

土地利用和气候变化对农牧过渡区生态系统生产力和碳循环的影响*

高志强 刘纪远** 曹明奎 李克让 陶 波

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要 气候和土地利用变化对陆地生态系统碳循环的影响是当前全球变化研究中的中心问题之一. 近 20 a 来中国的气候和土地利用发生了很大的变化, 对陆地生态系统生产力和碳循环产生重要影响, 尤其是在生态敏感的农牧过渡区. 应用以遥感观测为基础的土地利用数据和高时空分辨率的气候数据驱动生态系统过程模型, 估计土地利用和气候变化对农牧过渡区 *NPP*(净初级生产力)、植被碳贮量、土壤呼吸和碳贮量以及 *NEP*(净生态系统生产力)的影响. 结果显示, 20 世纪 80~90 年代, 农牧交错带由于气候变暖和降水减少导致 *NPP* 减少 3.4%, 土壤呼吸增加 4.3%, 每年 *NEP* 总量减少 33.7×10^9 kg. 尽管植被和土壤碳贮量由于 *NPP* 仍然高于 *HR*(土壤异氧呼吸)而有所增加, 但 *NEP* 的下降表明气候变化削弱了生态系统的碳吸收能力, 降低了碳贮量的增长速率. 土地利用变化使所发生区域 *NPP* 增加 3.8%, 植被碳增加 2.4%, 每年 *NEP* 总量增加 0.59×10^9 kg. 土地利用变化使生态系统碳吸收能力有所加强, 但尚不足扭转由气候变化导致的下降趋势. 土地利用变化对整个区域生产力和碳循环的影响比较小, 但在它所发生地区的影响大于气候变化的影响.

关键词 碳循环 气候变化 土地利用 模式

陆地生态系统在全球碳循环中起着源/汇的双重作用, 是人类活动与气候变化相互作用的重要环节^[1,2]. 气候因素的变化通过对植物光合作用、呼吸作用和土壤有机碳分解的影响对生态系统碳循环产生作用. 土地利用变化直接影响陆地生态系统的分

布和结构, 改变陆地生态系统碳贮量和通量. Houghton 等人^[3,4]应用 Book-keeping 方法估计美国的土地利用变化, 在 1945 年以前导致碳释放, 1945 年之后导致碳吸收. Caspersen 等人^[5]根据森林生长调查数据估计土地利用是导致陆地碳吸收的主要因素. Defries 等

2003-10-24 收稿, 2004-08-13 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002CB412507)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 90202002)和中国科学院百人计划共同资助

** 联系人, E-mail: liujy@igsrr.ac.cn

人^[6-8]应用遥感数据和生态系统-气候耦合模型, 研究未来土地利用变化对生态系统碳循环和气候变化的影响. 尽管当前北半球土地利用变化导致碳吸收, 但在热带地区土地利用导致的碳释放仍占 CO_2 总排放量的 11%^[9,10]. 在中国, 土地利用在一些地区导致碳释放, 但在另外一些地区造成碳吸收^[11].

中国陆地面积广大, 气候和生态系统复杂多样, 土地利用开发程度不一. 在过去 20 a, 中国各个地区的气候和土地利用发生了很大的变化. 气候总体变暖, 但区域差异较大, 总体上是北暖南冷的趋势^[12]. 中国北方的增温幅度为 0.40°C , 南方为 0.34°C , 北方干旱地区过去 20 a 的温度比 20 世纪的平均值高 1°C 左右. 刘纪远等人^[13,14]应用遥感影像数据对过去 20 a 来土地利用变化进行了全面分析, 基于 3 期陆地卫星 TM 遥感影像及其解译相应的土地利用图, 构建了能全面反映中国 20 世纪 90 年代土地利用变化的时空信息平台, 在其支持下, 以覆盖中国的 1 km 栅格土地利用成分数据作为土地利用动态区域划分的依据, 对全国进行了土地利用动态分区. 本文选定华北、黄土高原及东北农牧交错带草地-耕地转换区(简称农牧过渡区)作为研究区域.

农牧过渡区的土地利用变化主要包括撂荒地变草地或耕地、耕地变草地或林地、草地变耕地或林地、耕地变建设用地等. 由于在自然要素如植被、土壤、地形、地貌以及水文、气候等及土地利用方面的过渡性质, 农牧过渡区生态系统对气候和土地利用变化非常敏感. 因此, 本文选择农牧过渡区分析气候及土地利用变化对陆地生态系统生产力和碳循环的影响.

1 研究方法

农牧过渡区位于东经 $101^\circ\sim 127^\circ$, 北纬 $31^\circ\sim 49^\circ$ 之间(图 1). 该区的自然条件表现出过渡性特点, 气候类型由东北部半湿润大陆性季风气候向西南逐渐演变为半干旱典型大陆性季风气候^[13]. 各地年均温度为 $2\sim 8^\circ\text{C}$, 具有典型过渡意义的 400 mm 等雨量线大致由东北向西南从本区穿过, 大部分地区降雨量在 350~450 mm 之间, 基本上处在中国地貌的第二级台阶向第三级台阶过渡的边缘地带. 受区域自然

条件的综合影响, 原生自然景观为森林草原植被和草原植被. 由于人类活动的破坏, 区内原生植被保存较少. 土壤经向地带性明显, 由东向西分别为黑钙土、褐土-黑垆土-灰钙土. 自然条件及人类活动的干扰, 使得农牧过渡区生产极不稳定, 丰歉交替, 灾害频繁, 强度较大, 生态系统脆弱性表现极为典型(图 1)^[14,15].

为估计气候和土地利用变化对农牧过渡区生态系统碳循环的影响, 我们应用 20 世纪 80 年代末和 90 年代末的土地覆盖数据和气象数据驱动 CEVSA (Carbon Exchange in the Vegetation-Soil-Atmosphere system)模型, 模拟 *NPP*、植被碳、土壤呼吸、土壤碳和 *NEP* 的变化. 另外, 还应用遥感数据驱动 GLO-PEM (Global Production Efficiency Model)模式估计 *NPP* 在 1981~2000 年的变化, 并与 CEVSA 结果进行比较. GLO-PEM 应用遥感观测的数据和气象数据, 并基于与 CEVSA 完全不同的机理过程, 提供了一个独立的 *NPP* 估计途径, 为检验和评价 CEVSA 模型结果提供了依据.

1.1 CEVSA 模型

CEVSA 模型是基于植物生态生理过程和土壤微生物活动, 对植被、土壤和大气之间碳交换进行模拟的机理模型. 它通过对植物光合作用、呼吸作用、光合产物分配和积累、凋谢物产生、土壤有机碳转化分解过程的计算, 估算植被碳和土壤碳贮量的变化. 该模型包括 3 个子模型: 1) 计算辐射、水、热量转化和平衡, 确定气孔导度、蒸腾蒸发和土壤水分的生物物理子模型; 2) 描述光合作用、呼吸作用、光合产物分配、叶面积指数和凋谢物产生的植物生长子模型; 3) 模拟土壤有机质分解和转化的土壤子模型^[16-18]. 以下是 CEVSA 模型中有关碳循环的主要过程.

