



分类号         P9        

学 号         2011203025        

# 南京农业大学

## 博士学位论文

基于过程模型的土壤异养呼吸对气候情景响应的研究

郝 珺 存

指导教师	潘剑君 教授
	Zhuang Qianlai 教授
专业名称	土 壤 学
研究方向	土壤资源与信息技术
答辩日期	2015 年 5 月 31 日



**STUDY ON MODELING THE RESPONSE OF SOIL  
HETEROTROPHIC RESPIRATION TO CLIMATE  
SCENARIO USING PROCESS-BASED MODEL**

**By**

**Guangcun Hao**

**A Dissertation**

**Submitted to**

**Nanjing Agricultural University**

**In Partial Fulfillment of the Requirement**

**For**

**The Degree of Doctor of Philosophy**

**In**

**The Department of Soil Science**

**Supervised by**

**Prof. Dr. JianJun Pan**

**And**

**Prof. Dr. Qianlai Zhuang**



# 原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者（需亲笔）签名：

年 月 日

# 学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，同意学校保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅。本人授权南京农业大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存和汇编学位论文。

保密，在\_\_\_\_\_年解密后适用本授权书。本学位论文属于不保密。

（请在以上方框内打“√”）

学位论文作者（需亲笔）签名：

年 月 日

导师（需亲笔）签名：

年 月 日



**本研究由**

**NSF projects**

**(DEB-#0919331)**

**NASA Land Use and Land Cover Change program**

**(NASA-NNX09AI26G)**

**Department of Energy**

**(DE-FG02-08ER64599)**

**the NF Division of Information & Intelligent Systems**

**(NSF-1028291)**

**提供资助**

**特此致谢！**





---

# 目 录

目 录 .....	I
图 目 录 .....	v
表 目 录 .....	vii
缩略语说明 .....	IX
摘 要 .....	XI
ABSTRACT .....	XIII
第一章 绪 论 .....	1
1.1 选题的背景与意义 .....	1
1.2 土壤温度研究方法 .....	3
1.2.1 研究现状 .....	3
1.2.2 估算方法 .....	8
1.2.3 模型模拟方法 .....	9
1.3 土壤呼吸研究方法 .....	12
1.3.1 研究现状 .....	12
1.3.2 实验室研究方法 .....	14
1.3.3 模型研究方法 .....	15
1.4 土壤呼吸影响因子 .....	19
1.4.1 土壤温度 .....	19
1.4.2 土壤水分 .....	20
1.4.3 土壤性质 .....	20
1.4.4 土壤微生物 .....	21
1.4.5 植被类型 .....	21
1.4.6 干扰因子 .....	22
1.5 存在问题 .....	22
1.6 研究思路 .....	23
1.7 研究内容 .....	23
1.8 技术路线 .....	24
第二章 模型简介与数据准备 .....	25

2.1	TEM 模型简介 .....	25
2.2	STM 模型简介 .....	26
2.3	模拟土壤温度时空分布特征所需驱动数据 .....	27
2.3.1	LAI 数据 .....	27
2.3.2	地表覆被数据 .....	28
2.3.3	气象数据 .....	29
2.3.4	二氧化碳浓度数据 .....	30
2.3.5	土壤质地数据 .....	30
2.3.6	高程数据 .....	30
2.4	模拟土壤异养呼吸对气候情景的响应所需驱动数据 .....	30
2.4.1	气象数据 .....	31
2.4.2	地覆数据 .....	31
2.4.3	其它数据 .....	32
2.5	模型校正与对比数据 .....	32
2.5.1	涡度通量观测数据 .....	32
2.5.2	对比数据 .....	32
<b>第三章</b>	<b>STM 模型的校正 .....</b>	<b>35</b>
3.1	AMERIFLUX 站点观测数据 .....	35
3.2	STM 模型校正方法 .....	35
3.3	STM 模型模拟土壤温度的能力 .....	39
3.4	不确定性分析 .....	42
3.5	本章小结 .....	42
<b>第四章</b>	<b>土壤温度时空分布特征 .....</b>	<b>43</b>
4.1	土壤温度时间变化趋势 .....	43
4.2	不同植被类型土壤温度比较 .....	44
4.3	土壤温度空间变化模式 .....	45
4.4	土壤温度时空变化分布模式 .....	46
4.5	模拟结果及其与其它研究结果的比较 .....	47
4.6	降雨对土壤温度动态变化的影响 .....	47
4.7	不确定性分析 .....	50
4.8	本章小结 .....	50
<b>第五章</b>	<b>TEM 模型的修改与校正 .....</b>	<b>53</b>

5.1	TEM 模型异养呼吸计算方法 .....	53
5.2	MIC-TEM 模型土壤异养呼吸计算方法 .....	53
5.3	AMERIFLUX 站点观测数据 .....	56
5.4	MIC-TEM 模型校正方法 .....	57
5.5	MIC-TEM 模型敏感性分析 .....	57
5.5	MIC-TEM 预测碳通量的能力 .....	59
5.6	MIC-TEM 模型模拟的 2000 年至 2005 年碳通量结果及其与其它研究结果的比较 .....	61
5.7	不确定性分析 .....	62
5.8	本章小结 .....	63
<b>第六章</b>	<b>土壤异养呼吸对气候情景的响应 .....</b>	<b>65</b>
6.1	TEM 模型模拟 2006 年到 2100 年森林生态系统土壤异养呼吸对气候情景的响应 .....	65
6.2	MIC-TEM 模型模拟 2006 年到 2100 年森林生态系统土壤异养呼吸对气候情景的响应 .....	65
6.3	TEM 模型和 MIC-TEM 模型模拟的土壤异养呼吸季节性变化的比较 .....	67
6.4	土壤温度与土壤微生物生理学性质对土壤异养呼吸季节性变化的综合影响 .....	68
6.5	讨论 .....	70
6.5.1	MIC-TEM 模型中土壤温度对 $R_h$ 的影响 .....	70
6.5.2	不确定性分析 .....	71
6.6	本章小结 .....	72
<b>第七章</b>	<b>全文结论与展望 .....</b>	<b>73</b>
7.1	主要结论 .....	73
7.2	创新之处 .....	73
7.3	不足之处 .....	74
7.4	展望 .....	74
<b>参考文献</b>	<b>.....</b>	<b>77</b>
<b>附 录</b>	<b>.....</b>	<b>95</b>
附录 1	.....	95
附录 2	.....	104
附录 3	.....	109
<b>致 谢</b>	<b>.....</b>	<b>111</b>
<b>作者简介</b>	<b>.....</b>	<b>113</b>



## 图 目 录

图 1.1	土壤有机碳全球分布图.....	2
图 1.2	中国气温与土温关系图.....	9
图 1.3	技术路线示意图.....	24
图 2.1	TEM 模型结构图 .....	25
图 2.2	STM 模型结构图 .....	27
图 2.3	美国大陆植被覆盖图.....	29
图 2.4	0.5°×0.5°美国大陆森林植被分布图 .....	32
图 3.1	Matlab 部分程序代码 .....	36
图 4.1	1948 年到 2008 年 10cm, 20cm 和 50cm 年平均土壤温度比较 .....	44
图 4.2	1948 年到 2008 年年平均土壤温度空间分布特征 .....	46
图 4.3	年平均土壤温度和空气温度季节性时间变化空间分布模式 .....	47
图 4.4	1948 年到 2008 年, 冬、夏年平均降雨量.....	48
图 4.5	夏天 10cm, 20cm, 50cm 土层土壤温度和空气温度年平均值 .....	49
图 4.6	冬天 10cm, 20cm, 50cm 土层土壤温度和空气温度年平均值 .....	49
图 5.1	土壤微生物异养呼吸模型框架.....	54
图 5.2	异养呼吸作用的一级敏感性系数的均值和标准差 .....	58
图 5.3	$R_H$ 对空气温度输入变量变化的敏感性.....	59
图 6.1	RCP 2.6 气候情景, 年均 GPP, NPP, NEP, $R_A$ , $R_H$ , SOC, VEGC 时间变化.....	66
图 6.2	RCP 8.5 气候情景, 年均 GPP, NPP, NEP, $R_A$ , $R_H$ , SOC, VEGC 时间变化.....	67
图 6.3	TEM 模型模拟的平均土壤有机碳库, 异养呼吸季节变化.....	69
图 6.4	MIC-TEM 模型模拟的平均土壤温度, 异养呼吸, 土壤微生物量, 酶生物量季节变化 .....	70



## 表 目 录

表 1.1	中国寒性土壤温度状况的分布地区.....	5
表 1.2	中国冷性土壤温度状况的分布地区.....	5
表 1.3	中国温性土壤温度状况的分度地区.....	6
表 1.4	中国热性土壤温度状况的分布地区.....	6
表 1.5	中国高热土壤温度状况的分布地区.....	7
表 1.6	土壤呼吸测量方法比较.....	15
表 1.7	森林生态系统土壤呼吸与温度的关系式.....	20
表 2.1	植被类型对比图.....	28
表 2.2	RCP 情景定义.....	31
表 3.1	主要植被类型参数.....	37
表 3.2	校正站点模拟与观测结果比较.....	40
表 3.3	验证站点模拟与观测结果比较.....	41
表 4.1	不同植被类型年均土壤温度.....	45
表 5.1	模型主要参数及参数范围.....	56
表 5.2	MIC-TEM 模型关键参数.....	57
表 5.3	AmeriFlux 站点模拟与观测结果比较.....	60
表 5.4	2000-2005 年 GPP, NPP 和 NEP MIC-TEM 模型模拟结果.....	61
表 5.5	不同评估结果比较.....	62





## 缩略语说明

英文缩写	英文全称	中文
AmeriFlux	American Flux Network Sites	美国通量塔网络站点
Ea	Activate Energy	活化能
ENZ	Enzyme Carbon Pool	酶生物量库
GPP	Gross Primary Productivity	总初级生产力
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	政府间气候变化专门委员会
LAI	Leaf Area Index	叶面积指数
MIC	Microbial Carbon Pool	微生物量库
MIC-TEM	Microbial-Terrestrial Ecosystem Model	修改后的陆地生态系统模型
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer	中分辨率成像光谱仪
NPP	Net Primary Productivity	净初级生产力
NEP	Net Ecosystem Productivity	净生态系统生产力
NEE	Net Ecosystem Exchange	净生态系统交换量
R <sub>A</sub>	Autotrophic Respiration	自养呼吸
R <sub>H</sub>	Heterotrophic Respiration	异养呼吸
RCP	Representative Concentration Pathways	代表浓度途径
SCE-UA	Shuffled Complex Evolution Method	模型校正方法
SOBOL	Sobol	模型敏感性分析方法
SOC	Soil Organic Carbon Pool	土壤有机碳库
SOLC	Soluble Carbon Pool	可溶性碳库
STM	Soil Thermal Model	土壤温度模型
TEM	Terrestrial Ecosystem Model	陆地生态系统模型
T <sub>s</sub>	Soil Temperature	土壤温度
T <sub>a</sub>	Air Temperature	空气温度
VEGC	Vegetation Carbon Pool	植被碳库



## 基于过程模型的土壤呼吸对气候情景响应的研究

### 摘要

土壤异养呼吸 ( $R_H$ ) 是全球碳循环的关键环节之一。地球系统模型 (ESMs) 是预测这种关键环节对全球变化响应不可或缺的工具, 而土壤温度和土壤微生物生理作用是影响 ESMs 模型模拟土壤异养呼吸的两个重要因子, 尽管已经利用 ESMs 开展了大量土壤温度对土壤异养呼吸影响方面的研究, 然而, 多数研究没有考虑土壤微生物生理作用对土壤异养呼吸的影响, 更没有考虑这种影响对气候情景的响应。

鉴于目前研究的不足, 本文利用美国涡度通量观测数据校正土壤温度模型 (STM), 用校正后的 STM 模型模拟了 1948 年至 2008 年, 10cm、20cm 和 50cm 三个土壤层次的土壤温度时空变化特征。然后, 修改了陆地生态系统模型 (TEM) 中以  $Q_{10}$  为基础的土壤呼吸模块, 该模块融合了阿伦尼乌斯方程、米氏动力学方程以及土壤微生物生理作用过程。最后, 结合校正后的 STM 模型所提供的土壤温度数据, 应用 TEM 模型和修改后的 TEM 模型 (MIC-TEM) 分别模拟了美国大陆森林生态系统对气候情景 (RCP 2.6 与 8.5) 的响应。主要结果如下:

(1) 校正后的 STM 模型可以很好的拟合美国大陆自然生态系统土壤温度变化趋势, 可以利用校正后的 STM 模型模拟美国大陆自然生态系统土壤温度时空变化特征。模拟结果表明: 从 1948 年到 2008 年, 10cm 土层土壤温度升高  $0.2^{\circ}\text{C}$ , 20cm 土层土壤温度升高  $0.3^{\circ}\text{C}$ , 50cm 土层土壤温度升高  $1.2^{\circ}\text{C}$ 。最低年均土壤温度区域分布在美国大陆西南部科罗拉多州以及怀俄明、爱荷华和蒙大拿州三州的交界处; 最高年均土壤温度区域分布在美国大陆南部沿海地区的德克萨斯州、佛罗里达州以及加利福尼亚州。在 61 年的模拟时间内, 美国西南部地区德克萨斯州、俄克拉荷马州以及阿肯色州夏天土壤年均温度呈现出变冷趋势; 美国西部地区加利福尼亚州夏天年均土壤温度呈现变暖趋势; 美国中南地区密西西比州、阿拉巴马州和乔治亚州冬天年均土壤温度呈现变冷趋势; 西北地区蒙大拿州、北达科他州和南达科他州冬天年均土壤温度呈现变暖趋势。

在自然生态系统中, 最高年均土壤温度是灌丛生态系统; 最低年均土壤温度是落叶林生态系统。在灌丛和草地生态系统中, 50cm 土层年均土壤温度高于 10cm 和 20cm 土层年均土壤温度; 在稀树草原生态系统中, 10cm 土层年均土壤温度比 20cm 和 50cm 土层年均土壤温度高  $1.5^{\circ}\text{C}$ ; 在落叶林生态系统中, 10cm、20cm 和 50cm 土层年均土

壤温度变化趋势平缓。在森林生态系统中，常绿林生态系统年均土壤温度均值高于落叶林生态系统年均土壤温度。

(2) MIC-TEM 模型中，可溶性基质的大小控制着  $R_H$  的变化。校正后的 MIC-TEM 模型有能力模拟美国大陆森林生态系统碳通量的动态变化。与同一时期、同一地区的其它研究结果对比表明：MIC-TEM 模型模拟的美国大陆森林生态系统碳通量变化范围合理，精度可靠。

RCP 2.6 气候情景，TEM 模型模拟的总初级生产力 (GPP) 和净初级生产力 (NPP) 在 91 年的模拟时间内起初缓慢增长，在 2090s 后急速降低；净生态系统生产力 (NEP) 起初有着相似的趋势，但在 2090s 后 NEP 缓慢降低。MIC-TEM 模型模拟的 GPP, NPP 不断增长，而 NEP 表现出波动的趋势。RCP 8.5 气候情景中：MIC-TEM 模型和 TEM 模型模拟的 GPP, NPP 和 NEP 表现出增长的趋势。

两种气候情景，MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  对气候变化的响应不同于 TEM 模型模拟的  $R_H$ 。MIC-TEM 模型中，模拟的  $R_H$  在 91 年的模拟时间内没有发生较大变化，而 TEM 模型模拟的  $R_H$  有增长的趋势。MIC-TEM 模型中， $R_H$  季节性变化是由可溶性碳库控制，而不是土壤温度。MIC-TEM 模型可以捕捉和模拟  $R_H$  与土壤微生物量的季节性变化。由此表明，MIC-TEM 模型模拟碳通量变化能力优于 TEM 模型的模拟能力。

MIC-TEM 和 TEM 模型模拟的碳通量和碳库数量上存在不同。比如，RCP 8.5 气候情景，MIC-TEM 模型模拟的 GPP, NPP 和 NEP 分别比 TEM 模型模拟的结果高 0.98, 0.42 和 0.34 PgC yr<sup>-1</sup>。MIC-TEM 模型模拟  $R_H$  比 TEM 模型模拟结果高 0.07 PgC yr<sup>-1</sup>，而 RCP 2.6 气候情景，MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  比 TEM 模型模拟的结果低 0.05 PgC yr<sup>-1</sup>。在 MIC-TEM 模型中，由于微生物量库大小相似，两种气候情景模拟的  $R_H$  大小相同。

本文的研究结果说明陆地生态系统模型应该考虑土壤微生物量季节性变化对生态系统碳通量在国家尺度上的影响，并且在未来的研究中，应该更多开展土壤呼吸，土壤微生物量以及酶生物量等数据的测量，为模型的校正与验证提供可靠的数据来源与科学的理论基础。

**关键词：** 美国；碳通量；土壤异养呼吸；土壤温度；土壤微生物生理作用；陆地生态系统模型

# STUDY ON MODELING THE RESPONSE OF SOIL HETEROTROPHIC RESPIRATION TO CLIMATE SCENARIO USING PROCESS-BASED MODEL

## ABSTRACT

Soil heterotrophic respiration ( $R_H$ ) is a key link of global change, Earth System Model (ESMs) is a tool to predict the response of  $R_H$  to climate change. Soil temperature and soil microbial physiology are two key factors in ESMs model, most study focus the effect of soil temperature on  $R_H$ , However, little study consider soil microbial physiology influence on  $R_H$  and the response of this effect to climate scenario.

Firstly, the STM model was calibrated with level\_4 data at AmeriFulx sites, which provided soil temperature to TEM model as a driving data. Natural ecosystems were divided into six vegetational types. This study examines the spatiotemporal trends of soil temperature at depths of 10cm, 20cm, and 50cm in the conterminous U.S. during 1948-2008. After that, this study revised the classic  $Q_{10}$ -based heterotrophic respiration ( $R_H$ ) algorithms of TEM model by incorporating the algorithms of Dual Arrhenius and Michaelis-Menten kinetics and microbial-enz. And then applied the revised model to the forest ecosystems of the conterminous United States for the 21st century under the future climate scenarios of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Special Report on Representative Concentration Pathways (RCP) 2.6 and 8.5.

(1) The warming trend was  $0.2^{\circ}\text{C}$  at 10cm depth;  $0.3^{\circ}\text{C}$  at 20cm depth;  $1.2^{\circ}\text{C}$  at 50cm depth. There was the highest warming trend at 50cm depth. And soil temperature at 20cm depth was lowest. Actually, the lowest soil temperatures were in Colorado and the area where Wyoming, Idaho, and Montana meet. The coastal areas, such as Texas, Florida, and California, experienced the highest soil temperature. In addition, such as Texas, Florida, and California, experienced the highest soil temperature. The coastal areas, such as Texas, Florida, and California, experienced the highest soil temperature. In addition, areas that experienced weak cooling in summer soil temperature include Texas, Oklahoma, and Arkansas. Warming was recorded in Arizona, Nevada, and Oregon. In winter, Mississippi,

Alabama, and Georgia showed a cooling trend, and Montana, North Dakota, and South Dakota have been warming over the 61-year period. This study is among the first to analyze the spatiotemporal distribution characteristics of soil temperature in the conterminous U.S by using multiple site observational data. Meanwhile, it also improved the accuracy of STM and herein provided the basic scientific data to TEM assessment.

In natural ecosystem, Shrubland had the highest soil temperature and Deciduous had the lowest soil temperature. In shrubland and grassland ecosystem, soil temperature at 50cm depth was higher than that at 10cm and 20cm depth. In savanna ecosystem, soil temperature at 10cm depth was higher 1.5°C than that at 20cm and 50cm depth. In deciduous ecosystem, soil temperature at 10cm, 20cm and 50cm varied smoothly. In Forest ecosystem, the annual mean soil temperature at three soil depths in evergreen forest was higher than that in deciduous forest.

(2) MIC-TEM is able to capture carbon fluxes dynamics. MIC-TEM is comparable to other studies during the same period and area.

Under RCP 2.6 scenario, GPP and NPP increased slowly firstly, and decreased sharply after 2090s. NEP had the same trend; however, NEP decreased slowly after 2090s. Under RCP 8.5 scenario, GPP, NPP and NEP showed the increasing trend. There was a significance correlation between  $R_H$  and air temperature. In sum, the carbon dynamics simulated by TEM under RCP 8.5 scenario was higher than that under RCP 2.6. Meanwhile, the carbon pools were assessed, soil carbon pools and vegetation carbon pools increased steady under both scenarios.

Under both TEM and MIC-TEM, the magnitude was different with carbon dynamics and carbon pools. For example, the simulated GPP, NPP and NEP by MIC-TEM was 0.98, 0.42 and 0.34PgC yr<sup>-1</sup> higher than that by TEM. The simulated  $R_H$  from MIC-TEM is 0.07PgC yr<sup>-1</sup> higher than that from TEM. Under RCP 2.6 scenario, The  $R_H$  with MIC-TEM was 0.05PgC yr<sup>-1</sup> lower than that from TEM. Due to similar microbial biomass pools,  $R_H$  under both scenarios was the same. In summer, soil temperature would cause higher  $R_H$ , and meanwhile soil microbial biomass was also decreased by higher soil temperature.

Under both RCP 2.6 and 8.5, there were significant differences between the estimates of carbon fluxes from the previous and revised models. The largest differences occurred under the RCP 2.6 scenario, in which the model that considers soil microbial activities

predicted that the region would act as a carbon sink, and the cumulative carbon sink in the 21st century would be 17.1PgC higher than the estimates from the model that does not explicitly consider soil microbial activities. This study further indicated that the revised TEM could capture and simulate the seasonal trends of  $R_H$  and soil microbial biomass scientifically and suggested that terrestrial ecosystem models should explicitly consider the effects of seasonal soil microbial biomass on ecosystem carbon fluxes at regional scales.

**KEY WORDS:** Carbon flux; Global change; Soil microbial physiology; Soil thermal model; Terrestrial ecosystem model.





# 第一章 绪论

## 1.1 选题的背景与意义

联合国政府间气候变化专门委员会第四次评估报告预测：截止 21 世纪末，大气中二氧化碳、甲烷浓度的增加将会导致全球变暖（IPCC, 2007）。因此，二氧化碳作为最重要的温室气体之一，影响和控制着全球陆地生态系统碳循环（Heimann and Reichstein, 2008）。更重要的是，生态环境的变化将会显著干扰植物的生长和动物的生存并且可能破坏地球陆地生态系统的结构（Foley *et al.*, 2003）。近十年来，越来越多的研究关注碳循环与气候变化之间的反馈（童成立等, 2002；潘根兴等, 2003；邱建军等, 2004；Rumpel *et al.*, 2012）。然而，我们仍需要建立科学的土壤对环境变化的响应机制。与此同时，全球变暖引起海平面上升，洪涝，干旱，病虫自然灾害等问题，也同样影响着全球社会经济的可持续发展。因此，需要我们大力开展陆地碳循环研究，采取相对应措施，改善地球生存环境，维持全球社会经济可持续发展。各国通过的《京都协定书》不仅规定了工业化国家温室气体减排指标，还引入了联合履约（JI）、排放贸易（ET）和清洁发展机制（CDM）（统称为京都机制），允许各国造林、再造林、森林和农田管理等人为活动所引起的碳增汇，用于抵消本国承诺的温室气体减排指标（Freibauer *et al.*, 2004）。陆地生态系统的碳汇/源作用与评价是多年来《联合国气候变化框架公约》和《京都协议书》谈判争论的焦点问题。近年来，中国、美国、加拿大、日本和欧盟等国家和国际组织都启动了较大规模的国家尺度碳循环研究计划。其中陆地生态系统碳循环研究是全球变化科学中的一个重要组成部分，陆地碳循环研究是预测未来大气二氧化碳和其它温室气体含量，认识大气圈与生物圈相互作用等科学问题的关键，也是认识地球生态系统水循环、养分循环和生物多样性变化的基础。因此，探索陆地生态系统土壤呼吸作用对大气中二氧化碳浓度变化的改变与控制就显的尤为重要。也是当今兴起的综合性、跨学科规模较大的国际合作研究热点问题。

据估算，土壤有机碳库是最大的陆地碳库,其含量是大气碳储量的二倍，植被碳库的三倍（Jobb ágy & Jackson, 2000, Batjes, 2002）。全球 1m 深土层土壤碳含量大约是 1500PgC；2m 深土层土壤碳含量大约是 2500PgC。全球有机碳分布图表明温带地区土壤有机碳库储量巨大（图 1.1）。所以，土壤碳库较小幅度的变化都可能引起大气中二氧化碳浓度的显著改变，从而影响全球气候变化进程。研究者认为陆地生物圈是一个二氧化碳碳库并且在一定程度上抵消了逐年增长的人类排放的二氧化碳，然而，通过

计算表明这部分被抵消的二氧化碳就存储在土壤碳库中 (Schimel, 1995)。土壤中有有机碳库与无机碳库都是陆地生态系统重要的碳库, 对温室效应与全球气候变化有着重要的控制作用, 但由于土壤无机碳库的更新周期为一千年以上, 因此有机碳库在全球碳循环研究中显得尤为重要。

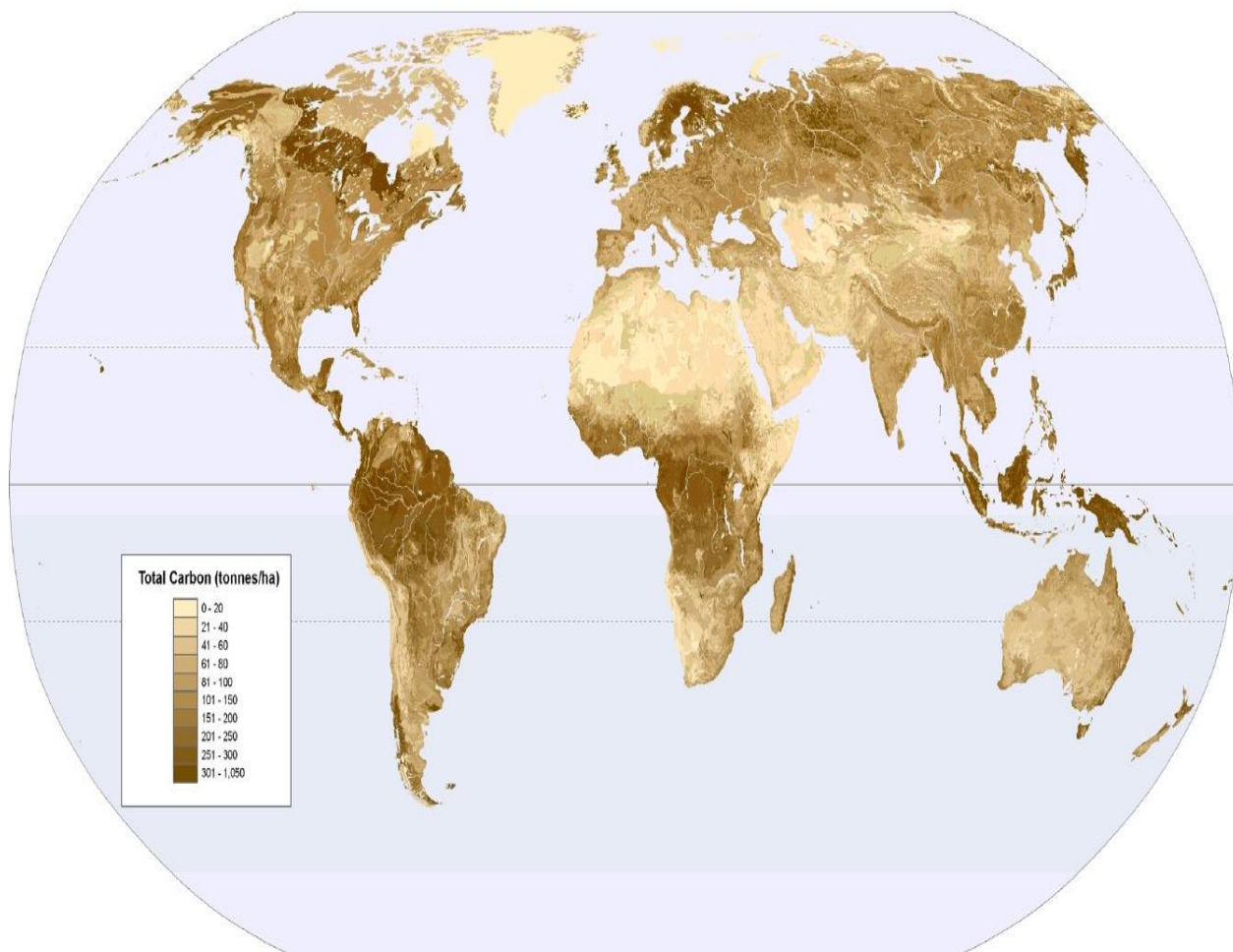


图 1.1 土壤有机碳全球分布图

([http://eussoils.jrc.ec.europa.eu/ESDB\\_Archive/octop/Global.html](http://eussoils.jrc.ec.europa.eu/ESDB_Archive/octop/Global.html))

Fig. 1.1 Global soil organic carbon map

据估计, 森林覆盖面积约占陆地面积 1/3, 约有  $4.1 \times 10^9 \text{hm}^2$ 。森林植被和森林土壤约储藏有  $1146 \times 10^{15} \text{g}$  的碳, 占全球每年固碳总量的 68%, 并且具有丰富的生物多样性和很高的生产力, 是陆地最大的储碳生态系统 (贺宏奎等, 2009; 刘世荣等, 2011), 其平均碳密度远高于农田和草地等其它生态系统 (徐德应和张小全, 1998)。据调查发现, 低纬度地区 (纬度  $0^\circ \sim 25^\circ$ ) 的森林 (42%) 碳密度高于中纬度 ( $26^\circ \sim 50^\circ$ ) 森林 (25%), 这些森林极易受到土地利用改变的影响 (Dixon *et al.*, 1994)。森林生态系

统具有吸收并储存大气二氧化碳的能力，但是在遭到破坏或者环境改变时又可能释放出等量于甚至超过化石燃料所释放的二氧化碳 (Detwiler and Hall, 1988)。据估计，1980 年间全球森林生态系统因为土地利用改变而向大气释放  $0.4\sim 2.5\text{PgC}$ ，而这其中大部分源于低纬度地区森林植被的改变 (Dixon *et al.*, 1994)。因此，森林在调节陆地生态系统和大气碳库之间的碳交换过程中起到巨大的“生物泵”作用 (韩天丰, 2011)。生态系统总初级生产力大于  $100\text{PgC yr}^{-1}$ ，其二氧化碳通过土壤呼吸过程的释放量为  $68\sim 80\text{PgC yr}^{-1}$  (Raich and Schlesinger, 1992)，均远高于化石燃料燃烧而产生的碳排放量  $5.2\text{PgC yr}^{-1}$  (Detwiler and Hall, 1988; Dixon *et al.*, 1994)。因此，合理并充分利用森林生态系统的固碳功能，不仅可以减少工业发展和燃料燃烧时碳排放的压力，也有利于生态系统整体环境的改善，更是制定生态系统管理政策和生态环境规划的重要理论依据 (齐志勇等, 2003; 刘世荣等, 2011)。

## 1.2 土壤温度研究方法

### 1.2.1 研究现状

土壤温度是重要的土壤物理性质，不但影响土壤中碳氮等物质的化学和生物学过程，并且决定土壤资源质量高低，从而影响植物的生长，种子的萌发、农作物的产量 (冯学民等, 2004)。受太阳辐射、大气循环、降水等因素的作用，土壤与大气进行着能量的交换形成了土壤温度的周期性的日变化和季节变化。这种变化尤其是表层土壤温度的变化显著影响着土壤生物的生命活动。研究表层土壤温度的季节性变化和区域分异特征有助于揭示土壤温度对农业生产和生态环境的影响 (史学正等, 1993)。土壤温度是表征土壤性质的重要参数，影响着土壤形成过程中的物理过程、化学过程和生物过程。土壤温度的高低影响土壤气体交换和土壤水的移动以及土壤水存在的形态。当水分不受限制时，土壤温度决定着矿物的风化速度。在多雨的热带，土壤的形成速度、土壤剖面和风化产物的厚度明显大于温带和寒带。大多数土壤微生物的活动要求温度为  $15^{\circ}\text{C}\sim 45^{\circ}\text{C}$ ，在此温度范围内，温度愈高，微生物活动愈强。若土壤温度超出这一温度范围，则微生物活动受到抑制，从而影响到土壤的腐殖化过程和矿化过程以及土壤形成过程中的生物循环。土壤温度低于  $5^{\circ}\text{C}$ ，大多数微生物不能活动，故  $5^{\circ}\text{C}$  被称为生物学零度。若土壤温度过高，超过  $50^{\circ}\text{C}$ ，土壤有机质则可发生纯化学氧化分解和强烈挥发。

近年来，科学家们致力于解决全球变暖给生态环境与生存空间带来的负面影响 (Jones *et al.*, 1986; Robeson 2002; Jaha and Saha 2011)。在众多需要解决的科学问题

中, 空气温度已经成为研究中心。然而, 土壤温度对空气温度和降雨的变化有着重要的反馈, 而这种反馈对研究和解决气候变化有着重要的意义(Zhang *et al.*, 2005; Qian *et al.*, 2011)。土壤温度的高低影响着土壤有机碳库分解(Zhuang *et al.*, 2003; Euskirchen *et al.*, 2006) 以及植物的生长(Goulden *et al.*, 1998; Wraith and Ferguson 1994)。因此, 当研究空气温度变化的时候, 不能忽视土壤温度的变化以及土壤温度变化对生态系统的影响。时至今日, 由于土壤温度数据时间和空间尺度上的局限性, 导致对于它的研究寥寥无几(Qian *et al.*, 2011; Song *et al.*, 2013)。

