

文章编号: 1007 4619 (2007) 01 0127 10

基于遥感与碳循环过程模型估算土壤有机碳储量

周 涛^{1, 2}, 史培军^{1, 3}, 罗巾英⁴, 邵振艳^{1, 2}

(1. 北京师范大学 环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875;
2. 北京师范大学 资源学院资源科学研究所, 北京 100875;
3. 北京师范大学 资源学院灾害与公共安全研究所, 北京 100875; 4. 北京教育出版社, 北京 100011)

摘 要: 土壤有机碳含量的估算是当前全球碳循环研究的热点之一,但不同学者之间的估算值差异较大。从估算方法看,主要有基于土壤剖面的直接估算法和基于生态系统碳循环过程模型的间接估算法,这两种方法各有优缺点。直接估算法由于只反映了不同土壤或植被类型的土壤有机碳含量平均值的差异,因而空间分辨率较低。而间接估算法由于参数的简化,影响了土壤有机碳估算的空间精度。作者将遥感的高时空分辨率特征、反映生态系统碳循环动态变化的过程模型、实际测量的土壤有机碳结合起来,以求提高土壤有机碳估算的空间分辨率。考虑到受温度、水分的影响,土壤呼吸与土壤有机碳含量的关系并不好,而土壤基础呼吸由于剔除了温度和水分的影响,从而使其与土壤有机碳的关系非常密切,其测定系数 R^2 可达 0.78。采用了结合遥感和碳循环过程的 CASA 模型及 Van't Hoff 土壤呼吸模型,首先估算了 8km 分辨率的土壤基础呼吸的空间分布,在此基础上结合实测的土壤有机碳估算了 8km 分辨率的土壤有机碳的空间分布。

关键词: 土壤有机碳; 土壤基础呼吸; 遥感; 过程模型; 中国

中图分类号: TP79 文献标识码: A

Estimation of Soil Organic Carbon Based on Remote Sensing
and Process Model

ZHOU Tao^{1, 2}, SHI Pei jun^{1, 3}, LUO Jin ying⁴, SHAO Zhen yan^{1, 2}

(1. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Ministry of Education of China,
Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
2. Institute of Resources Science, College of Resources Science and Technology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
3. Institute of Disaster and Public Security, College of Resources Science and Technology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
4. Beijing Education Publishing Company, Beijing 100011, China)

Abstract: The estimation of soil organic carbon content (SOC) is one of the important issues in the researches of global carbon cycle. However, the estimated magnitude of SOC exist great differences among different scientists. There are two commonly used methods for the estimation of SOC, each method having both advantage and disadvantage. One of the methods is so called direct method, which is based on the samples of measured SOC and maps of soil or vegetation types. The other is so called indirect method, which is based on ecosystem process model of carbon cycle. The disadvantage of direct method is that it mainly discloses the difference of SOC among different soil or vegetation types, so it can hardly distinguish the difference of SOC in the same type of soil or vegetation. The indirect method, process based method, bases on the mechanics of carbon transfer in

收稿日期: 2005 10 17; 修订日期: 2006 03 02

基金项目: 国家自然科学基金面上项目 (编号: 40401028, 40671173)、国家杰出青年基金项目 (编号: 40425008)、国家自然科学基金重大项目 (编号: 30590384)、国家重点基础发展规划研究项目 (编号: 2006CB400505)

作者简介: 周 涛 (1972—), 男, 博士, 副教授, 毕业于北京师范大学, 美国俄克拉荷马大学博士后 (2003—2005), 主要从事土地利用/土地覆被变化与陆地生态系统碳循环研究, 已发表论文 10 余篇。E-mail: tzhou@bnu.edu.cn.

the ecosystem and then could potentially improve the spatial resolution of the SOC estimation if the input variables have high spatial resolution. However, due to the complexity of the process based model, the model usually simplifies some key model parameters that have spatial heterogeneity with constants. So this simplification will produce a great deal of uncertainties in the estimation of SOC, especially on the spatial precision. In this paper, the authors combined the process based model (CASA model) with the measured SOC, in which the remote sensing data (AVHRR NDVI) was incorporated into the model to enhance the spatial resolution. To model the soil basal respiration, the Van't Hoff model was used to combine with CASA model. The results showed that this method could significantly improve the spatial precision (8km spatial resolution). The results also showed that the relationship between soil basal respiration and SOC is very well, as the influence of environmental factors, i.e. temperature and moisture, have been removed from soil respiration, which makes the SOC become the most important factor of soil basal respiration. The statistic model of soil basal respiration and SOC showed that the determinant coefficient (R^2) is 0.78. As the method in this paper contains advantages from both direct and indirect method, so it could significantly improve the spatial resolution and, at the same time, keep the estimation of SOC well matched with the measured SOC.

Key words: soil organic carbon; soil base respiration; remote sensing; process based model; China

1 引 言

未来全球气候变暖的程度与土壤碳循环的关系密切^[1],土壤有机碳的储量及空间分布在很大程度上影响了土壤的基础呼吸强度,从而放大或缩小了全球变暖与土壤碳释放之间的反馈强度^[2]。作为陆地生态系统中最大的碳库^[3,4],土壤有机碳储量的研究受到广泛地关注。尽管如此,受土壤有机碳分布的空间异质性影响,当前估算的土壤有机碳储量的不确定性依然是最大的^[5]。作为全球碳循环的重要组成部分,中国土壤有机碳估算越来越受到关注^[6-9]。当前土壤有机碳估算的方法主要有直接估算法和间接估算法^[10]。其中直接估算法又分为两种,即基于土壤类型的估算法和基于生态系统类型的估算法。基于土壤类型的估算法是依据主要土壤类型的空间分布及各土壤类型的平均碳储量来进行估算,而基于生态系统类型的估算法则是依据生命带的分布来进行估算。从估算的总量上看,这两种方法得到的估算量是相似的^[11]。但从空间分辨率上看,采用这两种直接估算方法,只能反映不同土壤类型或生态系统类型之间的土壤有机碳储量的差异,而不能很好地反映同一类型内部的空间差异性,因而其空间分辨率较低。土壤剖面实测的结果表明,即便是同一类型的土壤,有机碳依然具有很大差异^[9,12],要更准确地刻画土壤有机碳的空间差异性需要更多的土壤剖面数据^[7,9]。除直接估算方法外,基于生态系统碳循环过程模型的间接估算法广泛用于区域尺度的土壤有机碳估算^[13]。由于过程