(i) 生态系统碳输入. 大气 CO_2 通过植物光合作用转化为有机碳, 从此进入生态系统碳循环. 光合作用速率取决于由光合生物化学过程控制的 CO_2 固定效率和气孔传导度控制的 CO_2 进入叶肉组织的速率. 除了与各种环境条件有关外, 光合固定效率和气孔传导度相互作用, 其生理意义是为平衡光合反应过程中 CO_2 供给和需求, 以维持叶肉组织中 CO_2 的合理浓度. 在本模型中, 为求出实际的光合速率, 采用

连续迭代的方法求解有关的非线性方程组使由生物化学过程和气孔传导度决定的光合速率相等^[19,20]. 在植被冠层水平上, 光合速率还与叶面积及其所决定的光合有效辐射和叶片氮含量的垂直分布密切相关. 模型根据光合作用与呼吸作用, 水供应与需求的共同平衡和整个冠层光合速率最大化原则来确定叶面积指数; 把植被分为与叶面积指数相等的层次并对其进行接受的光合有效辐射、气孔传导度和光合速率分别进行计算.

(ii) 植被碳分配、积累、凋落物产生. 为平衡叶层碳固定、根系水和养料吸收以及这些物质在植物器官间的传输, 植物对光合固定碳在叶、茎和根之间按一定比例进行分配. 在模型中, 草类植物碳在叶、茎和根之间的分配按固定分配参数进行计算, 树木和灌丛碳分配计算公式如下^[17]:

$$A_1 = C_L + C_S + C_R, \quad (1)$$

式中, A_1 是整个冠层光合速率, C_L , C_S , C_R 分别代表向叶、茎、根中的碳分配量. C_L 按上述所得的 LAI (叶面积指数) 计算:

$$C_L = LAI / S, \quad (2)$$

式中, S 是比叶面积 (Specific leaf area), 其值与植物类型有关. 根据 Givnish 理论^[21], 光合固定碳分配给叶比例 (f) 可计算为

$$f = R_m / R_s + R_m, \quad (3)$$

式中, R_m 是对 CO_2 在叶肉组织中的扩散阻抗 (Leaf mesophyll resistance), R_s 是水分传导的气孔阻抗. 根据计算得到的 f 和 C_L , 分配给根的光合固定碳 C_R 为

$$C_R = C_L (1 - f) / f. \quad (4)$$

在求解出 C_L 和 C_R 后, C_S 用公式(1)算得. 分配到叶、茎和根的碳, 一部分消耗于植物维持和生长性呼吸, 剩余部分或积累或凋落进入土壤. 维持和生长性呼吸与碳贮量、温度和光合速率有关^[17]. 叶、茎和根碳贮量和凋落物产生量决定于碳在该库中的周转时间 (Turnover time), 它们因植物类型而异^[22]. CEVSA 模型根据以上计算的光合速率、叶、茎和根碳周转期及其概率分布函数, 计算植被碳贮量和凋落物产生量, 并根据各植被类型的季相特征和光合

速率的季节变化确定凋落物产生的时间分布. NPP 和 VGC (碳贮量) 随时间变化的计算公式如下:

$$NPP = A_1 - \sum R_i, \quad (5)$$

$$dVGC / dt = NPP - \sum LT_i, \quad (6)$$

式中, R_i 和 LT_i 分别为叶、茎或根的呼吸消耗和凋落物产生量.

(iii) 土壤有机碳分解和积累. 植物凋落物进入土壤后很快分解或转变为各种有机物质. CEVSA 模型把土壤有机物质分为 8 个库, 如茎叶凋落物、根系凋落物、土壤微生物、快和慢分解土壤腐殖质等, 并把这些有机物质的分解和转化作为一级变化率反应 (First-order rate reaction) 进行计算. 每个有机物质库有各自的分解和转化参数, 因凋落物性质、土壤温度、土壤湿度、有效氮含量和土壤质地而异^[16,17]. 土壤有机碳分解速率可表达为 HR :

$$HR = \sum_i SOC_i K_{ag(i)} (1 - \epsilon), \quad (7)$$

式中, SOC 和 $K_{ag(i)}$ 分别是各个库碳贮量和分解速率; ϵ 是微生物同化作用效率, 即被分解的有机碳转化为微生物组织的部分, 因此, HR 指在土壤微生物活动所产生的所有气态碳 (如 CO_2 , CO , CH_4) 的损失. SOC 的变化可表达为 LT (总凋落物产生量) 与 HR 之差:

$$\frac{dSOC}{dt} = LT - HR. \quad (8)$$

土壤碳贮量的估算是基于植被凋落物的输入和分解速率, 以及有机碳在各个分室之间传输的基础上计算的.

(iv) 净生态系统生产力 NEP . NEP 是由生物活动 (不包括自然物理过程和人为干扰, 如火灾和森林砍伐) 所导致的整个生态系统生物量或有机碳贮量的净变化量. 在不考虑到第二性 (动物) 生产时, NEP 可被计算为植被和土壤有机碳贮量净变化量, 为此合并公式(6)和(8)可得出:

$$NEP = NPP - HR. \quad (9)$$

在不考虑其他自然和人为干扰 (如病虫害和火灾) 时, NEP 可被用来衡量生态系统与大气之间的净碳通量. 当 NEP 为正值时, 生态系统是一个碳汇, 从大气中吸收碳; 反之, 是一个碳源, 向大气释放碳.

1.2 CEVSA 模型运行

CEVSA 模型运行应用空间分辨率为 10 km, 以旬为单位的气象数据库. 气象数据来自中国国家气象局的 671 个气象站点的数据, 包括每天降水、气温、云量、气压、湿度等. 首先将以天为单位的气象数据合并成每旬的平均值, 然后应用样条函数插值法, 考虑经纬度和海拔的影响, 生成空间分辨率为 10 km 的降水、气温、云量的气象数据库. 土壤质地数据用的是中国土壤普查办公室的第二次全国土壤普查数据(1979~1994); 土地利用数据来自中国科学院中国资源环境遥感数据库^[13,18].

土地利用数据来自于从 Landsat TM 影像提取的中国 1:100000 土地利用数据库^[13]. 以此为基础, 通过对 20 世纪 80 年代末期和 90 年代末期的遥感影像与 20 世纪 90 年代中期的比较, 产生 20 世纪 80 年代末和 90 年代末的两期 1 km 土地利用数据^[13,14]. 在本次研究中, 针对 CEVSA 模型的植被类型要求, 利用地学影像(AVHRR 光谱参量同气温和 DEM 等地学参量进行波段融合形成的)进行监督分类(Supervised classification), 形成满足模型植被类型要求的土地覆盖数据库.

CEVSA 模型运行分静态和动态两个阶段. 静态模拟是对某一种土地覆盖利用平均气象数据运行至生态系统平衡态, 为动态运行提供初始条件. 动态模拟是在静态模拟的平衡态基础上, 应用实际气象数据进行动态模拟运行^[18]. 具体模拟方法为:

1) 以 20 世纪 80 年代末土地覆盖为基础, 利用 1970~1990 年的平均气象数据运行 CEVSA 模型到平衡态, 即生态系统各个状态变量如植被及土壤有机碳、氮贮量、土壤含水量的年际变化小于 1%, 并且 NPP , LT 和 HR 相等, 再应用每旬实际气象数据运行 CEVSA 模型, 从 1971 年运行到 2000 年^[18].

