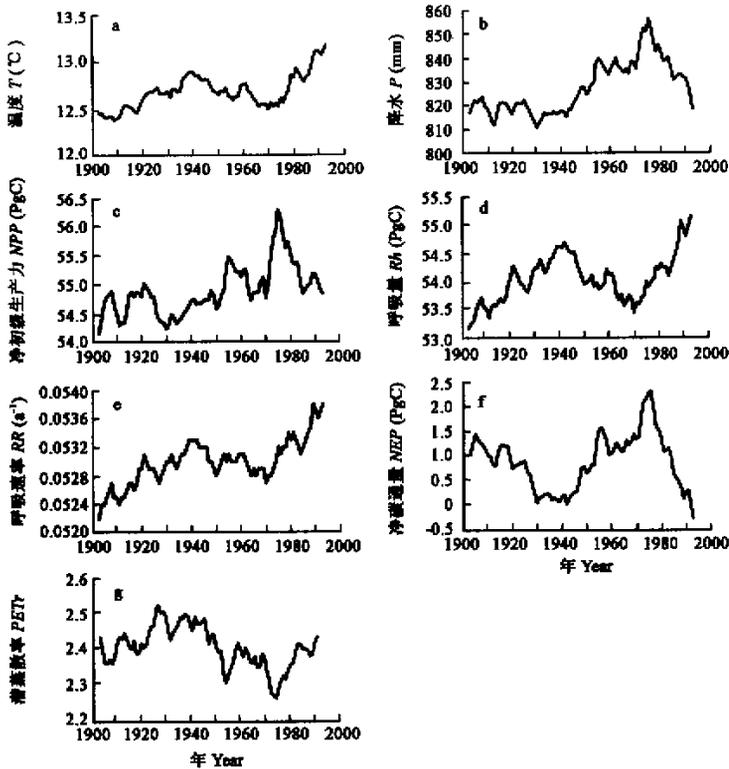


图1 近百年来全球陆地(a)平均温度、(b)降水、(c)净初级生产力(NPP)、(d)异质呼吸  $R_h$ 、(e)呼吸速率  $RR$ 、(f)生态系统净生产力  $NEP$ 、(g)潜在蒸散率( $PET_r$ )的时间变化(5a 滑动平均结果)

Fig. 1 Time variations of recent one hundred year's (a) global land annual mean temperature, (b) precipitation, (c) net primary production(NPP), (d) soil heterorespiration ( $R_h$ ), (e) soil respiration rate( $RR$ ), (f) net ecosystem productivity( $NEP$ ) and (g) potential transpiration ratio( $PET_r$ ). Note that the values are 5 years running mean

意思的现象可能与中、高纬度地区和低纬度地区受不同大气环流系统控制有关。

$$PET_r = 58.93T_b/P \quad (1)$$

其中,  $T_b$  为年平均生物温度(月平均温度大于  $0^\circ\text{C}$  而小于  $30^\circ\text{C}$  的温度的平均),  $P$  为年降水量(mm)。

为了研究水、热的综合作用(可表示为潜蒸散率  $PET_r$ , 见(1)式), 计算了年降水量大于  $50\text{ mm}$  地区的面积加权平均  $PET_r$  值。取大于  $50\text{ mm}$  地区是为了去掉非常干旱地区的高  $PET_r$  值对最终结果的影响。从图 1g 看出,  $PET_r$  整体上呈下降趋势, 表明全球平均温度上升的同时, 年降水量大于  $50\text{ mm}$  地区的  $PET_r$  下降了。这一变化特征可能对生态系统具有特殊意义。当然单独根据  $PET_r$  这一无量纲指数的变化并不能完全代表气候(或土壤)的变化情况, 还需要考虑温度等的变化情况。

## 2 计算碳通量的数学模型

在土壤碳循环达到平衡时, 平均土壤呼吸速率  $RR$  可由下式计算:

$$RR = NPP/C \quad (2)$$

$$RR = R_h/C \quad (3)$$

万方数据

其中  $C$  为土壤碳密度,  $R_h$  为土壤异养呼吸量,  $NPP$  为植被的净初级生产力, 平衡时二者相等。对土壤碳密

度  $C$  和植被的净初级生产力  $NPP$  的直接测量非常多,但是直接测量土壤微生物的异养呼吸量  $R_h$  是非常困难的事。这里用(2)式来估计土壤呼吸速率。