模型能够描述土壤有机碳的动态变化,因而具有不可替代的作用,如 CENTURY 模型^[13]和 CASA 模型^[14]。在中国,李克让等^[15]运用 CEVSA 模型估算了 0.5°经纬网格分辨率下的中国土壤碳储量。但由于受知识和数据的限制,在间接法中一些具有空间异质性的模型参数被简化为常数,从而影响了土壤有机碳估算的空间精确性。遥感作为一门具有高时空分辨率的现代技术,为土壤普查、生物圈的动态变化及评估提供了一个强有力的数据支持^[10]。但现有的遥感数据源并不能直接探测土壤有机碳储量的空间分布,估算时必须依靠相应的替代指标^[16],从而使得单纯的遥感数据很难提高土壤有机碳估算的精度。

综合考虑各种方法在估算土壤有机碳储量空间分布方面所具有的优缺点,本文将土壤有机碳的直接估算方法与基于遥感的碳循环过程模型的间接估算方法结合起来,充分利用现有数据源,估算了较高分辨率下的中国典型土壤的碳储量的空间分布。考虑到标准化差值植被指数 (NDVI) 广泛用于估算中国生态系统的净初级生产力 (NPP) 的空间分布^[17-20],以及遥感与碳循环过程相结合的 CASA 模型在中国所取得的经验^[18,20]。本文以 CASA 模型为基础,利用 8km 分辨率的 NDVI 遥感数据与地面气象观测数据,估算了与土壤有机碳储量有密切关系且与气候因素无关的指标——土壤基础呼吸的空间分布,然后结合第二次土壤普查数据^[21-23],建立了土壤有机碳储量与土壤基础呼吸的关系模型,并进而估算了 8km 分辨率下土壤有机碳储量的空间分布。

2 研究区域及数据

受气候因素地带性分布规律的影响,中国土壤分布具有明显的地带性分布规律,不同纬度上的热量差异使土壤具有纬度地带性分布规律,而不同经度上的水分差异又使土壤具有经度地带性分布规律。本研究针对全国所有典型地带性土壤进行(图1),这些土壤类型包括^[24]:(1)纬度地带性土壤序列:砖红壤→赤红壤→红壤→黄壤→黄棕壤→棕壤→暗棕壤;(2)温带经度地带性土壤序列:暗棕壤→黑土→黑钙土→栗钙土→棕钙土→灰漠土→灰棕漠土;(3)暖温带经度地带性土壤序列:棕壤→褐土→

黑垆土→灰钙土→棕漠土。

选择典型地带性土壤作为研究对象主要基于这样的考虑,其一是这些土壤在全国的分布面积最为广泛,受气候的影响最为显著;其二这些土壤受非地带性因素的影响最小,具有较强的空间分布规律;其三是这些土壤与耕作土壤不同,它们受人类活动的影响较小,更能反映自然的真实情景。

在估算土壤基础呼吸时所采用的数据包括 1982—1999 年的 8km 分辨率的月 AVHRR NDVI 数据集、1:400 万中国土壤类型图与植被类型图、1:1400 万中国土壤质地图、全国第二次土壤普查及土壤碳储量数据、全国 726 个站点的月平均气象资料(温度、降水)以及全国 120 个站点的太阳辐射观测数据。

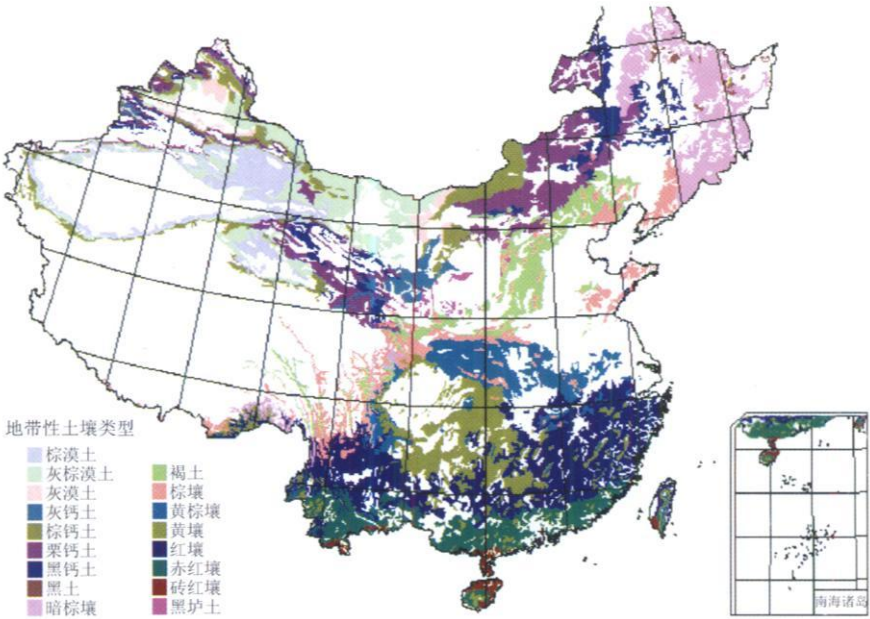


图 1 中国典型地带性土壤的空间分布

Fig. 1 Distribution of typical soils in China

3 方法及技术流程

3.1 反映土壤有机碳含量的指标——土壤基础呼吸

在陆地生态系统碳循环过程中,土壤有机碳是极其重要的一个碳库。植被通过光合作用固定大气 CO₂ 并形成植物的有机碳,然后以凋落物的形式进入土壤,其中一部分有机碳通过凋落物的矿质化过程以 CO₂ 的形式返回大气,而另一部分有机碳则通过腐质化过程成为土壤腐殖质,土壤腐殖质在微生物的作用下进一步分解向大气释放 CO₂。在外

在气候因素的影响下,在土壤的长期演化过程中土壤有机碳逐步达到动态平衡,此时通过凋落物进入土壤的有机碳与通过土壤呼吸释放的碳相等。土壤有机碳作为土壤呼吸的原料,它的多少直接影响着土壤的呼吸强度^[26],由于基于遥感数据和光能利用率模型估算 NPP 的方法已经取得了很大的进展^[14, 17, 18, 27—29],因此将遥感数据与生态系统碳循环平衡模型结合起来,利用遥感数据估算生态系统的 NPP,进而估算出土壤的呼吸强度,从而可以利用土壤呼吸与土壤有机碳储量的关系估算土壤有机碳储量的空间分布。