2) 以 20 世纪 90 年代末的土地覆盖为基础, 利用 1980~2000 年的气象数据运行 CEVSA 模型到平衡态, 再应用每旬实际气象数据运行 CEVSA 模型, 从 1981 年运行到 2000 年^[18].

为了估计气候变化对碳循环的影响, 需要假定土地利用没有发生变化, 因此以 20 世纪 80 年代末土

地覆盖为基础, 应用从 1981 年运行到 2000 年的动态模拟结果分析气候变化的作用. 具体做法是比较 20 世纪 80~90 年代生态系统碳贮量和通量(如 NPP , HR , NEP , 植被碳和土壤碳)平均值的变化. 同理, 估计土地利用对碳循环的影响, 需要假定相同的气候条件, 在两期土地覆盖状态下, 20 世纪 90 年代碳贮量和通量平均值的差值可以看作土地利用变化对碳循环的影响.

1.3 GLO-PEM 模型

GLO-PEM 是以遥感观测为基础, 根据植被对光合有效辐射的吸收和利用原理, 估计植被生产力的模型^[19-22]. 它对 NPP 的计算可表达为

$$NPP = \sum_t [(S_t N_t) \epsilon_g - R], \quad (10)$$

式中, S_t 是在时间 t 的有效光合辐射 PAR (Photosynthetically Active Radiation); N_t 是植被对 PAR 的吸收比例, 它与遥感观测的 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) 线性相关; ϵ_g 是植被对所吸收的 PAR 的利用效率, 根据气候因素及其所决定的土壤水分数据计算而来; R 是由地表生物量、温度和光合速率计算的自氧呼吸. 其他遥感模型, 如 CASA, 只使用由遥感观测 PAR 吸收数据, 仍依赖地面气象台站的气候数据, 因此所估计的 NPP 变化空间分辨率比较低. GLO-PEM 应用的 PAR 吸收和气候数据均来自卫星遥感观测, 所以能够对植被生产力进行高分辨率估计. 在本次研究中, 应用空间分辨率 8 km, 时间步长为 10 d 的 PAL(Pathfinder AVHRR Land)的 NOAA 7, 8, 11 和 14 号卫星的 1, 2, 4, 5 通道的数据, 估计农牧交错地带在 1981~2000 年期间的 NPP 变化.

2 结果分析

2.1 过程模型和遥感模型结果比较

CEVSA 和 GLO-PEM 模型估计的 NPP 有相近的地区分布和年际变化特征(图2和3). 在年际变化方面, 两个模型估计的年平均 NPP 除在 1988 和 1995 年模拟值有较大差异外都比较接近, 相关系数为 0.62 ($p < 0.01$). 两个模型估计的 NPP 空间分布也基本吻合, 南部森林区最高, 北部林地和耕地区居中, 中部

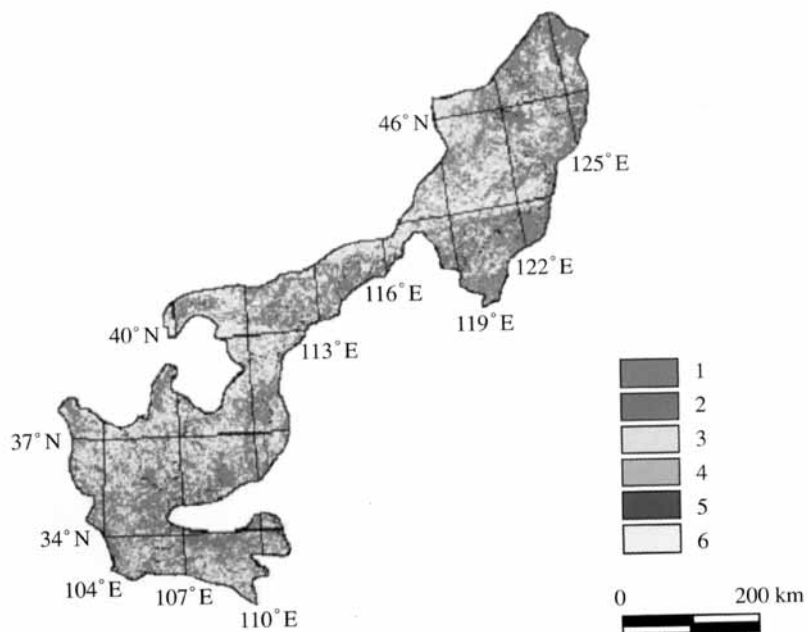


图 1 农牧过渡区的位置及土地覆盖类型

1. 耕地; 2. 林地; 3. 草地; 4. 水域; 5. 建设用地; 6. 未利用土地

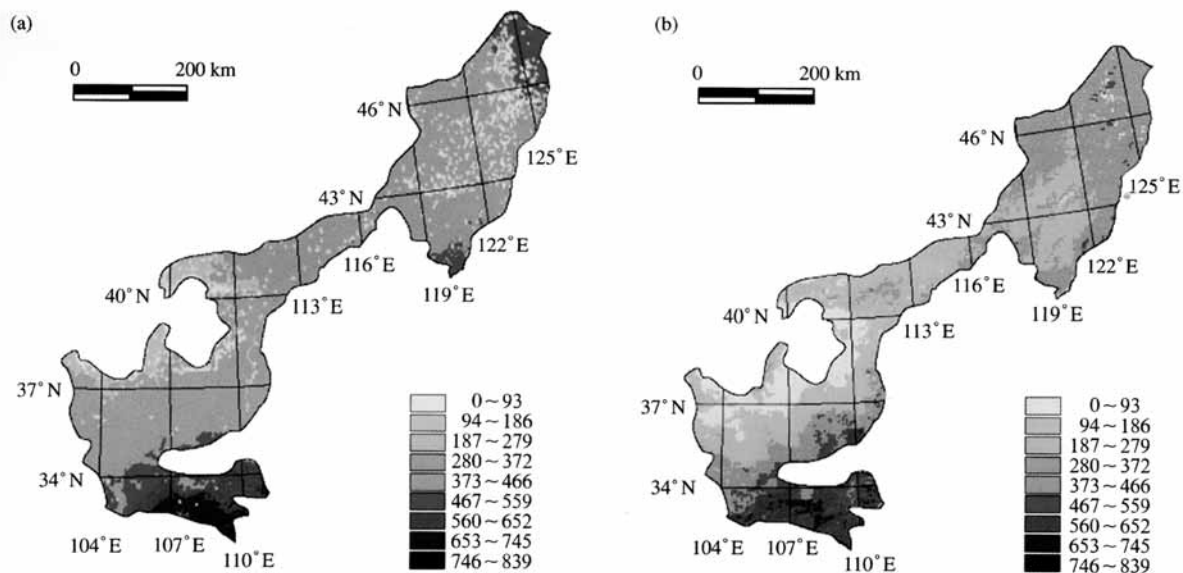


图 2 用 CEVSA(a)和 GLO-PEM(b)模型估计的农牧过渡区 NPP 在 1996~2000 年期间的平均值

NPP 单位为 $\text{g} \cdot \text{a}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$