植被, 雪层厚度, 土壤湿度以及其它气候因子(降雨量, 辐射强度以及空气湿度)的变化, 导致土壤温度长期变化趋势不同于空气温度变化趋势(Zhang *et al.*, 2005)。研究表明: 雪层厚度与降雨量的变化也影响着土壤温度的变化, 并且这种影响同空气温度的影响一样起着重要作用(Pavlov 1994; Schmidt *et al.*, 2001; Harris *et al.*, 2003; Stieglitz *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2005; Qian *et al.*, 2011)。模型的敏感性分析表明年均土壤温度空间分布与年均空气温度相似, 但是在一些区域, 年均土壤温度变化不同于年均空气温度变化。土壤温度的变化是雪层、降雨、土壤有机层与植被变化共同作用的结果。因此, 不能简单的用空气变化趋势衡量或者代表土壤温度变化趋势。

数据的局限性已经成为了解与掌握土壤温度空间分布的困难之一。尽管不同土壤层次所观测的土壤温度与相对应的环境、气候等因子有过相关的分析与研究(Zhang *et al.*, 2001; Hu and Feng 2003; Qian *et al.*, 2011)。但是, 由于观测站点分布较广, 站点数量相对较少, 导致土壤温度的时空分布特点与特征没有被很好的描述。科学家们曾用遥感和地理信息系统技术模拟美国大陆土壤温度变化趋势(Hu and Feng 2003), 但是其空间分布特征还没有被充分的模拟与研究(Zheng *et al.*, 1993; Hu and Feng 2003)。

在我国, 到目前为止还没有一个专门的机构在田间测定土壤温度状况, 因此要了解全国的土壤温度状况就只能通过气象部门所观测的低温或气温进行推算。《中国地面气象资料》较为系统地记录了全国 1951~1980 年间的地温和气温。陆晓波等利用我国 1954~2001 年 0.8m 深度土壤温度数据研究了近 50 年土壤温度的年季、年代际冷暖变化趋势、结果表明我国各地区、不同季节土壤温度的冷暖变化趋势各不相同(陆晓波等, 2006)。张秉刚等研究了南亚热带多种类型土壤温度的时空动态变化, 并分析了土壤温度对于气温和土壤含水量的响应特征。并根据土壤温度对土壤温度状况进行了划分(张秉刚等, 1998)。具体划分标准如下:

1) 永冻土壤温度状况

土温常年 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 。包括湿冻和干冻。

2) 寒冻土壤温度状况

年平均土温 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 。冻结时有湿冻和干冻。

### 3) 寒性土壤温度状况

年平均土温 $> 0^{\circ}\text{C}$ ，但 $< 8^{\circ}\text{C}$ ，并有如下特征：(1) 矿质土壤中夏季平均土温，若某时期土壤水分不饱和的、无O层（有机物质表层）者 $< 15^{\circ}\text{C}$ ，有O层者 $< 8^{\circ}\text{C}$ ；若某时期土壤水分饱和的，无O层者 $< 13^{\circ}\text{C}$ ，有O层者 $< 6^{\circ}\text{C}$ ；(2) 有机土壤中大多数年份，夏至2个月以后土壤中某些部位或土层出现冻结，或大多数年份5cm深度之下不冻结，也就是土壤温度全年均低，但因海洋气候影响，并不冻结。

### 4) 冷性土壤温度状况

年平均土温 $< 8^{\circ}\text{C}$ ，但夏季平均土温高于具寒性土壤温度状况的土壤夏季平均土温。

### 5) 温性土壤温度状况

年平均土温 $\geq 8^{\circ}\text{C}$ ，但 $< 15^{\circ}\text{C}$ 。

### 6) 热性土壤温度状况

年平均土温 $\geq 15^{\circ}\text{C}$ ，但 $< 22^{\circ}\text{C}$ 。

### 7) 高热土壤温度状况

年平均土温 $\geq 22^{\circ}\text{C}$ 。

表 1.1 中国寒性土壤温度状况的分布地区

Table 1.1 The distribution of cryic temperature regime in China

省（自治区、直辖市）	地点
黑龙江	塔河、新林、加格达奇、爱辉、孙吴、嫩江、北安、克山、伊春、海伦、明水、铁力
吉林	敦化
内蒙古	满洲里、海拉尔、集宁
新疆	青河、昭苏
北京	北京
甘肃	天祝松山
青海	门源、乌兰茶卡、兴海、同德、泽库、河南外斯、玉树、久治
西藏	安多、浪卡子、丁青、当雄
四川	阿坝、理塘

引史学正等（1993）

表 1.2 中国冷性土壤温度状况的分布地区

Table 1.2 The distribution of frigid temperature regime in China

省（自治区）	地点
黑龙江	呼玛、富裕、齐齐哈尔、鹤岗、富锦、绥化、泰来、安达、依兰、通河、虎林、哈尔滨、鸡西、尚志、牡丹江、绥芬河
吉林	前郭尔罗斯、乾安、扶余三岔河、通榆、长岭、九站、长春、双辽、磐石烟筒山、四平、桦甸、延吉、松江、通化
辽宁	清原
内蒙古	科右前旗索伦、东乌珠穆沁旗、阿巴嘎旗、苏尼特左旗、二连浩特、巴林左旗、阿巴哈纳、通辽、翁牛特旗、苏尼特右旗朱日和、多伦、化德、达尔汉茂名安联

山西	合旗、四子王旗、东胜
河北	右玉、五寨
新疆	围场
甘肃	哈巴河、吉木乃、福海、富蕴、巴里坤、温泉
青海	永昌
	大柴旦、乌兰德令哈、都兰、共和

引史学正等 (1993)

表 1.3 中国温性土壤温度状况的分布地区  
Table 1.3 The distribution of mesic temperature regime in China

省(自治区、直辖市)	地点
辽宁	开原、彰武、阜新、抚顺章党、沈阳、黑山、朝阳、建平叶柏寿、本溪、桓仁、锦州、鞍山、本溪草河口、宽甸、营口、兴城、绥中、岫岩、盖州、丹东、复县复州城、新金皮口、大连
内蒙古	扎鲁特旗、开鲁、达尔罕茂明安联合旗、赤峰、乌拉特后联合旗、呼和浩特、临河、伊金霍洛旗、鄂托克旗、阿拉善左旗巴彦浩特、阿拉善左旗巴彦毛道、阿拉善左旗吉兰太、阿拉善右旗
河北	丰宁、承德、张家口、怀来、青龙、蔚县、唐山、霸州、保定、黄骅、沧州、饶阳、石家庄、南宫
山西	大同、河曲、兴县、阳泉、太原、离石、榆社、介休、隰县、阳城、原平
北京	北京
天津	天津、塘沽
新疆	阿合奇、威犁铁干里克、柯坪、阿拉尔、巴楚、乌恰、喀什、若羌、莎车、且末、皮山、和田、民丰、于田、阿勒泰、塔城、克拉玛依、精河、奇台、伊宁、乌鲁木齐、哈密、拜城、轮台、库尔勒、库车、酒泉、张掖、山丹、民勤、环县、靖远、兰州、榆中、庆阳西峰镇、临夏、平凉、天水、安西、金塔鼎新、玉门、敦煌、景泰、会宁
宁夏	中卫、中宁、同心、海原、固原、石嘴山、陶乐、银川、盐池
青海	都兰诺木洪、民和、贵德、班玛、西宁、格尔木
陕西	榆林、横山、绥德、延安、洛川、长武、镇安、铜川、宝鸡、西安、商州
西藏	昌都、波密、拉萨、林芝、泽当、日喀则、江孜、察隅、尼木、隆子
四川	九龙、道孚八美、马尔康、松潘、甘孜、小金、道孚、稻城
云南	中甸、维西、丽江、昭通
贵州	习水、威宁
河南	卢氏、栾川
山东	黄县龙口、威海、寿光羊角沟、海阳、沂源、惠民、德州、莱阳、潍坊、泰安、莘县、莒县

引史学正等 (1993)

表 1.4 中国热性土壤温度状况的分布地区  
Table 1.4 The distribution of thermic temperature regime

省	地点
山西	运城
河北	邢台
新疆	吐鲁番
甘肃	武都
陕西	略阳、石泉、武功、汉中、安康

四川	宜宾、越西、雷波、叙永、平武、阆中、绵阳、达县、灌县、南充、成都、遂宁、资阳、乐山、泸州、昭觉、西昌、盐源、会理、巴中、梁平、雅安、内江、汉源
重庆	沙坪坝区、涪陵、彭水、酉阳
云南	贡山、华坪、昆明、玉溪、会泽、泸水、大理、沾益、保山、腾冲、楚雄、宜良、泸西、景东、广南、临沧、蒙自、文山、普洱、思茅、澜沧、江城
贵州	毕节、遵义、贵阳、桐梓、湄潭、思南、铜仁、黔西、凯里、三穗、榕江、安顺、独山、兴仁、望漠、盘县
河南	开封、郑州、洛阳、西峡、固始、安阳、三门峡、商丘、许昌、宝丰、西华、南阳、驻马店、信阳
湖北	来凤、光化、枣阳、麻城、宜昌、武汉、黄石、郧县、房县、应山、钟祥、巴东、英山、天门、荆州、恩施、嘉鱼
湖南	长沙、石门、桑植、岳阳、南县、常德、沅陵、吉首、芷江、双峰、邵阳、衡阳、武冈、通道、郴州、道县、沅江、安化、平江
广西	融安、凤山、靖西、桂林、贺州、蒙山、那坡
广东	连州、连平
山东	菏泽、临沂、陶博、济南、青岛、兖州、日照
安徽	砀山、宿县、蚌埠、寿县、阜阳、滁县、合肥、六安、芜湖、安庆
江苏	赣榆、射阳、清江、东台、高邮、南通、南京、武进、启东、吕泗、溧阳、吴县、东山
上海	上海
浙江	慈溪、庵东、杭州
江西	赣州、九江、景德镇、修水、玉山、南昌、宜春、吉安、波阳、贵溪、清江、南城、广昌、宁冈、遂州、寻乌
福建	浦城、邵武、建阳、福鼎、泰宁、屏南、南平、宁德、建瓯、长汀

引史学正等 (1993)

表 1.5 中国高热土壤温度状况的分布地区  
Table 1.5 The distribution of hyperthermic temperature regime

省 (自治区、直辖市)	地区
云南	元谋、瑞丽、元江、河口、景洪、勐腊、耿马、孟定
贵州	罗甸
广西	柳州、都安、来宾、田东、南宁、灵山、钦州、东兴、桂平、玉林、龙州、北海、百色
广东	韶关、梅县、五华、河源、广宁、汕头、高要、罗定、信宜、阳江、电白、徐闻
海南	海口、琼海、琼中
福建	永安、平潭、龙岩、上杭、惠安、崇武、漳州、厦门

引史学正等 (1993)

国外对土壤温度的季节变化、区域分异、影响因素分析等气候学特征进行研究始于 20 世纪末, 主要从国家尺度研究和典型地区分析两个方面开展工作。在国家尺度研究方面, Hu 和 Feng 利用美国 1967-2002 年气象观测的土壤温度数据, 分析了 0~100cm 不同深度年均土壤温度的空间分异状况以及 10cm 深度土壤温度的季节变化

(Hu and Feng, 2003)。Zhang 等在研究加拿大 20 世纪土壤温度的变化时发现土壤温度与气温、降水之间呈现出复杂的响应关系，这种响应又会对气候变化产生影响 (Zhang *et al.*, 2005)。在典型区域分析方面，Alval 在研究巴西 Rondonia 地区土壤温度的日变化和季节变化时发现土壤温度的变化与土壤水分含量以及土壤表面能量平衡 (植被覆盖) 有很大关系 (Alval *et al.*, 2002)。Sutinen、Takahashi 等也分别对芬兰、日本等地典型地区土壤温度的季节变化及其与气温和降水的关系进行了研究 (Sutinen *et al.*, 1998; Takahashi K., 2005)。

### 1.2.2 估算方法

土温内插估算法是根据相近深度的已知土温来估算 50cm 深度土温的方法。这种方法主要应用于 50cm 土温数据的计算。由于 40~80cm 土体内的温度梯度较小，而且大体上呈线性变化，因此可以根据 40~80cm 的土温用内插法求得 50cm 土温，即年均土温 (50cm) = 年均土温 (40cm) + [ 年均土温 (80cm) - 年均土温 (40cm) ] / 4 (史学正等, 1993)。

气温回归估算法，该方法原理是假定 50cm 深处土壤温度与气温有密切的相关性，利用已知的平均气温和不同深度的年均土温建立回归方程式，利用所建立的回归方程和已有的该地区的气温资料来估算土壤温度状况，但这种方法的估算精度要比土温内插估算法低 (图 1.2)。不过该方法只适用于原始数据所处的范围之内，不能随意外推。当气温超过一定值时，便会出现气温高于土温的不合理情况。

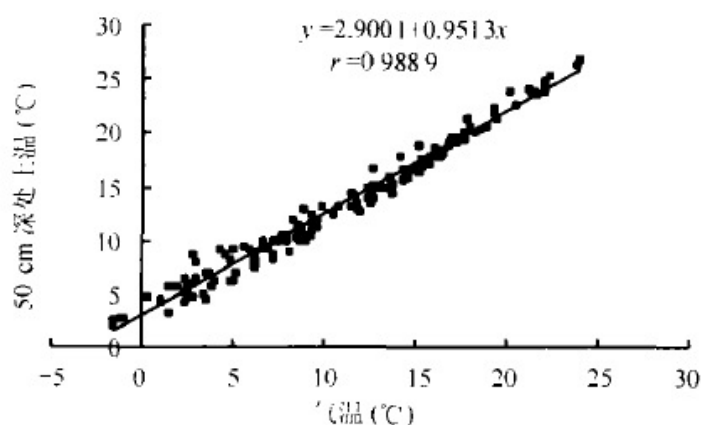


图 1.2 中国气温与土温关系图

Fig 1.2 The relationship between air temperature and soil temperature in China

纬度海拔回归估算法，该方法是选取与土温相关的纬度和海拔两个指标，并建立与土温间的回归方程式，只要知道单个土体所在维度和海拔，就能计算出该土壤的温度状况。鉴于任何地方土体的纬度和海拔在野外较易确定，不像年均气温那样要受气象



站所在位置的限制,因此这种估算方法的实际意义明显大于用年均气温估算年均土温的方法。用纬度和海拔估算土温的方法精度虽然较低一些,但可用于野外土壤调查(冯学民等,2004)。

### 1.2.3 土壤温度模型模拟方法

早在20世纪50年代,Philip开创性地将土壤蒸发看作土壤内部能量与水分交换共同作用的结果,考虑了非等温条件下的土壤蒸发,提出建立在质能平衡基础上的水-气-热土壤温度运移理论,并提出土壤液、气二相水流在水热梯度共同作用下的运动模型,发展了土壤温度模型(Philip *et al.*, 1957)。土壤温度包含二重意思:土壤内有局部的饱和和蒸汽压差(既是土壤温度的函数,也是土壤含水量的函数)便有蒸汽上下运动及发生相变,这会引起水的运输或能量的传递,从而影响水分平衡及能量平衡;影响土壤水势的表面张力和土壤水导率的粘性系数都是温度的函数,所以土壤水的力学特性也是温度的函数。Philip的水热土壤温度方程是以含水量和温度为未知函数,由于温度的变化可引起土壤水的相变,如在冻融条件下液态水和固态水相互转化;蒸发条件下液态水转化为气态水等,采用以土壤水势和温度作为未知函数的方程表示土壤水分和热量守恒过程,更能符合实际。但Philip得出的土壤水分与能量传输方程没有考虑滞后现象和空间异质性的影响。

Hillel在对土壤中水热交换进行数值模拟时采用并发展了Philip的理论,建立了以土壤基质势和温度为变量的土壤水、汽、热土壤温度方程,使之能够适用非均质土壤,并建立了求解土壤温度方程的有限元方法(Hillel *et al.*, 1982)。这些水热土壤温度运移的理论为建立综合性的考虑固液相变的水热方程奠定了基础。与此同时,Milly对Philip的模型也作了改进,采用基质势梯度代替含水量梯度,使修正后的模型适用于非均质土壤,并可忽略水分滞后现象的影响(Milly *et al.*, 1982)。Milly用有限元方法计算Philip的土壤温度模型,认为在复杂的土壤环境下该模型能较好地符合实际情况(Milly *et al.*, 1984)。

孙菽芬基于Philip关于土壤内水分及热量运动的理论和Rosema对这种理论的发展,并用Lin对土壤热传导性质的计算公式,提出建立在质能平衡基础上的水气热土壤温度运移理论,提出土壤液、气二相水流在水热梯度共同作用下的运动模型,发展了土壤温度模型(孙菽芬等,1987)。当考虑大气与地面之间水蒸汽交换时,沿用了地表面对蒸发有阻抗的概念(Philip *et al.*, 1957),这弥补了通常用土壤表面层孔隙内平衡水蒸汽压去计算蒸发通量的不足。该模型中所用到的土壤水分通量、各种扩散系数、水的粘性系数和水分传导系数都与水分含量和温度有关,温度的变化也对水分表面张力产生

影响。

植被土壤温度模型,孙菽芬等在包含了植被效应的土壤分层陆地水文模式的基础上,提出了一个可与大气环流模式土壤温度的陆地水热交换模式,强化了植被层对水热交换过程的细节,并用到 Deardorff 为 GCM 作的关于地面及大气间水热交换的大气边界层内参数化建议。对于入渗率则利用了具有清楚物理概念的 Green-Ampt 公式来计算(孙菽芬等,1989; Deardorff *et al.*, 1972)。

郭庆荣等依据农田土壤中水和热的运移是互相联系、互为土壤温度的特征,提出了一个非恒温条件下土壤中水热土壤温度运移数学模型。该模型比较准确地反映了土壤中水分和热流运移特征,能较精确地预报土壤湿度、土壤温度时空变化规律及典型天气和作物生长不同时期土壤湿度、土壤温度剖面变化趋势,这是对单纯运用水流方程来拟合农田土壤中水分运移研究的一大突破(郭庆荣等, 1997)。

任理等为了探讨行间条带覆盖对夏玉米生长条件下的土壤水热动态的影响,以夏玉米生长前期麦秸条带覆盖下的田间试验为背景,将不同覆盖下田间水热动态的一维模型发展到二维水热迁移的数值模型,建立了土壤二维水热迁移的数值模型,有力地促进了我国土壤水热土壤温度运移研究的进一步深化(任理等 1998)。

孟春红等应用土壤水动力学、微气象学和能量平衡原理,对以往的模型参数进行了改进,采用全隐式有限差分法进行离散,通过自动调节计算步长和反复迭代等方法设计了数值模拟程序,建立了能够描述作物生长期田间水热状况、作物蒸腾规律的动态土壤温度模型,使其在算法上和资料的选取上更适合作物生长期的数值模拟(孟春红等, 2005)。

冻土土壤温度模型,由于温度的波动,伴随着冰水相变,土壤中未冻溶液迁移的同时,土中液、固相溶盐也会通过相变、沉淀或溶解、化合或分解等物理化学过程而相互转化。同时,土壤中水分和溶盐的分布与运动又极大地影响土壤的温度和热流状况,土壤中进行的生物过程和物理化学过程的热效应也会作用于土壤的传热过程。因此,土壤在冻融过程中的水分热流和溶盐总是处在一个物理、化学和生物的相互联系与连续变化的极其复杂的动态系统中。出于冻胀研究的需要,Harlan 首先把连通冻土和未冻土的不饱和水流和热流,将冻土中未冻水量结合起来,建立系统模型即 Harlan 模型,其中冻土中未冻水量是温度的函数,该模型综合分析和描述了土壤在冻结过程中水热的土壤温度输运过程。胡和平等将未冻区和冻结区看作一个整体,其中的水流是连续的,冻结区水分的不饱和程度由未冻水量来确定。运用非饱和土壤水分运动的基本分析方法得到在冻结条件下水流的基本运动方程,给出了土壤水、热土壤温度运移的基本方程(Harlan *et al.*, 1973)。岳汉森基于理论分析,在数学形式上给出了求解土壤在冻

融过程中水-热-盐土壤温度运移的模型框架,推导出了土壤在冻融过程中的水分运动基本方程、热流基本方程和溶盐运移基本方程(岳汉森, 1994)。胡和平等又建立了综合考虑土壤冻融、土壤水汽通量、植被覆盖和陆面大气近地层水热交换的一维冻土-植被-大气连续体模型,水分运动方程采用混合 Richards 方程,可适应各种边界条件。土壤水热传输模型求解引入了修正的 Picard 迭代法,不仅使计算迭代收敛更快,而且能更好地保证数值计算过程中的水量平衡(胡和平等,2006)。

干旱区土壤温度模型,干旱、半干旱地区,温度梯度对土壤水分运动有较大的影响。在无盐碱化影响的土壤中,土壤水分运动是在水、热梯度共同作用下进行的。水分运动加速土壤中热分子的扩散和对流;反过来,土壤中的热运动促进水分运动的进行。国内外学者对干旱区土壤中水、热运移的有关问题做了大量研究,并从理论上发展了各种模型以描述其运动与影响因素,使本领域的研究有了较大的发展。

牛国跃等为了弥补气候模式的陆面参数化中关于干旱和半干旱区描述的不足,发展了一个同时考虑液态水和气态水运动的沙漠裸土模式。马金珠等用到了沙层温度、包气带沙水分扩散率、沙导水率、沙容积比热、沙热导率和沙面蒸发强度,对方程取隐式差分格式离散得到差分方程,整理后得到非线性代数方程组,迭代线性化后,采用追赶法求解得到了用于沙漠包气带的水、汽、热运动的土壤温度模型(牛国跃等, 1997)。

土壤中各组元的热传导系数差别很大,而它们总体的平均热传导在不同含水量条件下,其值也可以有量级的差别,所以合理地估计不同情况下热传导系数对于研究干旱地区水热平衡十分重要。孙菽芬等在前人工作的基础上,对表面蒸发公式引入土壤表层阻力进行修正,以考虑表面局地平衡假设失效的影响。在许多没有实验室或现场测定平均热传导系数的情况下,还必须借助理论求出近似值,采用适合本地区的经验公式计算热传导系数。

Shufen 对干旱土壤湿度条件下完全土壤温度模型中能量和质量平衡方程中的不同项进行了量级分析,对质量守恒方程中的 4 个水分通量项和热平衡方程中的 3 个热通量项的量级做了逐一的比较从而建立了一个不失精确性的简化土壤温度模型。土壤水势和水导率按照 Clapp and Hornberger 中的做法,并且采用公认的 J75 方案(Peters *et al.* 1998)来计算热导率的值(Shufen *et al.*, 2003)。

Liu 基于理论的完整性,建立了用于描述由湿的不饱和层和干饱和层构成的干旱表面多孔隙土壤中热量、水分和气体迁移的模型。模型的一维数值解法包含了对自然条件下土壤含水量、温度和水分蒸发的估算,可用于农业应用,尤其是在蒸发非常强烈的半干旱地区(Liu *et al.*, 2005)。

Bittelli 建立了一个完全土壤温度的数值模型来解决裸土的液态水、水蒸汽和热量

传输的控制方程,运用地表的土壤温度、热通量、水分含量和水蒸汽的详细测量结果检验数值模型,检验不同成分的土壤表面阻力参数,并检验它们对土壤蒸发的影响。这种方法实现了一个水汽通量方程的非等温方案,也包含了热力驱动的水汽传输和相变过程。该方案分析了热量、水蒸汽和液态水的传输过程,确定土壤参数中的水力性质、热力性质和水蒸汽性质,对蒸发方程、大气动力阻抗和土壤表面阻抗进行了分析,对不同方程的阻抗项进行了分析和比较,力图考察它们对蒸发的影响并且确定出对试验最适合的方案(Bittelli *et al.*, 2008)。

## 1.3 土壤呼吸研究方法

### 1.3.1 研究现状

从 20 世纪 70 年代以来,国外就已经开始重视土壤呼吸的研究(齐志勇等, 2003)。比如:美国俄克拉荷马大学骆亦其教授开展了对美国高草稀树生态系统研究。该研究表明:土壤呼吸对温度的敏感性随着温度的升高而降低。与此同时土壤呼吸与土壤非生物因子的研究也已展开。Burton 和 Rey 等指出土壤温度和土壤湿度可以共同解释土壤呼吸年变化(Burton *et al.*, 2002, 2003; Rey *et al.*, 2002)。Keith 等观察到土壤温度、土壤和凋落物湿度解释了桉树林土壤呼吸变化的 97%,并且不同森林类型的土壤呼吸速率差异明显(Keith *et al.*, 1997)。Davidson 等观察到湿润季节原始林和高生产力牧场土壤二氧化碳的释放量最大,在干燥季节原始林和次生林的二氧化碳释放量比高生产力牧场和退化牧场的高(Davidson *et al.* 2000)。

目前,我国对土壤呼吸的研究主要集中在森林生态系统土壤呼吸,即土壤呼吸动态变化与相对应的温度、水分等环境因子的关系(Liu *et al.*, 2003; Jiang *et al.*, 2005)。研究表明:我国北亚热带-南暖温带过渡区,当土壤温度低于 15°C 时,土壤温度控制天然林土壤呼吸;当土壤温度高于 15°C,并且含水量低于 0.20 kg/kg 时,呼吸速率受控于含水量;当土壤温度和湿度分别高于 15°C 与 0.20 kg/kg,呼吸速率同时受到土壤温、湿度的影响(Chang *et al.*, 2007)。而在热带地区,影响橡胶林土壤呼吸的主导因子在雨季为湿度,雾凉季是温度,干热季土壤呼吸受到温、湿度因子的双重制约;在雨季,凋落物对土壤呼吸影响显著(Zhou *et al.*, 2009; Hou *et al.*, 2008; Zhou *et al.*, 2009; Yan *et al.*, 2010; Yan *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2003)。近 10 年,非生长季森林土壤呼吸动态变化也受到极大的关注。通过全国 62 个森林样地已经发表土壤呼吸及相关因子的数据,发现森林土壤呼吸年动态变化与年均气温、年均降水量、年凋落物量和年地上净生产力均曾显著的线性正相关关系(Chen *et al.*, 2010)。

近年来,土壤呼吸敏感性( $Q_{10}$ )也受到国内外研究的广泛关注,由于 $Q_{10}$ 在土壤碳循环模型中的重要地位,土壤呼吸温度敏感性与土壤质量的关系成为研究的核心。Xu等研究发现, $Q_{10}$ 值随着土壤惰性碳库的增加而增加(Xu *et al.*, 2010),符合了土壤有机质分解温度敏感性与土壤有机质质量呈正相关的观点(Conant *et al.*, 2008; Hartley *et al.*, 2007)。在我国川西亚高山暗针叶林中,土壤温度敏感性表现出强烈的动态变化;土壤温度是影响 $Q_{10}$ 变化的主要因子。近年来已经发表的161个野外观测数据,发现土壤呼吸温度敏感性受土壤温度测量深度影响较大,随土壤温度测量点深度增加而显著增加。而且 $Q_{10}$ 具有明显的空间异质性, $Q_{10}$ 值的空间分布与土壤有机碳含量的关系密切(Chen *et al.*, 2010; Peng *et al.*, 2009; Zhou *et al.*, 2009)。

土壤微生物,土壤环境和植被相互作用决定了气候变化下的陆地生态系统碳库大小。然而,当今土壤生物化学循环模型没有准确的考虑土壤微生物生理学性质,更没有表达微生物活动对气候变化的反馈(Bradford *et al.*, 2012)。这就需要重新考虑模型模拟土壤碳库的准确性与确定性。大量的结果表明,土壤微生物与植被以不同的方式回应了气候变化所带来的影响。比如:提高大气中二氧化碳浓度会改变植被碳利用率。在许多生态系统中,碳-氮营养元素的相互作用改变了植被与土壤对二氧化氮浓度提升的回应(Reichstein *et al.*, 2014)。这些相互作用直接影响了土壤微生物生理学性质,并且改变了陆地生态系统碳库含量(Van *et al.*, 2014)。由于模型中没有考虑这些因素,导致当前模型错误的表达了地球生态系统陆地碳库的变化。Sulman最近研发了一个重要的模型,可以帮助了解与理解影响土壤功能机制的问题。他们的新模型(Carbon, Organisms, Rhizosphere and Protection)(CORPSE)模型,详细的考虑了土壤微生物活动与土壤环境间的相互作用。根际土壤与非根际土壤的微生物活动被模拟。根际土壤微生物活动十分活跃,这是因为根系可以提供大量的易分解的碳。实验表明提高二氧化碳浓度可以增加根际土壤的体积,因此可以加速土壤有机质的分解。这些实验结果的应用与评估可以数量化根际土壤动态变化,然而当今生态系统循环的计算中还没有考虑这方面的因素。

为了对根际土壤动态变化有进一步的了解,CORPSE模型被应用到FACE实验中,有效的评价了土壤碳库的回应。没有考虑微生物活动与根际土壤动态变化的模型,可能也匹配了这些结果,但是没有提出驱动生态系统变化的过程机理。CORPSE模型可以产生一些假设,这些假设的结果可以引导我们的实验工作,从而激励我们完善模型,进一步完善机理的表达以及在多种尺度上模型的应用。

与其它模型相比,考虑微生物活动的模型对土壤碳库的模拟可能产生不同的结果。具体来说,当CORPSE模型被整合到全球陆地生态系统模型中时,结果表明根际

圈土壤分解会加速土壤二氧化碳向大气中的排放，因此会减少陆地生态系统碳库含量。在现实世界中，生态系统对二氧化碳的回应是由碳-氮相互作用共同驱动的。当今，生态系统模型很难匹配 FACE 实验的实验结果。然而，陆地生态系统碳库的大小对二氧化碳浓度增加的回应主要依靠土壤植被的相互反馈作用。因此，了解植被、土壤、微生物活动的特征才可以真正找出生物因素对生态系统功能的影响。应用这些模型才可以提出、解决一些机理性问题，从而提高陆地生态系统模型精度与碳估算的准确性 (Reichstein *et al.*, 2014)。

土壤呼吸主要指 CO<sub>2</sub> 被土壤释放大气中的过程，土壤二氧化碳 (CO<sub>2</sub>) 释放或土壤呼吸是陆地生态系统碳 (C) 释放入大气层的主要途径。主要包括自养呼吸和异养呼吸两个部分 (Boone *et al.*, 1998; Hanson *et al.*, 2000; 齐志勇等, 2003; Ryan and Law, 2005; Shi *et al.*, 2012)。其中，自养呼吸一般包括植物根系和根系微生物呼吸而释放 CO<sub>2</sub> 的过程；而异养呼吸指土壤微生物分解利用土壤有机质 (SOM) 而释放 CO<sub>2</sub> 的过程 (Hanson *et al.*, 2000)。由于当前的技术水平很难将两者区分开来，土壤呼吸的研究仍然将两者归并一起研究。由于土壤呼吸机理的限制，在陆地生态系统模型中，土壤呼吸也仍然主要指土壤的异养呼吸。

### 1.3.2 实验室研究方法

土壤呼吸的测量原理主要基于两种：(1) 测量土壤呼吸过程中 O<sub>2</sub> 的消耗量。该方法主要用于实验室的测量，且不能长时间跟踪土壤呼吸量，由于野外操作不便，并且要求仪器精密度高，所以此原理应用不多。(2) 直接测量土壤呼吸过程中 CO<sub>2</sub> 的产生量。此原理分析方法很多，差异较大，主要分为两类。(1) 静态气室法；(2) 动态气室法。

静态气室法通过碱液吸收 (KOH 或 NaOH) CO<sub>2</sub> 标定一定时间间隙内土壤呼吸量，也可以利用密闭气室收集土壤表面产生的气样，通过气相剖面 CO<sub>2</sub> 浓度梯度 (pCO<sub>2</sub>) 方法。

气体富集法，此方法现在一般较少采用。抽取呼吸室内一部分已经收集的气体，然后分析其组分变化，再用等量的去除 CO<sub>2</sub> 的空气补充 (Lundegardh, 1927)。

碱液吸收法，是一种传统的较为广泛采用的方法。该方法不需要太多操作仪器设备，但存在较大的影响因素：(1) 碱液的用量；(2) 呼吸室插进土壤的深度；(3) 碱液的吸收面积；(4) 碱液距地面高度；(5) 呼吸室的高度；(6) 测量面积等。一般认为，碱液浓度为 1 mol/L，体积在 20~30ml 左右为宜，而碱液的吸收面积不得低于测量面积的 6% (Kirita *et al.*, 1971)。

碱石灰吸收法，是在碱液吸收法的基础上发展起来的。因为碱石灰吸收法只需要测量吸收  $\text{CO}_2$  前后其重量的变化，操作较为简单，所以此方法适合野外测量，是 20 世纪 60 年代以来测量土壤呼吸普遍采用的方法 (Edwards, 1982)。不过该方法需要注意以下几个问题：(1) 碱石灰的用量，一般为 30~60g；(2) 碱石灰的吸收面积不得低于测量面积的 5%；(3) 测量面积；(4) 碱石灰的吸收效率，当  $\text{CO}_2$  的吸收量达到碱石灰初始重量的 7% 时，应重新更换碱石灰 (Edwards, 1982; Gordon *et al.*, 1987; Raich *et al.*, 1990; Carlyle *et al.*, 1988; Toland *et al.*, 1994)。

动态气室法，用一定体积的呼吸室罩住选择的样点，以一定的气流量通过呼吸室，测量进气和出气中  $\text{CO}_2$  的浓度，便可得到土壤呼吸速率。 $\text{CO}_2$  浓度可用碱液吸收法或红外线气体分析仪 (IRGA) 测量得到。

以上的测量方法中，动态方法比静态方法得到的结果精度高 10~40% (Cleve *et al.*, 1979; Edwards *et al.*, 1973; Ewel *et al.*, 1987; Witkamp *et al.*, 1969)，可连续测量土壤呼吸的变化过程，能较好地反映土壤呼吸的实际水平。缺点是不能同时进行多样点的测量。静态方法可以进行多样品的重复测定，它的优点在于适合空间变性很大的森林土壤呼吸，并且该方法对设备的要求不高，花费较低，操作相对简单。它的缺点在于其精度与准确度只有动态法的 60% 甚至更低，而且由于所需时间相对较长，固不能反映一天内土壤呼吸的动态变化 (Cropper *et al.*, 1985)。各方法优缺点的比较见表 1.1。