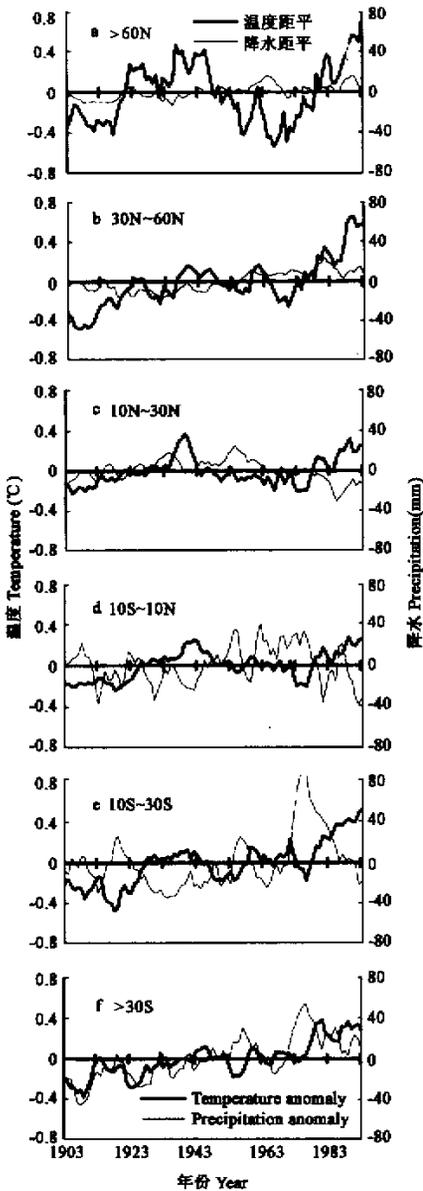


图 2 6 个不同纬度带上陆地年平均温度( $^{\circ}\text{C}$ )和降水(mm)距平随时间变化图(为 5a 滑动平均值)

Fig. 2 Time variations of land annual mean temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and precipitation (mm) in 6 latitude bands (5 year running mean)

Zinke 等<sup>[12]</sup>搜集并整理了全球范围内约 3583 块样地的碳密度资料(土壤深度为 1m),选取其中非农业区的自然样地的资料,并按  $0.5 \times 0.5^{\circ}$  的网格计算其平均碳密度。用同样分辨率的气候资料<sup>[10]</sup>来计算对应网格的  $NPP$ <sup>[14]</sup>,即可计算出这些网格上的平均土壤呼吸速率。通过拟合进一步的拟合得到如下关系<sup>[13]</sup>:

$$RR = 0.6323 \exp(0.0512 MAT) \min(R_w, R_d) \quad (4)$$

$$R_w = 0.061 PETr^{0.7521} \quad (5)$$

$$R_d = 0.0476 PETr^{-0.3305} \quad (6)$$

其中,  $R_w$  及  $R_d$  分别表示土壤呼吸速率在  $PETr < 1$  和  $PETr > 1$  时的拟合结果,其统计显著水平分别达 99.9% 和 95%;  $MAT$  为年平均温度。(4)式的前半部分为温度对呼吸速率的影响,可计算出  $Q_{10} = 1.7$ ,稍小于 2.4 的估计值<sup>[9]</sup>。

$NPP$  利用修正的 MIAMI 模式(14)来计算:

$$NPP = \min(NPP_t, NPP_p) \quad (7)$$

其中:

$$NPP_t = 0.0691875 T_b, T_b \leq 8 \text{ C}$$

$$= 1.35 / (1 + \exp(1.315 - 0.119 T_b)),$$

$$T_b > 8 \text{ C}$$

$$NPP_p = 1.125 (1 - \exp(-0.000664 P)),$$

in the tropics

$$= 1.35 (1 - \exp(-0.000664 P)),$$

in other regions

$NPP$  年净初级生产力( $\text{kgC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ )。