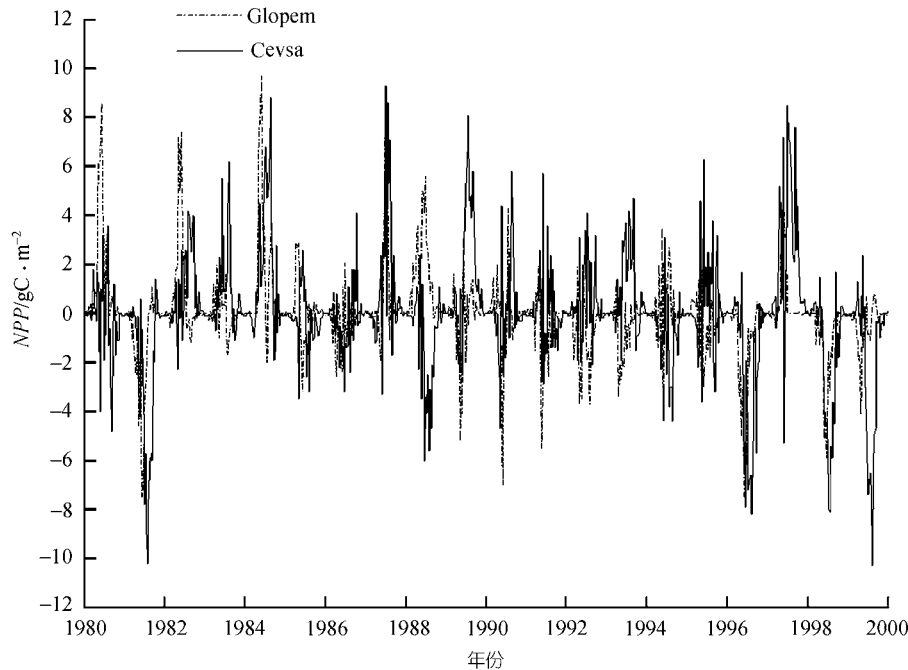


图 3 用 GLO-PEM 和 CEVSA 模型估计的农牧过渡区平均 NPP 年际相对变化
 NPP 数值为两个模型估计的每旬实际值与该旬 20 a 的平均值之差; NPP 为月变化; Glopem 代表用 GLO-PEM 模式模拟的 NPP 值;
 Cevsa 代表用 CEVSA 模拟的 NPP 值

草地和荒漠区最低(图 3). CEVSA 模型估计值比 GLO-PEM 偏高一些(图 2), 因为它仅考虑气候因素变化的影响, 而 GLO-PEM 使用的遥感数据包括各种非气候因素如病虫害和火灾的影响.

2.2 气候变化的影响

1980~2000 年农牧过渡区温度年均值为 6.33°C , 年际变率是 9.2%, 每年升高 0.07°C , 20 a 之内升高了 0.58°C . 平均年降水 460 mm, 年际变率是 12.0%, 它在 20 世纪 80 年代上升, 年均增长量为 2 mm/a; 但在 20 世纪 90 年代显著下降, 年均减少量为 6 mm/a, 20 世纪 90 年代的降水量比 80 年代少 34 mm, 降低 7.4%. NPP 的年际变化与降水量变化呈正相关($r = 0.96, p < 0.01$), 但与温度呈负相关($r = -0.196, p < 0.01$). 因研究区的大部分属于干旱-半干旱地区, NPP 基本上随降水量变化, 最高值一般出现在降水高峰年(如 1985, 1990 和 1998), 最小值出现在干旱年份(如 1982 和 1997). NPP 在 20 世纪 80 年代随降水量增长, 年平均增长率为 0.34% ($r = 0.96, p < 0.01$); 在 20 世纪 90 年代随降水量下降($r = 0.98, p < 0.01$), 每年平均下降

0.49%; 20 世纪 90 年代的 NPP 平均值比 20 世纪 80 年代减少率为 3.4%. NPP 在温度低而降水量高的时期, 如 1983~1987, 明显增加. 植被碳贮量随 NPP 变化在 20 世纪 80 年代上升, 20 世纪 90 年代下降(图 4). 由于 NPP 的下降, 植被碳贮量 20 世纪 80~90 年代下降 2.0%(图 5). NPP 和植被碳贮量减少的主要区域位于内蒙古东北部和黄土高原南部; 增加的区域主要在内蒙古东部草原和黄土高原西部和河套平原区(图 6).

与 NPP 的波动性变化不同, HR 在整个 20 a 期间呈明显持续上升趋势(图 4), 年平均增长率为 0.24%, 使 20 世纪 90 年代平均 HR 比 80 年代高 7.4%. HR 与温度和降水的相关系数分别为 0.82 和 -0.29, 由此可见 HR 的增长是由温度升高和降水量下降共同造成的, 尽管温度升高所起的作用更大一些. HR 在高温少雨的年份(如 1997, 1994 和 1991)显著增加, 在低温湿润的年份(如 1981, 1983, 1992 和 1996)显著下降.

20 世纪 80 年代 NPP 的增加导致了植物凋落物和土壤碳输入的增加, 因此土壤碳贮量在 20 世纪 80 年代和 90 年代初上升(图 5). 20 世纪 90 年代初 NPP

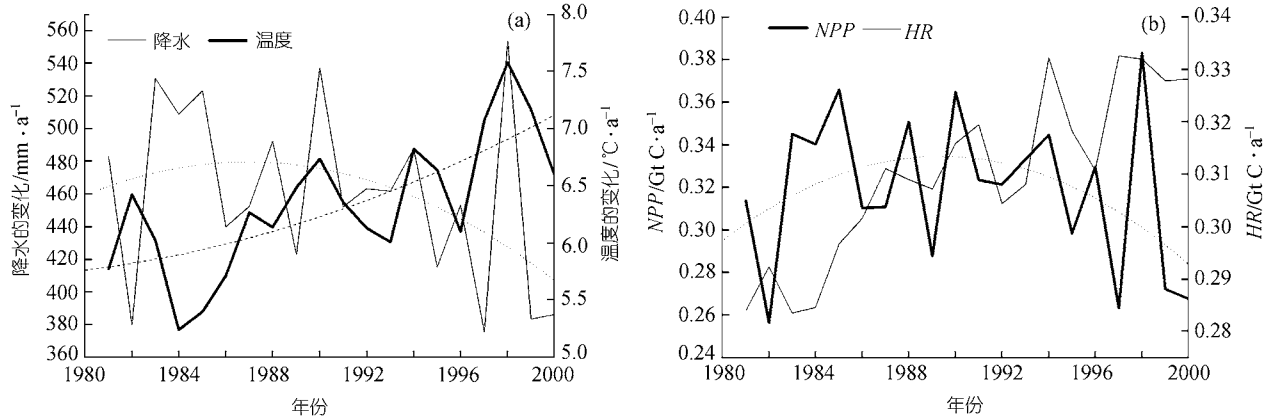


图 4 农牧过渡区的温度、降水的变化(a)和农牧过渡区 NPP , HR 的变化(b)
 图中的指标量是整个研究区域的平均值, 即每个像元面积乘以指标量的累加和除以像元面积累加和;
 平滑曲线代表各因素对时间变化的多项式拟合值