表 1.6 土壤呼吸测量方法比较

Table 1.6 Characteristics of different soil respiration measure methods

测量方法	优点	缺点
原位测量法	对土壤扰动较小，结果代表真实水平	影响因素较多，难于观测某一因子对土壤呼吸的影响
气体富集法 (静态法)	可连续观测，结果相对较准确	设备要求较高，取样时间间隔对结果影响较大，需补充同体积空气
动态碱吸收法 (动态法)	较静态碱吸收准确，可同时多样点重复	设备复杂，不能连续测量
动态 IRGA 法 (动态法)	结果准确，测量方便，可连续测量	气室内外压力差对结果影响较大

引易志刚等 (2003)

### 1.3.3 模型研究方法

近几十年，生态学家对不同生态系统的土壤呼吸过程进行了广泛的关注和大量的研究 (Raich and Schlesinger, 1992; Lloyd and Taylor, 1994; 刘绍辉和方精云, 1997;

Boone *et al.*, 1998; Janssens *et al.*, 1998; 齐志勇等, 2003; Yan *et al.*, 2006; Shen *et al.*, 2008; 贺宏奎, 2009; Kirschbaum, 2012)。人们通过建立大气与土壤间 CO<sub>2</sub> 流通量与周围环境变量的关系, 借助数字模型等工具与手段, 更快地探索土壤碳库变化过程。然而, 由于土壤呼吸是一个复杂的生物、物理、化学等过程的综合体, 所以, 迄今为止人们对土壤呼吸过程本质的了解还十分有限 (Ryan and Law, 2005; 刘世荣等, 2011; Kirschbaum, 2012)。

在大部分生态系统中, 异养型土壤 CO<sub>2</sub> 释放通常占土壤呼吸较大比例 (Subke *et al.*, 2006; Davidson *et al.*, 2006)。在全球尺度上, 每年经土壤呼吸排入大气的 CO<sub>2</sub> 约为 60-80 Pg C (Raich & Schlesinger, 1992), 是每年经化石燃料燃烧排入大气的 CO<sub>2</sub> 的约 10 倍 (6.3 Pg C yr<sup>-1</sup>; Schimel *et al.*, 2001)。

无论是生态系统水平还是全球尺度, 模型模拟是研究土壤有机质分解和土壤呼吸的重要途径。土壤有机质分解模型通常被结合到生态系统模型和更大尺度的地-气交换模型中, 在描述实验和观测数据、整合与理解作用机理、预测动态变化规律, 以及空间尺度推绎方面发挥着重要作用。尤其在开展全球尺度控制实验非常困难的情况下, 模型成为预测土壤 CO<sub>2</sub> 释放对全球变化响应不可或缺的工具。另外, 在全球气候变化背景下, 国际 C 贸易市场正在形成。这种市场需要土壤 C 动态的详细知识来估算 C 净收支, 模型则是全面、准确估算这种 C 收支重要途径。因此, 完善和发展可靠的土壤 C 动态模型在学术界和政府部门来说都是当务之急。

国外已经开发较多有关土壤呼吸的模型 (王艳萍, 2009), 根据研究目的和内容的不同, 可以分为生物地理模型、生物地球化学模型、陆地生物物理模型、动态植被模型、动态植被-生物地球化学模型以及动态植被-陆地生物物理模型。

生物地理模型是在大尺度上模拟植被与气候之间关系的模型, 可以预测各种植被类型在不同环境中的优势度。该模型有 2 个基本假设: 1) 陆地植被与气候条件处于平衡状态且不存在滞后效应; 2) 气候因子决定不同植被类型的分布和特征 (张海清等, 2005)。代表性模型有 BIOME3 (Third Generation Biogenic Model for Emissions) 模型 (Haxeltine *et al.*, 1996) 和 MAPPS (Mapped Atmosphere Plant Soil System) 模型 (Neilson *et al.*, 1995)。生态生理制约因子和资源限制因子是该类模型的边界条件, 生态生理制约因子主要决定于木本植物的分布情况, 在模型中是通过计算生长日数、冬季最低气温等生物气候变量而得到; 资源限制因子主要指叶面积等主要植被结构特征 (宋燕燕等, 2006)。

生物地球化学模型可以反映植被、地面凋落物和碳、氮等养分循环, 预测植被的净初级生产力、碳储存和养分利用等。常用模型主要包括 Century 模型 (Grassland and Agroecosystem Dynamics Model) (Parton *et al.*, 1993)、TEM 模型 (Terrestrial Ecosystem



Model) (McGuire *et al.*, 1992; 1995)、CASA 模型 (Carnegie Ames Stanford Approach Biosphere Model) (Potter *et al.*, 1993) 等。该模型的假设条件为: 在研究区域内植被均匀分布, 模拟过程中植被类型和土壤类型不变, 相应的生理生态参数不变。相对于生物地理模型而言, 基于静态植被的生物地球化学模型对土壤参数和初值的要求较高 (宋燕燕等, 2006)。

陆地生物物理模型主要研究生态系统对其临近大气特征的反馈作用。通过计算某时刻大气环境如风速、气温、气压、辐射条件下, 植被、土壤与大气中水、热、二氧化碳的通量和动量交换, 该模型可为大气环流模式提供合理的参数 (毛留喜等, 2006)。目前代表性模型包括 SIB (Simple Biosphere Model) 系列模型 (Sellers *et al.*, 1986; 1996)、CLASS 模型 (Canadian Land Surface Scheme) (Verseghy *et al.*, 1991) 和 AVIM 模型 (Atmosphere Vegetation Interaction Model) (Ji *et al.*, 1995) 等。该模型特点是充分考虑能量在植被冠层中的透射、反射、吸收和散射等复杂过程, 模型中也充分考虑风速变化, 强调植被的作用。

动态植被模型可以描述陆地表层生态系统的组成和功能, 并预测气候变化对陆地生态系统碳循环的反馈 (王绍刚等, 2008)。代表性模型有 LPJ 模型 (Lund-Postdam-Jena model) (Sitch, 2000) 和 BEPS 模型 (Boreal ecosystem productivity simulator) (Liu *et al.*, 1997) 等。LPJ 模型类似于 BIOME3, 它不需要增加新的输入参数, 得到的却是根据时间步长变化的植被的类型、组成和结构。BEPS 模型利用从遥感数据获取的土地覆盖信息, 调整主要的生物物理和生物化学参数, 利用气象和土壤数据, 将模拟扩展到较大区域。

动态植被-生物地球化学模型是将动态植被模型中, 静态植被固定的初始值替换为依赖于气候和土壤变化的动态植被, 使每个时刻的植被结构和组成特征更接近现实生态系统。代表性模型有 CARAIB 模型 (Carbon Assimilation In the Biosphere) (Warnant *et al.*, 1994) 和 LPJ-TEM 模型 (Lund-Potsdam-Jena Terrestrial Ecosystem) (Pan *et al.*, 2004)。CARAIB 模型优点是机理清楚, 有利于预测全球变化对植被 NPP 的影响以及估算碳储量和通量 (黄康有等, 2007)。LPJ-TEM 模型是 LPJ 模型和 TEM 模型的耦合, LPJ 模型利用各时刻环境的变量, 通过模拟计算得出 TEM 模型所需的有关植被的变量和参数。由于建模方式简单, 且集中了动态植被模型和生物地球化学模型的各自优点, 是未来森林碳循环模型的重要发展方向 (陈泮勤等, 2004)。

动态植被-陆面生物物理模型是指陆地植被与气候的双向耦合模型。代表性模型有 IBIS 模型 (Integrated Biosphere Simulator) (Foley *et al.*, 1996; Kucharik *et al.*, 2000) 等。这类模型不仅考虑了植被季节变化对生态过程的影响, 同时利用营养元素的生物

地球化学循环把土壤过程对植被过程和大气过程的影响耦合在一起。这类模型的设计综合了各类模型的优点，反应了全球碳循环的复杂性。目前这类模型的验证和应用研究工作主要集中在北美洲、欧洲和非洲部分地区 (Li *et al.*, 2007)，在我国境内报道较少，因而将这类模型应用于我国森林生态系统有效性验证的研究将成为今后的主要研究内容。

模型方法研究陆地生态系统碳循环最大的特点是能够根据大量实测土壤属性数据和气候观测数据预测和反推土壤呼吸的变化，能够根据不同的气候情景给出碳动态变化的趋势，探讨和预测土壤有机碳蓄积和固定潜力，分析气候变化对土壤碳蓄积的不同综合影响。最大的弱点是对土壤中的物理化学过程不够清楚，过程过于单一化，均一化，数学模型无法准确全面的表现物理化学过程。最大的限制因素是缺乏大量的相关和连续的观测数据，使得模型参数化和初始化更加困难。

世界各国的生态和土壤学者们建立的众多的土壤有机质动态模型，比较著名的如 CENTURY, DAISY, DNDC, RothC, CANDY, NCSOIL, 等等 (Smith *et al.*, 1997)。这些模型中 C 库动态都采用如下一阶微分方程来描述 (Schimel & Weintraub, 2003; Fang *et al.*, 2005):

$$\frac{dC_i}{dt} = -k_i C_i f(F_1, F_2, \dots, F_m) \quad (1.1)$$

$$f(F_1, F_2, \dots, F_m) = \prod_{j=1}^m f_j(F_j) \quad (1.2)$$

式 (1.1) 中  $dC_i/dt$  为有机质分解速率 ( $g\ C\ day^{-1}$ )，伴随有机质分解的微生物呼吸速率 ( $R$ ) 则是某个固定的系数  $a$  乘以  $dC_i/dt$ ， $a$  取值可因不同有机质库而异，如在 CENTURY 模型中， $a=0.3-0.55$  (Shen *et al.*, 2005)； $C_i$  为有机质库大小 ( $g\ C\ m^{-2}$ )； $i$  表示第几个有机质库，有些模型中只有一个，大多数模型都有多个有机质库 (如枯落物中的代谢性物质、结构性物质，土层中的易分解有机质、慢分解有机质、惰性有机质等)； $k$  为分解系数 ( $day^{-1}$ )，通常为常数； $f(\cdot)$  为响应方程 (无量纲)； $F$  为影响分解速率的因素 (如温度  $T$ ，湿度  $W$ ，粘粒含量， $O_2$  含量等)。式 (1.2) 表示多因子的混合效应是用各单因子效应的乘积。

以式 (1.1) 和 (1.2) 为基础的土壤有机质分解模型已得到广泛应用，是目前主流的模拟土壤有机质动态和  $CO_2$  释放的模型。但这些模型的机理在两个方面受到质疑。质疑之一是这些模型把微生物 C 库视为与其他土壤有机质一样的死的物质而非活的分解者。如此以来，因  $k$  是常数，这些模型所表达的分解速率或异养呼吸速率与微生物生物量和活性均无关。但事实上，有机质分解是由土壤微生物产生的胞外酶催化

的 (Schimel & Weintraub, 2003; Moorhead & Sinsabaugh, 2006); 土壤基础呼吸速率与微生物生物量变化密切相关: 生物量减少导致有机分解减缓从而利于土壤有机质 (或 C) 累积, 反之则加速有机质分解从而减少有机质累积 (Fang *et al.*, 2005)。另外, 自然土壤系统中微生物生物量和活性可因土壤层深度、N 沉降速率、土壤中污染物含量、管理措施、土地利用方式、季节、气候 (如温、湿度) 等因素而变化 (Cleveland *et al.*, 2007)。前述主流土壤有机质分解模型由于没有包含微生物生物量和活性的反馈机理, 这些模型对土壤有机质随环境、干扰和管理因素变化 (C 源或 C 汇) 的预测往往存在偏差 (Fang *et al.*, 2005)。因此, 众多学者认为应明确把微生物的作用机制结合到现有的土壤有机质分解和土壤呼吸模型中 (McGill, 1996; Smith *et al.*, 1997; Fang *et al.*, 2005; Davidson *et al.*, 2006; Moorhead & Sinsabaugh, 2006)。另一个受质疑的地方是传统模型中多环境因子的综合 (或混合) 效应是单因子效应的乘积 (见式 (1.2))。但严格来说这只是一一种假设, 还未经有效的检验 (Reichstein *et al.*, 2002, 2005)。以温、湿度的综合效应为例, 有研究发现在土壤比较干燥的情况下, 微生物呼吸对温度变化的响应强度也下降 (Borken *et al.*, 1999; Xu & Qi, 2001), 也即温、湿度效应间存在交互作用。而混合效应等于单因子效应乘积的潜在假设是单因子的效应是独立的, 不存在相互作用。那么前述主流模型使用乘积途径来表达多因子综合效应很有可能会高估土壤呼吸对某一因素变化 (如升温) 的响应 (Borken *et al.*, 1999; Xu & Qi, 2001)。

## 1.4 土壤呼吸影响因子

土壤呼吸作用是一个复杂物理、化学、生物学和生态学过程, 受到多因素综合影响。影响土壤呼吸作用的因素可归纳为三大因素, 即自然因素, 生物因素以及各种干扰因素。

### 1.4.1 土壤温度

温度是影响土壤呼吸的关键因素, 是土壤呼吸最好的预测因子。土壤温度影响根呼吸和土壤微生物呼吸酶的活性。而根呼吸和土壤微生物呼吸是土壤呼吸重要组成部分。国内外部分研究模拟了森林生态系统土壤呼吸与温度之间的相关关系 (表 1.2)。许多研究表明, 森林土壤温度与土壤呼吸呈现很好的相关性, 土壤呼吸速率变异的 60~80% 可以由土壤温度解释 (Rodeghiero *et al.*, 2005; Subke *et al.*, 2003)。一天中一般最高气温出现在 14:00 前后, 然后土壤呼吸的高峰期则一般表现为滞后于最高气温, 主要原因是由于真正对土壤呼吸速率起作用的是土壤温度, 而空气温度传递到土壤中

需要一定时间，根据植被类型差异，这种滞后于气温的时间亦不等。而森林土壤呼吸的日高峰值大约相对于气温滞后 6hr（赵景波等，2002）。

表 1.7 森林生态系统土壤呼吸与温度的关系式

Table 1.7 Relationship between soil respiration and temperature in forest ecosystems

植被类型	关系式	实验地点
落叶针叶混交林	$CO_2 = 0.1301 + 0.0064T$ , $R^2 = 0.28$ 式中: T为空气温度	美国西海岸
赤松林	$CO_2 = 147 \exp(0.097T_0)$ 式中: $T_0$ 为地表温度	日本西部府中町
温带林	$\ln CO_2 = C + B_1T + B_2MI$ 式中: C, $B_1$ , $B_2$ 均为系数, MI为湿度指数	美国密里苏达
落叶混交林	$CO_2 = 0.01044432T$ 式中: T为枯枝落叶层温度	美国田纳西
热带山地雨林	$CO_2 = 0.7531808 + 4.754104E^{-02}T$ 式中: T为地表温度	海南尖峰岭

引齐志勇等（2003）

### 1.4.2 土壤水分

水分对土壤呼吸的影响较为复杂。水分对植物和微生物来说，是一个非常重要的影响土壤呼吸的环境因子。土壤水分通过影响根和微生物的生理过程，影响土壤呼吸，土壤水分的过低或过高都会限制呼吸作用（Pangle *et al.*, 2002）。尤其在干旱和半干旱地区当土壤水分成为胁迫因子时，可能取代温度而成为土壤呼吸速率的主控制因子。土壤湿度与土壤呼吸速率之间的关系也可用多种方程函数来描述。土壤湿度与呼吸作用又有正相关关系，可以解释碳释放速率变异的 5~20%（Rodeghiero *et al.*, 2005）。国外科学家研究湿度对土壤呼吸的作用（Raich *et al.*, 1995），结果显示：（1）土壤干燥时，土壤的代谢活动随湿度的增加不断增强；（2）然而土壤湿度不断增加时，氧缺乏阻滞需氧呼吸。由此可见，土壤湿度影响土壤呼吸是非常复杂多变的。

### 1.4.3 土壤性质

国内外许多研究表明，土壤呼吸与土壤因子有着密切的关系（Schimel *et al.*, 1994）。土壤活性碳库为微生物提供基质，其大小直接影响土壤呼吸量。土壤理化性质也是影响土壤呼吸的重要因素。土壤呼吸与土壤有机质含量及其组成有关，土壤有机质含量对土壤的性质，如通风性、阳离子保持能力等有着重要的影响。王艳萍（王艳萍等，2009）等得出土壤呼吸通量与土壤有机碳呈显著的正相关（0.555）。不同海

拔高度的土壤呼吸与土壤有机质含量显著相关。在土壤水分和温度相对稳定的情况下，土壤呼吸量随着土壤有机碳含量增加而增加。研究表明（王启兰等，2007），土壤有机碳是土壤呼吸的主要碳源，不仅为微生物活动提供能源，而且对土壤化学、物理和生物学性质影响深刻。土壤质地也对土壤呼吸强度有重要影响，土壤粘粒的不同导致土粒表面吸附与离子交换的能力也不同，即改变了土壤本身的物理结构，从而影响土壤通透性和土壤含水量，进而影响土壤呼吸的强度。一般而言，土壤中易分解的有机质会对微生物种群和土壤呼吸速率产生较大作用。土壤有机质与土壤呼吸速率正相关。因此，许多科学家利用土壤有机质多少预测土壤呼吸速率（Sikora *et al.*, 1990）。

#### 1.4.4 土壤微生物

土壤呼吸的 50% 由土壤微生物占据（易志刚等，2003），微生物量高的土壤具有较高的土壤呼吸速率。目前关于土壤呼吸与微生物生物量碳的关系的研究尚不明确。而且土壤呼吸与不同植被覆盖下的土壤有机碳储量有着密切的关系。其主要原因就在于不同植被类型生物量的累计模式并不相同，从而使植物根系的矿化产物也不同，根系分泌到土壤的有机物质数量也存在着季节动态变化，存在着较大的区别，这些原因都会影响到土壤微生物的活性。

#### 1.4.5 植被类型

不同植被类型的生态系统，在不同地被覆盖条件下，其土壤呼吸速率存在很大的差异。土壤呼吸数量有显著的差异。然而森林土壤碳通量与植被生物量的关系一直没有确定的结论。研究表明：（1）土壤呼吸作用的物质基础来源于植物光合作用，光合作用越强，地下的呼吸作用也越旺盛。植物地上部分的产物与地下部分的分配决定了根系呼吸作用，土壤呼吸速率与植被净初级生产力呈现显著正相关关系（Moyano *et al.*, 2007）；（2）植物根系也是土壤呼吸的主要影响者，根系呼吸作用在不同的生态系统中区别较大（10~90%之间），土壤呼吸作用的比例差别取决于气候条件，植物生长阶段以及立地条件等。加拿大科学家研究发现，加拿大北部森林所有采伐迹地地下碳通量与立地现场生物量呈正相关（Pypker *et al.*, 2003）；国内科学家建立了一套计算土壤呼吸和土壤碳密度的模型，这套模型为计算土壤呼吸及土壤碳密度提供了一条捷径（杨昕等，2001）。全球主要生物群落的研究也表明，土壤呼吸速率和净初级生产力之间存在正相关关系（Raich *et al.*, 1992）。

### 1.4.6 干扰因子

日益增加的人类活动干扰、改变了森林生态系统的土壤呼吸特征，改变植被的结构组成、微生物数量与活性，土壤的通透性以及土壤周围的气候条件，从而导致土壤呼吸发生巨大变化。这些干扰主要包括火干扰，采伐，以及降水。

火干扰直接将地表植被和凋落物转化为二氧化碳。植物的生长在被火干扰后，土壤有机碳的积累以及土壤微生物动态过程都与火干扰前发生了明显的变化，对土壤呼吸产生了重要作用。大量研究表明，森林土壤在被火干扰后，其呼吸速率一般表现为降低（Amiro *et al.*, 2003; O'Neill *et al.*, 2002）。胡东等（胡东等, 2010）对锡林浩特灌丛火干扰后的土壤呼吸速率研究发现，或干扰 2 天后土壤呼吸下降。Michelsen 等（Michelsen *et al.*, 2004）指出土壤呼吸速率在火烧频率较低的林地相对较高。Tan 等研究了火干扰对大兴安岭森林土壤呼吸的影响（Tan *et al.*, 2012）。采伐对土壤呼吸的影响，大家观点不一。多数研究认为森林采伐将增加土壤呼吸速率，也有研究认为森林采伐将不会影响呼吸速率，火森林采伐会导致呼吸速率下降。张婷（张婷等, 2013）等研究发现森林砍伐后变为农田和草地，使生态系统中土壤的碳储量大大降低。砍伐后，位于密苏里州的针叶混交林土壤呼吸速率增加了 43%，阔叶林只增加了 14%（Concilio *et al.*, 2005）。Pypker 等（Pypker *et al.*, 2003）在加拿大哥伦比亚的研究表明，土壤温度并非是控制采伐林地地下碳通量的主要因素。学者们发现砍伐后的森林，根系和微生物的呼吸变化是造成土壤 CO<sub>2</sub> 排放量改变的主要原因。一般而言，森林砍伐将导致土壤温度上升、从而造成土壤水分降低，进而提高土壤呼吸速率。郭辉等（郭辉等, 2009）研究皆伐方式对小兴安岭低质林土壤呼吸的影响，发现不同采伐方式，对影响土壤呼吸的控制因素并不完全相同。由于全球变暖改变全球降水格局，直接改变了土壤水分状况。降水对土壤中微生物活性和根系生长产生重要影响。研究发现降水量的积极性变化与降水量呈正相关关系。土壤呼吸速率在降雨后表现为增大趋势的主要有两方面原因，第一方面降水可增加微生物种群的数量，从而有利于增强土壤呼吸作用；另一方面因为降雨增加了根系的呼吸作用。而土壤呼吸速率在降雨后表现出降低的趋势主要因为降水造成土壤温度下降，从而降低土壤呼吸。

## 1.5 存在问题

如前文所述，尽管国内外有很多关于土壤异养呼吸影响因素的研究并且关于土壤异养呼吸的理解也日趋深刻，但还存在以下问题及不足之处：

土壤温度是影响土壤呼吸的重要环境因子。但是，利用模型模拟国家尺度自然生

态系统土壤温度的时空间分布规律还相对较少。

现在 ESMs 模型中仍然没有植入土壤微生物生理过程模拟、研究土壤异养呼吸对气候变化的响应。

## 1.6 研究思路

因为土壤温度是影响土壤异养呼吸的关键性因子，所以本文首先校正土壤温度模型。然后通过植入土壤微生物异养呼吸过程，改进陆地生态系统模型。最后，结合校正后的土壤温度模型所提供的土壤温度数据，探讨土壤温度和土壤微生物异养呼吸对气候情景的响应。

## 1.7 研究内容

本文以美国大陆自然生态系统为研究对象，通过美国涡度通量（AmeriFlux）观测数据，校正并验证了土壤温度模型（STM）和修改后的陆地生态系统模型（MIC-TEM）模拟能力，探讨了土壤微生物异养呼吸对气候情景的响应。主要研究内容包括：

### （1）土壤温度模型参数的校正

利用已经发表的文献寻找参数取值范围，通过敏感性分析找出影响土壤温度模拟精度的关键参数，然后利用 AmeriFlux 观测数据校正并验证 STM 模型模拟能力，并为国家尺度上模拟土壤异养呼吸提供准确参数。

### （2）美国大陆自然生态系统土壤温度时空变化特征

利用校正后的土壤温度模型，模拟了 1948 年至 2008 年美国大陆自然生态系统，土壤温度时间变化趋势与空间分布规律，并归纳总结了不同自然生态系统不同深度土壤温度变化特点。

### （3）土壤异养呼吸模型化

通过植入土壤微生物生理作用修改了陆地生态系统模型（TEM）。然后，分析了 MIC-TEM 模型的敏感性参数以及温度变化对 MIC-TEM 模型的影响。最后，利用 AmeriFlux 观测数据校正并验证了 MIC-TEM 模型模拟碳通量变化的能力，为下一步讨论美国大陆森林生态系统土壤异养呼吸对气候情景的响应做准备。

### （4）土壤异养呼吸对气候情景变化响应的探讨

利用 MIC-TEM 和 TEM 模型，探讨了美国大陆森林生态系统碳通量对 RCP 2.6 和 RCP 8.5 两种气候情景的响应。然后，对比了两种气候情景下，两种模型模拟的季

节性  $R_H$  变化特点。最后，结合校正后的 STM 模型模拟的土壤温度数据，分析了两种气候情景下，土壤温度，土壤微生物生理作用对季节性  $R_H$  的综合影响。

## 1.8 技术路线

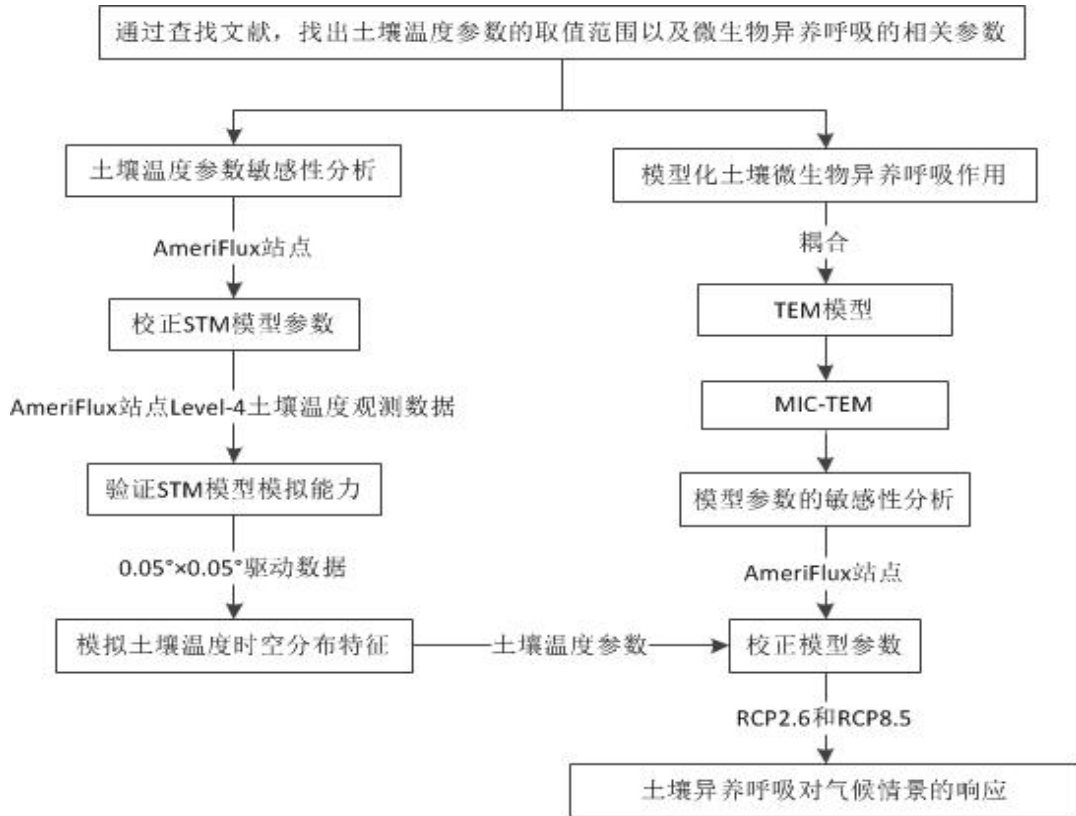


图 1.3 技术路线示意图

Fig. 1.3 Schematic diagram illustrating the project



## 第二章 模型简介与数据准备

### 2.1 TEM 模型简介

TEM5.0 是以基于过程的 TEM1.0 基础上发展而来进行碳通量的模拟。该模型包括了计算土壤温度的土壤温度模型 (STM) 和模拟土壤水分含量的水文模型 (HM)。迄今为止, TEM 模型已经被发展为多个版本, 每个版本都有各自的特点。TEM5.0 耦合了 STM 模型并且考虑了土壤温度对植被生产力、分解以及可利用氮的影响, 但没有考虑对臭氧层的影响。

该模型可以模拟全球陆地生态系统植被碳库、植被氮库、土壤碳库、土壤氮库以及水分含量的动态变化。TEM 模型利用气候数据、高程数据、土壤数据、植被数据以及土壤和植被的相关参数模拟了陆地生态系统碳、氮和水的变化以及碳、氮库的含量。TEM 模型是以月或者天为时间尺度,  $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$  经纬度空间分辨率为输出精度, 但是 TEM5.0 模型已经将模型输出精度提升为  $0.05^{\circ}\times 0.05^{\circ}$  经纬度空间分辨率 (图 2.1)。

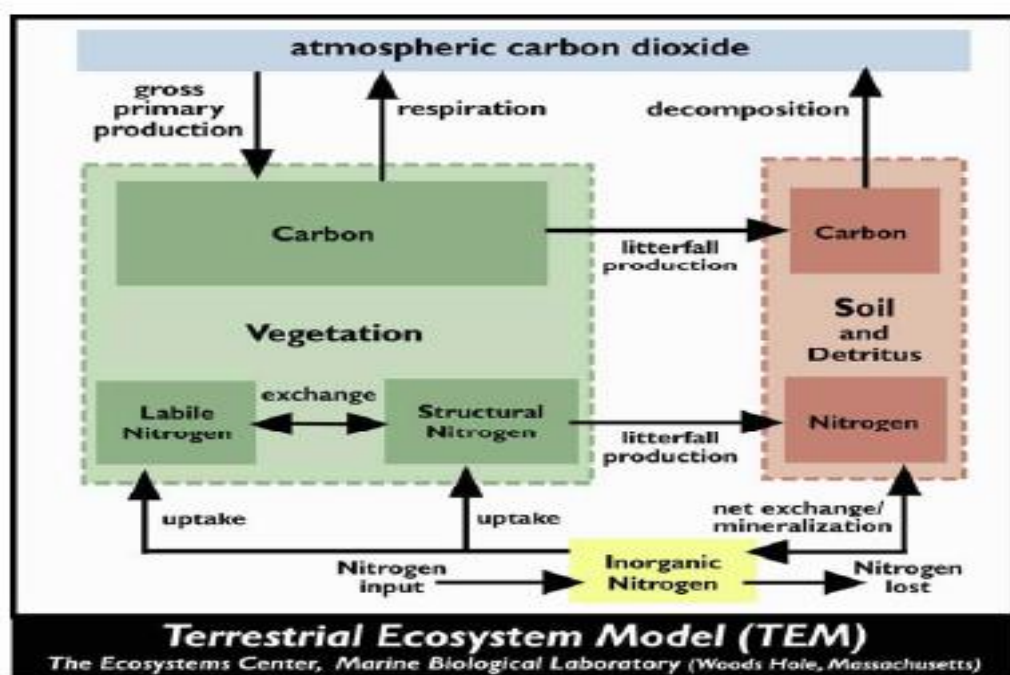


图 2.1 TEM 模型结构图

Fig. 2.1 A structure diagram of TEM (Zhuang *et al.*, 2002)

该模型已经被成功应用模拟北美, 欧洲, 乃至全球尺度不同陆地生态系统的碳氮通量。一些陆地生态模型比较研究也表明, TEM5.0 能够比较好的模拟生态系统和大

气之间的碳氮交换。

## 2.2 STM 模型简介

STM 模型是以一维土壤热量流通模型 Goodrich 模型为基础发展而来，该模型是 TEM5.0 一个子模块，并为 TEM5.0 提供土壤温度数据（图 2.2）。Goodrich 模型考虑了水和冰不同物相之间土壤热量流通变化（Goodrich 1976, 1978a, 1978b）。该模型可以模拟雪层、融土层以及冻土层的土壤热量变化。

STM 模型修改了 Goodrich 模型，将该模型分为雪层、腐殖质层、上层有机质土壤层、下层有机质土壤层以及上层矿化土壤层、下层矿化土壤层。STM 模型主要参数包括每个土层热力学属性。此外，土壤物相的变化主要依靠物象温度的变化，而模型的初始温度状态设为 0°C。模型上层的边界条件主要包括夏天腐殖质层的边界温度和冬天雪层的表面温度，而底层的热通量边界条件为常数。应用模型模拟土壤温度，首先需要确定模型的初始状态，初始状态包括系统的土壤温度初始值以及冻土层占整个土壤层次的比例。

模型的模拟是以天或者月为时间尺度，利用土壤数据、气候数据、植被类型数据以及土壤热力学属性参数模拟不同层次土壤温度变化。该模型已经在北美地区被广泛使用，具体模型的校正以及信息可以参考 Zhuang et al., 2001(Zhuang *et al.*, 2001)。