然而,直接利用土壤呼吸估算土壤有机碳具有

很大的不确定性。由于影响土壤呼吸的因素很多，既有外在的气候因素也有内在的土壤属性差异^[30]，因此除了土壤有机碳储量外，温度显著影响着土壤呼吸的强度^[30-32]，在干旱和半干旱地区，降水往往成为土壤呼吸的限制性因素^[32]。从全球尺度看，温度对土壤呼吸的影响强度更甚于土壤有机碳储量对土壤呼吸的影响。尽管高纬森林土壤拥有很高的土壤有机碳含量，但受低温限制，土壤实际的呼吸强度较低^[2]。因此，要建立有效的土壤呼吸与土壤有机碳的关系模型，必须排除温度和降水等气候因素的影响，而土壤基础呼吸正好具备这些特性。

土壤基础呼吸是指土壤温度为 0℃ 且没有水分胁迫下的土壤呼吸量^[33]。由于外在的气候因子相同（温度 0℃ 且没有水分胁迫），因而排除了气候因素的影响，使得土壤有机碳成为影响土壤基础呼吸的关键因素。尽管土壤基础呼吸反映了土壤呼吸的潜力，但对土壤基础呼吸的测量很少。因此有必要将遥感和碳循环过程模型结合起来，首先估算出土壤基础呼吸的空间分布，然后建立土壤基础呼吸与土壤有机碳的关系模型，最后估算土壤有机碳的空间分布。

3.2 土壤基础呼吸的反演

根据陆地生态系统中植被、凋落物、土壤碳的动态变化规律，在不考虑自然和人类干扰事件的情况下，生物量方程、凋落物方程、土壤腐殖质方程分别为：

$$\frac{dB}{dt} = NPP - f_{BL} \tag{1}$$

式中，B为生物碳量（g·m⁻²），f_{BL}为凋落速率（g·m⁻²·a⁻¹），NPP为净初级生产力（g·m⁻²·a⁻¹）。根据 CASA 模型，NPP 可以利用植被指数（NDVI）、光合有效辐射（PAR）、最大可能的光能利用率（ε）、温度函数 g（T）、土壤湿度函数 h（w）来进行计算^[14, 29]，

$NPP = PAR \times f(NDVI) \times \epsilon \times g(T) \times h(w)$ (2)
式中的光合有效辐射（PAR）从地表太阳辐射（R）中估算得出（PAR=0.5R^[14]），本文采用的地表太阳辐射数据为气象局提供的全国 120 个站点的月平均太阳辐射观测数据；在到达地表的总的光合有效辐射中，被植被接收的比率取决于地表植被的状况，它是标准化差值植被指数（NDVI）的函数^[14]，即 f(NDVI)表示植被吸收的光合有效辐射占总的光合有效辐射的比率，因此，式（2）中 PAR×f(NDVI)等

于被植被吸收的光合有效辐射（APAR）；在光能利用率模型中，除了光能外，光合作用的产物（NPP）还取决于植被将光能转化为有机质的光能转化效率（ε），因此 NPP 是植被吸收的光合有效辐射（APAR）和光能利用率（ε）的乘积；由于植被光能利用率（ε）受环境温度和湿度的影响，因此在 CASA 模型中，ε用最大可能的光能利用率（ε_{max}）、温度（T）和湿度（W）函数来表示，即 $\epsilon = \epsilon_{max} \times g(T) \times h(W)$ ，其中 ε_{max} 取决于植被类型，即针对某一植被类型而言它是常数。综上所述，基于遥感数据（NDVI）及相关的气象和辅助数据，采用 CASA 模型可以估算出生态系统的 NPP 的空间分布^[14]。

凋落速率 f_{BL}同生物量 B 呈线性关系^[34]，凋落速率系数与植被类型有关。

$$f_{BL} = k_{BL} \times B \tag{3}$$

由于陆地表层生物量中植物占有绝大多数，所以凋落物主要由植物的凋落物组成，它是形成土壤腐殖质及进行矿质化的物质基础，凋落物方程如式（4）所示：

$$\frac{dL}{dt} = f_{BL} - f_h - R_L \tag{4}$$

式中，L为凋落物碳量（g·m⁻²）；f_h，R_L 分别为凋落物碳的腐殖化速率和矿质化速率（g·m⁻²·a⁻¹），它们是温度（T）和土壤湿度（β）的函数，并且受凋落物组成等因素影响^[25, 35]，它们可以表示为：

$$f_h = \sigma_1 \times f_1(T) \times f_2(\beta) \times L \tag{5}$$

$$R_L = \sigma_2 \times f_1(T) \times f_2(\beta) \times L \tag{6}$$

式中，f₁（T）和 f₁（T）分别表示温度对凋落物的腐殖化和矿质化的影响，而 f₂（β）和 f₂（β）分别表示土壤湿度对凋落物的腐殖化和矿质化的影响。由于凋落物腐殖化和矿质化过程是在微生物作用下进行，而式（5）和式（6）反映的是同一地点（空间格点）的凋落物分解过程，它们都是在同一微生物种群的作用下完成，因此温度和湿度对凋落物的腐殖化和矿质化的影响相同（即 f₁（T）=f₁（T），f₂（β）=f₂（β））。式（5）和式（6）中的 σ₁ 和 σ₂ 分别为腐殖化速率系数和矿质化速率系数，它们的比值由植被类型来决定，如式（7）所示：

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1 + \sigma_2} = K_v \tag{7}$$

式中，K_v表示凋落物中矿质化所占的比例，在相同植被类型下为常数，K_v在热带雨林和季雨林中最小，为 0.65，在热带荒漠和半荒漠中最大，为 0.75，而对于中国大部分植被类型其值为 0.70^[36]。土壤

腐殖质的变化取决于凋落物的腐殖化速率和腐殖质的分解速率,如式 (8)所示:

$$\frac{dS}{dt} = f_{lh} - R_h$$

(8)