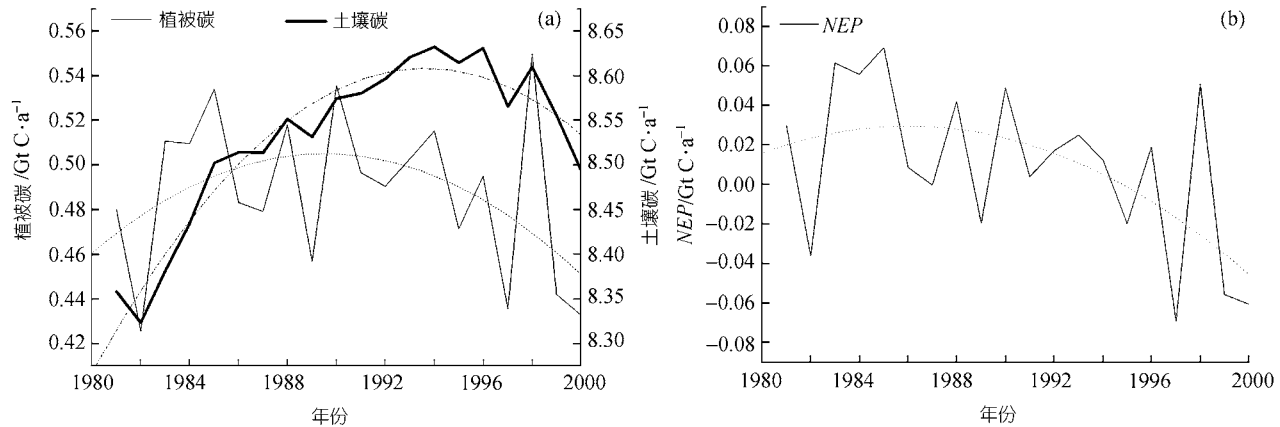


图 5 气候变化对植被碳、土壤碳的影响(a)和气候变化对 NEP 的影响(b)
 图例说明同图 4

的持续下降导致了植物凋落物和土壤碳输入的减少, 加上 HR 的增加, 土壤碳贮量在 20 世纪 90 年代后期开始下降(图 5). 20 世纪 90 年代的平均土壤碳贮量比 80 年代高 1.4%. 中部草地、耕地和未利用土地覆盖的地区, 近 20 a 来 NPP 的增加大于 HR 的增加, 导致土壤碳增加; 北部和南部林地覆盖为主的地区 NPP 降低, HR 增加, 土壤碳减少.

NEP 同 HR 的相关系数为 $-0.50(p < 0.05)$, 与 NPP 的相关系数为 $0.92(p < 0.01)$. 由于 NPP 的减少和 HR 的增加, NEP 呈下降趋势(图 5), 由 20 世纪 80 年代的 $26 \times 10^9 \text{ kg}$ 降低到 20 世纪 90 年代的 $-7.7 \times 10^9 \text{ kg}$, 它在 20 世纪 80 年代每年递减率为 0.02%, 在 20 世纪

90 年代每年递减 0.7%. 从空间变化上看, NEP 增加的区域集中在南部秦岭山区和内蒙古的东部和东北交界的地区, 以林地覆盖为主, 再就是内蒙古中部和河套平原的以耕地覆盖为主的区域. NEP 减少最显著的区域为东北林草地覆盖的区域和黄土高原和秦岭西段以耕地覆盖为主的地区(图 7). 在气候变化的影响下, 本区域在 1981~2000 年期间, NPP 平均值高于 HR , 所以 NEP 平均值为正, 总碳量有所增加, 表明生态系统整体上是一个碳汇(表 1). 但是, 明显的增温和降水量下降使 HR 持续增加, NEP 呈明显下降趋势, 生态系统碳吸收能力下降. 在 20 世纪 90 年代后期, HR 增长和 NPP 下降使 NEP 变成负值, 植被碳和土壤

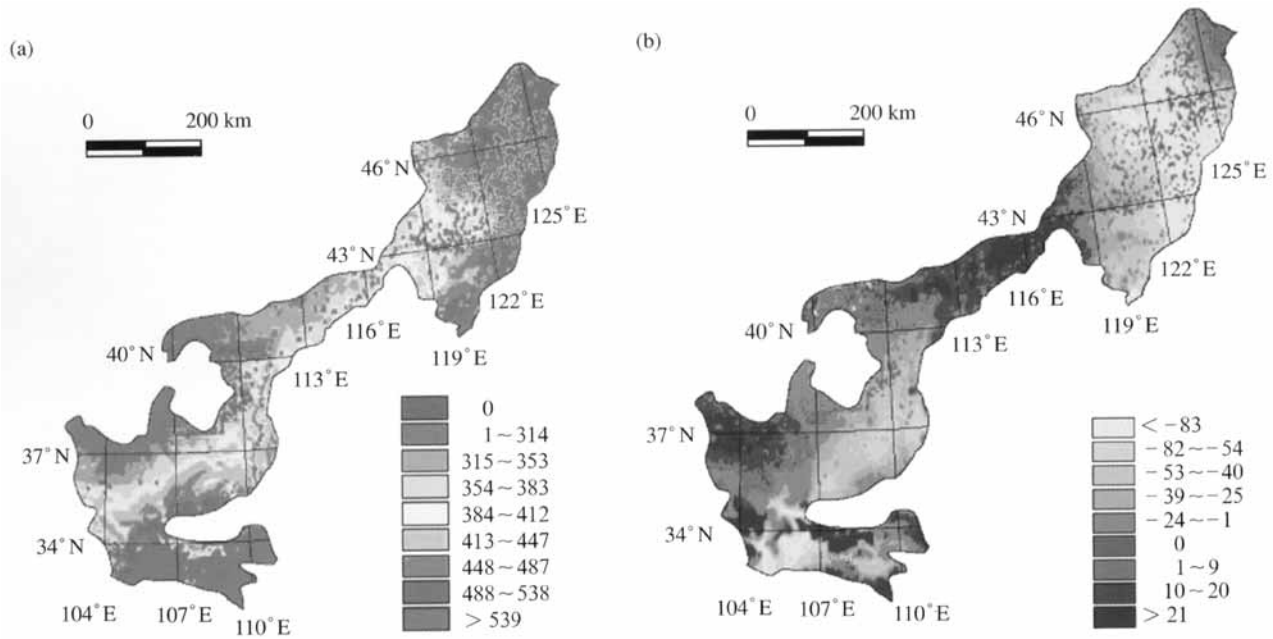


图 6 气候变化对 *NPP* 空间分布的影响

(a) 1981~2000 年平均 *NPP*; (b) 1981~2000 年的 *NPP* 变化. *NPP* 单位为 $g \cdot a^{-1} \cdot m^{-2}$