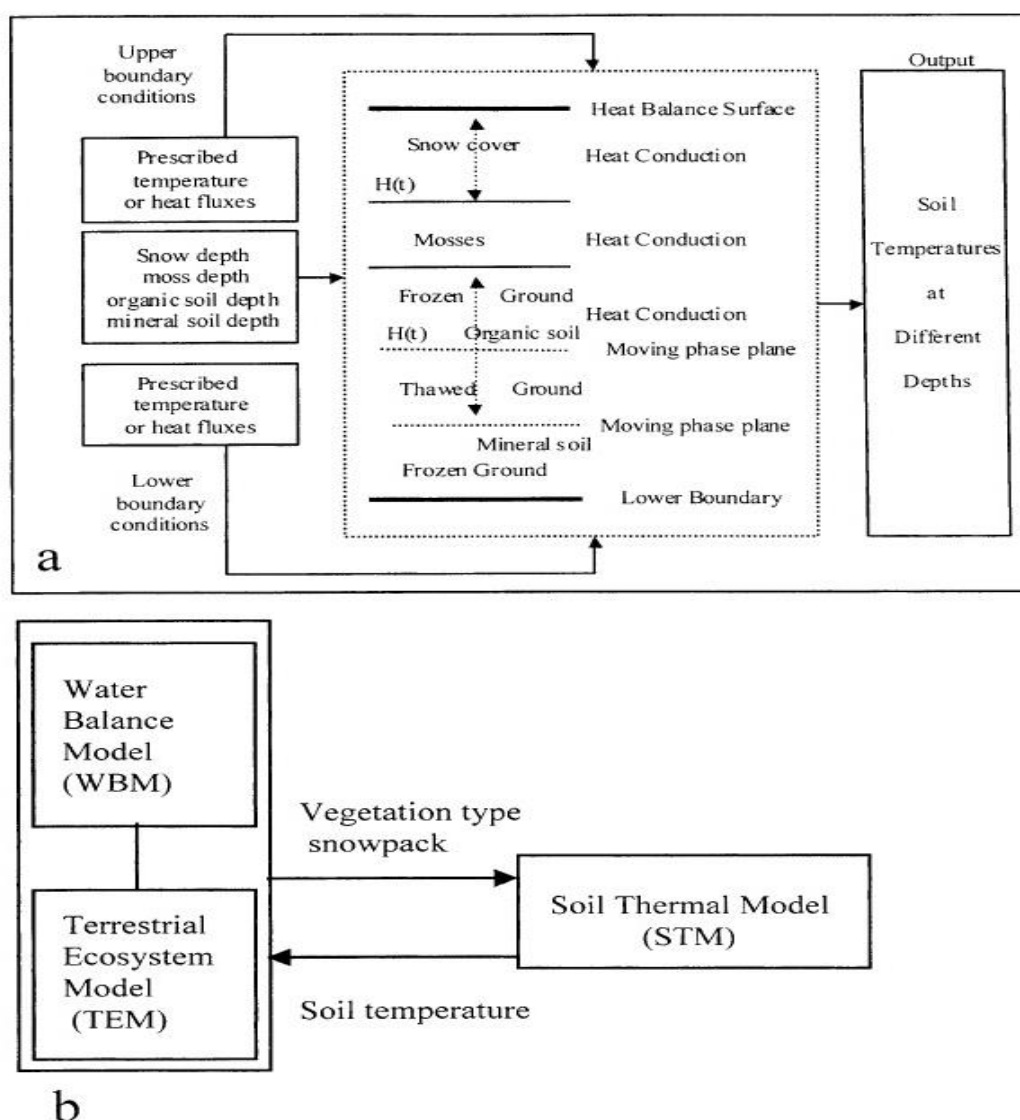


图 2.2 STM 模型结构图  
(a) STM 模型结构 (b) TEM 模型与 STM 模型关系

Fig 2.2 A structure diagram of STM

(a) the structure of STM (b) Flow data of in the coupled model (STM-TEM)

## 2.3 模拟土壤温度时空分布特征所需驱动数据

利用 STM 模型模拟了美国大陆自然生态系统土壤温度的时空分布特征。STM 模型主要输入包括：(1) LAI 数据；(2) 地表覆被数据；(3) 气象数据（最高气温、最低气温、短波辐射、降水和相对湿度等）；(4) 二氧化碳浓度数据；(5) 土壤质地数据；(6) 高程数据。

### 2.3.1 LAI 数据

叶面积指数 (Leaf area index, LAI) 通常定义为单位地表面积上绿叶总面积的一半

(Chen and Black, 1992)。LAI 作为表征冠层结构的关键参数，影响着植被光合、呼吸、蒸腾、降水截留以及能量交换等诸多的生态过程 (Bonan,2008;Sprintsin *et al.*, 2011)。

本研究驱动 STM 模型的 LAI 是利用 MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)地表反射率数据 (MOD09A1 V05) 和 MODIS 地表覆被类型数据 (MCD12Q1 V051)。美国陆地过程分布式数据档案中心(<https://lpdaac.usgs.gov>)驱动基于 4 尺度几何光学模型的 LAI 反演算法 (Deng *et al.*, 2006) 生成的 2000-2010 年间每 8 天的 500mLAI 数据。

基于 4 尺度几何光学模型的 LAI 反演算法的主要特点是通过考虑太阳天顶角-传感器天顶角-太阳与传感器之间的向对方位角变化对反射率和 LAI 与 VI 之间关系的影响来反演 LAI (Chen and Leblanc,1997)。在加拿大和中国等地区的验证表明，基于 4 尺度几何光学模型的 LAI 反演算法生成的 LAI 质量要优于 MODIS LAI 产品(Liu *et al.*, 2007; Pisek *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2009a; Liu *et al.*, 2012c)。该算法目前已被欧洲航天局的 GLOBCARBON 计划用来生成全球 LAI 产品。

### 2.3.2 地表覆被数据

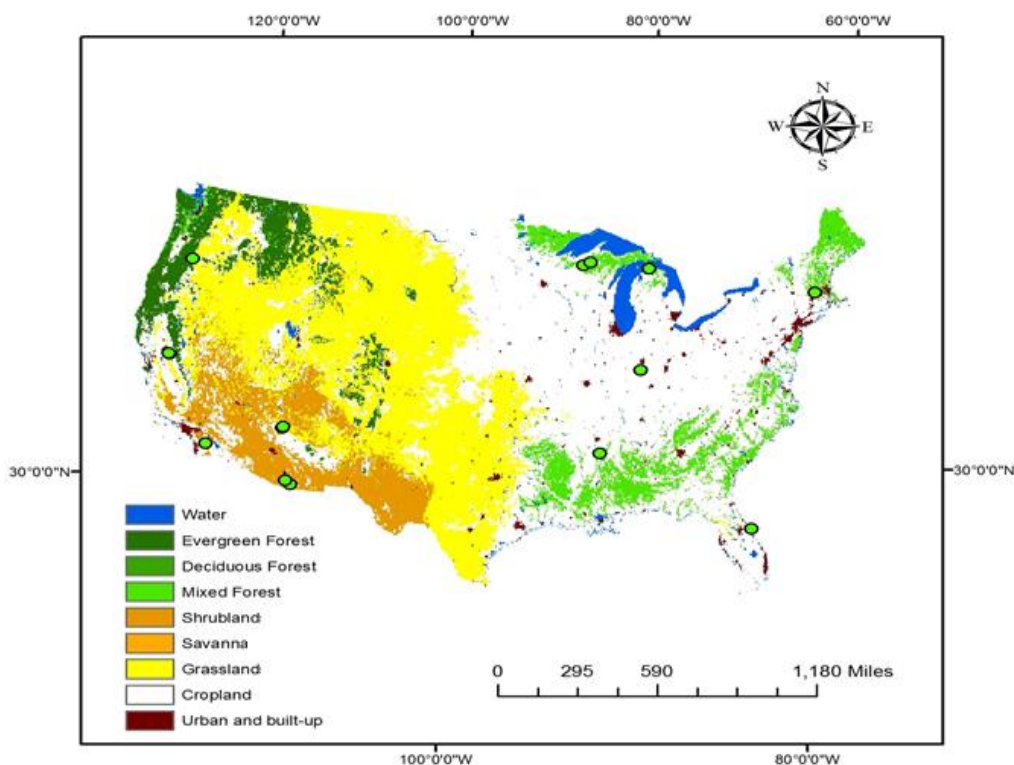
地表覆被类型影响地表物质和能量的循环过程，是进行全球变化研究的重要参数。本研究采用 2004 年的 0.05 °×0.05 °分辨率的 MODIS product Land Cover Types Yearly L3 Global 0.05 Deg CMG(MOD 12 C1) (图 2.3)。

本研究采用国际地圈生物圈计划 IGBP (International Geosphere Biosphere Programme) 分类体系 (Loveland and Belward,1997) 的数据集，根据 STM 模型地表覆被分类，将美国大陆地表覆被类型进一步分为 6 种植被类型，包括：常绿林(Evergreen Forest)、落叶林 (Deciduous Forest)、混交林 (Mixed Forest)、灌木林 (Shrubland)、草地 (Grassland)、稀树大草原 (Savanna) (表 2.1)，然后结合 MODIS 植被分布图重新划分了美国大陆植被类型分布图。

表 2.1 植被类型对比图

Table 2.1 Reclassification of MODIS land covers to STM vegetation types.

MODIS 产品植被类型 (MODIS vegetation type)	STM 模型植被类型 (STM vegetation type)
常绿针叶林 (Evergreen Needleleaf Forest)	常绿林 (Evergreen Forest)
常绿阔叶林 (Evergreen Broadleaf Forest)	常绿林 (Evergreen Forest)
落叶针叶林 (Deciduous Needleleaf Forest)	落叶林 (Deciduous Forest)
落叶阔叶林 (Deciduous Broadleaf Forest)	落叶林 (Deciduous Forest)
混交林 (Mixed Forest)	50%常绿林 (50% Evergreen Forest) 50%落叶林 (50% Deciduous Forest)
封闭的灌丛带 (Closed Shrubland)	灌丛带 (Shrubland)
开放的灌丛带 (Open Shrubland)	灌丛带 (Shrubland)
木质稀树草原带 (Woody Savanna)	稀树草原带 (Savanna)
稀树草原带 (Savanna)	稀树草原带 (Savanna)
草地 (Grassland)	草地 (Grassland)



● AmeriFlux 站点

图 2.3 美国大陆植被覆盖图  
(<http://modis-land.gsfc.nasa.gov>) (MOD 12 C1)

Fig. 2.3 Land cover map of the conterminous US ( $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ ) used in regional simulations. The map was re-classified based on MODIS product Land Cover Types Yearly L3 Global 0.05 Deg CMG (MOD 12 C1). Green points indicate the location of the AmeriFlux sites used in this study.

### 2.3.3 气象数据

收集了由美国气象环境预报中心 (NCEP) 和美国国家大气研究中心 (NCAR) 联合制作的 NCEP/NCAR 再分析数据 (<http://www.ncep.noaa.gov/>), 他们采用了当今最先进的全球资料同化系统和完善的数据库, 对各种资料来源 (地面、船舶、无线电探空、测风气球、飞机、卫星等) 的观察资料进行质量控制和同化处理, 获得了一套完整的在分析资料集, 它不仅包含的要素多, 范围广, 而且延伸的时段长, 是一个综合的观测资料集。数据收集逐日再分析资料, 包括 1948 年-2008 年日降水量、日空气温度、日云量比例、日饱和蒸汽压以及日相对湿度。NCEP 数据库不包括饱和水汽压差, 我们通过公式计算得到:

$$VP_{air} = VP_{sat} \times \text{relative humidity} / 100 \quad (2.1);$$

$$VPD = VP_{sat} - VP_{air} \quad (2.2);$$

式 (2.1)  $VP_{air}$  为实际水汽压 (Kpa);  $VP_{sat}$  为饱和水汽压 (Kpa); 式 (2.2) VPD 为蒸汽压差 (Kpa)。

### 2.3.4 二氧化碳浓度数据

收集了美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 提供的 1948 年-2008 年的每年的二氧化碳浓度数据 (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>)。NOAA 隶属于美国商业部下属的科技部门, 主要关注地球的大气和海洋变化, 提供对灾害天气的预警, 提供海图和空图, 管理对海洋和沿海资源的利用和保护, 研究如何改善对环境的了解和防护。

### 2.3.5 土壤质地数据

从联合国粮食与农业组织 (FAO) 收集了土壤质地数据 (<http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/>)。FAO 是联合国系统内最早的常设专门机构, 主要责任向成员国提供世界粮食形势的分析情况和统计资料。实验室之前的研究已经将土壤质地数据整理为  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$  经纬度空间分辨率, 具体方法参考 Zhuang et al., 2010 (Zhuang et al., 2010)。

### 2.3.6 高程数据

高程数据取自于美国地质勘探局 (USGS), 是美国内政部所属的科研机构 (<http://srtm.usgs.gov/index.php>)。负责对自然灾害、地质、矿产资源、地理与环境、野生动植物信息等方面的科研、监测、收集、分析; 对自然资源进行全国范围的长期监测和评估。为决策部门和公共提供广泛、高质量、及时的科学信息。之前的研究已经将高程数据整理为  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$  经纬度空间分辨率, 具体方法参考 Zhuang et al., 2010 (Zhuang et al., 2010)。

## 2.4 模拟土壤异养呼吸对气候情景的响应所需驱动数据

利用 MIC-TEM 模型模拟森林生态系统土壤异养呼吸作用气候情景的响应。模型输入数据包括 (1) 气象数据; (2) 地覆数据; (3) 土壤数据; (4) 高程数据。

选择了 IPCC 第五次评估报告中 (AR5) 的 RCP 2.6 气候情景和 RCP 8.5 气候情景, RCP (Representative Concentration Pathways) (表 2.2) 代表含义辐射增温, 单位是每平方米瓦特, 也就是太阳对于地表的加热作用并被温室气体滞留所产生的热能量, 这样就能以一个变数来更精确的表示温室气体造成的地表加热作用造成的地球环境影响。

表 2.2 RCP 情景定义  
Table 2.2 the definition of RCP scenario

RCP 定义	2.6	4.5	6	8.5
到 2100 年辐射能 (W/m <sup>2</sup> )	2.6	4.5	6	8.5
模拟的二氧化碳浓度 (PPM)	421	538	670	936

### 2.4.1 气象数据

国际耦合模式比较计划 (CMIP5) 为 IPCC AR5 组织了气候模拟和预估试验, 有来自全球的 20 多所研究机构参与, 目前已有 23 个研究中心发布了 42 个模式的试验结果。Taylor 对 CMIP5 模型以及实验设计进行了描述 (Taylor *et al.*, 2012)。CMIP5 所有数据通过地球系统网格联盟 (ESGF: the Earth System Grid Federation) 发布, 数据分布在全球 16 个数据节点上, 提供了 5 个网管进行模拟数据的下载。本研究选择了 NOAA 的地球系统模型 (GFDL-ESM2G) 所模拟的在 RCP 2.6 和 RCP 8.5 气候情景下的 0.5°×0.5° 经纬度空间分辨率的气候数据, 包括日地表降雨数据、日地表空气温度数据、日地表相对湿度数据、日地表短波辐射数据。由于 RCP 气候情景没有提供饱和和蒸汽压数据, 故无法应用式(2.19)计算 VPD。利用地表空气温度数据, 地表相对湿度数据, 和经验公式计算 VPD:

$$V_{\text{psat}} = R \times \exp(7.5 \times T_a / (237.7 + T_a)) \quad (2.3);$$

$$V_{\text{pair}} = V_{\text{psat}} \times \text{relative humidity} / 100 \quad (2.4);$$

$$\text{VPD} = V_{\text{psat}} - V_{\text{pair}} \quad (2.5);$$

式 (2.3)  $V_{\text{psat}}$  为饱和水汽压 (Kpa),  $R$  为气体常数,  $T_a$  为空气温度; 式 (2.4)  $V_{\text{pair}}$  为实际水汽压 (Kpa); 式 (2.5) VPD 为蒸汽压差 (Kpa)。

### 2.4.2 地覆数据

利用 Kottek 于 2006 年划分的美国大陆森林生态系统空间分布图 (图 2.4), 收集了 0.5°×0.5° 经纬度的地覆数据。之前的研究已经收集了该数据, 具体收集方法可以参考 Chen *et al.*, 2011 (Chen *et al.*, 2011)。

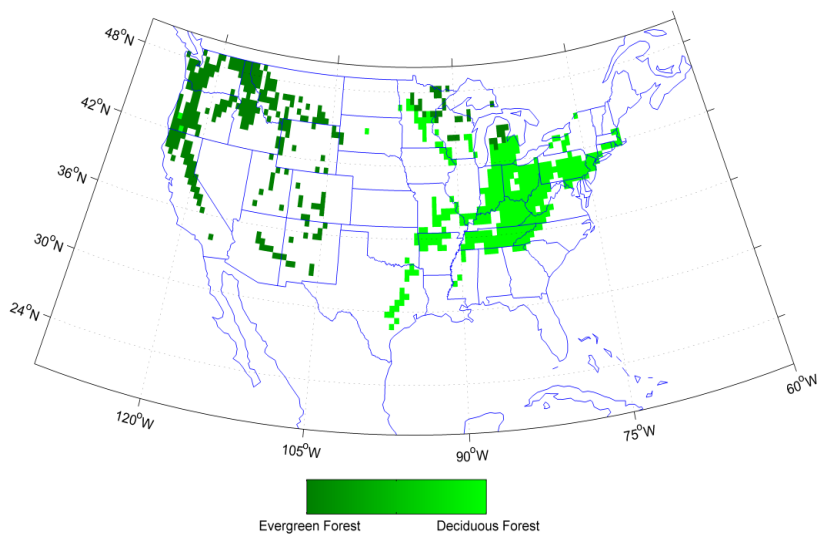


图 2.4 0.5°×0.5° 美国大陆森林植被分布图  
(Kottek *et al.*, 2006)

Fig.2.4 Vegetation distribution of forests in the conterminous United States at a resolution of 0.5°×0.5°

### 2.4.3 其它数据

之前的研究已经收集了空间高程数据与土壤质地的数据，具体收集方法可以参考 Melillo *et al.*, 1993 和 Zhuang *et al.*, 2003 (Melillo *et al.*, 1993; Zhuang *et al.*, 2003)。

## 2.5 模型校正与对比数据

### 2.5.1 涡度通量观测数据

涡度相关观测技术通过测定空气二氧化碳和水汽浓度的脉动得到每 30 分钟生态系统与大气之间的碳和水汽通量 (Baldocchi *et al.*, 2001)。自 1990 年该技术应用于全年通量连续观测以来 (Wofsy *et al.*, 1993)，全球已建立了大量的通量观测站点，连续提供全球不同地区典型生态系统碳、水汽和能量通量的观测数据 (Baldocchi, 2003)。本文利用美国涡度通量观测数据 (AmeriFlux) 校正与验证了模型的模拟能力 ((<http://ameriflux.lbl.gov>))。

### 2.5.2 对比数据

为了对比土壤温度模型的模拟的准确度，收集了 NCDC 数据库 10cm 土层土壤温度空间分布数据 (<http://www.ncdc.noaa.gov/>)。NCDC 数据库负责储存、监控、评估和



提供气候数据与信息。

为了对比修改后的 TEM 模型的模拟能力，收集了 NCEP 数据美国大陆 2001 年-2005 年， $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$  经纬度空间分辨率气候数据。



## 第三章 STM 模型的校正

土壤温度是土壤微生物异养呼吸模型的关键参数，它的准确与否决定了土壤微生物异养呼吸的精确度。所以，为了精准评估土壤微生物异养呼吸对未来气候情景的响应，我们首先校准了土壤温度模型。本章利用美国涡度通量站点（AmeriFlux）土壤温度观测数据，校正了土壤温度模型(STM)，并验证了校正后的模型模拟土壤温度的能力。

### 3.1 AmeriFlux 站点观测数据

根据所划分的美国大陆植被分布图，校正与验证了六种植被类型（图 2.3 和表 2.1）。

为校正 STM 模型，每种植被类型选择一个代表性 AmeriFlux 站点。站点的选择主要根据 10cm（0-10cm），20cm（10cm-20cm）和 50cm（20cm-50cm）土层土壤温度观测数据的完整度（同时具备三个土层土壤温度观测数据），并且每个土层要拥有三年以上土壤观测数据。具体校正站点信息见表 3.2。

为验证 STM 模型，每种植被类型再选择二个代表性 AmeriFlux 站点。验证站点土壤温度观测数据要在 5 年以上。具体验证站点信息见表 3.3。

校正和验证站点的模型驱动数据以及土壤温度观测数据均取自于 AmeriFlux 站点 Level\_4 数据库（图 2.3）。

### 3.2 STM 模型校正方法

之前发表的论文已经确定了模型参数的敏感性（Zhuang *et al.*, 2001），敏感性参数主要包括热导率（Thermal Conductivity）和热容量（Heat Capacity）（表 3.1）。应用 Shuffled Complex Evolution Method（SCE-UA）方法校正 STM 模型参数（Duan *et al.*, 1992; Duan *et al.*, 1994）（代码见附录 2）。该方法的目标函数（Cost Function）是：

$$Obj = \sum_{i=1}^k (T_{soil_{obs,i}} - T_{soil_{sim,i}})^2; \quad (3.1)$$

式（3.1）中  $T_{soil_{sim}}$  是模拟的土壤温度， $T_{soil_{obs}}$  是观测的土壤温度。 $k$  是用来校正模型参数的组数。每种植被类型的参数值被定义在表 3.1 中。通过查找文献，首先确定每个土壤剖面腐殖质层、有机土壤层和矿化土壤层的厚度以及含水量和每个层

次的敏感性参数的取值范围，然后利用 SCE-UA 方法校正模型参数。模型仅校正了 10cm、20cm 和 50cm 土层土壤温度参数，其余土层参数与之前校正的参数值保持一致 (Zhuang *et al.*, 2010)。通过 Matlab 软件编程以及 Purdue 大学超级计算机的计算，根据相关性分析以及回归分析，最后确定模型参数的最优解 (图 2.3)。

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [snew,fnew,icall]=cceu(s,sf,bl,bu,icall,maxn,Mreffile)
% This is the subroutine for generating a new point in a simplex
%
% s(.,.) = the sorted simplex in order of increasing function values
% s(.) = function values in increasing order
%
% LIST OF LOCAL VARIABLES
% sb(.) = the best point of the simplex
% sw(.) = the worst point of the simplex
% w2(.) = the second worst point of the simplex
% fw = function value of the worst point
% ce(.) = the centroid of the simplex excluding wo
% snew(.) = new point generated from the simplex
% iviol = flag indicating if constraints are violated
%         = 1 , yes
%         = 0 , no

[nps,nopt]=size(s);
n = nps;
m = nopt;
alpha = 1.0;
beta = 0.5;

% Assign the best and worst points:
sb=s(1,:); fb=sf(1);
sw=s(n,:); fw=sf(n);

% Compute the centroid of the simplex excluding the worst point:
ce=mean(s(1:n-1,:));

% Attempt a reflection point
snew = ce + alpha*(ce-sw);

% Check if is outside the bounds:
ibound=0;
s1=snew-bl; idx=find(s1<0); if ~isempty(idx); ibound=1; end;
s1=bu-snew; idx=find(s1<0); if ~isempty(idx); ibound=2; end;
    