式中, R_h 为土壤腐殖质分解速率。当大气—植被—土壤处在平衡状态时,通过第一性生产力固定的有机碳 (NPP) 与通过土壤异养呼吸释放的有机碳 (R_h) 相等。由 (1) 式— (8) 式可得:

$$NPP \times (1 - K_v) = R_h$$

(9a)

$$NPP \times K_v = R_L$$

(9b)

$$NPP = R_H$$

(9c)

考虑到干旱和半干旱地区土壤水分的影响^[32]以及中国水分的空间差异性,本文参照 CENTURY 模型^[37],将水分的限制加入模型中,改善后的土壤异养呼吸模型为:

$$R_H = a_{ij} \times e^{(b \times T)} \times y$$

(10)

$$y = \frac{1}{1 + 30.0 \times e^{-8.5 \times x}}$$

(11)

$$x = \frac{PPT}{PET}$$

(12)

式中, a_{ij} 为土壤基础呼吸, PPT 为年降水量, PET 为年潜在蒸散量, y 为水分对土壤呼吸的限制^[37],它介于 [0 0.3, 1] 之间,当降水量等于潜在蒸散量时, $y \approx 1$,即水分对土壤呼吸没有限制;当降水量小于潜在蒸散量时, $y < 1$,土壤呼吸受温度和降水共同决定。

当生态系统碳循环处于平衡状态时,可以采用

式 (13) 来计算土壤基础呼吸 a_{ij} 。

$$a_{ij} = \frac{NPP}{e^{(b \times T)} \times y}$$

(13)

3.3 估算土壤有机碳储量的技术流程

考虑到 NDVI 与气候因素的年际波动性,本文选取了 1982—1999 年的 NDVI 与气候因子的多年平均值作为输入数据,具体的技术流程为 (图 2):

(1) 从 1982—1999 年 8 km 分辨率的全球范围的月平均 NDVI 数据集中提取中国的 NDVI 数据,并在 Arc/Info 软件支持下变换成 Albers 投影。

(2) 数字化《中国土壤质地图》,经过投影变换后再将该矢量图栅格化成 8 km × 8 km 的栅格图。将气象站点的经纬坐标转换成 Albers 投影下的坐标,并在 Arc/Info 中采用克里格法 (Kriging) 将新坐标中对应的月平均气象数据进行插值,从而获得 8 km × 8 km 的月平均气象要素图。

(3) 结合 NDVI 遥感数据和地面气象数据,采用 CASA 模型估算 1982—1999 多年平均 NPP 的分布,具体计算方法参见文献 [14, 38]。

(4) 基于生态系统碳平衡模型计算土壤基础呼吸 a_{ij} 的空间分布。

(5) 利用第二次全国土壤普查所获取的土壤碳储量数据^[12, 23],建立土壤有机碳与土壤基础呼吸的关系模型,并估算出 8 km 分辨率的土壤有机碳的空间分布。

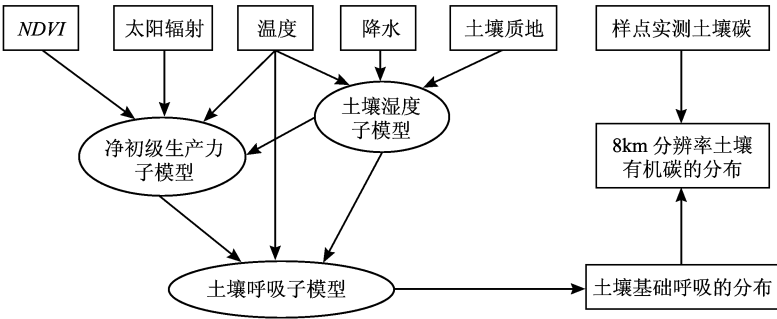


图 2 土壤有机碳估算的技术流程

Fig 2 Schematic flow of SOC estimation based on remote sensing data, process model and measured SOC

4 土壤有机碳储量的空间分布

由于反演的土壤基础呼吸排除了气候因素 (温度、降水) 的空间差异对土壤呼吸的影响,使得土壤属性成为土壤基础呼吸的主导因素,而土壤有机碳含量既是微生物进行异养呼吸所需的原料,又是土壤的重

要属性,因而土壤有机碳含量与土壤基础呼吸关系密切 (表 1, 图 3), 反演的土壤基础呼吸与土壤有机碳回归模型的测定系数 (R^2) 达到 0.78。由于实测的土壤有机碳含量基于土壤剖面样点^[23], 它的空间分辨率低, 而基于遥感和过程模型反演的土壤基础呼吸具有较高的空间分辨率, 因此, 两者的结合既能保障估算的土壤有机碳与实测的土壤有机碳一致 (图 4), 又能

表 1 典型地带性土壤的基础呼吸
Table 1 The basal respiration of typical soils in China

土壤类别	基础呼吸 (a_{ij})	温度 / $^{\circ}\text{C}$	降水 /mm
砖红壤	326.65	21.9	1495.1
赤红壤	317.51	20.1	1478.1
红壤	276.99	16.5	1380.1
黄壤	270.52	16.2	1316.0
黄棕壤	297.33	14.8	1036.0
棕壤	249.43	9.5	694.0
暗棕壤	436.99	3.0	630.3
褐土	229.37	8.9	536.9
黑垆土	127.08	7.9	461.9
黑土	441.40	1.7	569.4
黑钙土	253.40	3.3	363.4
栗钙土	148.90	3.6	289.7
棕钙土	75.24	5.3	162.2
灰漠土	71.27	6.4	141.8
灰棕漠土	68.51	6.7	87.3
灰钙土	92.20	7.2	263.4
棕漠土	58.52	8.1	57.4

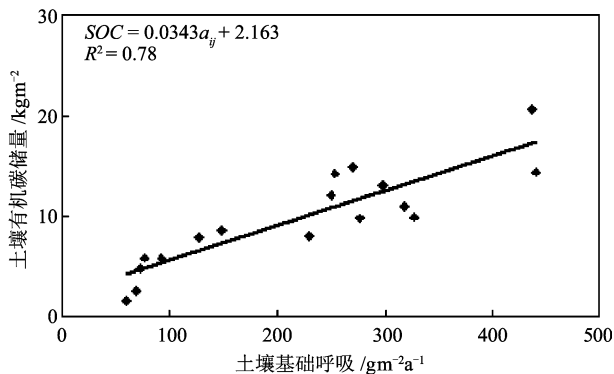


图 3 土壤有机碳与土壤基础呼吸的关系
Fig 3 Relationship of soil organic carbon content and soil basal respiration