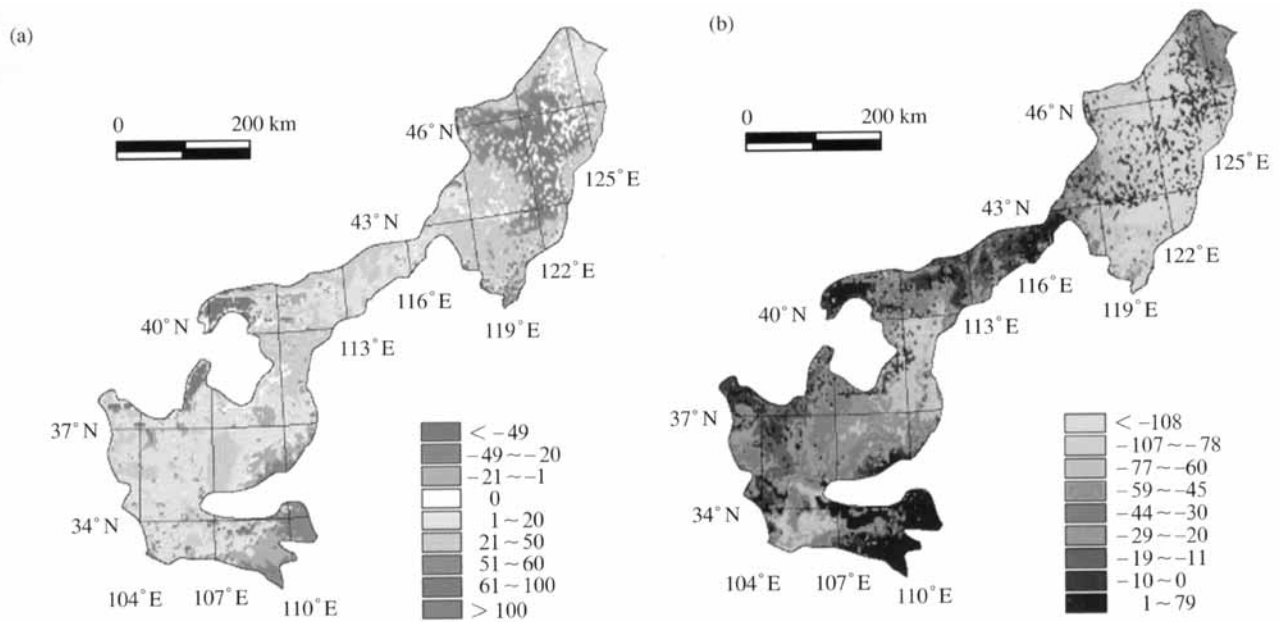


图 7 气候变化对 *NEP* 空间分布的影响

(a) 1981~2000 年平均 *NEP*, 单位为 $g \cdot a^{-1} \cdot m^{-2}$, 指标量是每个像元的 1981~1990 年的 10 a 平均值的分级制图; (b) 1981~2000 年的 *NEP* 变化, 单位为 $g \cdot a^{-1} \cdot m^{-2}$, 图中指标量是每个像元的 1991~2000 年的平均值同 1981~1990 年的 10 a 平均值的差的分级制图

碳开始下降, 此间生态系统变成了一个碳源, 向大气释放 CO_2 (表 1). 从空间分布上看, 植被和土壤总碳量减少的区域占了整个研究区域的 44%, 集中在东北的北温带的湿润和半湿润地区及黄土高原东缘的暖温带的湿润和半湿润地区, 这些地区降水减少明显, 显著的影响了植被的生长和碳的积累. 总碳量增加的区域占了整个研究区域的 53%, 集中分布在中部内蒙古高原及西部黄土高原地区.

2.3 土地利用变化对植被碳的影响

20 世纪 80~90 年代土地利用发生变化的地区仅占整个区域面积约 5.3%. 土地利用变化特点为东部以草地开垦为主, 草地减少 $170 \times 10^5 \text{ hm}^2$, 耕地增加 $198 \times 10^5 \text{ hm}^2$; 中部和西南部 $33 \times 10^5 \text{ hm}^2$ 撂荒地转变为草地; 在研究区中因耕地变为城乡建设用地, 建设用地增加 $6.4 \times 10^5 \text{ hm}^2$; 大兴安岭、内蒙古高原及黄土高原地区由于退耕还林还牧政策的施行, 林地面积^[14]增加 $9.7 \times 10^5 \text{ hm}^2$.

由于土地利用导致 NPP 和植被碳增加的区域集中分布在东北及内蒙古草地及荒地分布集中的区域, 占总面积的 3.42%; NPP 和植被碳减少的区域分布在东北及黄土高原耕地及林地分布集中区域, 占整个面积的 1.86%(图 8). 土地利用变化使整个区域每年 NPP 总量增加了 $0.42 \times 10^9 \text{ kg}$ (表 2); 其中因荒地变草地或是耕地导致 NPP 的增加占了整个 NPP 变化量的 81%; 草地变耕地或是林地导致 NPP 的增加占了整个 NPP 变化量的 18%; 耕地变建设用地导致 NPP 的

减少占了整个 NPP 变化量的不到 1%. 土地利用变化发生区域, 植被碳总量增加了 $0.39 \times 10^9 \text{ kg}$ (表 2), 其中由荒地变草地导致的增加占了整个变化量的 40%, 荒地变耕地占 31%, 草地变耕地占 26%, 耕地变建设用地导致 NPP 的减少量仅占整个变化量的 0.54%.

土地利用变化导致土壤碳增加的地区占总区域的 1.34%, 分布在内蒙古中东部草原区域; 减少的区域占 4.63%, 分布在东北中部、黄土高原及内蒙古高原区域. 土地利用变化使整个区域土壤碳总量减少了 $0.91 \times 10^9 \text{ kg}$ (表 2). 其中, 由草地变耕地导致的减少量是 $6.8 \times 10^9 \text{ kg}$; 草地变林地和耕地变建设用地, 导致的减少量是 $0.61 \times 10^9 \text{ kg}$; 由荒地变草地或耕地导致土壤碳增加 $6.5 \times 10^9 \text{ kg}$.

土地利用变化使发生区域年均 NPP 从 $13.5 \times 10^9 \text{ kg/a}$ 增加到 $14 \times 10^9 \text{ kg/a}$, HR 由 $15 \times 10^9 \text{ kg/a}$ 变为 $14.9 \times 10^9 \text{ kg/a}$, NEP 年平均值增加了 $0.59 \times 10^9 \text{ kg}$ (表 2). 增加的区域主要分布在北部和中部. 植被碳从 $16.5 \times 10^9 \text{ kg/a}$ 增加到 $16.9 \times 10^9 \text{ kg/a}$, 其变化量分别为 3.1% 和 2.36%. 土壤碳由 $395.2 \times 10^9 \text{ kg/a}$ 变为 $394.4 \times 10^9 \text{ kg/a}$, 减少 0.23%(图 9).