```

图 3.1 Matlab 部分程序代码

Fig. 3.1 The part code of Matlab

表 3.1 主要植被类型参数  
Table 3.1 Soil thermal model parameters for major vegetation types in the U.S.A

参数 (Parameter)	封闭灌丛带 (Closed Shrubland)	落叶阔叶林 (Deciduous_ Broadleaf_forest)	常绿针叶林 (Evergreen_ Needleleaf_forest)	草地 (Grassland)	开放灌丛带 (Open Shrubland)	混交林 (Mixed Forest)	木质稀树草原带 (Woody Savanna)	单位 (Unit)
第一层厚度 (First layer thickness)	0.10	0.20	0.20	0.18	0.15	0.20	0.10	M
第一层含水量 (First layers water content)	0.20	0.34	0.11	0.40	0.30	0.30	0.08	Volumetric%
第一层融土热导率 (First layer thawed thermal conductivity)	1.90	0.60	0.58	1.80	12.10	0.60	2.40	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
第一层冻土热导率 (First layer frozen thermal conductivity)	1.05	1.70	1.45	2.10	1.20	1.70	1.00	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
第一层融土热容量 (First layer thawed heat capacity)	1.70	0.80	1.30	1.50	2.52	0.80	2.80	MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
第一层冻土热容量 (First layer frozen heat capacity)	1.60	1.50	1.60	2.10	21.60	1.50	1.10	MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
第二层厚度 (Second layer thickness)	0.15	0.35	0.30	0.40	0.30	0.35	0.20	M
第二次含水量 (Second layers water content)	0.30	0.40	0.35	0.45	0.50	0.40	0.12	Volumetric%

第二层融土热导率 (Second layer thawed thermal conductivity)	1.70	1.12	0.60	1.50	1.90	1.40	1.50	$W m^{-1} K^{-1}$
第二层冻土热导率 (Second layer frozen thermal conductivity)	0.80	1.60	1.70	2.00	0.54	1.50	2.00	$W m^{-1} K^{-1}$
第二层融土热容量 (Second layer thawed heat capacity)	2.00	2.60	2.60	2.60	2.60	2.50	1.70	$MJ m^{-3} K^{-1}$
第二层冻土热容量 (Second layer frozen heat capacity)	1.60	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	1.50	$MJ m^{-3} K^{-1}$
第三层厚度 (Third layer thickness)	0.30	0.50	0.50	0.62	0.45	0.50	0.50	M
第三层含水量 (Third layers water content)	0.40	0.45	0.40	0.50	0.60	0.45	0.14	Volumetric%
第三层融土热导率 (Third layer thawed thermal conductivity)	1.50	1.12	1.15	1.20	1.50	1.20	1.40	$W m^{-1} K^{-1}$
第三层冻土热导率 (Third layer frozen thermal conductivity)	0.54	1.60	1.60	1.50	0.20	1.60	2.10	$W m^{-1} K^{-1}$
第三层融土热容量 (Third layer thawed heat capacity)	2.60	2.60	2.60	2.60	2.80	2.60	1.70	$MJ m^{-3} K^{-1}$
第三层冻土热容量 (Third layer frozen heat capacity)	2.40	1.60	2.40	2.40	2.50	2.40	1.50	$MJ m^{-3} K^{-1}$

### 3.3 STM 模型模拟土壤温度的能力

常绿针叶林 (Evergreen Needleleaf) 和木质稀树草原 (Woody Savanna) 分别只有一个和二个 AmeriFlux 站点符合校正站点要求, 而其它植被类型 AmeriFlux 站点数据均大于三年。

校正的 STM 模型可以很好的拟合 10cm、20cm 和 50cm 的土壤温度变化。所有站点的统计结果  $R^2$  均大于 0.9, RMSE 为 2~4 °C 范围内 (表 3.2)。混交林 10cm 土壤温度模拟值跟其它站点相比有相对较高的 RMSE (3.93 °C), 这是受落叶林 (Deciduous Forest) 植被类型土壤温度模拟影响。因为, STM 模型对雪层的处理比较粗糙, 而落叶林 (Deciduous Forest) 植被类型的 AmeriFlux 站点冬天降雪较大, 因此, 10、20 和 50cm 土壤层次模拟的土壤温度有相对较高的 RMSE。

STM 模型在验证站点也表现出了很好的模拟能力。Vaira Ranch 站点 10cm 标准误差较大 (RMSE=4.03 °C), 因为该站点由于夏天草地植被死亡, 土层厚度发生了改变, 而草地生态系统 10cm 土层的土壤温度与土层厚度、草地高度和密度有较高的相关性 (Thompson et al., 2011), 但是在 STM 模型中没有模拟土层厚度改变对土壤温度的影响。Flagstaff Managed Forest 站点, 50cm 土层土壤温度的 RMSE 相对较高 (4.66 °C), 这是由于用 45cm 土层土壤温度观测数据代替 50cm 土层土壤温度观测数据的结果。

表 3.2 校正站点模拟与观测结果比较  
Table 3.2 Geographic, vegetation and comparison between simulations and observations at study sites

站点名称 (Site)	纬度 (Latitude)	经度 (Longitude)	植被类型 (Vegetation type)	时间 (年) (Year)	R <sup>2</sup>			RMSE (°C)			参考文献 (References)
					10cm	20cm	50cm	10cm	20cm	50cm	
Sky_Oaks_Young	33.37	-116.62	灌丛带 (Shrubland)	2001-2005	0.90	0.93	0.93	2.28	2.47	2.60	Grant <i>et al.</i> (2012)
Willow_Creek	45.80	-90.07	落叶阔叶林 (Deciduous Forest)	1999-2006	0.96	0.97	0.97	3.42	3.27	3.65	Sprintsin <i>et al.</i> (2012)
Flagstaff_Unmanaged_Forest	35.08	-111.76	常绿针叶林 (Evergreen Forest)	2006-2007	0.93	0.90	0.90	2.74	2.53	2.48	Sorensen <i>et al.</i> (2011)
Audubon	31.59	-110.51	草地 (Grassland)	2002-2006	0.94	0.93	0.98	3.42	3.38	3.62	Krishnan <i>et al.</i> (2012)
Sylvania Wilderness	46.24	-89.35	混交林 (Mixed Forest)	2001-2006	0.94	0.96	0.82	3.93	3.26	3.00	Tang <i>et al.</i> (2012)
Santa Rita Mesquite Savanna	31.82	-110.86	木质稀树草原带 (Woody Savanna)	2004-2006	0.91	0.91	0.96	2.57	3.31	3.17	Scott <i>et al.</i> (2009)



表 3.3 验证站点模拟与观测结果比较

Table 3.3 Geographic, vegetation and simulation comparison at verification sites

站点名称 (Site)	纬度 (Latitude)	经度 (Longitude)	植被类型 (Vegetation type)	时间(年) (Year)	R <sup>2</sup>			RMSE(°C)			参考文献 (References)
					10cm	20cm	50cm	10cm	20cm	50cm	
Kennedy_Space_Center_Scrub_Oak	28.61	-80.67	灌丛带 (Shrubland)	2002	0.90	N	N	3.28	N	N	Schmidt <i>et al.</i> (2001)
Sky_Oaks_New	33.38	-116.64	灌丛带 (Shrubland)	2004-2006	0.90	0.93	0.90	3.48	3.22	2.80	Chen <i>et al.</i> (2011)
Harvard_Forest	42.54	-72.17	落叶阔叶林 (Deciduous Forest)	1992-2006	0.95	0.96	N	3.41	3.00	N	Thompson <i>et al.</i> (2011)
Bartlett_Experimental_Forest	45.56	-84.69	落叶阔叶林 (Deciduous Forest)	2004-2006	0.97	N	N	3.43	N	N	Hou <i>et al.</i> (2008)
Metolius_First_Young_Pine	44.44	-121.56	常绿针叶林 (Evergreen Forest)	2000-2002	0.88	N	N	3.18	N	N	Schmidt <i>et al.</i> (2001)
Flagstaff_Managed_Forest	35.14	-111.72	常绿针叶林 (Evergreen Forest)	2007	0.91	0.89	0.90	2.77	2.63	4.66	Davidson <i>et al.</i> (2006)
Goodwin_Creek	34.25	-89.87	草地 (Grassland)	2002-2005	0.91	0.93	0.92	3.42	3.46	3.62	Thompson <i>et al.</i> (2011)
Vaira_Ranch	38.41	-120.95	草地 (Grassland)	2001-2007	0.94	0.95	0.96	4.03	3.75	3.76	Rey <i>et al.</i> (2002)
Tonzi_Ranch	38.43	-120.97	木质稀树草原带 (Woody Savanna)	2001-2007	0.86	0.96	0.98	2.57	3.33	3.38	Rey <i>et al.</i> (2002)

N 代表没数据 (N means No Data)

### 3.4 不确定性分析

首先，校正土壤温度的 AmeriFlux 站点数据以及土壤温度观测数据的局限性也是导致模型模拟结果不确定性原因之一。比如，灌丛（Shrubland）植被类型与稀树草原（Savanna）植被类型的参数在 STM 模型校正中存在很大的局限性，因为没有足够的 AmeriFlux 站点有完整的土壤温度观测数据。如果提高站点数据的质量就可以提高模型输出的能力。

其次，参数本身可能也会导致土壤温度模拟不确定性。正常气候情景下不确定性分析表明，上层有机土壤层月均温度变化的 30~80% 的不确定性可由参数本身解释，包括腐殖质层的厚度，腐殖质层以及雪层的热导参数（Zhuang *et al.*, 2001）。

最后，STM 模型对于雪层厚度以及对覆盖面积处理相对粗糙也是模型产生不确定性的原因之一。所以为了提高模型表达的科学性，系统性与准确性，在以后的研究中，应该详细考虑模型的雪层变化对土壤温度的影响。

### 3.5 本章小结

本章将美国大陆自然生态系统分为六大植被类型，利用 AmeriFlux 站点土壤温度观测数据，校正与验证了 STM 模型输出 10cm，20cm 和 50cm 三层土壤深度的土壤温度能力。结果表明校正后的 STM 模型可以很好的拟合美国大陆自然生态系统的土壤温度，可以利用校正后的 STM 模型模拟美国自然生态系统土壤温度的时空变化特征。与此同时，也分析了模型的不确定性因素，为以后模型模拟能力的提升提供了研究方向。

## 第四章 土壤温度时空分布特征

本章利用校正后的土壤温度模型，模拟了 1948 年到 2008 年的不同土壤深度美国大陆自然生态系统土壤温度时空变化特征。

### 4.1 土壤温度时间变化趋势

10cm 土层，1948 年到 2008 年年均土壤温度是 10.1 ℃；最低年均土壤温度发生在 1979 年（9.2 ℃）；最高年均土壤温度发生在 2006 年（11.22 ℃）。1980 年至 2008 年，年均土壤温度（10.4 ℃）高于平均值。1948 年到 1968 年，年均土壤温度减少了 0.1 ℃；1969 年到 1981 年，年均土壤温度以每年 0.1 ℃ 速率增加了 1 ℃；1982 年到 1994 年，年均土壤温度以每年 0.1 ℃ 的速率增加了将近 1.2 ℃；1994 年到 2006 年，年均土壤温度以每年 0.05 ℃ 的速率增加了 0.6 ℃。1982 年到 1994 年的增温速率（0.1 ℃ yr<sup>-1</sup>）高于 1994 年到 2006 年的速率（0.05 ℃ yr<sup>-1</sup>）。1982 年到 1994 年年均土壤温度比 1994 年到 2006 年（10.6 ℃）年均土壤温度低 0.4 ℃（图 4.1）

20cm 土层，1948 年到 2008 年年均土壤温度是 9.0 ℃；最低年均土壤温度发生在 1978 年（8.6 ℃）；最高年均土壤温度发生在 2006 年（9.6 ℃）。1948 年到 1979 年，年均土壤温度（8.9 ℃）低于平均值；1980 年到 2008 年，年均土壤温度（9.2 ℃）高于平均值并且增加了将近 0.1 ℃。1948 年到 1968 年，年均土壤温度减少了 0.3 ℃；1969 年到 1981 年以每年 0.05 ℃ 速率增加了 0.6 ℃；1982 年到 1994 年，年均土壤温度以每年 0.1 ℃ 速率增加了 0.7 ℃；1994 年至 2006 年，年均土壤温度以每年 0.01 ℃ 速率增加了 0.2 ℃。1982 年到 1994 年，年均土壤温度增加速率高于 1994 年至 2006 年年均土壤温度；1982 年到 1994 年年均土壤温度（9.0 ℃）低于 1994 年至 2006 年年均土壤温度 0.3 ℃（9.3 ℃）（图 4.1）。

50cm 土层，1948 年到 2008 年年均土壤温度是 9.1 ℃；最低年均土壤温度发生在 1948 年（8.6 ℃）；最高年均土壤温度发生在 2008 年（9.7 ℃）。1948 年到 1979 年，年均土壤温度（8.9 ℃）低于平均值；1980 年至 2008 年，年均土壤温度（9.2 ℃）高于平均值并且增加了将近 0.2 ℃。1948 年到 1968 年，年均土壤温度减少了 0.1 ℃；1969 年到 1981 年以每年 0.04 ℃ 速率增加了 0.5 ℃；1982 年到 1994 年，年均土壤温度以每年 0.05 ℃ 速率增加了 0.7 ℃；1994 年到 2006 年，年均土壤温度以每年 0.01 ℃ 速率增加了 0.15 ℃。1982 年到 1994 年，年均土壤温度增加速率高于 1994 年至 2006 年年均土壤温度 0.04 ℃；1982 年到 1994 年平均土壤温度（9.0 ℃）低于 1994 年到 2006 年年

均土壤温度  $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $9.34\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (图 4.1)。

1980 年到 2008 年, 三个层次的土壤温度随时间的变化而增加。10cm 土层年均土壤温度增加的速率是  $0.005\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ; 20cm 是  $0.007\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ; 50cm 是  $0.007\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ 。61 年的模拟时间内, 10cm 土层年均土壤温度增加将近  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 20cm 土层年均土壤温度增加将近  $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 50cm 土层年均土壤温度增加将近  $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。其中, 50cm 土层土壤温度增加最显著; 20cm 年均土壤温度是三层土壤温度中最低的, 这个结果也与之前的研究结果相似 (Hu and Feng 2003, 2005)。

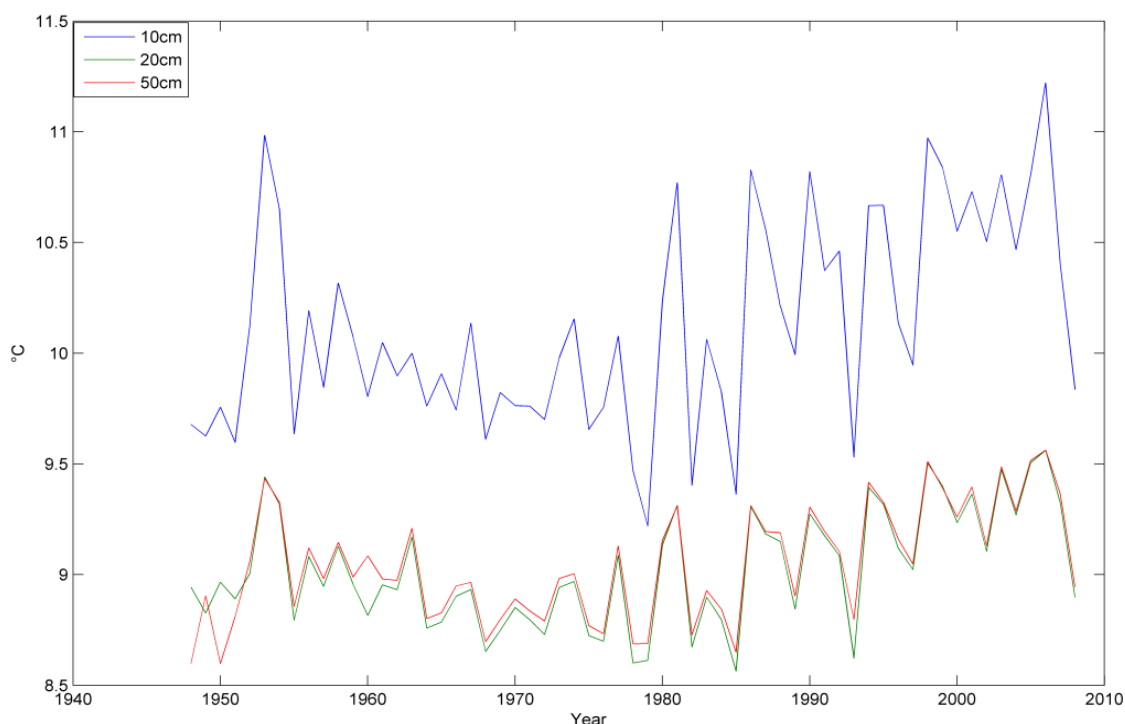


图 4.1 1948 年到 2008 年 10cm, 20cm 和 50cm 年平均土壤温度比较

Fig. 4.1 Mean annual soil temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) from 1948 to 2008 at depths 10cm, 20cm and 50cm

## 4.2 不同植被类型土壤温度比较

表 4.1 是不同植被类型土壤温度变化。最高土壤温度是灌丛 (Shrubland) 生态系统; 最低土壤温度是落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统。灌丛 (Shrubland) 和草地 (Grassland) 生态系统, 50cm 土层土壤温度高于 10cm 和 20cm 土层土壤温度; 稀树草原 (Savanna) 生态系统, 10cm 土层土壤温度比 20cm 和 50cm 土层土壤温度高  $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统, 10cm, 20cm 和 50cm 土层土壤温度变化非常平滑, 三层土壤温度变化不大。森林生态系统中, 常绿林 (Evergreen Forest) 生态系统三层土壤温度均值高于落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统三层土壤温度均值。

表 4.1 不同植被类型年均土壤温度

Table 4.1 Mean annual soil temperature for each vegetation type in the conterminous United States during 1948-2008

植被类型 (Vegetation type)	年均空气温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Mean annual Ts)	年均土壤温度 -10cm ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Mean annual Ts-10cm)	年均土壤温度 -20cm ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Mean annual Ts-20cm)	年均土壤温度-50cm ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Mean annual Ts-50cm)
灌丛带 (Shrubland)	12.29	11.12	11.75	14.00
落叶林 (Deciduous Forest)	6.28	6.36	6.14	6.34
常绿林 (Evergreen Forest)	8.13	6.59	7.50	10.30
草地 (Grassland)	10.38	7.99	10.00	13.16
稀树草原带 (Savanna)	8.14	9.83	7.34	7.26

### 4.3 土壤温度空间变化模式

本章分析了 1948 年到 2008 年，10、20 和 50cm 深度土壤平均温度季节性变化，同时也分析了美国大陆土壤温度空间模式（图 4.2a, b, c）。发现年平均土壤温度从北部温带大陆地性气候向南部亚热带湿润和干旱地区增加，从南向北随着气候带的变化而变化。

三个土壤层次的年平均土壤温度的空间分布与年平均空气温度相似。年平均空气温度变化范围是从临近墨西哥湾沿海地区的  $24^{\circ}\text{C}$  到美国加拿大边界的  $-3^{\circ}\text{C}$ 。这些结果与 Hu 和 Feng (Hu and Feng 2003, 2005) 研究结果相一致。东部沿海地区，20cm 和 50cm 层次土壤温度低于 10cm 的土壤温度；西南沿海地区，20cm 和 50cm 土壤层次的土壤温度高于 10cm 层次土壤温度。

10cm 土层最低土壤温度区域在科罗拉多州与怀俄明、爱荷华、蒙大拿三州的交接处；最高土壤温度是分别在德克萨斯州、佛罗里达和加利福尼亚州沿海地区。20cm 和 50cm 土层最低土壤温度分布的地区与 10cm 土层最低土壤温度分布的地区是一致的；最高土壤温度分布地区分别为德克萨斯州、俄克拉荷马州和加利福尼亚州沿海地区。导致不同土壤层次土壤温度分布区域不同的原因是空气温度对表层（10cm）土壤温度影响不同于对深层土壤温度的影响 (Qian *et al.*, 2011)。

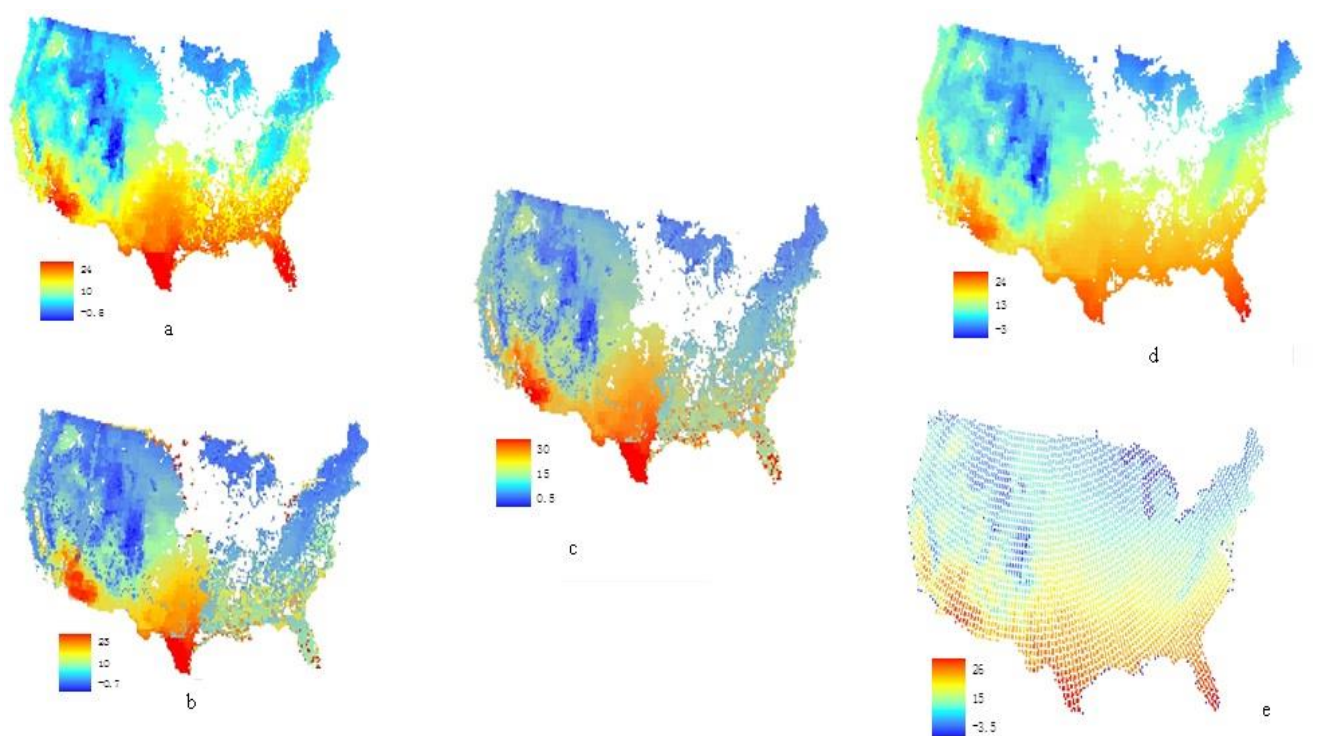


图 4.2 1948 年到 2008 年模拟的年平均土壤温度空间分布 (°C) : a) 10cm, b) 20cm, c) 50cm, d) 模拟的空气年平均温度 (°C) e) NARR 模型模拟的的 10cm 年平均土壤温度 (°C)

Fig.4.2 Simulated annual mean soil temperature (°C) at depths: a) 10 cm, b) 20cm, c) 50cm from 1948 to 2008. d) Simulated average air temperature (°C) from 1948 to 2008. e) Simulated annual mean soil temperature (°C) with 10cm from NARR model

#### 4.4 土壤温度时空变化分布模式

图 4.3 模拟了从 1948 年到 2008 年不同植被类型三层土壤温度的时间变化的空间分布图。夏天和冬天，西部地区土壤温度表现出变暖的趋势；东南部地区表现出微弱的变暖趋势。在夏天，德克萨斯州、俄克拉荷马州和阿肯色州三层土壤温度都表现出微弱的变冷趋势 ( $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ )；亚利桑那州、内华达州和俄勒冈州三层土壤温度都表现出变暖的趋势 ( $0.06\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ )。在冬天，密西西比州、阿拉巴马州和乔治亚州表现出变冷的趋势；蒙大拿、北达科他州和南达科他州表现出变暖的趋势。夏天土壤温度的空间变化趋势与空气温度的空间变化趋势相似。然而，冬天三层土壤温度变化趋势与空气温度的空间变化趋势存在数量级上的不同。具体表现为，明尼苏达州东北地区表现出变暖的空气温度和微弱变暖的土壤温度 ( $0.02\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ )；内华达州和亚利桑那州某些地区经历着中度的空气温度变暖趋势 ( $0.06\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ )，而两州的大部分区域经历着高度的土壤温度变暖趋势。

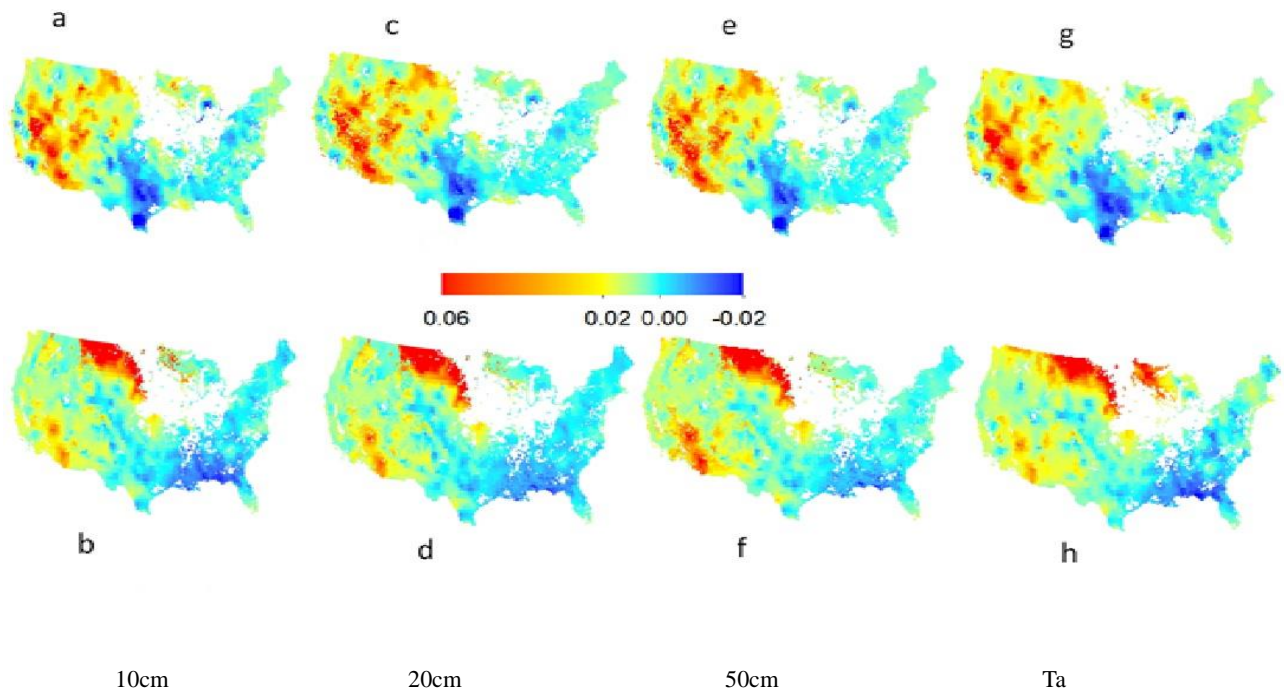


图 4.3 年平均土壤温度季节性时间变化空间分布模式: 夏天 (a、c、e、g) 和冬天 (b、d、f、h); 10cm (a、b); 20cm (c、d); 50cm (e、f) 和空气年平均温度(Ta) (g、h)

Fig.4.3 Spatial patterns of temporal trends in the simulated mean seasonal soil temperature ( $^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ) in both summer (a, c, e, g) and winter (b, d, f, h) at depths 10cm (a, b); 20cm (c, d); 50cm (e, f) and air temperature (g, h)

#### 4.5 模拟结果及其与其它研究结果的比较

表层土壤温度是深层次土壤温度变化的源 (Qian *et al.*, 2011)。而且, 表层土壤温度改变着土壤和植被的生物化学进程, 同时也影响着自然生态系统的碳储量以及大气与地球表面的碳交换。因此, 为了验证模型的准确性, 对 10cm 土层土壤温度模拟进行了对比。利用 NCDC 数据库  $0.3^{\circ}$  ( $32\text{km}$ ) 的分辨率模拟了美国大陆 30 年的土壤温度。提取出 10cm 土层土壤温度并且计算其 30 年均温度 (图 4.2e)。发现 NARR 模型 10cm 土层土壤温度与 STM 模型模拟的土壤温度有很好的相关性 ( $R^2=0.95$ ,  $p<0.01$ ,  $n=30$ )。这两个数据库都表明土壤温度从南向北递减, 土壤温度最高值和最低值分别是  $26^{\circ}\text{C}$  左右和  $-3.5^{\circ}\text{C}$  左右。

#### 4.6 降雨对土壤温度动态变化的影响

空气温度和降雨量影响土壤温度、蒸腾速率和土壤热力学属性。空气温度与降雨量的变化直接改变着雪的状态和土壤湿度, 进而改变着土壤温度以及土壤温度和空气温度的关系 (Zhang *et al.*, 2005)。

图 4.4 表明，夏天（6 月，7 月和 8 月）降雨量减少了大约 2mm（图 4.4）；而空气温度，10cm，20cm 和 50cm 土层土壤温度分别增加了大约 0.24 °C，0.84 °C，0.76 °C 和 0.74 °C。夏天，年均空气温度比年均土壤温度高 4~5 °C（图 4.5）。由于夏天降雨量增多，表层湿度和土壤湿度相应增加，导致更多的能量通过蒸腾作用被消耗掉，从而降低了表层土壤温度，这个效应叫做土壤湿度反馈作用（Yasunari *et al.*, 1991; Sankar-Rao *et al.*, 1996; Matsuyama and Masuda 1998）。这种机制可以解释即使空气温度增加，夏天的土壤温度也会降低。

冬天（12 月，1 月和 2 月）降雪从 1948 年到 2008 年减少大约 3mm（图 4.4）。相对应的土壤温度分别减少了 1，0.8 和 0.78 °C（图 4.6）。空气温度增加了 0.48 °C，土壤温度比空气温度高 1 °C 左右。这表明在冬天降雪对土壤温度的影响占主导地位。总的来说，降雨量的季节性分布影响着土壤温度，这种影响不同于降雪与蒸腾作用（Hu and Feng 2005; Qian *et al.*, 2011）。

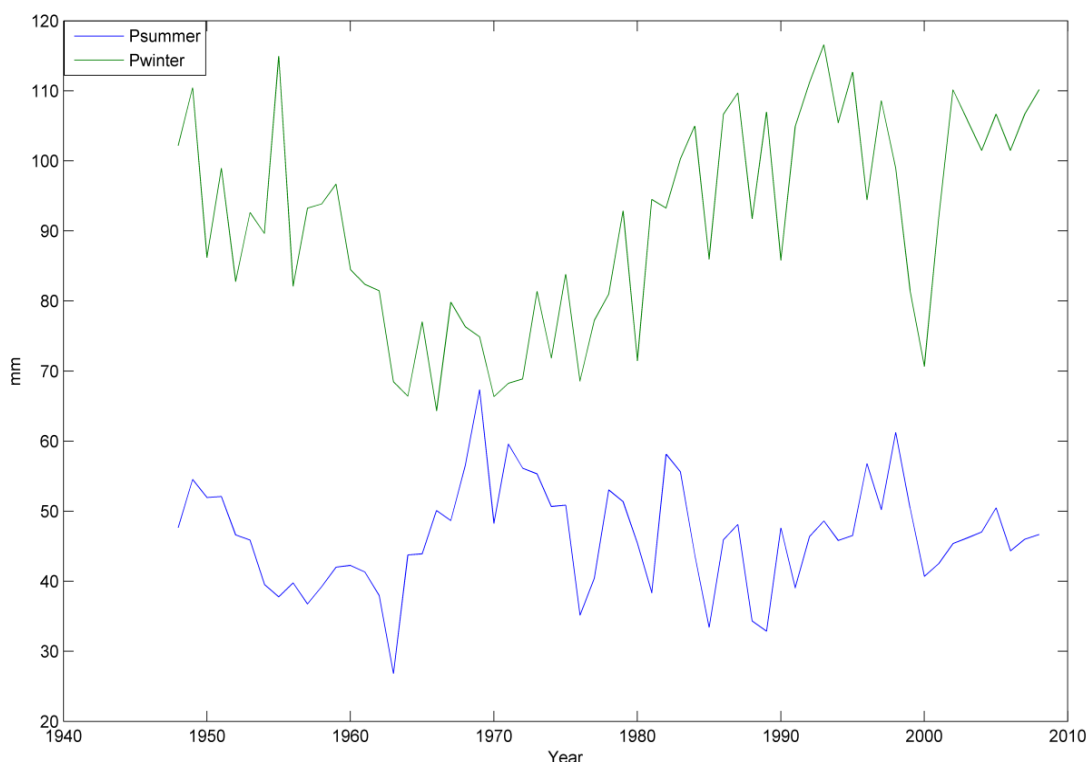


图 4.4 1948 年到 2008 年，冬、夏年平均降雨量

Fig. 4.4 Mean annual precipitation (mm) in summer and winter during 1948-2008,  
(b) 5-year averages to show the trends



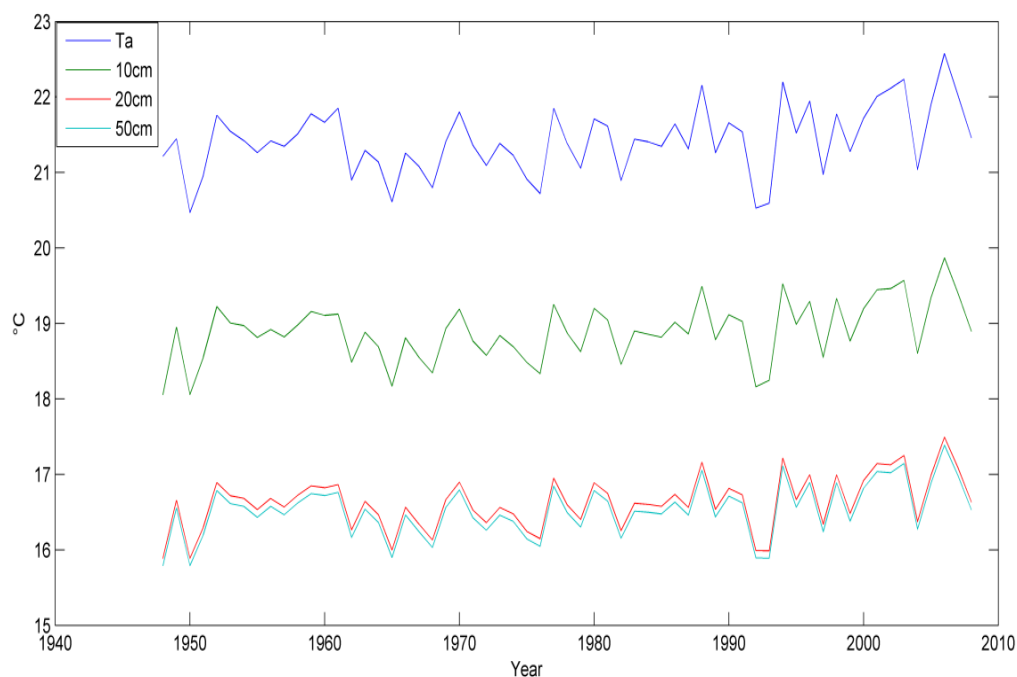


图 4.5 夏天 10cm, 20cm, 50cm 土层土壤温度和空气温度年平均值

Fig. 4.5 Mean annual air temperature and soil temperature at soil depths 10cm, 20cm and 50cm in summer

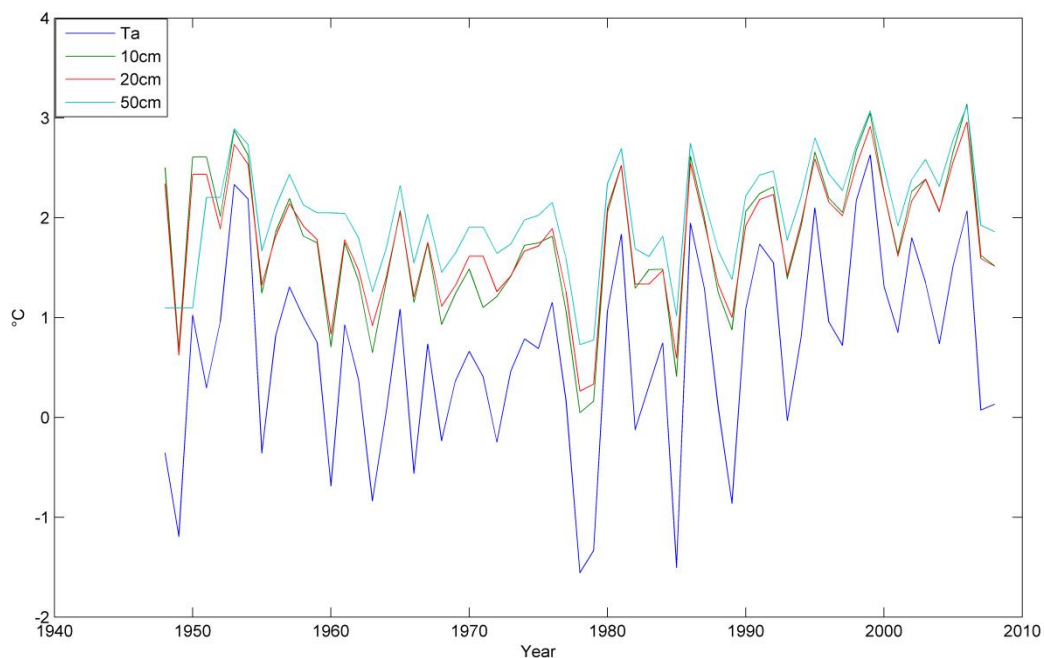


图 4.6 冬天 10cm, 20cm, 50cm 土层土壤温度和空气温度年平均值

Fig.4.6 Mean annual air temperature and soil temperature at all soil depths (10cm, 20cm, and 50 cm) in winter during the 61-year period

## 4.7 不确定性分析

NCEP 再分析数据高估了太阳辐射并且低估了空气温度。因为土壤温度和空气温度存在着极大的相关性 (Qian *et al.*, 2011), 因此空气温度的误差可能导致土壤温度观测的误差。雪的动态变化, 比如降雨量, 雪层深度, 雪层覆盖面积也可能是导致土壤温度模拟结果不确定性原因之一 (Kongoli and Bland 2000), 这些因素可能导致冬天土壤温度的不确定性。

寒冷地区, 雪动态变化影响着土壤温度的变化。因为雪较低的热导率, 使其成为很好的绝热体 (Goodrich, 1976, 1978a; Zhang *et al.*, 1997; Sturm *et al.*, 1995)。高纬度地区的气候观测站分布很少, 导致雪的及时性数据, 空间分布数据以及属性数据成为很大的不确定性, 并且来自于这些站点的降雨数据的可靠性也非常低 (McGuire *et al.*, 1992)。在 STM 模型中雪的热属性需要进一步的考虑。研究表明雪层的厚度以及霜的变化影响冻土状态的变化 (Zhang *et al.*, 1997)。关于雪层厚度的时间、空间变化属性数据也十分稀少, 所以这些数据仍需要在未来的工作中进一步观察。由于这些原因当前 STM 模型没有考虑雪的时空变化。

高纬度地区的土壤排水情况通过影响土壤呼吸而影响着碳的动态变化 (Oechel *et al.*, 1997), 但是当前的 STM 模型没有考虑活跃层水分对土壤温度的影响。当前 STM 模型精确的模拟了活跃层的土壤温度, 如果考虑修改腐殖质层、矿化层、有机层对土壤温度的影响, 那么就可以很好的模拟碳动态的空间变化。当前的模型考虑了这些因素, 而关于土壤湿度的时空变化, 以及扰乱因素对土壤温度的影响仍需在 STM 模型中改进 (Zhuang *et al.*, 2001)。

## 4.8 本章小结

本章应用校正后的 STM 模型模拟了美国大陆自然生态系统 10、20 和 50cm 三个土壤层次, 1948 年到 2008 年 61 年间的时空分布模式。主要结论如下:

(1) STM 模型模拟的美国大陆自然生态系统 1948 年-2008 年, 61 年间 10cm 土层年均土壤温度升高了 0.2°C; 20cm 土层年均土壤温度升高了 0.3°C; 50cm 土层土壤温度升高了 1.2°C。

(2) 最低年均土壤温度区域是在美国西南部科罗拉多州以及怀俄明、爱荷华和蒙大拿州三州的交界处。最高年均土壤温度区域是在美国南部沿海地区: 德克萨斯州、佛罗里达州以及加利福尼亚州。

(3) 夏天, 美国西南部地区德克萨斯州, 俄克拉荷马州以及阿肯色州三层 61 年

年均土壤温度呈现出变冷的趋势；美国西部地区加利福尼亚州年均土壤温度呈现变暖趋势。冬天，美国中南地区密西西比州，阿拉巴马州和乔治亚州 10cm 土层年平均土壤温度呈现出变冷的趋势；西北地区蒙大拿州，北达科他州和南达科他州三层年均土壤温度均呈现出变暖的趋势。

(4) 最高土壤温度是灌丛 (Shrubland) 生态系统；最低土壤温度是落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统。灌丛 (Shrubland) 和草地 (Grassland) 生态系统，50cm 土层土壤温度高于 10cm 和 20cm 土层土壤温度；稀树草原 (Savanna) 生态系统，10cm 土层土壤温度比 20cm 和 50cm 土层土壤温度高 1.5 °C；落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统，10cm，20cm 和 50cm 土层土壤温度变化平滑，三层土壤温度变化不大。森林生态系统中，常绿林 (Evergreen Forest) 生态系统三层土壤温度均值高于落叶林 (Deciduous Forest) 生态系统三层土壤温度均值。



## 第五章 TEM 模型的修改与校正

本章首先通过在 TEM5.0 模型中植入土壤微生物异养呼吸过程,从而修改了 TEM 模型中计算异养呼吸的模块,产生了新的模型即 MIC-TEM 模型。然后,利用校正后的 STM 模型以及 AmeriFlux 站点数据校正与验证了 MIC-TEM 模型模拟能力。最后,应用 MIC-TEM 模型模拟了 2000 年-2005 年美国大陆森林生态系统碳通量变化,并与其它研究结果进行了比较。

### 5.1 TEM 模型异养呼吸计算方法

在本章中,应用的是 Daily 版的 TEM5.0 模型 (Zhu *et al.*, 2013)。Daily 版本的 TEM 模型中,从总初级生产力 ( $GPP$ ) 的模拟开始计算生态系统碳通量的变化。 $GPP$  是多种环境因子模拟的结果。

$$GPP = C_{max} f(PAR) f(p) f(FOLIAGE) f(T) \times f(C_A, G_v) f(NA) f(FT) \quad (5.1)$$

$C_{max}$  是在理想环境下植被冠层碳同化的最大速率。 $f(PAR)$ 、 $f(p)$ 、 $f(FOLIAGE)$ 、 $f(NA)$  和  $f(FT)$  分别代表着光合同化有效辐射、叶片物候、冠层叶片生物量 (Zhuang *et al.*, 2002)、植被有效氮、冻融交替对  $GPP$  的影响 (Zhuang *et al.*, 2003);  $C_A$  代表二氧化碳浓度的增加对  $GPP$  的影响,通过米氏方程计算得到 (Raich *et al.*, 1991);  $G_v$  表示叶片的二氧化碳传输能力,基于蒸腾作用 ( $ET$ ) 的模拟计算得到。净初级生产力 ( $NPP$ ) 被定义为  $GPP$  与自养呼吸 ( $R_A$ ) 的差值(式 (2.2)), 净生态系统生产力 ( $NEP$ ) 被定义为净初级生产力 ( $NPP$ ) 与异养呼吸 ( $R_H$ ) 的差值(式 (2.3))。

$$NPP = GPP - R_A; \quad (5.2)$$

$$NEP = NPP - R_H; \quad (5.3)$$

$R_H$  被定义为土壤有机碳库 ( $SOC$ )、温度系数 ( $Q_{10}$ )、土壤湿度 ( $MOIST$ ) 以及分解常数  $K_d$ ;

$$R_H = K_d \times SOC \times Q_{10} \times MOIST \quad (5.4)$$

### 5.2 MIC-TEM 模型土壤异养呼吸计算方法

MIC-TEM 模型是修改 TEM5.0 版计算土壤异养呼吸模块后所产生的新版本模型。本研究是第一次将土壤微生物异养呼吸过程耦合到 TEM5.0 版本中。

MIC-TEM 模型最主要的特点是把土壤有机碳库分为四个碳库和三个主要的土壤

微生物异养呼吸反应过程。将土壤温度与土壤微生物异养呼吸作用耦合起来，实现了土壤温度与土壤微生物异养呼吸作用有机的结合。土壤微生物异养呼吸模型包含四个碳库，即：微生物碳库（MIC），酶生物量库（ENZ），可溶性碳库（SOLC）以及土壤有机碳库（SOC）。包含了三个生理作用即：有机碳酶分解过程作用，微生物的同化作用以及微生物的呼吸作用。

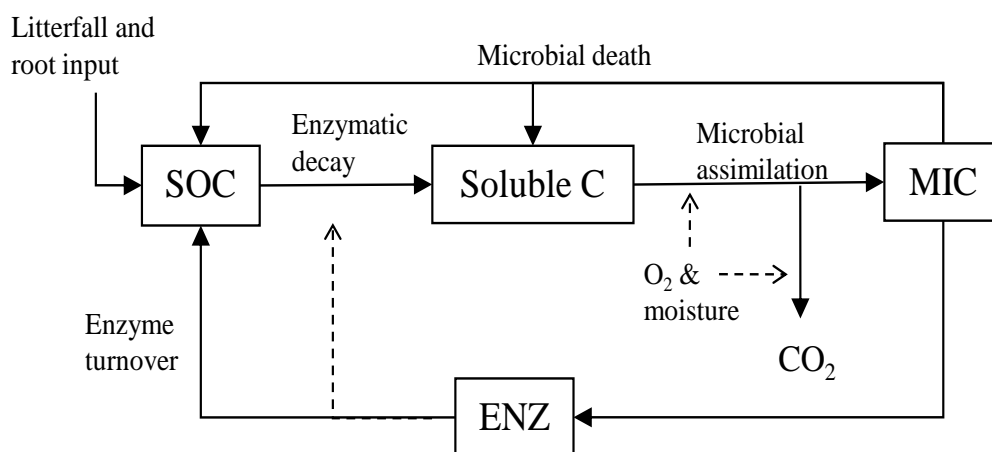


图 5.1 土壤微生物异养呼吸模型框架

Fig 5.1 The framework of soil microbial activity model (He *et al.*, 2014)

微生物模型框架（图 5.1）具体的参数以及取值范围见表 5.1。以下是具体的计算过程：

（1）微生物量的计算是基于同化的可溶性碳，微生物的异养呼吸，酶生物量的周转以及微生物量的周转：

$$\frac{dMIC}{dt} = ASSIM - \text{CO}_2 - DEATH - ; \quad (5.5)$$

（2）同化作用是基于微生物量库，通过米氏方程：

$$ASSIM = V \max_{uptake} \times MIC \times \frac{[S_x]}{kM_{[S_x]} + [S_x]} \quad (5.6)$$

$V \max_{uptake}$  是酶反应的最大速率。 $kM_{[S_x]}$  是相对应的米氏常数。可溶性碳基质的浓度是通过土壤水分控制。 $[S_x]$  是通过可溶性碳库计算得到，即： $[S_x] = [S_{soluble}] \times D_{liq} \times \theta^3$ ， $\theta$  单位体积内土壤水分含量， $D_{liq}$  是液相条件下基质的扩散系数。可溶性基质的扩散系数与土壤水分膜的厚度相关。在 MIC-TEM 模型中，假设细胞对基质的吸收与细胞数量与微生物量成比例 (Davidson *et al.*, 2012)， $[S_x]$  是微生物碳吸收的基质。

（3） $CO_2$ （异养呼吸）是微生物同化作用的一部分，没有涉及微生物量成长。这个过程与同化作用相似，可以用通过米氏方程计算得到，但是不同的是它是由  $[S_x]$  与  $O_2$  共同控制：

$$CO_2 = V \max_{CO_2} \times \frac{[S_x]}{kM_{[S_x]} + [S_x]} \times \frac{[O_2]}{kM_{O_2} + [O_2]} \times MIC \quad (5.7)$$

$O_2$  的浓度的计算是以土壤介质中气体的扩散与孔隙度为基础： $[O_2] = D_{gas} \times 0.209 \times a^{4/3}$ 。 $D_{gas}$  是空气中氧气的扩散系数，0.209 是空气氧气的容积比例，并且  $a$  是土壤中空气比例，这个比例是通过容重和颗粒密度计算得到：

$$a = 1 - \frac{BD}{PD} \theta。$$

$V \max_{uptake}$ ， $V \max_{CO_2}$  和  $kM_{[S_x]}$  是温度的变量。 $V \max_{uptake}$  和  $V \max_{CO_2}$  遵循着 Arrhenius 方程：

$$V \max_{uptake} = V \max_{uptake_0} \times \exp\left(-\frac{Ea_{uptake}}{R \times (T_c + 273)}\right) \quad (5.8)$$

$$V \max_{CO_2} = V \max_{CO_2_0} \times \exp\left(-\frac{Ea_{CO_2}}{R \times (T_c + 273)}\right) \quad (5.9)$$

在这里， $V \max_{uptake_0}$  和  $V \max_{CO_2_0}$  是指前系数， $R$  是理想气体常数 (8.314 J/K mol)， $T_c$  是摄氏土壤温度， $Ea_{uptake}$  和  $Ea_{CO_2}$  是基质吸收活化能和微生物异养呼吸速率活化能。高的活化能表示高的温度敏感性，但是反应速率较慢。 $kM_{[S_x]}$  是温度的线性方程：

$$kM_{[S_x]} = c_{kM_{[S_x]}} + m_{kM_{[S_x]}} \times T_c \quad (5.10)$$

$c_{kM_{[S_x]}}$  和  $m_{kM_{[S_x]}}$  分别是 intercept 和 slope 参数。 $kM_{O_2}$  是温度常数。

微生物死亡量是  $r_{death}$  速率常数一级方程 (Lawrence *et al.*, 2009)：

$$DEATH = r_{death} \times MIC \quad (5.11)$$

微生物酶生物量产生是微生物量的一级方程 (Lawrence *et al.*, 2009)：

$$EPROD = r_{EnzProd} \times MIC \quad (5.12)$$

ELOSS 是酶生物量库的一级方程：

$$ELOSS = r_{EnzLoss} \times Enz \quad (5.13)$$

微生物酶生物量库变化量与酶生物量的产生与周转相关：

$$\frac{dEnz}{dt} = EPROD - ELOSS \quad (5.14)$$

土壤有机碳库的变化是由外界输入的有机碳 (植被凋落物)，酶的周转速率以及死亡的微生物量和分解消耗共同组成：

$$\frac{dSOC}{dt} = inputSOC - DEATH - MIC \times SOC - ELOSS \quad (5.15)$$

土壤有机碳的分解过程主要指微生物分泌的外细胞酶分解大分子为可溶性分子的过程，这些可溶性分子可被微生物系统利用。这个过程遵循着米氏方程：

$$DECAY = V \max_{SOC} \times \frac{Enz \times SOC}{kM_{SOC} + SOC} \quad (5.16)$$

$V_{\max_{SOC}}$  是酶反应最大反应速率，并且是通过 Arrhenius 方程计算得到：

$$V_{\max_{SOC}} = V_{\max_{SOC_0}} \times \exp\left(-\frac{Ea_{SOC}}{R \times (\text{temp} + 273)}\right) \quad (5.17)$$

可溶性碳库是通过死亡微生物量和分解作用共同计算得到：

$$\frac{dS_{dub}le C}{dt} = DEATH(1 - MICtoS)OC - DECA Y \quad (5.18)$$

表 5.1 MIC-TEM 模型主要参数及参数范围

Table 5.1 Parameters used in MIC-TEM model. Inversed estimates of specific parameters and parameter ranges used are listed

反应过程 (Process)	参数 (Parameter)	单位 (Unit)	初始值 (Initial Value)	参数范围 (Parameter range)	参考文献 (References)