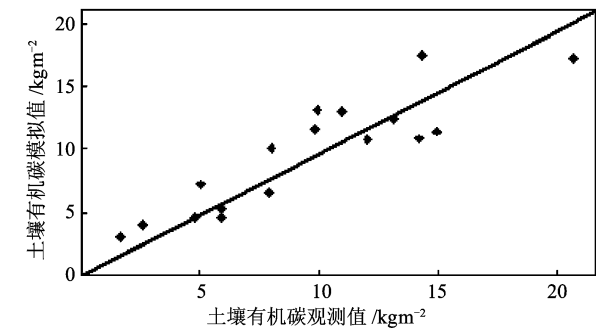


图 4 模拟的土壤有机碳与观测的土壤有机碳的比较
Fig 4 Comparison of modeled and measured soil organic carbon content

有效地提高土壤有机碳估算的空间分辨率。与以往的过程模型相比,这种结合有助于克服单纯的过程模型由于参数简化导致的土壤有机碳估算在空间上的不确定性。

8km分辨率的地带性土壤有机碳分布图(图5)表明:土壤有机碳储量的总体分布大致是东部高于西部,最高土壤有机碳储量主要出现在东北地区的北部和东部以及云南西部,最低的土壤有机碳分布在中国西北荒漠和半荒漠土壤,在华南大部分地区尽管具有较高的净初级生产力,但由于水热条件好,土壤呼吸强度大,使得这些地区的土壤有机碳储量并不高。华北具有较低的净初级生产力,且土壤有机碳分解速率较高,因此土壤有机碳含量相对较低。

土壤有机碳含量的多少取决于土壤有机碳的输入和输出量,即土壤有机碳的含量由植被净初级生产力和土壤有机碳的矿质化强度共同决定,而矿质化强度又主要受水热条件影响^[21]。中国东部地区的植被和土壤碳储量高于西部地区,这决定于这些地区有良好的温度和降水条件所产生的高的植被密度和初级生产力^[15]。东北北部和东部具有高土壤有机碳含量的主要原因是净初级生产力较高,每年有大量凋落物输入,同时温度较低,而且木质凋落物分解速率较低^[15]。云南西部有较大的净初级生产力,同时温度相对较低水分较充足^[39],有利于土壤有机碳的积累^[12]。中国南方热带和亚热带森林初级生产力高于东北地区的温带针叶林,但由于温暖气候促进了土壤有机碳的分解,因此该地区的土壤有机碳含量并不高,这与该地区相对较低的土壤基础呼吸是一致的^[2]。华北地区初级生产力低,而且土壤有机碳分解速率较高,使得土壤有机碳相对较低^[15]。西北地区有大片的草原和荒漠分布,植被分布稀疏,土壤有机碳含量低于东部地区。

基于土壤剖面直接估算土壤有机碳含量的方法以土壤类型(或土壤亚类)为基础,在GIS技术的支持下,根据样点的土壤类型来估算某类土壤的平均有机碳含量,因此该方法可以用于比较不同土壤类型(或亚类)的土壤碳储量,但无法估计同一类型土壤有机碳含量的空间差异,因此其分辨率比较低。如按土壤类型进行估算,其平均空间分辨率为 $21\ 04\times10^6\text{ km}^2$,如按土壤亚类进行估算,其平均空间分辨率为 $4\ 65\times10^6\text{ km}^2$ 。而以8km分辨率的AVHRR NDVI遥感数据作为数据源,并结合生态系统碳循环过程模型和实测的土壤有机碳含量,可以获取分辨率为8km(64 km^2)的土壤有机碳空间分布。图6给出了中国南北向剖