3 结论和讨论

应用遥感观测的土地利用数据和高时空分辨率的气候数据驱动生态系统过程模型 CEVSA, 分析了气候及土地利用变化对农牧过渡区碳贮量和碳通量的影响. 结果显示, 近 20 a 来农牧交错带由于气候

表 1 研究区内的 NPP , HR , NEP , 植被碳、土壤碳及温度和降水变化

	温度/ $^{\circ}\text{C}$	降水/ mm	NPP/TgC	HR/TgC	NEP/TgC	植被碳/ TgC	土壤碳/ TgC	碳总量/ TgC
1981~1985 平均值	5.8	485	324	288	36	492	8400	8892
1986~1990 平均值	6.3	469	325	309	16	495	8537	9032
1991~1995 平均值	6.4	456	324	316	8	495	8609	9104
1996~2000 平均值	6.9	430	303	326	-23	471	8571	9042

表 2 土地覆盖变化区的 NPP , HR , NEP , 植被碳和土壤碳变化(单位: TgC)

土地覆盖	NPP	HR	NEP	植被碳	土壤碳	碳总量
20 世纪 90 年代末	14.03	14.92	-0.9	16.93	394.39	411.32
20 世纪 80 年代末	13.52	15.01	-1.49	16.54	395.29	411.83
变化值	0.42	-0.09	0.59	0.39	-0.91	-0.52

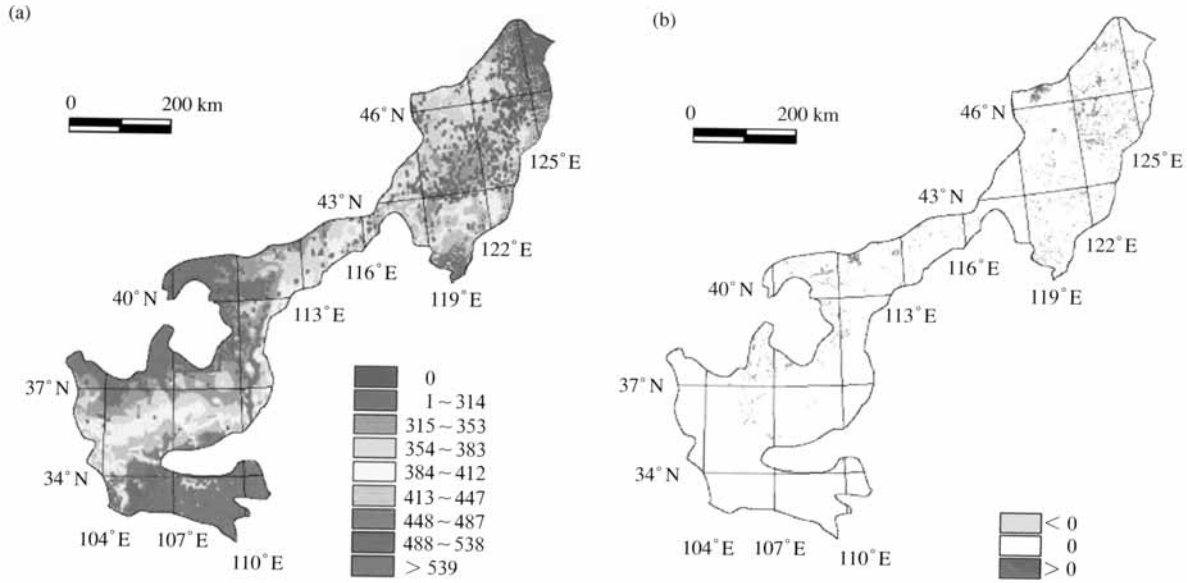


图 8 土地利用变化对 *NPP* 空间分布的影响

(a) 基于 20 世纪 90 年代土地利用的 1981~2000 年平均 *NPP*, 单位为 $g \cdot a^{-1} \cdot m^{-2}$; (b) 两期土地利用变化影响下 *NPP* 变化区域, >0 为土地利用变化影响下 *NPP* 增加的区域, <0 为土地利用变化影响下 *NPP* 减少的区域

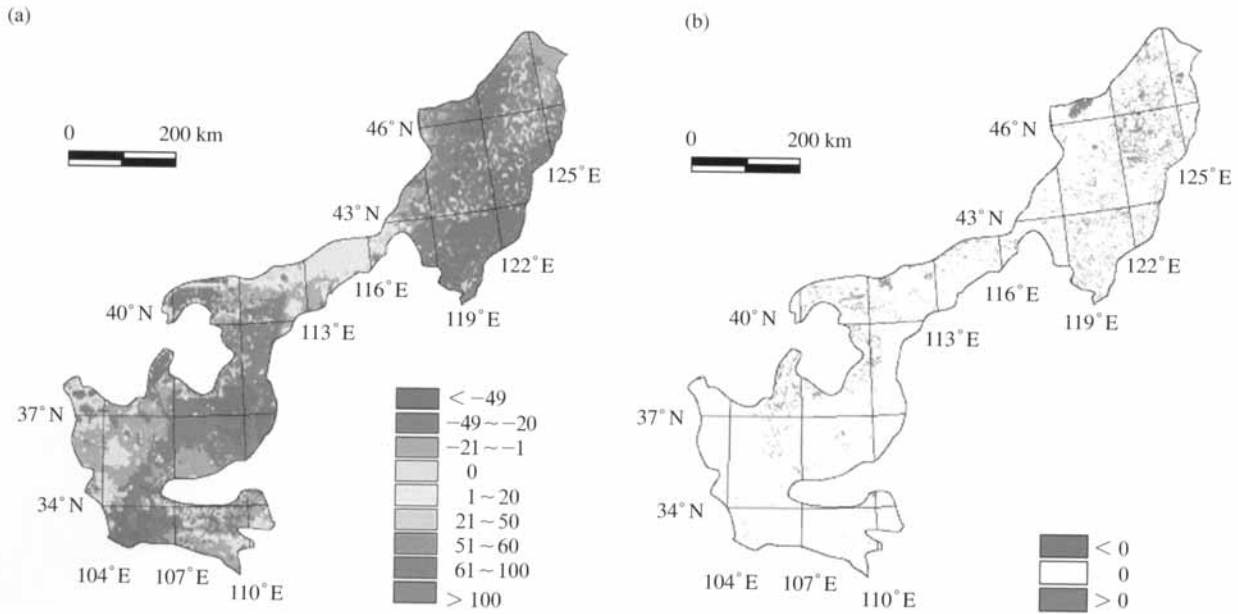


图 9 土地利用变化对 *NEP* 空间分布的影响

(a) 基于 20 世纪 90 年代土地利用的 1981~2000 年平均 *NEP*, 单位为 $g \cdot a^{-1} \cdot m^{-2}$, 图中指标量是每个像元的 20 世纪 90 年代土地利用变化的 1996~2000 年的 5 a 平均值的分级制图; (b) 两期土地利用变化影响下 *NEP* 变化区域, 图中指标量是每个像元的基于 20 世纪 90 年代土地覆盖的 1996~2000 年的 5 a 平均值同基于 20 世纪 80 年代土地覆盖的 1996~2000 年的 5 a 平均值的差的分级制图, >0 为土地利用变化影响下 *NEP* 增加的区域, <0 为土地利用变化影响下 *NEP* 减少的区域

变暖(温度升高约 0.58℃)和降水减少(年降水量减少 34 mm), *NPP* 减少 3.4%, 土壤呼吸增加 4.3%, *NEP* 下降, 到 20 世纪 90 年代后期 *NEP* 变为负值, 因此植被和土壤碳贮量开始下降. 土地利用变化使所发生区域 *NPP* 增加 3.8%, 植被碳增加为 2.4%, 土壤呼吸增加 0.6%, 土壤碳减少 0.2%, *NEP* 增加. 20 世纪 80~90 年代, 整个区域每年 *NEP* 总量因气候变化减少 33.7×10^9 kg, 因土地利用变化增加 0.59×10^9 kg. 因此, 在农牧过渡区生态系统碳吸收能力尽管由于土地利用变化有所加强, 尚不足扭转由气候变化导致的下降趋势.