同化作用 (Assimilation)	Ea_micup	J mol <sup>-1</sup>	47000	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	Vmax_uptake	mg Sx cm <sup>-3</sup> soil (mg biomass cm <sup>-3</sup> soil) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	9.97e6	[1.0e4, 1.0e8]	-
	c_uptake	mg Sx cm <sup>-3</sup> soil	0.1	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	m_uptake	mg Sx cm <sup>-3</sup> soil °C <sup>-1</sup>	0.01	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	Ea_Sx	J mol <sup>-1</sup>	48092	-	Allison <i>et al.</i> , (2005)
分解作用 (Decay)	c_Sx *	mg assimilated Sx cm <sup>-3</sup> soil	0.1	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	m_Sx *	mg assimilated Sx cm <sup>-3</sup> soil °C <sup>-1</sup>	0.01	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	Ea_SOC	J mol <sup>-1</sup>	41000	-	Modified from Davidson <i>et al.</i> , (2012)
	Vmax_SOC	mg decomposed SOC cm <sup>-3</sup> soil (mg Enz cm <sup>-3</sup> soil) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	9.17e7	[1.0e5, 1.0e8]	-
	c_SOC	mg SOC cm <sup>-3</sup> soil	400	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
异养呼吸 (CO <sub>2</sub> production)	m_SOC	mg SOC cm <sup>-3</sup> soil °C <sup>-1</sup>	5	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	kM_O <sub>2</sub>	cm <sup>3</sup> O <sub>2</sub> cm <sup>-3</sup> soil	0.121	-	Davidson <i>et al.</i> , (2012)
	Vmax_CO <sub>2</sub>	mg respired Sx cm <sup>-3</sup> soil h <sup>-1</sup>	1.9e7	[1.0e6, 1.0e8]	-
	c_Sx *	mg assimilated Sx cm <sup>-3</sup> soil	0.1	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	m_Sx *	mg assimilated Sx cm <sup>-3</sup> soil °C <sup>-1</sup>	0.01	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
微生物量库周转 (MIC turnover)	MICtoSOC	%	50	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	r_death	% h <sup>-1</sup>	0.02	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
酶生物量库周转 (ENZ turnover)	r_EnzProd	% h <sup>-1</sup>	5.0e-4	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)
	r_EnzLoss	% h <sup>-1</sup>	0.1	-	Allison <i>et al.</i> , (2010)

### 5.3 AmeriFlux 站点观测数据

本章校正了常绿林与落叶林两种植被类型的参数（图 2.4），每种植被类型选取一个 AmeriFlux 站点数据校正 MIC-TEM 模型，两个站点验证模型。具体参数信息见



表 5.3。每个站点收集 Level4 数据库的日 *GPP* 和 *NEE* 数据校正模型参数。站点的净生态系统 CO<sub>2</sub> 交换量 (*NEE*) 和 *GPP* 数据是由两部分组成即：标准的 *NEE* (*NEE-st*) 和 *GPP* (*GPP-st*) 数据和原始的 *NEE* (*NEE-or*) 和 *GPP* (*GPP-or*) 数据。通过 *NEE-st* 或者 *NEE-or* 分别计算出 *GPP-st* 或者 *GPP-or* 数据。如果站点的标准数据完整度低于原始数据，那么站点的校正数据选择原始数据，否则选择标准数据。AmeriFlux 站点 *NEE* 数据等同于 TEM 和 MIC-TEM 模型模拟的 *NEP* 数据 (Chen *et al.*, 2011)。

## 5.4 MIC-TEM 模型校正方法

利用 Sobol 敏感性分析方法对 6 个关键性参数进行敏感性分析 (表 5.2; He *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2011; Zhu and Zhuang *et al.*, 2013) (代码见附录 3)。应用 SCE-UA 方法校正 MIC-TEM 模型参数 (Duan *et al.*, 1992; Duan *et al.*, 1994) (代码见附录 2)。该方法的 Cost Functions:

$$Obj1 = \sum_{i=1}^k (NEP_{obs,i} - NEP_{sim,i})^2 \quad (5.19)$$

$$Obj2 = \sum_{i=1}^k (GPP_{obs,i} - GPP_{sim,i})^2 \quad (5.20)$$

式 (5.19 和 5.20) 中,  $NEP_{sim}$  与  $GPP_{sim}$  分别是模拟的 *NEP* 和 *GPP*,  $GPP_{obs}$  和  $NEP_{obs}$  分别是观测的 *NEP* 和 *GPP*。K 是校正参数数据的组数。由于 AmeriFlux 站点没有  $R_H$  观测和模拟数据, 所以通过 *GPP* 和 *NEP* 的校准, 从而间接的校正 MIC-TEM 模型模拟  $R_H$  的能力。

表 5.2 MIC-TEM 模型关键参数  
Table 5.2 Key MIC-TEM Parameters

参数 (Parameter)	单位 (Unit)	参数范围 (Parameter range)
Ea_micup	J mol <sup>-1</sup>	[3.5e4, 7.0e4]
Ea_Sx	J mol <sup>-1</sup>	[3.5e4, 7.0e4]
Ea_SOC	J mol <sup>-1</sup>	[3.5e4, 7.0e4]
Vmax_CO <sub>2</sub>	mg respired Sx cm <sup>-3</sup>	[1.0e6, 1.0e8]
Vmax_uptake	mg Sx cm <sup>-3</sup> soil (mg biomass cm <sup>-3</sup> soil) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	[1.0e6, 1.0e8]
Vmax_SOC	mg decomposed SOC cm <sup>-3</sup> soil (mg Enz cm <sup>-3</sup> soil) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	[1.0e6, 1.0e8]

## 5.5 MIC-TEM 模型敏感性分析

为了了解环境因子对  $R_H$  的影响, 对 MIC-TEM 模型中 10 个关键性参数做了敏感性分析。结果表明: 一级敏感性系数 ( $S_i$ ) 的大小顺序是:  $Ea\_Sx > Ea\_micup > Ea\_SOC > Vmax\_SOC_0 > Vmax\_CO_{20} > Vmax\_uptake_0$  (图 5.2)。

前三位最敏感的参数均是活化能 (Ea), 而后三位敏感的参数是每个过程的最大

反应速率( $V_{max}$ )。在 MIC-TEM 模型中, 这六个敏感性参数均属于微生物的同化作用与酶的分解作用, 而这两个关键性的过程均决定了 SOLC 的大小。因此  $R_H$  的动态变化可能是可溶性基质控制。

为了数量化温度变化对 MIC-TEM 模型输出结果的影响, 分别在两个 AmeriFlux 站点, 通过变化空气温度输入数据模拟了  $R_H$ 、MIC 和 SOLC 的变化。土壤温度数据是由校正后的 STM 模型提供, 之前的研究已经表明, 土壤温度与空气温度有很高的相关性, 所以在 MIC-TEM 模型中空气温度决定了土壤温度, 最终影响了  $R_H$ , 因此敏感性分析也是研究土壤温度的变化对 MIC 和 SOLC 的影响。

对于森林生态系统来说, SOLC 和  $R_H$  随着空气温度的升高而升高, 而 MIC 随着空气温度的升高而减少。两种植被类对空气温度的变化有着相同的敏感性。在常绿林生态系统, SOLC 对空气温度的变化最敏感, 由于空气温度提高 10%, SOLC 升高 25% 而 MIC 减少 16%。 $R_H$  对空气温度的变化最不敏感, 空气温度提高 10%,  $R_H$  变化大概 7%。在落叶林生态系统, SOLC 对空气温度最敏感, 提高 10% 的空气温度, SOLC 发生 24% 的变化 (图 5.3)。

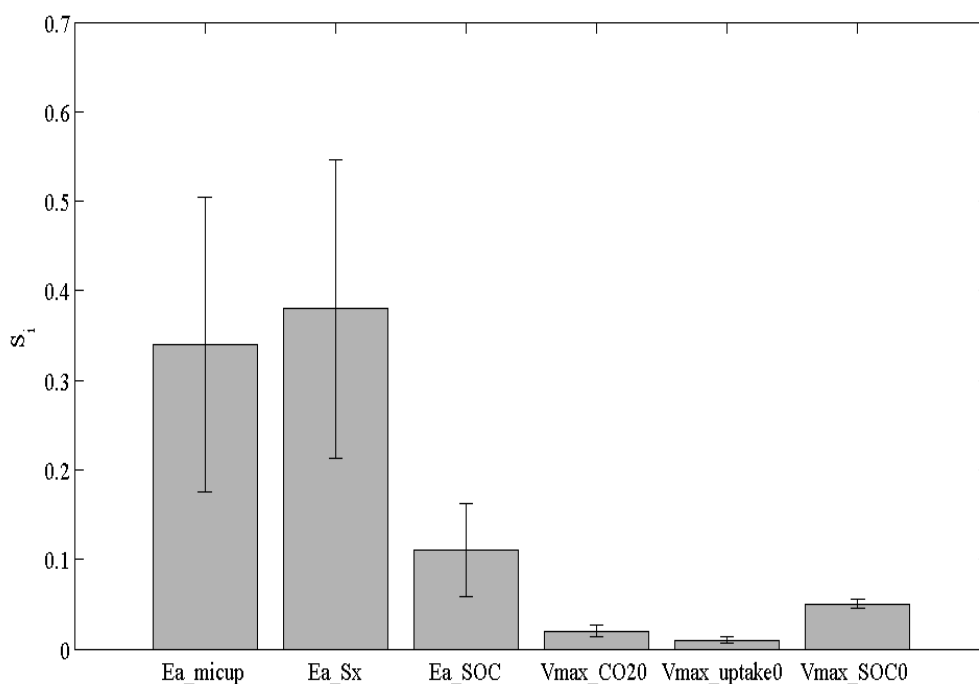


图 5.2 异养呼吸作用的一级敏感性系数的均值和标准差。

Fig. 5.2 The mean and standard deviation of the first order sensitivity index ( $S_i$ ) of soil microbial  $R_H$  with respect to each selected controlling parameters.

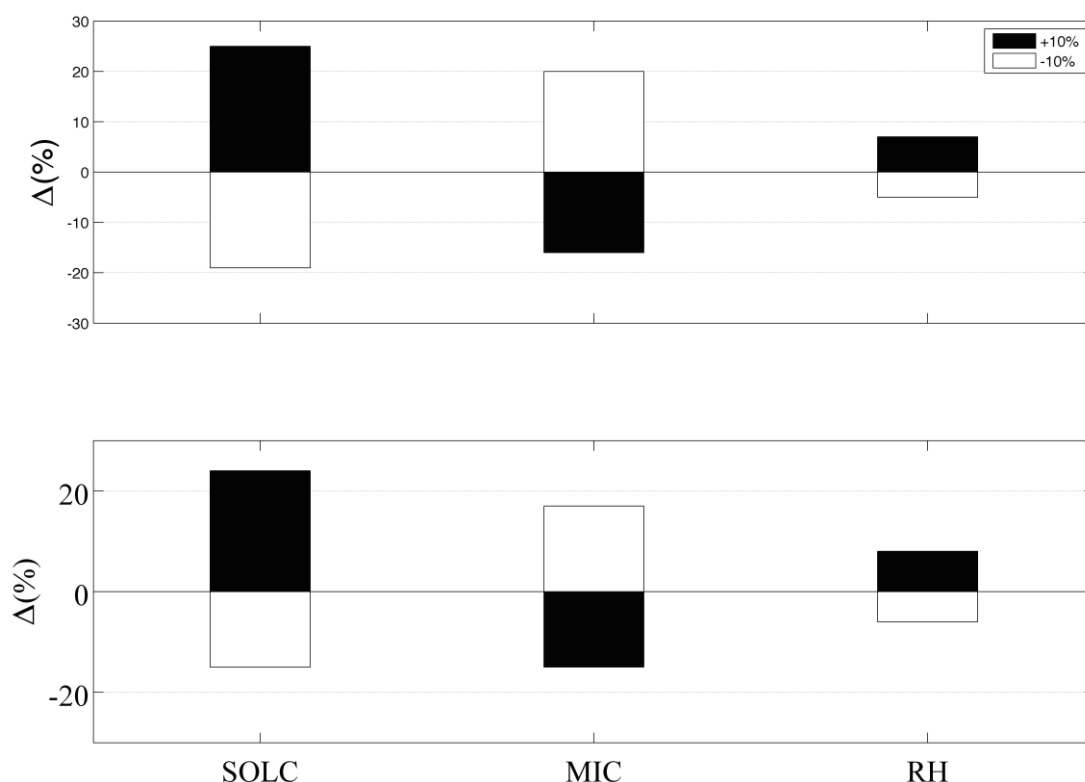


图 5.3  $R_H$  对空气温度输入变量变化的敏感性 ( $\pm 10\%$ )。上图是常绿林生态系统 (Howland Forest West Tower Site)；下图是落叶林生态系统 (Harvard Forest)。

Fig. 5.3 Sensitivity of  $R_H$  responding to model input ( $\pm 10\%$  change) in forest ecosystem. Top figure: evergreen forest at site Howland forest west tower, ME; Below figure: deciduous at site Harvard forest, MA

## 5.5 MIC-TEM 预测碳通量的能力

校正后的 MIC-TEM 模型可以很好的模拟每个站点的 NEP 和 GPP 的变化(表 5.3)。统计结果表明 NEP 的  $R^2$  大部分高于 0.6 并且 RMSE 误差在  $2\text{g C m}^{-2}\text{day}^{-1}$ ；GPP 的  $R^2$  大于 0.74 并且 RMSE 大约在  $4\text{g C m}^{-2}\text{day}^{-1}$  左右(表 5.3)。落叶林 (Deciduous Forest) 站点与常绿林 (Evergreen Forest) 站点相比 (NEP  $R^2 > 0.35$ ; GPP  $R^2 > 0.74$ )，MIC-TEM 模型比较好的模拟了落叶林碳通量的变化 (NEP  $R^2 > 0.70$ ; GPP  $R^2 > 0.87$ )。在 Niwot Ridge 站点，模拟的 NEP 与观测值之间相关关系不显著 ( $R^2 = 0.35$ )，这是由于土壤温度的计算误差导致，因为在当前的 STM 模型中对雪的处理比较粗糙，因此无法精确模拟冬天土壤温度的变化 (Zhuang *et al.*, 2002)。

由于 MIC-TEM 模型的统计结果 (高的  $R^2$  数值与低的 RMSE) 优于 TEM 模型，表明 MIC-TEM 模型有能力模拟 NEP 和 GPP 等碳通量变化趋势。

表 5.3 AmeriFlux 站点模拟与观测结果比较 (RMSE 单位是  $\text{g C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ )  
 Table 5.3 Characteristics of AmeriFlux sites used in this study and statistical results for the observed and predicted daily NEP and GPP at each site for parameterization. The units of RMSE are  $\text{g C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$

站点名称 (Site)	纬度 (Latitude)	经度 (Longitude)	植被类型 (Vegetation type)	时间 (年) (Year)		R <sup>2</sup>	RMSE	参考文献 (References)
Howland Forest West Tower (ME, USA) *	45.2091	-68.7470	常绿林 (Evergreen Forest)	2000-2004	MIC-TEM			
					NEP	0.70	1.39	
					TEM			
					NEP	0.60	2.45	Hollinger <i>et al.</i> (1999,2004)
					MIC-TEM			
					GPP	0.94	2.27	
TEM								
GPP	0.85	5.39						
Harvard Forest (MA, USA) *	42.5378	-72.1715	落叶林 (Deciduous Forest)	2000-2006	MIC-TEM			
					NEP	0.72	2.99	
					TEM			
					NEP	0.70	4.56	Urbanski <i>et al.</i> (2007)
					MIC-TEM			
					GPP	0.90	3.80	
TEM								
GPP	0.87	4.88						
Niwot Ridge (CO, USA)	40.0329	-105.5464	常绿林 (Evergreen Forest)	2000-2005	MIC-TEM			
					NEP	0.35	0.76	
					TEM			
					NEP	0.10	2.34	Monson <i>et al.</i> (2002)
					MIC-TEM			
					GPP	0.87	2.85	
TEM								
GPP	0.75	1.59						
Wind River Crane Site (WA, USA)	45.8205	-121.9519	落叶林 (Deciduous Forest)	2000-2002	MIC-TEM			
					NEP	0.67	0.85	
					TEM			
					NEP	0.30	2.73	Falk <i>et al.</i> (2008)
					MIC-TEM			
					GPP	0.74	2.73	
TEM								
GPP	0.20	5.55						
Morgan Monroe State Forest (IN, USA)	39.3232	-86.4131	落叶林 (Deciduous Forest)	2001-2006	MIC-TEM			
					NEP	0.70	1.85	
					TEM			
					NEP	0.54	4.98	Schmidt <i>et al.</i> (2001)
					MIC-TEM			
					GPP	0.87	5.32	
TEM								
GPP	0.50	12.94						
Willow Creek (WI, USA)	45.8059	-90.0799	落叶林 (Deciduous Forest)	2000-2003	MIC-TEM			
					NEP	0.69	1.87	
					TEM			
					NEP	0.51	2.97	Cook <i>et al.</i> (2004)
					MIC-TEM			
					GPP	0.96	3.49	
TEM								
GPP	0.71	4.51						

\*校正参数站点 (Sites for parameterization)

## 5.6 MIC-TEM 模型模拟的 2000 年至 2005 年碳通量结果及其与其它研究结果的比较

表 5.4 是美国大陆每年 GPP、NPP 和 NEP 变化量。MIC-TEM 模型模拟的 GPP，5 年的均值为  $2.48\text{PgC yr}^{-1}$ ，变化量从 2.02 到  $3.03\text{PgC yr}^{-1}$ （表 5.3）。这次模拟结果接近 Xiao *et al.* (2008) 评估的  $1.68\text{PgC yr}^{-1}$ ，但是低于由 MODIS GPP 产品评估的  $3.93\text{PgC yr}^{-1}$  (Zhao *et al.*, 2005)。6 年内模拟的 NEP 均值为  $0.10\text{PgC yr}^{-1}$ ，变化量从 -0.20 到  $0.32\text{PgC yr}^{-1}$ ，该值低于 Chen *et al.* (2011) 模拟的  $0.148\text{PgC yr}^{-1}$ ，但是接近 Xiao *et al.* (2011) 评估的  $-0.4\text{PgC yr}^{-1}$ （表 5.4）。

与同一时期，同一地区的其它研究结果相比，耦合了土壤微生物过程的 MIC-TEM 模型有能力预测未来碳通量变化的趋势。

表 5.4 2000-2005 年 GPP, NPP 和 NEP MIC-TEM 模型模拟结果 (单位是  $\text{PgC yr}^{-1}$ )  
Table 5.4 MIC-TEM estimated annual GPP, NPP, and NEP across the conterminous United States over 2000-2005. The units of the carbon dynamics are  $\text{PgC yr}^{-1}$

时间 (年) (Year)	GPP	NPP	NEP
2000	2.02	1.85	-0.20
2001	2.34	2.06	0.32
2002	3.03	1.81	-0.16
2003	2.44	2.12	0.25
2004	2.98	1.38	0.24
2005	2.12	1.20	0.18
均值 (Average)	2.48	1.73	0.10

表 5.5 不同评估结果比较

Table 5.5 Comparison of carbon dynamics between estimated and other existing estimates of deciduous and evergreen forest ecosystem in the conterminous United States

方法 (Estimated Method)	参考文献 (References)	时间(年) (Year)	年均 GPP (Mean Annual GPP) (PgC yr <sup>-1</sup> )	年均 NPP (Mean Annual NPP) (PgC yr <sup>-1</sup> )	年均 NEP (Mean Annual NEP) (PgC yr <sup>-1</sup> )
SAT-TEM 模型估算	Chen <i>et al.</i> (2011) ;	2000-2005	2.78	1.22	0.148
TEM 模型估算	McGuire <i>et al.</i> (1992) ;	2000-2005		1.17	
MOD17 遥感数据	Zhao <i>et al.</i> (2006) ; Running <i>et al.</i> (2004)	2000-2005	3.93	1.66	
EC-MOD 回归分析	Xiao <i>et al.</i> (2008) ; Xiao <i>et al.</i> (2011)	2001-2006	1.68		-0.4

## 5.7 不确定性分析

MIC-TEM 模型考虑了  $R_H$  与土壤微生物生理学性质之间的关系，并且考虑了土壤温度对  $R_H$  的影响。然而，微生物群落的变化可能会改变异养呼吸温度敏感性的变化 (Bradford *et al.*, 2008, 2010)，并且微生物群落组成可能会被温度，森林大火以及土壤冻融等过程影响 (Billings and Ballantyne, 2013)。这些复杂的过程没有被包含在当前模型中。

尽管模型的结构存在局限性，但是 MIC-TEM 模型模拟的结果仍然具有可信度。最近研究表明了解温度对微生物活性，基质利用性以及酶的影响可以提高预测土壤碳库的精度，并且急需加入这些理论到生态模型中，从而应用生态模型模拟全球大尺度

生态系统的碳通量(Eliasson *et al.*, 2005, Allison *et al.*, 2010, Wieder *et al.*, 2013, Hopkins *et al.*, 2014)。因此, 在传统土壤有机碳分解模型中加入土壤微生物反应过程对提高陆地生态系统模型合理化和科学化迈出了重要的一步。

## 5.8 本章小结

本章修改了 TEM 模型中计算异养呼吸的模块, 产生了新的模型即 MIC-TEM 模型, 对模型进行了敏感性分析。利用 AmeriFlux 站点数据校正与验证了 MIC-TEM 模型模拟碳通量的能力, 并与其它碳通量研究结果做了比较。敏感性分析结果表明: 在 MIC-TEM 模型中, 可溶性基质控制着  $R_H$  的大小; 验证结果表明: MIC-TEM 模型可以很好的模拟美国大陆森林生态系统碳通量变化; 对比结果表明: 可以应用 MIC-TEM 模型预测美国大陆森林生态系统碳通量变化趋势。





## 第六章 土壤异养呼吸对气候情景的响应

本章利用 MIC-TEM 模型, 结合 STM 模型模拟的土壤温度数据, 模拟了美国大陆森林生态系统 10cm 土层土壤微生物异养呼吸 ( $R_H$ ) 以及碳通量对气候变化的响应。本章研究的主要目的 (1) 评估 MIC-TEM 模型的模拟能力; (2) 生态系统气候模式下  $R_H$  与碳通量动态变化; (2) 气候变化对生态系统  $R_H$  季节性影响。

### 6.1 TEM 模型模拟 2006 年到 2100 年森林生态系统土壤异养呼吸对气候情景的响应

两种不同气候情景模拟的  $R_H$  以及碳通量对气候变化的响应是不同的。在 RCP 2.6 气候情景中, 模拟的年均  $R_H$  在 2070 后缓慢增长并与空气温度有着很高的相关性 ( $r=0.85, p<0.05, n=94$ )。由于空气温度的下降, 模拟的年均 GPP 和 NPP 起初缓慢增长, 2090s 后急速下降 (图 6.1a、c); 模拟的年均 NEP 起初缓慢增长, 2090s 后 NEP 缓慢降低 (图 6.1e)。在 RCP 8.5 气候情景中, 模拟的年均  $R_H$  与 RCP 2.6 模拟的年均  $R_H$  有相似的变化趋势, 而模拟的年均 GPP、NPP 和 NEP 表现出了增加的趋势 (图 6.1a、c、e), TEM 模型模拟的 RCP 8.5 气候情景中的年均碳通量高于 RCP 2.6 气候情景中的年均碳通量。

### 6.2 MIC-TEM 模型模拟 2006 年到 2100 年森林生态系统土壤异养呼吸对气候情景的响应

在相同模拟时间内, MIC-TEM 模型展现出了不同于 TEM 模型的模拟结果 (图 6.1 和 6.2)。在 95 年的模拟时间内, 两种气候情景的年均 GPP 和 NPP 不断增长。RCP 8.5 气候情景下, 由于年均  $R_H$  在 2010s 中期迅速增加, 导致年均 NEP 急剧下降; 2020s 后年均 NEP 缓慢增长。这个趋势与年均 NPP 趋势相似 (图 6.2 f、j)。与 RCP 8.5 气候情景模拟的年均 NEP 增长趋势相比, RCP 2.6 气候情景模拟的年均 NEP 由于年均  $R_H$  的波动, 导致其出现波动的趋势。TEM 模型和 MIC-TEM 模型, 模拟的碳通量数量级上存在不同。比如 RCP 8.5 气候情景中, MIC-TEM 模型模拟的年均 GPP、NPP 和 NEP 分别比 TEM 模型模拟的结果高 0.98, 0.42 和 0.34PgC yr<sup>-1</sup>, MIC-TEM 模型模拟的年均  $R_H$  比 TEM 模型模拟结果高 0.07PgC yr<sup>-1</sup>。RCP 2.6 气候情景, MIC-TEM

模型模拟的年均  $R_H$  结果比 TEM 模型低  $0.05\text{PgC yr}^{-1}$ ，而 MIC-TEM 模型和 TEM 模型模拟的年均 NEP 相差  $17.1\text{PgC}$ 。

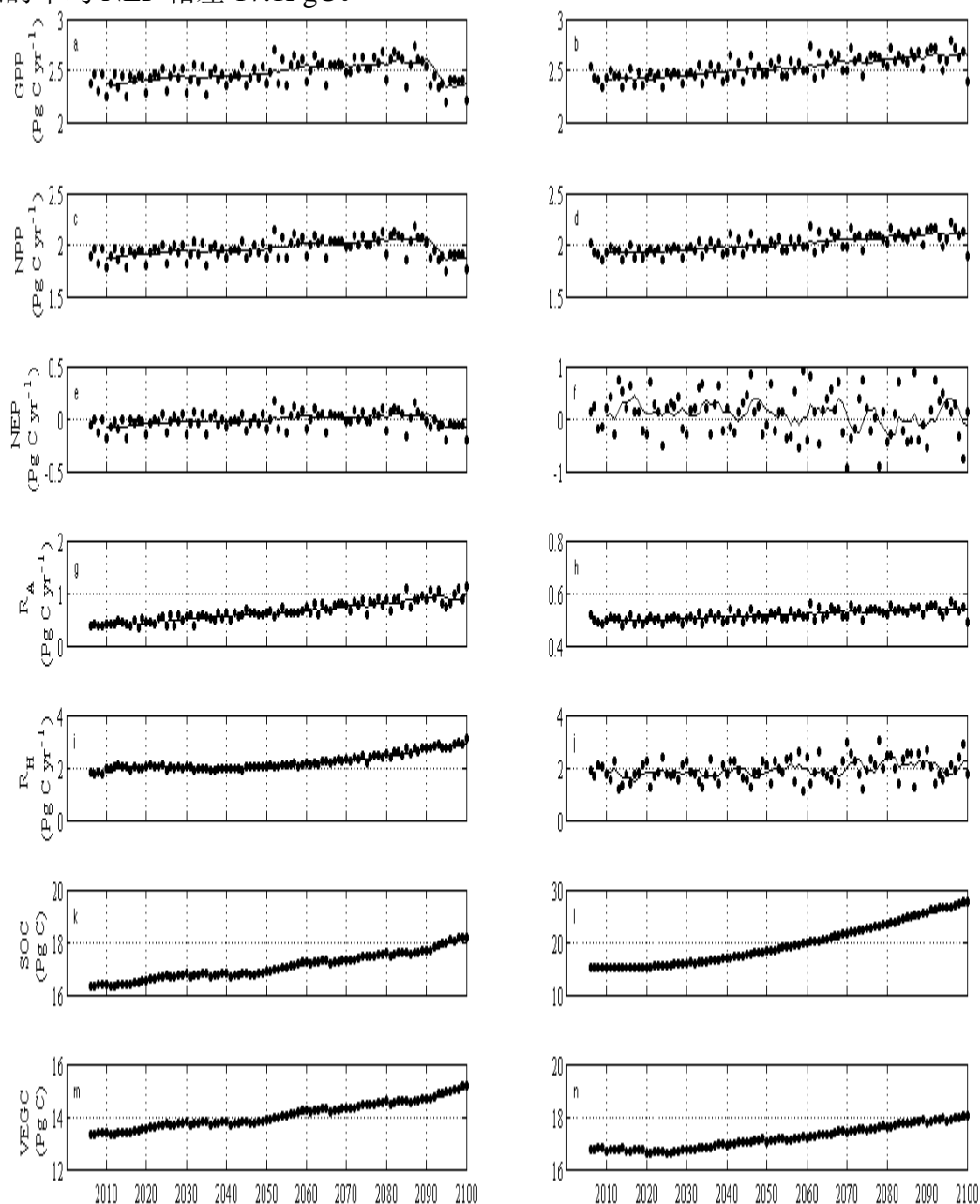


图 6.1 RCP 2.6 气候情景, 年均 GPP, NPP, NEP,  $R_A$ ,  $R_H$ , SOC, VEGC 时间变化: TEM 模型 (a、c、e、g、i、k、m) 和 MIC-TEM 模型 (b、d、f、h、j、l、n) (黑线代表 5 年滑动平均; 正的 NEP 代表碳库, 负的 NEP 代表碳源)

Fig. 6.1 Under the RCP 2.6 scenario, temporal variability in the conterminous United States for mean GPP, NPP, NEP,  $R_A$ ,  $R_H$ , SOC, VEGC with TEM (a, c, e, g, i, k, m) and MIC-TEM (b, d, f, h, j, l, n) from 2006 to 2100. The dark thicker lines are 5-year running averages to show the trends. Positive NEP values represent carbon sinks while negative values represent carbon sources

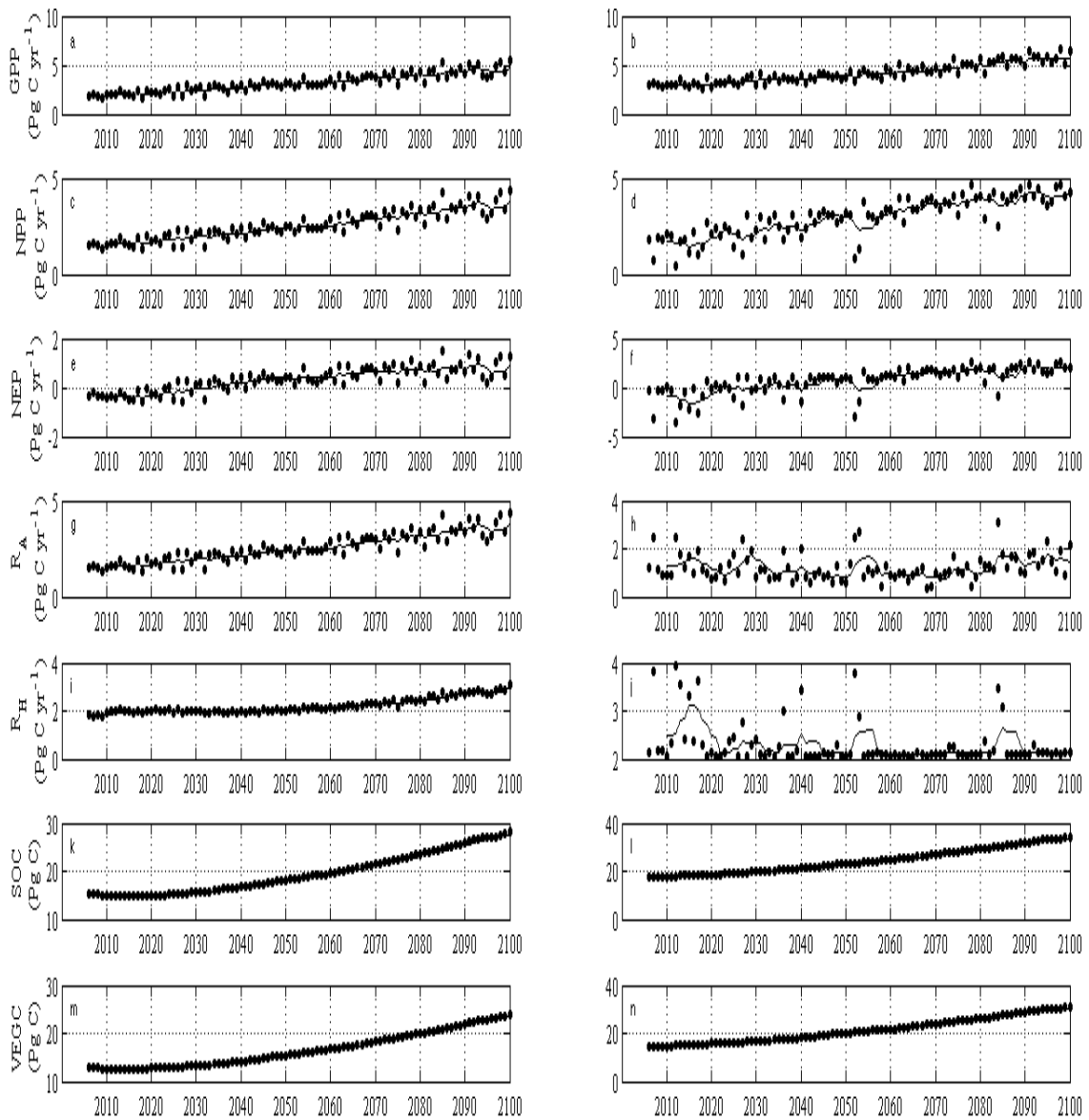


图 6.2 RCP 8.5 气候情景, 年均 GPP, NPP, NEP,  $R_A$ ,  $R_H$ , SOC, VEGC 时间变化: TEM 模型 (a、c、e、g、i、k、m) 和 MIC-TEM 模型 (b、d、f、h、j、l、n) (黑线代表 5 年滑动平均; 正的 NEP 代表碳库, 负的 NEP 代表碳源)

Fig. 6.2 Under the RCP 8.5 scenario, temporal variability from 2006 to 2100 in the conterminous United States for mean GPP, NPP, NEP,  $R_A$ ,  $R_H$ , SOC, VEGC with TEM (a, c, e, g, i, k, m) and MIC-TEM (b, d, f, h, j, l, n) from 2006 to 2100. The dark thicker lines are 5-year running averages to show the trends. Positive NEP values represent carbon sinks while negative values represent carbon sources

### 6.3 TEM 模型和 MIC-TEM 模型模拟的土壤异养呼吸季节性变化的比较

在 TEM 模型中,  $R_H$  的模拟是基于  $Q_{10}$  和 SOC 的大小 (式 5.4)。图 6.3 表明 TEM

模型模拟的  $R_H$  季节变化与 MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  有相似的趋势（图 6.3c、d 和 6.4c、d）。TEM 模型模拟的  $R_H$  先缓慢增长，后缓慢下降。两个模型模拟的  $R_H$ ，7 月份达到最高值，11 月降为最低值。因为 RCP 8.5 气候情景模拟的 SOC ( $r=0.82$ ;  $p<0.05$ ,  $n=24$ ) 和土壤温度 ( $r=0.77$ ;  $p<0.05$ ,  $n=24$ ) 值较高（图 6.3a、b 和图 6.4a、b），所以 RCP 8.5 气候情景 TEM 模型模拟的  $R_H$  高于 RCP 2.6 气候情景的模拟结果。在  $Q_{10}$  模型中，10cm 土层的  $Q_{10}$  值随土壤温度的升高而增加。然而在 MIC-TEM 模型中，即使土壤温度保持不变，由于可溶性基质的减少， $R_H$  的数值也会减少（Eliasson *et al.*, 2005）。

在 MIC-TEM 模型中，由于微生物生物量库大小相似，两种气候情景模拟的  $R_H$  大小相同（图 6.4c、d）。而  $R_H$  对土壤温度升高的响应主要是因为基质含量的变化，由此反映出可溶性碳库的重要性（Eliasson *et al.*, 2005）。

模型模拟结果表明：当土壤温度为  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  和  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  时， $R_H$  与土壤温度没有明显的相关性（Zhou *et al.*, 2010）。然而，TEM 模型模拟结果表明：当土壤温度处于这个区间时， $R_H$  与土壤温度仍然有较高的相关性 ( $r=0.65$ ;  $p<0.05$ ,  $n=470$ )。因此，需要进一步提高 TEM 模型模拟的科学性。

## 6.4 土壤温度与土壤微生物生理学性质对土壤异养呼吸季节性变化的综合影响

土壤微生物量随季节的变化而变化， $R_H$  与土壤温度关系随着时间的变化而变化（Bradford *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2012）。本章研究结果表明：夏天微生物  $R_H$  随着土壤温度的升高而升高；土壤微生物量随着土壤温度的升高而降低。

图 6.4 表明：RCP 2.6 和 RCP 8.5 气候情景模拟的土壤微生物量季节性变化早春达到最高，秋天降为最低。这与 Xu *et al.*, (2014) 观测的结果是一致的。模拟的  $R_H$  夏天达到最高值，秋天降为最低值，由于冬天到春天酶生物量库的增加，导致  $R_H$  的增加（Hopkins *et al.*, 2014） ( $R^2=0.67$ )（图 6.4c、d）。因为温度的提升导致酶活性的加剧，从而加速二氧化碳的流通（Ostroumov and Siegert, 1996; Hanson *et al.*, 2003; Hubbard *et al.*, 2005）（图 6.4g、h）。

7 月份， $R_H$  达到最高值，这与土壤温度的趋势是相似的（图 6.4a、b）。8 月到 9 月， $R_H$  迅速下降这与土壤微生物量的趋势是相似的 ( $R^2=0.71$ )（Davidson *et al.*, 2012）

(图 6.4c、d)。由于冬天微生物的休眠 (Davidson *et al.*, 2012), 模型没有模拟冬天微生物的  $R_H$  以及微生物量大小。然而, 研究表明雪层会保持土壤表层温度, 并且可以维持微生物异养呼吸继续进行 (Raich *et al.*, 1991)。所以, 为了更好的了解和模拟雪层对土壤微生物生理学性质的影响, 仍然需要提高模型的模拟精度。

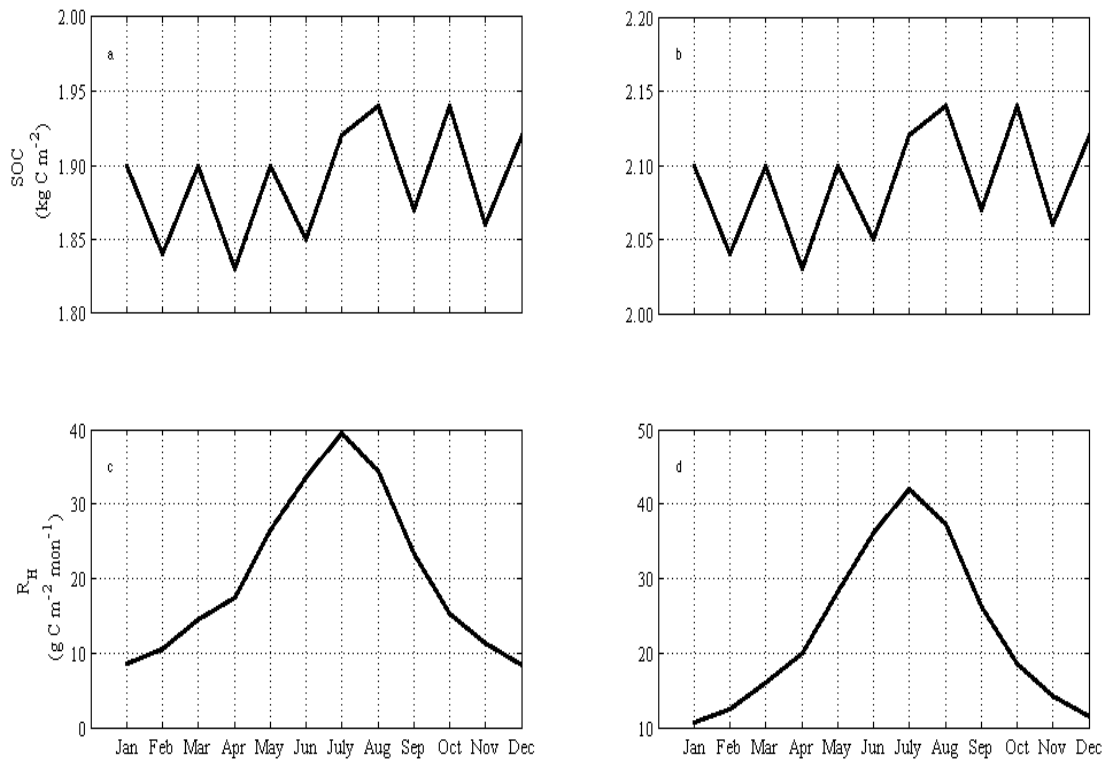


图 6.3 RCP 2.6 (a、c) 和 8.5 (b、d) 气候情景  
TEM 模型模拟的平均土壤有机碳库, 异养呼吸季节变化

Fig. 6.3 Seasonal variability for mean soil organic carbon pool,  $R_H$  under the RCP 2.6 (a, c) and 8.5 (b, d) scenario with TEM

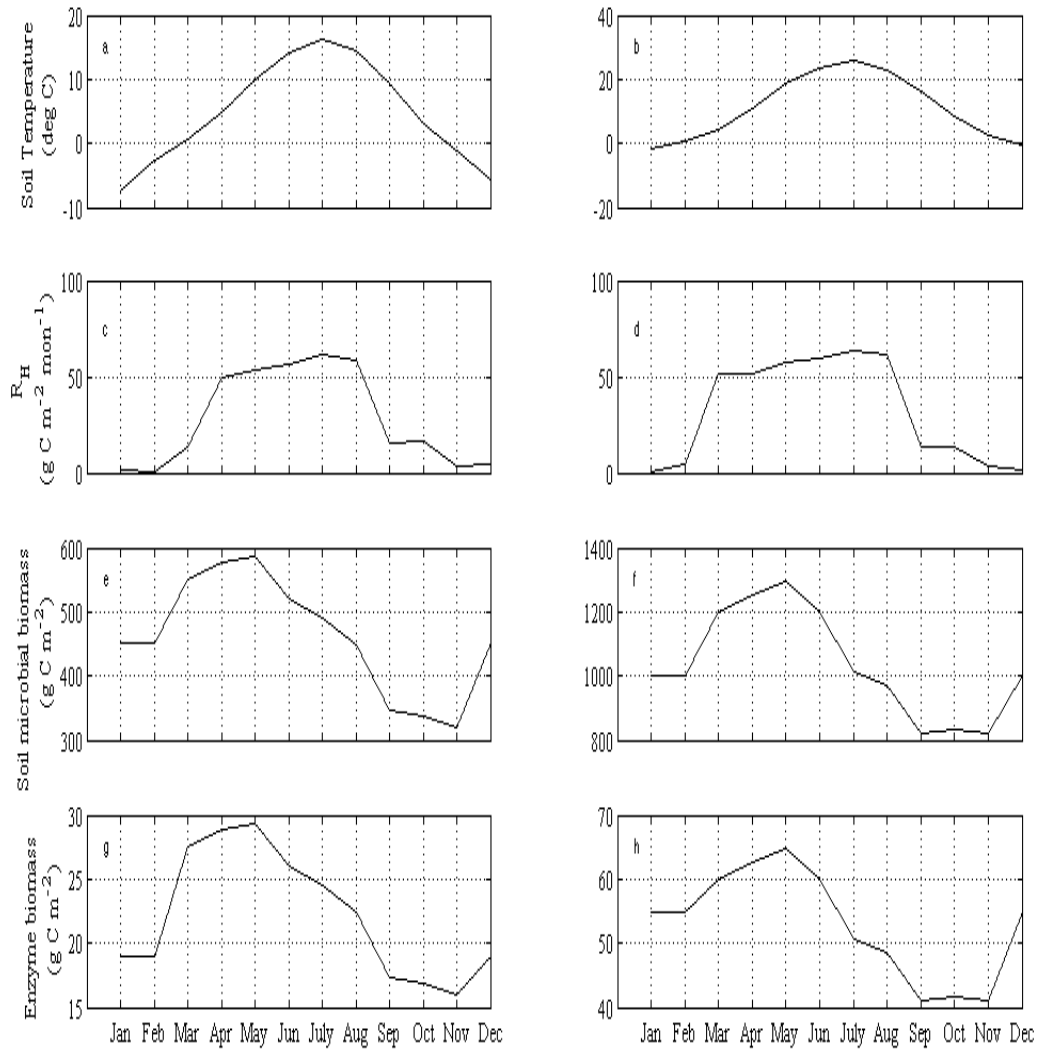


图 6.4 RCP 2.6 (a、c、e、g) 和 8.5 (b、d、f、h) 气候情景，MIC-TEM 模型模拟的平均土壤温度，异养呼吸，土壤微生物量，酶生物量季节变化

Fig.6.4 Seasonal variability for mean soil temperature,  $R_H$ , soil microbial biomass, enzyme biomass under the RCP 2.6 (a, c, e, g) and 8.5 (b, d, f, h) scenario with MIC-TEM

## 6.5 讨论

### 6.5.1 MIC-TEM 模型中土壤温度对 $R_H$ 的影响

在以  $Q_{10}$  与微生物生理为基础的土壤异养模型中，土壤温度是一个极其重要的参数 (Davidson *et al.*, 2012; Allison *et al.*, 2012)。然而，在两个模型中土壤温度对异养呼吸的影响机制却大不相同。在  $Q_{10}$  模型中，异养呼吸会随着土壤温度的升高而升高

(Eliasson *et al.*, 2005; Davidson *et al.*, 2006)。比如, 在 TEM 模型中由于 RCP 8.5 气候情景中土壤温度较高, 其所模拟的  $R_H$  高于 RCP 2.6 模拟的  $R_H$  (图 6.3)。在微生物机理模型中, 土壤温度直接影响基质的有效性, 从而间接的影响土壤异养呼吸的大小 (Davidson *et al.*, 2006)。土壤温度对  $R_H$  这种间接的影响可以解释为什么 SOLC 对空气温度的变化要比  $R_H$  更加敏感 (图 5.3)。由于在微生物机理模型中 SOLC 对温度的敏感性, 土壤温度长期对  $R_H$  的影响也可以被很好的模拟。田间实验结果表明: 温度对  $R_H$  的影响随着时间的延长而减弱 (Luo *et al.*, 2001; Treseder *et al.*, 2012)。本章研究表明: 即使 RCP 8.5 情景中土壤温度高于 RCP 2.6, 但是在两种气候方案下模拟的季节性  $R_H$  变化趋势与大小是相似的 (图 6.4)。这个结论可以验证田间实验室结果, 即温度对  $R_H$  的影响是暂时的, 随着微生物群落对温度的适应性变强,  $R_H$  已经不再受温度所影响 (图 6.4)。最近实验室研究表明: 微生物群落对温度的敏感性随着温度的变化而变化 (Wei *et al.*, 2014)。如果这个结论成立, 那们我们就应该模型化微生物群落对温度的敏感性, 研究土壤温度对微生物量的影响, 从而研究对  $R_H$  的影响。

在微生物机理模型中, 微生物碳利用效率 (CUE) 是一个重要的参数并且它与温度呈线性关系 (Tang *et al.*, 2014)。然而, 最近的研究表明: CUE 与基质的多样性呈动态关系 (Tang *et al.*, 2014)。因此为了减少模型的不确定性, 在 MIC-TEM 模型中没有引入 CUE 作为计算  $R_H$  的参数。由于从 0cm 到 15cm 土层深度土壤微生物量最丰富, 活性最高, 所以我们以 10cm 土层的  $R_H$  作为整个森林生态系统的土壤异养呼吸 (Shi *et al.*, 2006)。

### 6.5.2 不确定性分析

MIC-TEM 模型中的活化能 ( $E_a$ ) 没有随着温度与季节的变化而变化。然而, 在现实微生物环境中,  $E_a$  是随着温度变化而变化的, 并且不同的微生物群落活化能的大小也是不同的。所以在未来的研究中,  $E_a$  的计算需要与温度, 微生物种群建立一种关系, 这样才能更准确模拟微生物的活性。

另外一点, 最近实验表明微生物群落随着温度的变化, 对温度的敏感性也发生了变化 (Davidson *et al.*, 2012)。所以在微生物群落中, 一定存在不同活性的微生物量库。即: 活性微生物量库, 缓效性微生物量库和惰性微生物量库, 可以根据对微生物温度敏感性、活化能的不同建立微生物量库模型, 现在基因技术与同位素技术的发展更为这种假设提供了技术支持。对于精确区分微生物异养呼吸作用以及研究对气候变化的反馈作用有着重要的科学意义。

## 6.6 本章小结

本章应用校正后的 MIC-TEM 模型模拟了 IPCC RCP 2.6 和 8.5 气候情景下美国大陆森林生态系统  $R_H$  以及碳通量对气候情景的响应。主要结论如下：

(1) RCP 8.5 气候情景中, MIC-TEM 模型模拟的 GPP、NPP 和 NEP 分别比 TEM 模型模拟的结果高 0.98, 0.42 和  $0.34\text{PgC yr}^{-1}$ , MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  比 TEM 模型模拟结果高  $0.07\text{PgC yr}^{-1}$ ; 而 RCP 2.6 气候情景, MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  结果比 TEM 模型低  $0.05\text{PgC yr}^{-1}$ 。

(2) MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  与碳通量对气候情景的响应是: RCP 2.6 和 RCP 8.5 气候情景中, 年均 GPP 和 NPP 不断增长。RCP 8.5 气候情景中, 由于年均  $R_H$  在 2010s 中期迅速增加, 导致年均 NEP 急剧下降; 2020s 后年均 NEP 缓慢增长。这个趋势与年均 NPP 趋势相似。与 RCP 8.5 气候情景模拟的年均 NEP 增长趋势相比, RCP 2.6 气候情景模拟的年均 NEP 由于年均  $R_H$  的波动, 导致其出现波动的趋势。

(3) 两种气候情景中 MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  变化趋势相似。MIC-TEM 模型模拟的  $R_H$  夏天达到最高值, 秋天降为最低值。



## 第七章 全文结论与展望

### 7.1 主要结论

(1)校正后的STM模型可以模拟美国大陆自然生态系统土壤温度时空变化趋势。61年间10cm土层年均土壤温度升高 $0.2^{\circ}\text{C}$ ; 20cm土层年均土壤温度升高 $0.3^{\circ}\text{C}$ ; 50cm土层年均土壤温度升高 $1.2^{\circ}\text{C}$ 。

(2)年均土壤温度从北部温带大陆地性气候向南部亚热带湿润和干旱地区增长。最低年均土壤温度分布区域是在美国西南部科罗拉多州, 怀俄明、爱荷华和蒙大拿州三州的交界处; 最高年均土壤温度分布在美国南部沿海地区, 德克萨斯州、佛罗里达州和加利福尼亚州。

(3)61年模拟时间内, 美国西南部地区德克萨斯州, 俄克拉荷马州以及阿肯色州夏天年均土壤温度呈现出变冷趋势; 美国西部地区加利福尼亚州年均土壤温度呈现变暖趋势。美国中南地区密西西比州, 阿拉巴马州和乔治亚州冬天年平均土壤温度呈现变冷趋势; 西北地区蒙大拿州, 北达科他州和南达科他州年均土壤温度呈现变暖的趋势。

(4)MIC-TEM模型中, SOLC对温度敏感性高于 $R_H$ 的温度敏感性, 并且土壤温度直接控制SOLC库的大小, 间接影响 $R_H$ 。MIC-TEM模型有能力模拟碳通量以及季节性 $R_H$ 动态变化。

(5)MIC-TEM模型模拟碳通量对气候情景的响应是: RCP 2.6和RCP 8.5气候情景中, 年均GPP和NPP不断增长。RCP 8.5气候情景中, 由于年均 $R_H$ 在2010s中期迅速增加, 导致年均NEP急剧下降; 2020s后年均NEP缓慢增长。这个趋势与年均NPP趋势相似。与RCP 8.5气候情景模拟的年均NEP增长趋势相比, RCP 2.6气候情景模拟的年均NEP出现波动趋势。

(6)夏天 $R_H$ 的变化随着土壤温度的升高而升高; 土壤微生物量随着土壤温度的升高而降低。MIC-TEM模型模拟的 $R_H$ 夏天达到最高值, 秋天降为最低值。

### 7.2 创新之处

利用AmeriFlux站点数据校正了STM模型, 并利用校正后的STM模型模拟了自然生态系统土壤温度时空分布特征, 总结了不同层次土壤温度时空变化特点。

通过植入土壤微生物生理作用, 改进了 TEM 模型中土壤呼吸模块, 分析了  $R_H$  以及土壤碳通量对未来气候变化的响应。

### 7.3 不足之处

由于雪层覆盖面积等数据的缺失, 土壤温度模型对雪层的处理比较粗糙, 因此会给模拟结果带来不确定性。

由于土壤微生物模型刚刚起步, 土壤微生物参数, 比如活化能, 反应速率等没有实验室数据支持, 因此会给模拟结果带来不确定性。

### 7.4 展望

土壤微生物种类繁多, 然而, 气候变化对微生物群落如何影响以及微生物群落如何影响生态系统碳通量自知甚少, 尤其是微生物同化、固化以及微生物异养呼吸作用。为了完善生态模型, 应该更多的关注微生物群落对生态系统气候变化的响应。

土壤碳基质的多样性也同样影响着气候的变化, 而且基质对周围环境因素相互作用的研究仍然不足, 尤其是基质与酶活性关系。不过当今基因和同位素技术的发展, 为研究基质与酶提供了很好的条件与手段。

土壤微生物与地上生物的联系, 比如: 植被、寄生菌、病原体等。数据表明植被的活性可以增加土壤微生物群落的数量与土壤呼吸的速率。因此, 植被等地上生物不仅支持着土壤微生物的活性与生长, 同时也影响着土壤非生物因素的属性。

土壤呼吸或土壤有机质分解过程是绝大多数生态系统模型中的重要组成部分, 因为土壤有机质分解是生态系统营养循环的核心环节。但是, 目前绝大多数生态系统仍然应用简单的  $Q_{10}$  关系模拟土壤呼吸或土壤有机质分解过程, 没有考虑非生物因素影响以及效应。少数考虑了非生物因素效应的生态系统模型或土壤碳动态模型, 也只是考虑了温, 湿效应并且是以乘积模型来表达; 没有考虑大气中二氧化碳浓度升高的效应, 更重要的是, 混合效应等于两单因子效应的乘积只是一种假设, 还未经过很好的检验; 至少在土壤比较干燥的情况下, 此类模型已被发现高估了土壤呼吸对升温的响应。因此, 有必要对这一假设进行严格的统计检验。此外, 由于生态系统模型往往被用于大尺度的模拟研究, 模型构建和参数化过程复杂、困难。通过对一些经验模型的比较和验证, 选择适用性广、模拟准确度高、解释能力强、需要待定参数少的土壤呼吸经验模型, 可进一步为修正生态系统模型提供参考。

鉴于微生物学领域还没有把非生物因素效应同时结合在 Michaelis-Menten 方程中, 而生态学领域还较少使用 Michaelis-Menten 方程描述土壤呼吸。以后的研究试图