陆地生态系统的净碳通量( $NEP$ )可用下式表示:

$$NEP = NPP - Rh \quad (8)$$

$NEP = 0$  表示土壤的异养呼吸量等于净初级生产力。 $NEP > 0$  则表示生态系统净吸收大气中的二氧化碳,反之则表示净释放碳。土壤的异养呼吸量  $R_h$  可由(2)式得到:

$$Rh = C_0 RR \quad (9)$$

其中,  $C_0$  表示生态系统在气候平衡态时的土壤碳密度,它决定于选择的气候平衡态。假定气候变化只对土壤呼吸速率  $RR$  产生影响,而土壤碳密度  $C_0$  保持不变。显然上述假设会带来一定的误差,因为土壤碳密度的变化量相对于其自身总量来讲是一个小量。另外一个需要指出的问题是,MIAMI 模型及呼吸速率的模型均属于平衡态模型,将其应用于研究时变的状态是存在问题的。只所以依然这样做的原因有两个:其一是

类似的研究工作过去也存在<sup>[7]</sup>,并得到了一定的认可;其二本研究重点在于探讨不同时期的气候条件对地-气间碳交换的影响状况,因此系统偏差不会影响对问题的定性认识。

### 3 陆地生态系统净碳通量变化

由于最近一百年来气候一直处于变化过程中,确定何时土壤碳库达到平衡态是很难的。工业革命前的状态应该是最初的,但没有观测的气候资料,即使是 20 世纪初的几十年由于观测站点的稀疏,所重建的全球气候平均场的可信度也不高。而近几十年的观测资料显然不能代表过去平衡态时状况。1920~1949 年的气候平均场是一个较为合适的选择<sup>[7]</sup>。另外用一个 90a(1901~1990 年)的气候平均场做对比实验,考察用不同  $C_0$  所产生的差别。除特殊说明外,所有结果均是以 1920~1949 年的气候平均场计算  $C_0$  下的结果。

本结果进一步肯定了 Dai 和 Fung 的结论<sup>[7]</sup>,即近几十年的气候变化导致陆地生态系统净吸收大量二氧化碳。模拟结果显示 1931~1950 年间南美的亚马逊地区及东亚和北美洲的东部为较明显的净碳吸收区;而欧洲的中、北部为一较强的碳源。此期间的总的净碳吸收量为 6 PgC 约等于 0.3 PgC/a 的碳通量。1951~1985 年间的净碳通量的模拟结果显示几个较明显的碳汇区为赤道地区(亚马逊及东南亚)、亚洲东部(特别是中国东部)及北美东南部;另外南半球 40°以北的地区也是较明显碳汇区。这 35a 间陆地生态系统吸收碳约 50 PgC,相当于 1.43 PgC/a 的净碳通量。Dai 和 Fung 得出的同期碳吸收量为 20 PgC。而 1986~1995 年间总碳吸收量为 -2 PgC。这同最近的观测分析结果相一致,即最近十几年来整个陆地生态系统似乎已经由明显的碳汇变成近中性甚至成碳源了<sup>[3,15]</sup>。

计算结果表明,自 1901~1995 年间,整个生态系统吸收了 86.8 PgC,其中在 6 个纬度带(>60°、30~60°N、10~30°N、10°S~10°N、10°~30°S 和 >30°S)上的吸收量分别为 1.0、35.6、8.1、27.7、12.0、2.4 PgC,各自占总吸收量的 1%、41%、9%、32%、14%和 3%(图 3)。北半球中纬度地区(30~60°N)及赤道地区(10°S~10°N)是两个最大的碳汇区,其和占总吸收量的 73%。南、北副热带地区为两个次碳汇带,各自占总吸收的 10%左右。而在 60°N 以北的高纬度地区,碳的吸收量很小。这主要是由于近百年来温度的增幅很大,呼吸释放的碳量增加较多。

图 4 为以上 3 个时段的每隔 5 个纬度的 NEP 的纬度分布图。从图可见,1931~1950 年间,北半球各纬度带基本上为弱的净吸收。而在 1951~1985 年间,整个陆地生态系统为明显的碳汇,但不同纬度的差别较大,其中两个最大的碳汇带在赤道地区及北半球的中纬度带。5 个纬度上的陆地生态系统平均净吸收量可达 0.1 PgC/a,而在南、北纬 20°附近为一净吸收量的低值区。大于 70°N 度及小于 40°S 度的地区由于陆地面积较小,碳的净通量也较小。而在 1986~1995 年间,低纬度(25°S~25°N)地区,特别是南、北纬 20°附近为一较强的净碳释放带,5 个纬度上的最大释放强度接近 0.15 PgC/a。