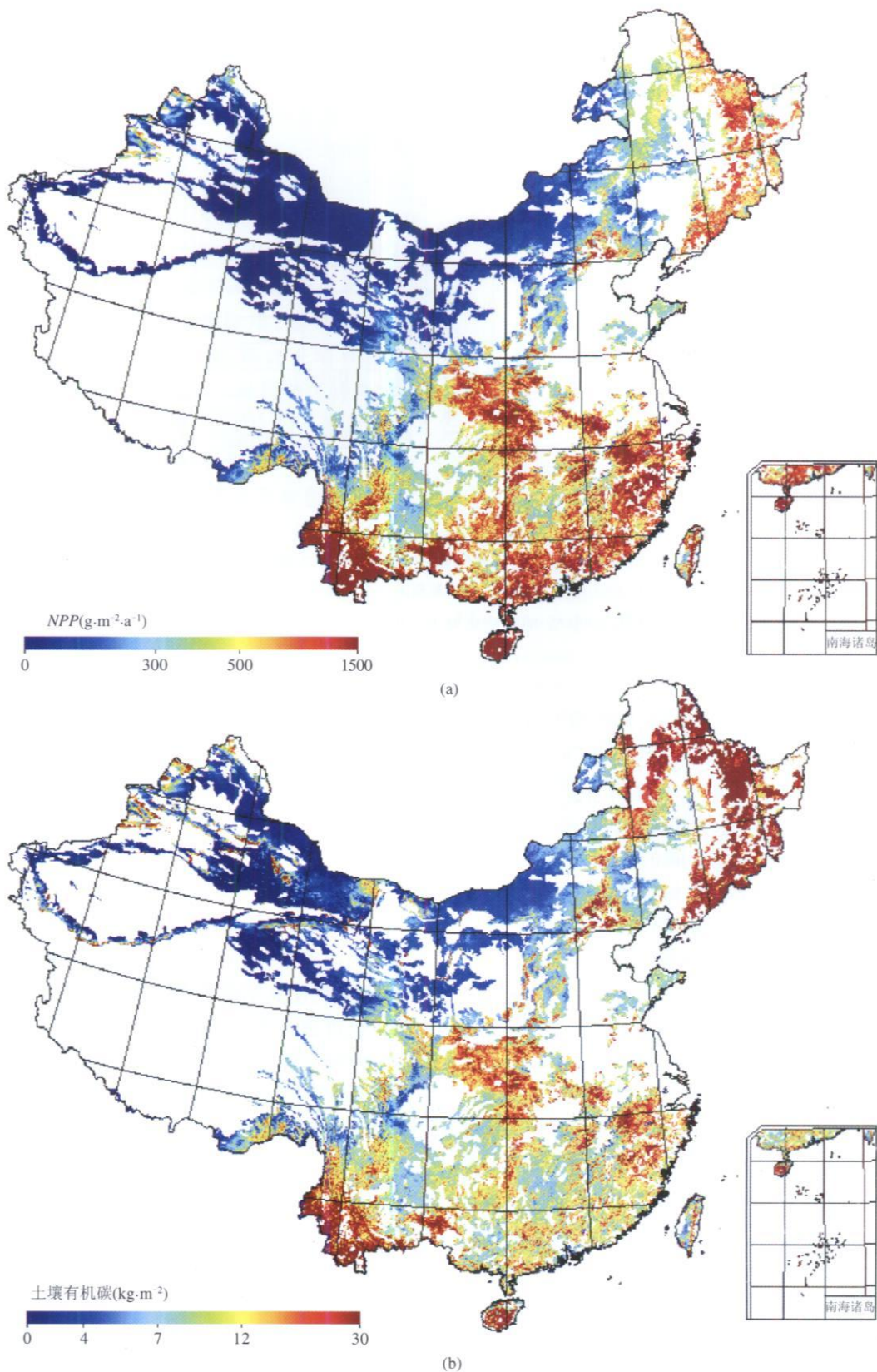


图 5 8km 分辨率的 *NPP* 及土壤有机碳分布图
(a) *NPP* 分布; (b) 土壤有机碳分布

Fig. 5 Distribution maps of *NPP* and *SOC* content with 8km spatial resolution

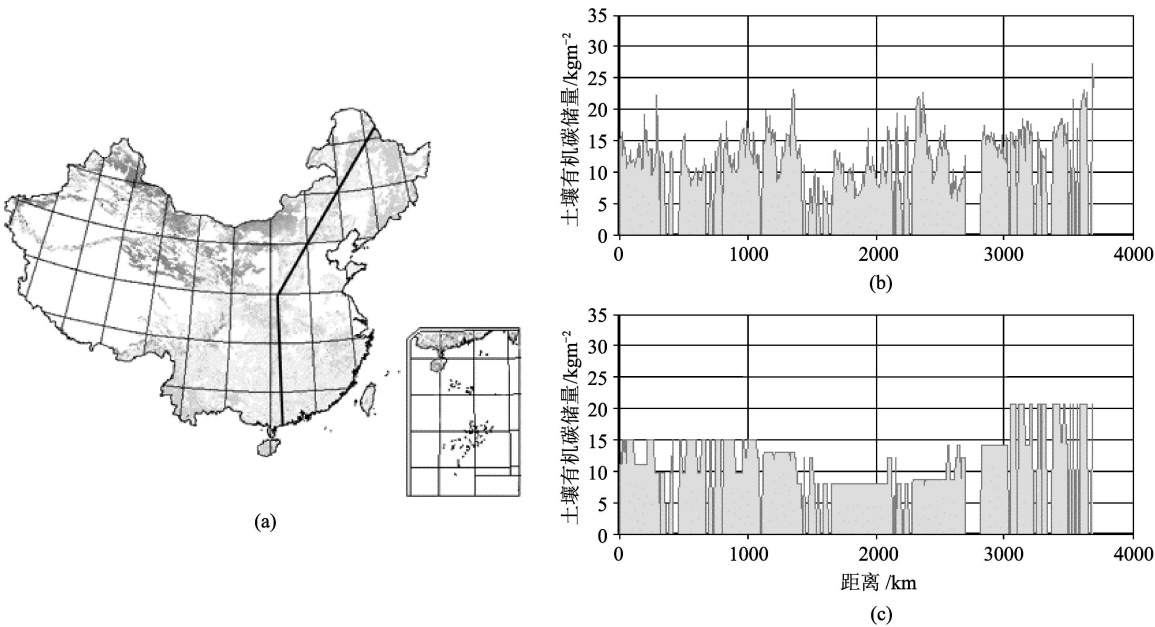


图 6 不同方法估算的土壤有机碳含量在南北向土壤剖面上的比较
(a) 随机选取的南北向剖面；(b) 遥感、过程模型、测量相结合的估算量；(c) 基于土壤类型与测量的估算量
Fig 6 Comparison of SOC content estimated by two different methods at a south to north transect

面上土壤有机碳含量的空间变化,其中图 6 (a)为随机选取的南北向土壤剖面的位置,图 6 (b)为遥感、过程模型、土壤有机碳测量三者相结合估算的土壤有机碳的空间变化;图 6 (c)为基于土壤类型和土壤有机碳测量估算的土壤有机碳的空间变化^[23]。从图中可以看出,图 6 (b)和图 6 (c)具有相似的土壤有机碳空间变化规律,但图 6 (b)的空间分辨率明显提高,它除了能辨别不同土壤类型下土壤有机碳含量的差异,还能反映同一土壤类型内部有机碳含量的差异。

由于 8km 分辨率的全球月 NDVI 数据集广泛用于监测全球植被动态和生态系统碳循环过程模型,因此,获取 8km 分辨率的土壤有机碳含量空间分布数据,有助于匹配植被与土壤碳的空间分辨率,以便更好地耦合大气—植被—土壤之间的碳循环过程。

5 结论与讨论

在全球变暖背景下,大气—植被—土壤之间的碳循环成为当前学术界的研究热点,由于具有高时空分辨率的遥感可以用于植被的动态监测和植被碳蓄积的估算,因而具有较高的分辨率,但当前土壤有机碳的估算采用的两种主要方法在估算土壤碳方面存在各自的优缺点。以土壤类型或植被类型为基础

的土壤有机碳直接估算方法的空间分辨率较低,且不足以反映同类土壤内部的土壤碳空间差异。而以碳循环过程模型为基础的间接估算方法由于参数的简化,从而影响了土壤有机碳估算的空间精度。在本文中,作者将遥感的高时空分辨率特征、反映生态系统碳循环动态变化的过程模型及实际测量的土壤有机碳数据三者相结合,既保证了土壤有机碳总量估算的准确性,同时显著地提高了土壤有机碳的空间分辨率,使其不但可以反映土壤类型之间的差异,同时也可以反映同一土壤类型下有机碳的空间差异。这种提高土壤有机碳估算空间分辨率的方法,由于具有较好的物理机理,因此其效果要明显好于纯粹基于数学算法的插值图。