把两者结合起来，发展基于 Michaelis-Menten 方程的土壤呼吸机理模型。使这一模型能同时考虑温、湿度，二氧化碳激发效应和基质的有效性 (substrate availability) 对土壤微生物呼吸 (即土壤异养呼吸) 的影响。简而言之，未来的研究将利用室内和野外培养实验，以及野外观测和文献中获取的数据，一方面检验和比较目前使用的几种土壤呼吸经验模型，认识和检验它们的优缺点；另一方面着重发展新的土壤呼吸机理模型，并与经验模型进行比较。研究结果对于深入认识土壤二氧化碳释放及其影响因素之间的相互作用、模拟生态系统碳循环和土壤碳动态、评价和预测陆地土壤对全球环境变化的响应具有重要理论和方法学意义；尤其试图发展的机理模型，可能目前还远不够完善，但为模拟土壤有机质分解过程提供了有别于经验模型的概念和理论框架，理论意义重大，值得探索。



## 参考文献

- Allison S D, Wallenstein M D, Bradford M A. Soil-carbon response to warming dependent on microbial physiology [J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3 (5) : 336-340.
- AlvalàR C S, Giel O R, Rocha H R, et al. Intra-diurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content and thermal properties under forest and pasture in Rondonia [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107: 1001-1020.
- Amiro B D, MacPherson J I, Desjardins R L, et al. Post-fire carbon dioxide fluxes in the western Canadian boreal forest: evidence from towers, aircraft and remote sensing [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 115 (1-2) : 91-107.
- Baldocchi D, Falge E, Gu L H, et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82(11): 2415-2434.
- Batjes N H. Carbon and nitrogen stocks in the soils of Central and Eastern Europe [J]. *Soil Use Management*, 2002, 18 (4) : 324-329.
- Billings S A, Ballantyne F. How interactions between microbial resource demands, soil organic matter stoichiometry, and substrate reactivity determine the direction and magnitude of soil respiratory responses to warming [J]. *Global Change Biology*, 2013, 19 (1) : 90-102.
- Bonan G B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests [J]. *Science*, 2008, 320(5882): 1444-1449.
- Boone R D, Nadelhoffer K J, Canary J D, et al. Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration [J]. *Nature*, 1998, 396 (6711) : 570-572.
- Borken W, Xu Y-J, Brumme R et al. A climate change scenario for carbon dioxide and dissolved organic carbon fluxes from a temperate forest soils: Drought and rewetting effects [J]. *Soil Science Society of American Journal*, 1999, 63:1848-1855.
- Bradford M A, Davies C A, Frey S D, et al. Thermal adaptation of soil microbial respiration to elevated temperature [J]. *Ecology Letters*, 2008, 11 (12) : 1316-1327.
- Bradford M A. & Fierer N. In *Soil Ecology and Ecosystem Services*[M]. In: Oxford University Press, 2012, 189–200.
- Bradford M A, Watts B W, Davies C A. Thermal adaptation of heterotrophic soil respiration in laboratory microcosms [J]. *Global Change Biology*, 2010, 16 (5) : 1576-1588.

- Burton A J, Pregitzer K S. Field measurements of root respiration indicate little to no seasonal temperature acclimation for sugar maple and red pine [J]. *Tree Physiology*, 2003, 23 (4) : 273-280.
- Burton A J, Pregitzer K S, Ruess R W, et al. Root respiration in North American forests: effects of nitrogen concentration and temperature across biomes [J]. *Oecologia*, 2002, 131 (4) : 559-568.
- Carlyle J C, Than U B A. A biotic controls of soil respiration between an eighteen-year-old pinus Rediata stand in South-eastern Australia [J]. *Journal of Ecology*, 1988, 76: 654-662.
- Chang J G, Liu S R, Shi Z M, Chen B Y, Zhu X L. Soil respiration and its components partitioning in the typical forest ecosystems at the transitional area from the northern subtropics to warm temperate, China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2007, 27 (5) : 1791-1802.
- Chen B, Liu S, Ge J, et al. Annual and seasonal variations of Q10 soil respiration in the sub-alpine forests of the Eastern Qinghai-Tibet Plateau, China [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2010, 42 (10) : 1735-1742.
- Chen M, Zhuang Q, Cook D R, et al. Quantification of terrestrial ecosystem carbon dynamics in the conterminous United States combining a process-based biogeochemical model and MODIS and AmeriFlux data [J]. *Biogeosciences Discussions*, 2011, 8 (2) : 2665-2688.
- Chen J M, Leblanc S G. A four-scale bidirectional reflectance model based on canopy architecture [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1997, 35(5): 1316-1337.
- Cleveland C C, Nemergut D R, Schmidt S K, et al. Increases in soil respiration following labile carbon additions linked to rapid shifts in soil microbial community composition [J]. *Biogeochemistry*, 2007, 82: 229-240.
- Cleve K V Coynepi, Goodwin E, et al. A comparison of four methods for measuring respiration in organic material [J], *Soil Biology Biochemistry*, 1979, 11 (1) : 237-246.
- Conant R T, Drijber R A, Haddix M L, et al. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality [J]. *Global Change Biology*, 2008, 14 (4) : 868-877.
- Concilio A, Ma S Y, Li Q L, et al. Soil respiration response to prescribed burning and thinning in mixed-conifer and hardwood forests [J]. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 2005, 35 (7) : 1581-1591.
- Cook B D, Davis K J, Wang W, et al. Carbon exchange and venting anomalies in an upland deciduous forest in northern Wisconsin, USA [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 126(3) : 271-295.
- Cropper W P, Ewel K C, Raich J W. The measurement of soil CO<sub>2</sub> evolution insitu [J]. *Pedobiologia*, 1985, 28 (1) : 35-40.
- Deng F, Chen J M, Plummer S, et al. Algorithm for global leaf area index retrieval using satellite imagery [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2006, 44(8): 2219-2229.

- Rumpel E A, Samanta S, Caramori S S, et al. The Dual Arrhenius and Michaelis–Menten kinetics model for decomposition of soil organic matter at hourly to seasonal time scales [J]. *Global Change Biology*, 2012, 18 (1) : 371-384.
- Davidson E A, Verchot L V, Cattanio J H, et al. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia [J]. *Biogeochemistry*, 2000, 48 (1) : 53-69.
- Davidson E A, Janssens I A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change[J]. *Nature*, 2006, 440:165-173.
- Davidson E A, Janssens I A, Luo Y. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: Moving beyond Q<sub>10</sub>[J]. *Global Change Biology*, 2006, 12:154-164.
- Detwiler R P, Hall C A S. Tropical forests and the global carbon-cycle [J]. *Science*, 1988, 239 (4835) : 42-47.
- Dixon R K, Brown S, Houghton R A, et al. Carbon pools and flux of global forest ecosystems [J]. *Science*, 1994, 263 (5144) : 185-190.
- Duan Q, Sorooshian S, Gupta V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall - runoff models [J]. *Water Resources Research*, 1992, 28 (4) : 1015-1031.
- Duan Q, Soroosh S, Gupta K. Optiaml use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models [J]. *Journal of Hydrology*, 1994, 158 (2) : 265-284.
- Fang C, Smith P, Smith J U, and Moncrieff J B. Incorporating microorganisms as decomposers into models to simulate soil organic matter decomposition [J]. *Geoderma*, 2005, 129: 139-146.
- Edwards N T, Sollins P. Contributions measurement of carbon dioxide evolution from portioned forest floor components [J]. *Ecology*, 1973, 54 (4) : 408-412.
- Edwards N. The use of soda-lime for measuring respiration rates in terrestrial system [J]. *Pedobiologia*, 1982, 23 (1) : 321-330.
- Eliasson P E, Mcurtrie R E, Pepper D A, et al. The response of heterotrophic CO<sub>2</sub> flux to soil warming [J]. *Global Change Biology*, 2005, 11 (1) : 167-181.
- Euskirchen E S, McGuire A D, Kicklighter D W, et al. Importance of recent shifts in soil thermal dynamics on growing season length, productivity, and carbon sequestration in terrestrial high-latitude ecosystems [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12 (4) : 731-750.
- Ewel K C, Cropper W P, Gholz H L. Soil CO<sub>2</sub> evolution in florida slash pine plantations. 1. changes through time [J]. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 1987, 17 (4) : 325-329.
- Falk M, Wharton S, Schroeder M, et al. Flux partitioning in an old-growth forest: seasonal and interannual dynamics [J]. *Tree Physiology*, 2008, 28 (4) : 509-520.

- Foley J A, Costa M H, Delire C, et al. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate [J]. *Front Ecol Environ*, 2003, 1 (1) : 38-44.
- Foley J A, Prentice I C, Ramankutty N, et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10(4): 603-628.
- Freibauer A, Rounsevell M D A, Smith P, et al. Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe [J]. *Geoderma*, 2004, 122 (1) : 1-23.
- Friedlingstein P, Cox P, Betts R, et al. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the CMIP5 model intercomparison [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19 (14) : 3337-3353.
- Goodrich, L E. A numerical model for assessing the influence of snow cover on the ground thermal regime [D], McGill University. Montreal, Canada, 1976, 410pp.
- Goodrich, L E. Some results of a numerical study of ground thermal regimes [M]. In: Proc. 3rd Int. Conf. Permafrost, Ottawa, Vol. 1, National Research Council of Canada, Ottawa, 1978a: 29-34.
- Gordon A M, Schlentner R E, Vancleve K. Seasonal patterns of soil respiration and CO<sub>2</sub> evolution following harvesting in the white spruce forests of interior Alaska [J]. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 1987, 17 (4) : 304-310.
- Goulden M L, Wofsy S C, Harden J W, et al. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw [J]. *Science*, 1998, 279 (5348) : 214-217.
- Grant R F, Desai A R, Sulman B N. Modelling contrasting responses of wetland productivity to changes in water table depth [J]. *Biogeosciences*, 2012, 9 (11) : 4215-4231.
- Harlan R L. An analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil [J]. *Water Resources Research*, 1973, 9: 1314 -1323.
- Hanson P J, Edwards N T, Garten C T, et al. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations [J]. *Biogeochemistry*, 2000, 48 (1) : 115-146.
- Hanson P J, O'Neill E G, Chambers M L S, et al. Soil respiration and litter decomposition [M]. *North American temperate deciduous forest responses to changing precipitation regimes*. Springer. 2003: 163-189.
- Harris C, Vonder Muhll D, Isaksen K, et al. Warming permafrost in European mountains [J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 39 (3-4) : 215-225.
- Hartley I P, Heinemeyer A, Evans S P, et al. The effect of soil warming on bulk soil vs. rhizosphere respiration [J]. *Global Change Biology*, 2007, 13 (12) : 2654-2667.



- Haxeltine A, Prentice I C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10 (4) : 693-709.
- He Y, Zhuang Q, Harden J W, et al. The implications of microbial and substrate limitation for the fates of carbon in different organic soil horizon types of boreal forest ecosystems: a mechanistically based model analysis [J]. *Biogeosciences*, 2014, 11 (16) : 4477-4491.
- Heimann M, Reichstein M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks [J]. *Nature*, 2008, 451 (7176) : 289-292.
- Hollinger D, Aber J, Dail B, et al. Spatial and temporal variability in forest-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange [J]. *Global Change Biology*, 2004, 10 (10) : 1689-1706.
- Hollinger D, Goltz S, Davidson E, et al. Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapour exchange in an ecotonal boreal forest [J]. *Global Change Biology*, 1999, 5 (8) : 891-902.
- Hou L, Lei R D, Liu J J, Shang J B. Soil respiration in *Pinus tabulaeformis* forest during dormant period at Huoditang forest zone in the Qinling Mountains [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28 (9) : 4070-4077.
- Hopkins F M, Filley T R, Gleixner G, et al. Increased belowground carbon inputs and warming promote loss of soil organic carbon through complementary microbial responses [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2014, 76 (5) : 57-69.
- Hu Q, Feng S. A daily soil temperature dataset and soil temperature climatology of the contiguous United States [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2003, 42 (8) : 1139-1156.
- Hu Q, Feng S. How have soil temperatures been affected by the surface temperature and precipitation in the Eurasian continent? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32 (14) : 1134-1150.
- Hubbard R M, Ryan M G, Elder K, et al. Seasonal patterns in soil surface CO<sub>2</sub> flux under snow cover in 50 and 300 year old subalpine forests [J]. *Biogeochemistry*, 2005, 73 (1) : 93-107.
- Hillel D. *Introduction to soil physics*[M]. New York: Academic Press, 1982, 258.
- IPCC: Intergovernmental Panel On Climate Change, *Climate Change 2007– The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, New York, 2007.
- IPCC: Intergovernmental Panel On Climate Change, *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC* Cambridge University Press, New York. 2013.

- Janssens I A, Barigah S T, Ceulemans R. Soil CO<sub>2</sub> efflux rates in different tropical vegetation types in French Guiana [J]. *Annales Des Sciences Forestieres*, 1998, 55 (6) : 671-680.
- Jaha P, Saha I. Correlation of greenhouse molecules with global and surface temperature and its effect on environment [J]. *Indian Journal of Physical*, 2011, 85 (1) : 667-682.
- Ji J J. A climate-vegetation interaction model: Simulating physical and biological processes at the surface [J]. *Journal of Biogeography*, 1995, 22 (2-3) : 445-451.
- Jiang Y L, Zhou G S, Zhao M, et al. Soil respiration in broad-leaved and Korean pine forest ecosystems, Changhai mountain, China [J]. *Zhiwu Shengtai Xuebao*, 2005, 29 (3) : 411-414.
- Jobb gy E G, Jackson R B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation [J]. *Ecological Applications*, 2000, 10 (2) : 423-436.
- Jones P D, Raper S C B, Bradley R S, et al. Northern-hemisphere surface air-temperature variations-1851-1984 [J]. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1986, 25 (2) : 161-179.
- Keith H, Jacobsen K L, Raison R J. Effects of soil phosphorus availability, temperature and moisture on soil respiration in Eucalyptus pauciflora forest [J]. *Plant and Soil*, 1997, 190 (1) : 127-141.
- Kirita H. Rexamination of the absorption method of measure soil respiration under field condition: II Effect of the size of the apparatus on CO<sub>2</sub>-absorption rates [J]. *Japanese Journal of Ecology*, 1971, 21 (2) : 37-42.
- Kirschbaum M U F. Seasonal variations in the availability of liable substrate confound the temperature dependence of organic matter decomposition [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2012, 57 (2) : 568-576.
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bulletin of the American Meteorological society*, 2001, 82 (2) : 247-267.
- Kongoli C E, Bland W L. Long-term snow depth simulations using a modified atmosphere-land exchange model [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 104 (4) : 273-287.
- Kottek M, Grieser J, Beck C, et al. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 2006, 15 (3) : 259-263.
- Krishnan P, Meyers T P, Scott R L, et al. Energy exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grasslands in North America [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 153 (1) : 31-44.
- Kucharik C J, Foley J A, Delire C, et al. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2000, 14 (3) : 795-825.

- Law B E, Turner D, Campbell J, et al. Carbon fluxes across regions: Observational constraints at multiple scales [M]. *Scaling and Uncertainty Analysis in Ecology*. Springer. 2006: 167-190.
- Li X, Ju W, Zhou Y, et al. Retrieving leaf area index of forests in red soil hilly region using remote sensing data, in *Second International Conference on Earth Observation for Global Changes (EOGC 2009): Remote Sensing of Earth Surface Changes*. 2009a. Chendu, China: SPIE.
- Lawrence C R, Neff J C, Schimel J P. Does adding microbial mechanisms of decomposition improve soil organic matter models? A comparison of four models using data from a pulsed rewetting experiment [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2009, 41 (9) : 1923-1934.
- Lloyd J, Taylor J A. On the temperature dependence of soil respiration [J]. *Functional Ecology*, 1994, 8 (3) : 315-323.
- Li K Y, Coe M T, Ramankutty N, et al. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa [J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 337 (3-4) : 258-268.
- Liu J J, Wang D X, Lei R D, Wu Q X. Soil respiration and release of carbon dioxide from natural forest of pinus tabulaeformis and quercus aliena var. acuteserrata in Qinling Mountains [J]. *Scientia Silvae Sinicae*, 2003, 39 (2) : 8-13.
- Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing inputs [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 62 (2) : 158-175.
- Liu B C, Liu W, Peng S W. Study of heat and moisture transfer in Soil with a dry surface layer [J]. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 2005, 48: 4579-4589.
- Liu R, Chen J M, Liu J, et al. Application of a new leaf area index algorithm to China's landmass using MODIS data for carbon cycle research [J]. *Journal of Hydrology*, 2012b, 426: 39-54.
- Liu Y, Ju W, CHen J, et al. Spatial and temporal variations of forest LAI in China during 2000-2010 [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012c, 57(22): 2846-2856.
- Lundegardh H. Carbon dioxide evolution of soil and crop growth [J]. *Soil Science*, 1927, 23 (1) : 417-453.
- 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.
- Matsuyama H, Masuda K. Seasonal/interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian summer monsoon rainfall [J]. *Journal of Climate*, 1998, 11 (4) : 652-658.
- Marco B Francesca V, Gaylon S, et al. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 362: 191-205.

- McGuire A D, Melillo J, Joyce L, et al. Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1992, 6 (2) : 101-124.
- McGuire A D, Melillo J M, Kicklighter D W, et al. Equilibrium responses of soil carbon to climate change: Empirical and process-based estimates [J]. *Journal of Biogeography*, 1995, 22 (4-5) : 785-796.
- McGill W B. Review and classification of ten soil organic matter (SOM) models[M], p. 111-133, In Powlson DS, et al., (eds) . *Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Existing Long-term Datasets*, NATO ASI Series I, Vol. 38. Springer-Verlag, Heidelberg.,1996, pp. 111-133.
- Melillo J M, McGuire A D, Kicklighter D W, et al. Global climate change and terrestrial net primary production [J]. *Nature*, 1993, 363 (6426) : 234-240.
- Michelsen A, Andersson M, Jensen M, et al. Carbon stocks, soil respiration and microbial biomass in fire-prone tropical grassland, woodland and forest ecosystems [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2004, 36 (11) : 1707-1717.
- Milly C P D. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porousmedia A matric head-based formulation and a numerical model[ J].*Water Resources Res*, 1982, 18 (3): 489 -498.
- Milly C P D. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil[J].*Water Resources Res*, 1984, 20(8): 1087-1098.
- Monson R, Turnipseed A, Sparks J, et al. Carbon sequestration in a high - elevation, subalpine forest [J]. *Global Change Biology*, 2002, 8 (5) : 459-478.
- Moyano F E, Kutsch W L, Schulze E-D. Response of mycorrhizal, rhizosphere and soil basal respiration to temperature and photosynthesis in a barley field [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2007, 39 (4) : 843-853.
- Moorhead, D L, and Sinsabaugh R L. Theoretical model of litter decay and microbial interaction [J]. *Ecological Monographs*, 2006, 76:151-174.
- Neilson R P. A model for predicting continental-scale vegetation distribution and water-balance [J]. *Ecological Applications*, 1995, 5 (2) : 362-385.