图 5a~图 5d 分别为 3 个时段的碳净通量  $NEP$ 、温度、降水和  $PET_r$  的两两相对变化量的纬度分布图。从图 5a 可见,相对于 1931~1950 年,1951~1985 年间除北纬 20°附近外的所有纬度带上均表现为碳的净累积;而相对于 1951~1985 年,1986~1995 年 10a 间在所有纬度带上均表现为碳释放。有意思的是这 10a 间平均最大的碳吸收减少区出现在低纬度地区,北半球高纬度地区碳吸收也有所下降但强度并不大。

讨论引起 1986~1995 年间与 1951~1985 年间碳通量差的原因(对 1951~1985 年间和 1931~1950 年间的变化可类似理解)。对比温度的变化(图 5b),可见 1986~1995 年平均温度比 1951~1985 年间要升高 0.2°C 以上,其中最大增温增加发生在北半球的中高纬度地区,在北纬 60°附近最大增温在 0.8°C 以上。对比图 5a 和 5b 可以发现温度增加同  $NEP$  减小相对应(反比关系)。但一个很有意思的现象是最大的增温区

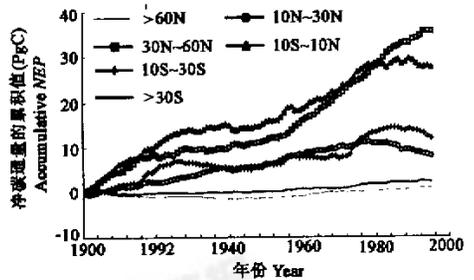


图 3 6 个不同纬度带上生态系统净碳通量(NEP)的累积值随时间的演变图

Fig. 3 Time variations of accumulative net ecosystem productivity(NEP)in 6 latitude bands

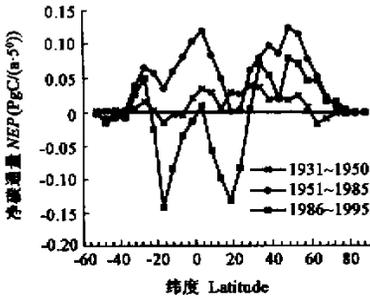


图 4 3 个时段平均 NEP(5 个纬度)的纬度分布

Fig. 4 Latitude distributions of NEP in every 5 degrees of latitude bands in 3 periods  
其中正值为净吸收碳,负值为净释放碳,负纬度表示南半球,正纬度值表示北半球

Positive NEP means net uptake of carbon by ecosystem, and vice versa. Negative latitude means south hemisphere, positive north hemisphere

(如北半球的中、高纬度地区)却并不是碳吸收量减小的最大区。产生这一现象的主要原因是降水的作用。土壤的呼吸对温度的变化非常敏感,特别是高纬度地区。因此温度的增加应引起较强的碳呼吸释放。但从图 5c 上可以发现,北半球的中高纬度地区的降水在 1986~1995 年间并没有明显的下降,而低纬度地区的降水却下降很大,这将降低 NPP。因此,在低纬度地区,温度升高同时降水下降的情况下,NEP 降低就不难理解。从模拟结果不难发现决定陆地生态系统碳通量变化的最主要因素不仅仅是温度,降水也是重要因素。温度对土壤呼吸的影响较大,而降水则直接决定生态系统的净初级生产力。虽然温度和降水共同决定了生态系统的净碳通量,但似乎降水的影响更大一些,这可从降水与 NEP 间成显著正相关得到证实(相关系数为 0.72, n = 29)。由图 5a、图 5d 可见, PET<sub>r</sub> 和 NEP 间基本呈反相关。这表明潜蒸散率(PET<sub>r</sub>)的增加将对应于生态系统碳吸收的减少。