对整个区域而言, 气候变化导致的碳通量和贮量变化的绝对值明显大于土地利用变化的影响, 因后者仅发生在 5.3% 的地区. 但是在土地利用发生变化的区域, 气候变化的影响则明显小于土地利用变化的影响. 在这些地区, 土地利用导致的 *NPP* 和植被碳变化占整个变化量约 65%, 而气候变化的影响为 35%, 土地利用变化对土壤碳的影响占 73%, 而气候变化仅占 27%. 气候变化使 *NPP* 和植被碳降低, 而土地利用变化使其显著增加. 尽管由于建设用地和耕地的扩大导致土壤碳贮量有所减少, 但 *NPP* 和 *NEP* 由于林地和草地面积扩大而增加, 表明土地利用变化整体上提高了生态系统的碳吸收能力, 最终可能弥补土壤碳贮量的损失.

土地利用变化对碳循环影响的估计方法一直采用清单调查法^[3,6,7,11,23~26], 这种方式按照预先确定的各种土地覆盖植被类型和土壤碳贮量来估计土地利用变化对碳循环的影响, 但在同一土地利用类型内植被和土壤碳贮量变化很大, 而且这种方法不能估计碳通量如 *NPP*, *HR* 和 *NEP* 的变化, 因此无法确定土地利用变化对生态系统碳吸收能力的影响. 本次研究采用的过程模拟方法可弥补这些缺陷, 可以更现实地评价土地利用变化的影响^[3,7,27~30]. 模型模拟的方法要求很多有关土地利用变化和生态系统特征的详细数据, 遥感观测为获得这些数据提供了条件, 但目前还不能提供土地利用逐年变化的信息^[31~34]. 本次研究采用 20 世纪 80 年代末和 90 年代末两个时期的土地利用数据, 因为缺乏在这种土地利用状态之间的过渡数据, 加上土地利用变化碳循环影响的

复杂性和滞后性, 其结果有一定的不确定性. 土地利用动态变化数据的出现, 如 NASA 的地球观测计划, 将利用 MODIS 数据提供每个季度的土地覆盖信息, 将进一步提高这种方法的可靠性.

参 考 文 献

- 1 Printice I C. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide in climate changes 2001: The Scientific Basis (IPCC). Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 184~237
- 2 Cox P M, Betts R A, Jones C D, et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 2000, 408: 184~187[DOI]
- 3 Houghton R A, Hackler J L, Lawrence K T. The U. S. carbon budget: Contributions from land-use change. *Science*, 1999, 285: 574~578[DOI]
- 4 Houghton R A, Skole D L, Nobre C A, et al. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, 2000, 403: 301~304[DOI]
- 5 Caspersen J P, Pacala S W, Jenkins J C, et al. Contributions of land-use history to carbon accumulation in U. S. forests. *Science*, 2000, 290: 1148~1151[DOI]
- 6 Defries R S. Past and future sensitivity of primary production to human modification of landscape. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(7): 361~364
- 7 Defries R S, Bounoua L, Collatz G J. Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global Change Biology*, 2002, 8: 438~458[DOI]
- 8 Defries R S, Houghton R A, Hansen M C, et al. Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s. *Global Change Biology*, 2003, 9(22): 14256~14261
- 9 Schimel D S, House J I, Hibbard K A, et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 2001, 414: 169~172[DOI]
- 10 IPCC. Land-Use Change and Forestry, A Special Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 23~51
- 11 Fang J Y, Chen A P, Peng C H, et al. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, 2002, 292: 2320~2322[DOI]
- 12 沙万英, 邵雪梅, 黄 枚. 20 世纪 80 年代以来中国气候变暖及其对自然区划界线的影响. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(4): 317~326[摘要] [PDF]
- 13 刘纪远, 刘明亮, 庄大方, 等. 中国近期土地利用变化的空间格局分析. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(12): 1021~1039
- 14 刘纪远, 张增祥, 庄大方. 20 世纪 90 年代中国土地利用变化时空特征及其成因分析. *地理研究*, 2003, 22: 1~12

- 15 华东师范大学. 中国自然地理. 北京: 人民教育出版社, 1982. 1~102
- 16 Cao M K, Woodward F I. Dynamics responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, 1998, 393: 249~252[DOI].
- 17 Cao M K, Woodward F I. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change. *Global Change Biology*, 1998, 4: 185~198[DOI]
- 18 Cao M K, Prince S, Li K R, et al. Response of terrestrial carbon uptake to climate interannual variability in China. *Global Change Biology*, 2003, 9: 536~546
- 19 Woodward F I, Smith T M, Emanuel W R. A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 471~490[DOI]
- 20 Woodward F I. A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9(4): 471~490[DOI]
- 21 Givnish T J. Optical stomatal conductance, allocation of energy between leaves and roots, and the marginal cost of transpiration. In: Givnish T J, ed. *On the Economy of Plant Form and Function*. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. 171~213
- 22 Lloyd J, Farquhar G D. The CO₂ dependence of photosynthesis, plant growth response to elevated atmospheric CO₂ concentration and their interaction with soil nutrient status I: General precepts and forest ecosystems. *Functional Ecology*, 1996, 10: 4~32
- 23 李克让. 土地利用变化和温室气体净排放与陆地生态系统碳循环. 北京: 气象出版社, 2002. 131~150
- 24 Prince S D, Goward S N. Global primary production: A remote sensing approach. *Journal of Biogeography*, 1995, 22: 815~835
- 25 Guo L B, Gifford R M. Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. *Global Change Biology*, 2002, 8: 345~360[DOI]
- 26 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳贮量. *中国科学*, D 辑, 2003, 33(1): 72~80[摘要] [PDF]
- 27 Lobell D B, Hicke J A, Asner G P, et al. Satellite estimates of productivity and light use efficiency in United States agriculture, 1982~1998. *Global Change Biology*, 2002, 8: 722~735[DOI]
- 28 Braswell B H, Schimel D S, Linder E. The response of global terrestrial ecosystems to interannual temperature variability. *Science*, 1997, 278: 870~873[DOI]
- 29 Schimel D, Mellio J M, Tian H Q, et al. Contribution of increasing CO₂ and climate to carbon storage by ecosystems in the United States. *Science*, 2000, 287: 2004~2006[DOI]
- 30 Tian H Q, Melillo J M, Kichlighter D W, et al. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, 1998, 396: 664~667[DOI]
- 31 Lsarmiento J, Hughes T M, Stouffer R J. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*, 1998, 393: 245~249[DOI]
- 32 Vleeshouwers L M, Verhagen A. Carbon emission and sequestration by agricultural land use: A model study for Europe. *Global Change Biology*, 2002, 8: 519~530[DOI]
- 33 Jones T H, Thompson L J, Lawton J H, et al. Impacts of rising atmospheric carbon dioxide on model terrestrial ecosystems. *Science*, 1998, 280: 441~443[DOI]
- 34 Bousquet P, Peylin P, Ciais P, et al. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, 2000, 290: 1342~1346[DOI]