尽管土壤呼吸与土壤有机碳含量的关系密切,但由于受温度、水分的影响,实际的土壤呼吸与土壤有机碳含量的关系并不好,而土壤基础呼吸由于剔除了温度和水分的影响,使得其与土壤有机碳的关系非常密切,研究结果表明模型的测定系数 R^2 可达 0.78。因此,本文采用了结合遥感数据的碳循环过程模型,并利用了 Van't Hoff 土壤呼吸模型,首先反演了 8km 分辨率的土壤基础呼吸的空间分布,并在此基础上结合实测的土壤有机碳数据估算 8km 分辨率的土壤有机碳的空间分布,这种综合的方法能有效地提高土壤有机碳估算的空间分辨率。

将遥感数据、碳循环过程模型、实测的土壤有机碳以及气象观测数据结合起来,对土壤有机碳的空间分布进行估算的主要的不确定性,来源于两个方面:其一是各种空间数据尺度的不一致,土壤有机碳测量样点的空间尺度很小,而遥感观测的空间尺度相对较大(8km),这种由于尺度的不同所造成的不确定性是当前研究的一个研究热点,但至今没有完全解决这一问题^[40]。另一个不确定性的来源是土壤基础呼吸除主要受土壤有机碳影响外,还受到某些非地带性因素的影响^[41](如土壤母质、地下水的影响)。为了减小这些因素的影响,提高土壤有机碳估算的精度,并降低空间尺度不一致所造成的影响,本文采取的策略主要是两个。其一是本文主要针对中国的地带性土壤进行,而对受偶然影响影响较大的非地带性土壤和人类耕作土壤并没有包含在内。由于地带性土壤在中国的分布最广,且其分布主要受地带性温度、降水等因素的影响,因此,土壤剖面样点更具有代表性,在一个 8km 分辨率的空间格点下的变异相对较小,从而在一定程度上降低了由于土壤剖面样点和遥感数据在空间分辨率不一致上所造成的影响。另一个策略在于不是直接根据气象资料或土壤呼吸资料估算土壤有机碳(作者前期的研究表明气象观测数据与土壤有机碳观测数据的相关性仅为 0.3 左右^[12]),而是结合气象资料、碳循环过程模型和遥感数据,反演出与土壤有机碳含量关系更密切、物理意义更明显的指标(即土壤基础呼吸),从而使土壤有机碳估算的精度得到显著提高。

致 谢 本文采用的土壤有机碳数据由中国科学院地理科学与资源研究所王绍强博士提供,在论文的写作中与王绍强博士、美国科罗拉多州立大学仪垂祥博士进行了诸多有益的讨论,两名匿名评审专家也对该文提出许多中肯的修改意见,在此一并表示感谢!

参 考 文 献 (References)

[1] Prentice I C. The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide [A]. Climate Change 2001: The Scientific Basis (IPCC) [C]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

[2] Zhou T, Shi P J, Sun R, et al. The Impacts of Climate Change on Net Ecosystem Production in China [J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59 (3): 357—365. [周涛,史培军,孙睿等. 气候变化对净生态系统生产力的影响 [J]. 地理学报, 2004, 59 (3): 357—365.]

[3] Post W M, Peng T H, Emanuel W R, et al. The Global Carbon

Cycle [J]. American Scientist, 1990, 78: 310—326.

[4] Lal R. Soil Organic Dynamics in Cropland and Rangeland [J]. Environmental Pollution, 2002, 116: 353—362.

[5] Pahner C J, Smith W D, Conkling B L. Development of a Protocol for Monitoring Status and Trends in Forest Soil Carbon at a National Level [J]. Environmental Pollution, 2002, 116: 209—219.

[6] Jin F, Yang H, Cai Z C, et al. Calculation of Density and Reserve of Organic Carbon in Soils [J]. Acta Pedologica Sinica, 2001, 38 (4): 522—528. [金峰,杨浩,蔡祖聪等. 土壤有机碳密度及储量的统计研究 [J]. 土壤学报, 2001, 38 (4): 522—528.]

[7] Li Z, Zhao Q G. Organic Carbon Content and Distribution in Soils under Different Land Uses in Tropical and Subtropical China [J]. Plant and Soil, 2001, 231: 175—185.

[8] Wu H B, Guo Z T, Peng C H. Land Use Induced Changes of Organic Carbon Storage in Soils of China [J]. Global Change Biology, 2003, 9: 305—315.

[9] Wang S Q, Tian H Q, Liu J Y, et al. Pattern and Change of Soil Organic Carbon Storage in China: 1960s—1980s [J]. Tellus, 2003, 55B: 416—427.

[10] Post W M, Izaurralde R C, Mann L K, et al. Monitoring and Verifying Changes of Organic Carbon in Soil [J]. Climatic Change, 2001, 51: 73—99.

[11] Kem J S. Spatial Patterns of Soil Organic Carbon in the Contiguous United States [J]. Soil Sci Soc Am. J. 1994, 58: 439—455.

[12] Zhou T, Shi P J, Wang S Q. Impacts of Climate Change and Human Activities on Soil Carbon Storage in China [J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58 (5): 727—734. [周涛,史培军,王绍强. 气候变化及人类活动对中国土壤有机碳储量的影响 [J]. 地理学报, 2003, 58 (5): 727—734.]

[13] Parton W J, Ojima D S, Schimel D S. Models to Evaluate Soil Organic Matter Storage and Dynamics [A]. Carter M R, Stewart B A. Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils [C], Adv. Soil Sci., CRC Press: Lewis Publishers, New York, 1995.

[14] Potter C S, Randerson J T, Field C B, et al. Terrestrial Ecosystem Production: A Process Model Based on Global Satellite and Surface Data [J]. Global Biogeochemical Cycles, 1993, 7 (4): 811—841.

[15] Li K R, Wang S Q, Cao M K. Carbon Storage in Vegetation and Soil of China [J]. Science in China (series D), 2003, 33 (1): 72—80. [李克让,王绍强,曹明奎. 中国植被和土壤碳储量 [J]. 中国科学 (D辑), 2003, 33 (1): 72—80.]