对全球总的碳通量变化而言(在此只讨论 20 世纪 30 年代以后的情况),生态系统净吸收碳主要发生在 20 世纪

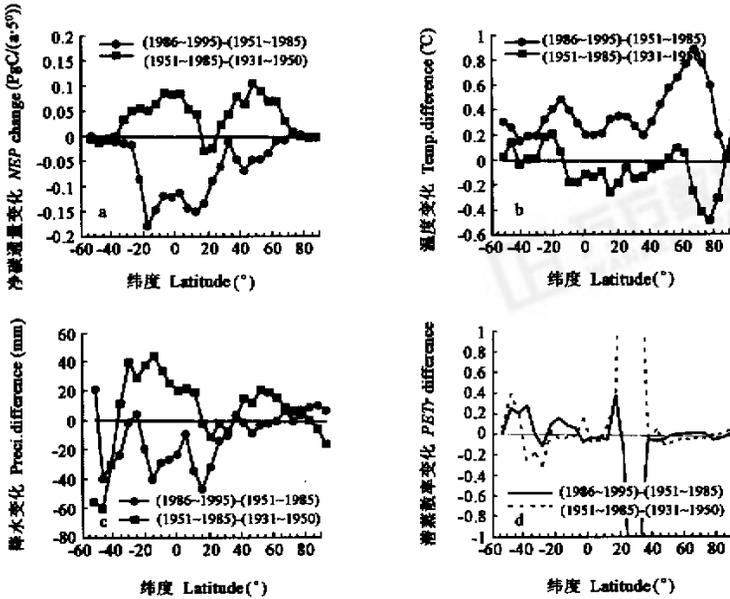


图 5 3 个时段的 NEP(a)、温度(b)、降水(c)和 PET<sub>r</sub>(d)的相对变化量随纬度的分布

Fig. 5 Latitude distribution of the differences of NEP(a), temperature(b), precipitation (c) and PET<sub>r</sub>(d) for 3 periods

万方数据

40~80 年代(见图 1)。在此期间陆地生态系统能够吸收大量碳的主要原因是自 40 年代开始到 70 年代中期,平均

气温明显下降的同时陆地降水量却明显上升(图 1a、图 1b)。温度的下降将导致土壤呼吸的下降(图 1d)。由于大多数植被的生长基本上受降水限制的,因此降水的增加会提高生态系统的净初级生产力  $NPP$ (图 1c),导致碳库的输入量大于输出量,从而净吸收大气中  $CO_2$ 。温度和降水的综合作用决定了生态系统碳通量的方向和大小。 $NEP$  同  $PET_r$  间的负相关系数为  $-0.71$ ,非常显著。

图 6 为模式计算的陆地生态系统净碳通量以及 Houghton<sup>[2]</sup> 利用“deconvolution”方法反推得到的“Missing Sink”值。可以看出,自 20 世纪 30 年代以来模拟结果基本介于 Houghton 的高估与低估值间。这一点从累积的净碳通量图 7 中看得更清楚。1931~1994 年间累积净吸收碳 54  $PgC$ 。图 6 中还给出了利用 1901~1990 年的气候平均场作为计算  $C_0$  值的结果,其净碳吸收量则只有 20  $PgC$ ,降低一半以上。显然其结果小于 Houghton 给出的最低估计值。因此计算出的累积净吸收碳量与  $C_0$  值的选择有很大关系。不过  $C_0$  的选择对模拟的净碳通量的时间变化形态没有影响,因此对结果的定性意义没有影响。

4 讨论

从图 6 可看出,模拟的 1901~1930 年间的情况同 Houghton<sup>[2]</sup> 的估计有明显的差别。这可能有如下几个方面的原因:①简单统计模型本身的缺陷。因为其中的统计关系是在平衡状态下得到的,对显著气候变化的适应能力较弱。实际上,20 世纪 20 年代之前和之后整个气候状况是明显不同的<sup>[11]</sup>;②气候资料的问题。20 世纪初气象观测点很少,根据有限的资料外推得到的全球会产生很大问题。特别是对降水,由于其空间分布的变化很大,有效的外推范围较小,而本模式对降水是敏感的;③二氧化碳的施肥效应没有包括在本文的模式中。由于  $CO_2$  的浓度对  $NPP$  有很大影响,较低的大气  $CO_2$  浓度可能会降低  $NPP$  的输入量,从而降低土壤碳密度。但这一因素似乎不是最重要的,因为大气二氧化碳浓度的变化是基本均匀增加的,这同图中所反映的情况不一致。

MIAMI 模式对  $NPP$  的计算是以温度和降水独立预告  $NPP$  的最小值作为最终值的。这一做法显然降低了温度的影响,因为大多数植被是受降水限制的,即使温度稍有变化,所计算出  $NPP$  值可能没有多大变化。所建立的计算土壤异养呼吸速率的公式中,降水的直接作用并没有象温度那样显式的表达出,而是以  $PET_r$  的形式间接起作用。

小的  $C_0$  值导致碳通量的结果偏大,反之偏小。不过,其结果的定性意义依然是有参考价值的。20 世纪 40~70 年代中期的气象条件将有利于碳的净吸收,而此后的情况则不利于生态系统的净累积碳。但从以上结果,可以认为气候变化对陆地生态系统的影响是导致碳吸收强度变化的一个主要原因。当然决定陆地生态系统碳循环的因子有许多,如土壤物理化学特性、营养状况等,并没有被考虑。因此有关碳循环尚有大量的工作去做。

参考文献

[1] Siegenhoff S, Oeschger H. Biospheric  $CO_2$  emission during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus*, 1987, **39B**: 140~154.