[16] Merry C J, Levine E R. Methods to Assess Soil Carbon Using Remote Sensing Techniques [A]. Lal R, Kimble J, Levine E, et al. Soils and Global Change [C], CRC Press: Boca Raton, FL, 1995: 265—274.

[17] Sun R, Zhu Q J. Distribution and Seasonal Change of Net Primary Productivity in China from April, 1992 to March, 1993 [J]. Acta Geographica Sinica, 2000, 55 (1): 36—45. [孙睿,朱启疆. 中国陆地植被第一性生产力及季节变化研究 [J].

地理学报, 2000, 55 (1): 36—45.]

- [18] Piao S L, Fang J Y, Guo Q H. Application of CASA Model to the Estimation of Chinese Terrestrial Net Primary Productivity [J]. *Acta Phytocologica Sinica*, 2001, 25 (5): 603—608. [卞世龙, 方精云, 郭庆华. 利用 CASA 模型估算我国植被净第一性生产力 [J]. *植物生态学报*, 2001, 25 (5): 603—608.]
- [19] Yu M, Gao Q, Xu H M, et al. Response of Vegetation Distribution and Primary Production of the Terrestrial Ecosystems of China to Climatic Change [J]. *Quaternary Sciences*, 2001, 21 (4): 281—293. [喻梅, 高琼, 许红梅等. 中国陆地生态系统植被结构和净第一性生产力对未来气候变化响应 [J]. *第四纪研究*, 2001, 21 (4): 281—293.]
- [20] Fang J, Piao S, Field C B, et al. Increasing Net Primary Production in China from 1982 to 1999 [J]. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2003, 1 (6): 293—297.
- [21] National Soil Survey Office. *Soils of China* [M]. China Agricultural Press, Beijing, 1998. [全国土壤普查办公室. *中国土壤* [M]. 北京: 中国农业出版社, 1998.]
- [22] National Soil Survey Office. *Chinese Soil Census Records (Volumes 1—6)* [M]. China Agriculture Press, Beijing, 1995. [全国土壤普查办公室. *中国土种志 (1—6 卷)* [M]. 北京: 中国农业出版社, 1995.]
- [23] Wang S Q, Zhou C H, Li K R, et al. Study on Spatial Distribution Character Analysis of Soil Organic Carbon Reservoir in China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2001, 11 (1): 3—13.
- [24] Zhao Q G, Gong Z T. *Soil Resources in China* [M]. Nanjing University Press, Nanjing, 1991. [赵其国, 龚子同. *中国土壤资源* [M]. 南京: 南京大学出版社, 1991.]
- [25] Zhou T, Yi C X, Shi P J, et al. A Feedback Mechanism Research on the Carbon Cycle and Temperature of Terrestrial Surface System [J]. *Geographical Research*, 2002, 21 (1): 45—53. [周涛, 仪垂祥, 史培军等. 陆地表层碳循环与温度反馈机制研究 [J]. *地理研究*, 2002, 21 (1): 45—53.]
- [26] Hogberg P, Nordgren A, Buchmann N, et al. Large scale Forest Girdling Shows That Current Photosynthesis Drives Soil Respiration [J]. *Nature*, 2001, 411: 789—792.
- [27] Prince S D, Goward S N. Global Primary Production: a Remote Sensing Approach [J]. *Journal of Biogeography*, 1995, 22: 815—835.
- [28] Ruimy A, Saugier B. Methodology for the Estimation of Terrestrial Net Primary Production from Remotely Sensed Data [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 5263—5283.
- [29] Field C B, Randerson J T, Mahstrom C M. Global Net Primary Production: Combining Ecology and Remote Sensing [J]. *Remote Sens Environ*, 1995, 51: 74—88.
- [30] Fang J Y, Liu S H, Zhao K. Factors Affecting Soil Respiration in Reference with Temperature's Role in the Global Scale [J]. *Chinese Geographical Science*, 1998, 8 (3): 246—255.
- [31] Reichstein M, Rey A, Freibauer A, et al. Modeling Temporal and Large scale Spatial Variability of Soil Respiration from Soil Water Availability, Temperature and Vegetation Productivity Indices [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17 (4): 1104, doi: 10.1029/2003GB002035.
- [32] Raich J W, Potter C, Bhagawati D. Interannual Variability in Global Soil Respiration, 1980—94 [J]. *Global Change Biology*, 2002, 8: 800—812.
- [33] Luo Y, Wan S, Hui D, et al. Acclimatization of Soil Respiration to Warming in a Tall Grass Prairie [J]. *Nature*, 2001, 413: 622—625.
- [34] King A W, Post W M, Wullschlegel S D. The Potential Response of Terrestrial Carbon Storage to Changes in Climate and Atmospheric CO₂ [J]. *Climate Change*, 1997, 35: 199—227.
- [35] Wang S Q, Zhou C H, Liu J Y, et al. Simulation Analyses of Terrestrial Carbon Cycle Balance Model in Northeast China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2001, 56 (4): 390—400. [王绍强, 周成虎, 刘纪远等. 东北地区陆地碳循环平衡模拟分析 [J]. *地理学报*, 2001, 56 (4): 390—400.]
- [36] Foley J A. An Equilibrium Model of the Terrestrial Carbon Budget [J]. *Tellus*, 1995, 47B: 310—319.
- [37] Parton W J, McKeown B, Kircher V, et al. *CENTURY User Manual* [M]. Colorado State University NREL Publication, Colorado, USA, 1992.
- [38] Potter C S, Klooster S A. Global Model Estimates of Carbon and Nitrogen Storage in Litter and Soil Pools: Response to Changes in Vegetation Quality and Biomass Allocation [J]. *Tellus*, 1997, 49B: 1—17.
- [39] Compilatory Committee of Climatic Atlas of P. R. China. *Climatic Atlas of China* [M]. Beijing Meteorologic Press, 2002. [中华人民共和国气候图集编辑委员会. *中华人民共和国气候图集* [M]. 北京: 气象出版社, 2002.]
- [40] Turner D P, Ritts W D, Cohen W B, et al. Site level Evaluation of Satellite based Global Terrestrial Gross Primary Production and Net Primary Production Monitoring [J]. *Global Change Biology*, 2005, 11: 666—684.
- [41] Trumbore S. Carbon Respired by Terrestrial Ecosystems—Recent Progress and Challenges [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12: 141—153.