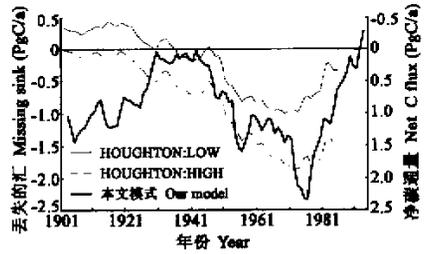


图 6 模拟计算出的净碳通量以及利用“deconvolution”方法反推得到的高估和低估“Missing Sink”值  
Fig. 6 Modeled net carbon flux and Houghton's high and low estimated values of “missing sink” using “deconvolution” method

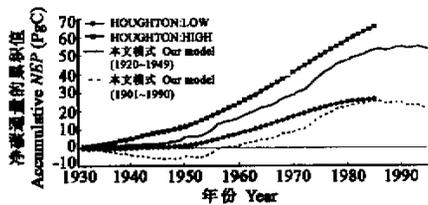


图 7 净碳通量的时间累积值的比较  
Fig. 7 Comparison of accumulated net ecosystem productivity

- [ 2 ] Houghton R A. Changes in terrestrial carbon over the last 135 years, In: Heiman M ed. *The Global Carbon Cycle*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1993.
- [ 3 ] Woodwell G D, Mackenzie F T, Houghton R A, *et al.* Biotic feedbacks in the warming of the earth. *Climatic Change*, 1998, 40: 495~518.
- [ 4 ] Gifford R M. Implication of CO<sub>2</sub> effects on vegetation for the global carbon budget. In: Heiman M ed. *The Global Carbon Cycle*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1993.
- [ 5 ] Enting I G. The incompatibility of ice-core CO<sub>2</sub> data with reconstructions of biotic CO<sub>2</sub> sources (II). The influence of CO<sub>2</sub>-fertilised growth. *Tellus*, 1992, **44B**: 23~32.
- [ 6 ] Peng C H, Guiot J, Van Campo E. Reconstruction of the past terrestrial carbon storage of the north hemisphere from the Osnabruck biosphere model and paleodata. *Climate Research*, 1995, **5**: 107~118.
- [ 7 ] Dai A and Fung I Y. Can climate variability contribute to the “missing” CO<sub>2</sub> sink?. *Global Biogeochem. Cycles*. 1993, **7**: 599~609.
- [ 8 ] Liu S H(刘绍辉), Fang J Y(方精云). Effect factors of soil respiration and the temperature's effects on soil respiration in the global scale. *Acta Ecologica Sinica*(in Chinese)(生态学报), 1997, **17**(5):469~476.
- [ 9 ] Raich J W and Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation. *Tellus*, 1992, **44B**: 81~99.
- [ 10 ] New M, Hulme M and Jones P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part 2: development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate, *J. of Climate*, 2000, **13**: 2217~2238.
- [ 11 ] IPCC. *Climate Change 1995: the science of climate change*, Houghton J T, Callander B A and Varney S K eds. Cambridge University Press, 1996.
- [ 12 ] Zinke P J, Stangenberger A G, Post W P, *et al.* *Worldwide organic soil carbon and nitrogen data*. ORNL/NDP-018. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 1986.
- [ 13 ] Yang X, Wang M, Huang Y. A one-compartment model to study the soil carbon decomposition rate at equilibrium situation. *Ecological Modelling*, 2002.
- [ 14 ] Friedlingstein P, Fung K C, Fung I Y, *et al.* Carbon-biosphere-climate interaction in the last glacial maximum climate. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 7203~7221.
- [ 15 ] Battle M, Bender M L, Tans P P, *et al.* Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O<sub>2</sub> and δ<sup>13</sup>C. *Science*, 2000, **287**: 2467~2470.