- O'Neill K P, Kasischke E S, Richter D D. Environmental controls on soil CO<sub>2</sub> flux following fire in black spruce, white spruce, and aspen stands of interior Alaska [J]. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 2002, 32 (9) : 1525-1541.
- Ostroumov V, Siegert C. Exobiological aspects of mass transfer in microzones of permafrost deposits [J]. *Advances in Space Research*, 1996, 18 (12) : 79-86.

- Pan Y D, Jenkins J C. Importance of foliar nitrogen concentration to predict forest productivity spatially across the Mid-Atlantic region [J]. *Forest Science*, 2004, 50 (1) : 270-289.
- Pangle R E, Seiler J. Influence of seedling roots, environmental factors and soil characteristics on soil CO<sub>2</sub> efflux rates in a 2-year-old loblolly pine (*Pinus taeda* L.) plantation in the Virginia Piedmont [J]. *Environmental Pollution*, 2002, 116: S85-S96.
- Parton W J, Scurlock J M O, Ojima D S, et al. Observations and modeling of biomass and soil organic-matter dynamics for the grassland biome worldwide [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7 (4) : 785-809.
- Pavlov A V. Current changes of climate and permafrost in the arctic and sub-arctic of Russia [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1994, 5 (2) : 101-110.
- Peng S, Piao S, Wang T, et al. Temperature sensitivity of soil respiration in different ecosystems in China [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2009, 41 (5) : 1008-1014.
- Philip J R, Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients [J]. *Trans Am Geophys Union*, 1957, 38:222-231.
- Pisek J, Chen J M, Deng F. Assessment of a global leaf area index product from SPOT-4 VEGETATION data over selected sites in Canada [J]. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2007, 33: 341-356.
- Potter C, Klooster S, Huete A, et al. Terrestrial carbon sinks for the United States predicted from MODIS satellite data and ecosystem modeling [J]. *Earth Interactions*, 2007, 11 (13) : 1-21.
- 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.
- Pypker T G, Fredeen A L. Below ground CO<sub>2</sub> efflux from cut blocks of varying ages in sub-boreal British Columbia [J]. *Forest Ecology and Management*, 2003, 172 (2-3) : 249-259.
- Oechel W C, Vourlitis G L, Hastings S J. Cold season CO<sub>2</sub> emission from arctic soil. *Global Biogeochemical Cycles*, 1997, 11 (1) : 163-172.
- Qian B, Gregorich E G, Gameda S, et al. Observed soil temperature trends associated with climate change in Canada [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2011, 11 (2) : 116-132.
- Raich J W, Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate [J]. *Tellus B*, 1992, 44: 81-99.
- Raich J, Rastetter E, Melillo J, et al. Potential net primary productivity in South America: application of a global model [J]. *Ecological Applications*, 1991, 13 (3) : 399-429.
- Raich J W, Bowden R D, Steudler P A. Comparison of 2 static chamber techniques for determining carbon-dioxide efflux from forest soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1990, 54 (6) : 1754-1757.

- Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon-dioxide emissions from soils [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9 (1) : 23-36.
- Reichstein M, Tenhunen J D, Rouspard O, et al. Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests: drought effects and decomposition dynamics [J]. *Functional Ecology*, 2002, 16, 27-39.
- Reichstein M, Subke J A, Angeli A C, et al. Does the temperature sensitivity of decomposition of soil organic matter depend upon water content, soil horizon, or incubation time? [J]. *Global Change Biology*, 2005, 11 (10) : 1754-1767.
- Reichstein M, Bahn M, Mahecha M D, Kattge J, Baldocchi D D. Linking plant and ecosystem functional biogeography [J]. *Proceedings of National Academy Science*, 2014, 111: 13697–13702.
- Rey A, Pegoraro E, Tedeschi V, et al. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy [J]. *Global Change Biology*, 2002, 8 (9) : 851-866.
- Robeson S M. Relationships between mean and standard deviation of air temperature: implications for global warming [J]. *Climate Research*, 2002, 22 (3) : 205-213.
- Rodeghiero M, Cescatti A. Main determinants of forest soil respiration along an elevation/temperature gradient in the Italian Alps [J]. *Global Change Biology*, 2005, 11 (7) : 1024-1041.
- Running S W, Nemani R R, Heinsch F A, et al. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production [J]. *Bioscience*, 2004, 54 (6) : 547-560.
- Ryan M G, Law B E. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration [J]. *Biogeochemistry*, 2005, 73 (1) : 23-27.
- Sankar-Rao M, Lau K M, Yang S. On the relationship between Eurasian snow cover and the Asian summer monsoon [J]. *International Journal of Climatology*, 1996, 16 (6) : 605-616.
- Schimel D S. Terrestrial ecosystem and the carbon-cycle [J]. *Global Change Biology*, 1995, 1(1): 77-91.
- Schimel D S, Braswell B H, Holland E A, et al. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8 (3) : 279-293.
- Schimel D S, House J I, Hubbard K A, et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems [J]. *Nature*, 2001, 414: 169-172.
- Schimel J P, Weintraub M N. The implications of exoenzyme activity on microbial carbon and nitrogen limitation in soil: a theoretical model [J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2003, 35:549-563.
- Schmidt W L, Gosnold W D, Enz J W. A decade of air-ground temperature exchange from Fargo, North Dakota [J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 29 (3-4) : 311-325.

- Scott R L, Jenerette G D, Potts D L, et al. Effects of seasonal drought on net carbon dioxide exchange from a woody-plant-encroached semiarid grassland [J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2009, 114 (2) : 132-145.
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SIB) for use within general-circulation models [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1986, 43 (6) : 505-531.
- Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs .1. Model formulation [J]. *Journal of Climate*, 1996, 9 (4) : 676-705.
- Shen W, Jenerette G D, Hui D, et al. Effects of changing precipitation regimes on dryland soil respiration and C pool dynamics at rainfall event, seasonal and interannual scales [J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2008, 113 (G3) : 445-474.
- Shen W, Wu J, Kemp P R, et al. Simulating the dynamics of primary productivity of a Sonoran ecosystem: Model parameterization and validation [J]. *Ecological Modelling*, 2005, 189, 1-24.
- Smith P, Smith JU, Powlson DS, et al. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments [J]. *Geoderma*, 1997, 81, 153-225.
- Shufen S, Xia Z, Guoan W. A simplified version of the coupled heat and moisture transport model [J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 37: 265-276.
- Shi W Y, Zhang J G, Yan M J, et al. Seasonal and diurnal dynamics of soil respiration fluxes in two typical forests on the semiarid Loess Plateau of China: Temperature sensitivities of autotrophs and heterotrophs and analyses of integrated driving factors [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2012, 52 (2) : 99-107.
- Shi W, Yao H, Bowman D. Soil microbial biomass, activity and nitrogen transformations in a turfgrass chronosequence [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2006, 38:311-319.
- Sikora L J, McCoy J L. Attempts to determine available carbon in soils [J]. *Biology and Fertility of Soils*, 1990, 9 (1) : 19-24.
- Song Y, Zhou D, Zhang H, et al. Effects of vegetation height and density on soil temperature variations [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58 (8) : 907-912.
- Sorensen C D, Finkral A J, Kolb T E, et al. Short- and long-term effects of thinning and prescribed fire on carbon stocks in ponderosa pine stands in northern Arizona [J]. *Forest Ecology and Management*, 2011, 261 (3) : 460-472.
- Sprintsin M, Chen J M, Desai A, et al. Evaluation of leaf-to-canopy upscaling methodologies against carbon flux data in North America [J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2012, 117 (3) : 114-120.

- Sitch S. The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO<sub>2</sub> content [D]. Lund, Sweden: Lund University, 2000.
- Sturm M, Holmgren J. A seasonal snow cover classification system for local to global applications [J]. *Journal of Climate*, 1995, 8 (2) : 1261-1283.
- Stieglitz M, Dery S J, Romanovsky V E, et al. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30 (13) : 113-130.
- Subke J A, Inglima I, Cotrufo F. Trends and methodological impacts in soil CO<sub>2</sub> efflux partitioning: A metaanalytical review [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12: 1-23.
- Subke J A, Reichstein M, Tenhunen J D. Explaining temporal variation in soil CO<sub>2</sub> efflux in a mature spruce forest in Southern Germany [J]. *Soil Biol Biochemistry*, 2003, 35 (11) : 1467-1483.
- Sutinen M L, Ritari A, Holappa T, et al. Seasonal changes in soil temperature and in the frost hardiness of Scots pine (*Pinus sylvestris*) roots under subarctic conditions[J]. *Can . J . For . Res .* ,1998, 28: 946-950.
- Tan W W, Sun L, Hu H Q, et al. effect of fire disturbances on soil respiration of *larix gmelinii* Rupr. forest in the Da Xing'an Mountain during growing season (J) . *African Journal of Biotechnology*, 2012, 11 (2) : 4833-4840.
- Tang J, Zhuang Q. Modeling soil thermal and hydrological dynamics and changes of growing season in Alaskan terrestrial ecosystems [J]. *Climatic Change*, 2011, 107 (3-4) : 481-510.
- Tang J, Riely W. Weaker soil carbon-climate feedbacks resulting from microbial and abiotic interactions [J]. *Nature Climate Change*, 2014, doi: 10.138/NCLIMATE2438.
- Tang X, Wang Z, Liu D, et al. Estimating the net ecosystem exchange for the major forests in the northern United States by integrating MODIS and AmeriFlux data [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 156 (3) : 75-84.
- Takahashi K . Seasonal changes in soil temperature on an upperwindy ridge and lower leeward slope in *Pinus pumila* scrub on Mt Shogigashira, central Japan [J]. *PolarBiosci* , 2005, 18: 82-89.
- Thompson S E, Harman C J, Konings A G, et al. Comparative hydrology across AmeriFlux sites: The variable roles of climate, vegetation, and groundwater [J]. *Water Resources Research*, 2011, 47 (2) : 444-450.
- Todd-Brown K, Randerson J, Hopkins F, et al. Changes in soil organic carbon storage predicted by Earth system models during the 21st century [J]. *Biogeosciences*, 2014, 11 (8) : 2341-2356.
- Toland D E, Zak D R. Seasonal patterns of soil respiration in intact and clear-cut northern hardwood forests [J]. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 1994, 24 (8) : 1711-1716.



- Treseder K K, Balsler T C, Bradford M A et al. Integrating microbial ecology into ecosystem models: challenges and priorities [J]. *Biogeochemistry*, 2012, 109:7-18.
- Urbanski S, Barford C, Wofsy S, et al. Factors controlling CO<sub>2</sub> exchange on timescales from hourly to decadal at Harvard Forest [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences (2005–2012)*, 2007, 112 (G2) : 114-130.
- Van Groenigen K J, Qi X, Osenberg C W, Luo Y, Hungate B A. Faster decomposition under increased atmospheric CO<sub>2</sub> limits soil carbon storage [J]. *Science*, 2014, 344, 508–509.
- Verseghy D L. Class-a canadian land surface scheme for gcms .1. soil model [J]. *International Journal of Climatology*, 1991, 11 (2) : 111-133.
- Warnant P, Francois L, Strivay D, et al. CARAIB - A global-model of terrestrial biological productivity [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8 (3) : 255-270.
- Wei H, Guenet B, Vicca S et al Thermal acclimation of organic matter decomposition in an artificial forest soil is related to shifts in microbial community structure [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2014, 71:1-12.
- Wieder W R, Bonan G B, Allison S D. Global soil carbon projections are improved by modelling microbial processes [J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3 (10) : 909-912.
- Witkamp M . Evolution of CO<sub>2</sub> from litter, humus, and subsoil of a pin stand [J]. *Pedobiologia*, 1969, 9 (1) : 358-365.
- Wraith J M, Ferguson A H. Soil-temperature limitation to water-use by field-grown winter-wheat [J]. *Agronomy Journal*, 1994, 86 (6) : 974-979.
- Xiao J, Zhuang Q, Baldocchi D D, et al. Estimation of net ecosystem carbon exchange for the conterminous United States by combining MODIS and AmeriFlux data [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, 148 (11) : 1827-1847.
- Xiao J, Zhuang Q, Law B E, et al. Assessing net ecosystem carbon exchange of US terrestrial ecosystems by integrating eddy covariance flux measurements and satellite observations [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2011, 151 (1) : 60-69.
- Xu X, Zhou Y, Ruan H, et al. Temperature sensitivity increases with soil organic carbon recalcitrance along an elevational gradient in the Wuyi Mountains, China [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 2010, 42 (10) : 1811-1815.
- Xu X F, Schimel J P, Thornton P E, et al. Substrate and environmental controls on microbial assimilation of soil organic carbon: a framework for Earth system models [J]. *Ecology Letters*, 2014, 17 (5) : 547-555.

- Xu M, Qi Y. Spatial and seasonal variations of Q10 determined by soil respiration measurements at a Sierra Nevada forest [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15, 687-696.
- Yan J X, Qin Z D, Li H J, Zhang Y H. Soil respiration characters in a caragana plantation in loess plateau region [J]. *Scientia Silvae Sinicae*, 2010, 46 (3) : 1-8.
- Yan J X, Qin Z D, Zhang Y H, Li H J. Effect of soil temperature and moisture on soil CO<sub>2</sub> efflux in a *Pinus tabulaeformis* forest [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2009, 29 (12) : 6366-6376.
- Yan J H, Wang Y P, Zhou G Y, et al. Estimates of soil respiration and net primary production of three forests at different succession stages in South China [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12 (5) : 810-821.
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate - A study with the MRI-GCM [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1991, 69 (4) : 473-487.
- Zhang T, Osterkamp T E, Stamnes K. Effects of climate on the active layer and permafrost on the North Slope of Alaska, U.S.A [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1997, 8 (1) : 45-67.
- Zhang T, Barry R G, Gilichinsky D, et al. An amplified signal of climatic change in soil temperatures during the last century at Irkutsk, Russia [J]. *Climatic Change*, 2001, 49 (1-2) : 41-76.
- Zhang Y, Chen W J, Smith S L, et al. Soil temperature in Canada during the twentieth century: Complex responses to atmospheric climate change [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2005, 110 (D3) : 120-130.
- Zhang Y, Chen W J, Smith S L, et al. Soil temperature in Canada during the twentieth century: Complex responses to atmospheric climate change [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, D03112.
- Zhao M, Running S W, Nemani R R. Sensitivity of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses [J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2006, 111 (G1) : 120-140.
- Zhao M S, Heinsch F A, Nemani R R, et al. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2005, 95 (2) : 164-176.
- Zheng D L, Steven E, Running W. A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications [J]. *Climate Research*, 1993, 2:183-191.
- Zhou T, Shi P J, Hui D F, Luo Y Q. Spatial patterns in temperature sensitivity of soil respiration in China: Estimation with inverse modeling [J]. *Science in China Series C: Life Sciences*, 2009, 393: 315-322.

- Zhou F F, Lin B, Liu Q. Characteristics of soil respiration in artificial restoration process of subalpine coniferous forest in eastern Qinghai-Tibet plateau [J]. *Yingyong Shengtai Xuebao*, 2009, 20 (8) : 1783-1790.
- Zhou X, Zhang Y. Seasonal pattern of soil respiration and gradual changing effects of nitrogen addition in a soil of the Gurbantungut Desert, northwestern China [J]. *Atmospheric Environment*, 2014, 85 (2) : 187-194.
- Zhu Q, Zhuang Q. Modeling the effects of organic nitrogen uptake by plants on the carbon cycling of boreal ecosystems [J]. *Biogeosciences Discussions*, 2013, 10 (8) : 13455-13490.
- Zhuang Q, He J, Lu Y, et al. Carbon dynamics of terrestrial ecosystems on the Tibetan Plateau during the 20th century: an analysis with a process-based biogeochemical model [J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2010, 19 (5) : 649-662.
- Zhuang Q, McGuire A, Melillo J, et al. Carbon cycling in extratropical terrestrial ecosystems of the Northern Hemisphere during the 20th century: a modeling analysis of the influences of soil thermal dynamics [J]. *Tellus B*, 2003, 55 (3) : 751-776.
- Zhuang Q, McGuire A, O'Neill K, et al. Modeling soil thermal and carbon dynamics of a fire chronosequence in interior Alaska [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2002, 107 (D1) : FFR 3-1-FFR 3-26.
- Zhuang Q, Romanovsky V E, McGuire A D. Incorporation of a permafrost model into a large-scale ecosystem model: Evaluation of temporal and spatial scaling issues in simulating soil thermal dynamics [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2001, 106 (D24) : 33649-33670.
- 陈泮勤, 黄耀, 于贵瑞. 地球系统碳循环 [M]. 北京出版社, 2004.
- 冯学民, 蔡德利. 土壤温度与气温及纬度和海拔关系的研究[J]. *土壤学报*, 2004, 41 (3): 489-491.
- 郭庆荣, 李玉山. 非恒温条件下土壤中水热土壤温度运移过程的数学模拟 [J]. *中国农业大学学报*, 1997(增刊): 33-38.
- 郭辉, 董希斌, 姜帆. 皆伐方式对小兴安岭低质林土壤呼吸的影响 [J]. *林业科学*, 2009, 23 (10) : 32-38.
- 胡东, 刘成立, 马晓慧等. 火烧对小叶锦鸡儿灌丛土壤呼吸速率的影响 [J]. *首都师范大学学报(自然科学版)*, 2010, 24 (3) : 19-23.
- 黄康有, 郑卓, Cheddadi R 等. CARAIB 陆地碳循环模型研究进展及其应用 [J]. *热带地理*, 2007, 14 (6) : 483-488.
- 韩天丰, 周国逸, 李跃林等. 中国南亚热森林不同演替阶段土壤呼吸的分离量化 [J]. *植物生态学报*, 2011, 34 (9) : 946-954.

- 贺宏奎, 常建国, 李新平. 环境与生物因子对土壤呼吸及其组分的影响 [J]. 世界林业研究, 2009, 10 (2): 39-44.
- 胡和平, 叶柏生, 周余华等. 考虑冻土的陆面过程模型及其在青藏高原 GAME/Tibet 试验中的应用 [J]. 地球科学, 2006, 36 (8): 755-766.
- 陆晓波, 徐海明, 孙丞虎等. 中国近 50 年地温的变化特征 [J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (5) : 706-712.
- 刘世荣, 王晖, 栾军伟. 中国森林土壤碳储量与土壤碳过程研究进展 [J]. 生态学报, 2011, 34 (19): 5437-5448.
- 刘绍辉, 方精云. 土壤呼吸的影响因素及全球尺度下温度的影响 [J]. 生态学报, 1997, 12 (5) : 19-26.
- 孟春红, 夏军. 土壤-植物-大气系统水热传输的研究 [J]. 水动力学研究与进展, 2005(3): 307-312.
- 毛留喜, 孙艳玲, 延晓冬. 陆地生态系统碳循环模型研究概述 [J]. 应用生态学报, 2006, 23 (11) : 2189-2195.
- 牛国跃, 孙菽芬, 洪钟祥. 沙漠土壤和大气边界层中水热交换和传输的数值模拟研究 [J]. 气象学报, 1997, 55(4): 892-901.
- 潘根兴, 李恋卿, 张旭辉等. 中国土壤有机碳库量与农业土壤碳固定动态的若干问题 [J]. 地球科学进展, 2003, 23 (4) : 609-618.
- 齐志勇, 王宏燕, 王江丽. 陆地生态系统土壤呼吸的研究进展 [J]. 农业系统科学与综合研究, 2003, (2) : 116-119.
- 邱建军, 王立刚, 唐华俊等. 东北三省耕地土壤有机碳储量变化的模拟研究 [J]. 中国农业科学, 2004, (8) : 1166-1171.
- 任理, 张瑜芳, 沈荣开. 条带覆盖下土壤水热动态的田间试验与模型建立 [J]. 水利学报, 1998(1): 76-85.
- 孙菽芬. 土壤水分流动及温度分布计算--土壤温度型模型 [J]. 力学学报, 1987, 19(4): 374-380.
- 孙菽芬, 卢志泊. 一个可与大气环流模式相土壤温度的陆地水热交换模式 [J]. 中国科学, 1989(2): 216-224.
- 宋燕燕, 王敬国, 齐鑫等. 陆地碳循环模型的比较分析 [J]. 甘肃农业, 2006, (5) : 291-292.
- 史学正, 邓西海. 我国土壤温度状况[M]. 科学出版社, 北京, 1993, 353-360.
- 童成立, 吴金水, 向万胜等. 长江中游稻田土壤有机碳计算机模拟 [J]. 长江流域资源与环境, 2002, 11 (3) : 229-233.
- 王启兰, 曹广民, 王长庭. 高寒草甸不同植被土壤微生物数量及微生物生物量的特征 [J]. 生态学杂志, 2007, 9 (7) : 1002-1008.
- 王绍刚, 何国金, 刘定生等. 森林碳循环模型方法研究进展 [J]. 科技导报, 2008, 2 (9) : 72-77.

- 
- 王艳萍, 高吉喜, 冯朝阳等. 北京京郊果园施用不同农肥的土壤呼吸特征研究 [J]. 浙江大学学报 (农业与生命科学版), 2009, 11 (1) : 77-83.
- 徐德应, 张小全. 森林生态系统管理科学——21 世纪森林科学的核心 [J]. 世界林业研究, 1998, 11 (02) : 2-8.
- 易志刚, 蚁伟民, 周国逸等. 鼎湖山三种主要植被类型土壤碳释放研究 [J]. 生态学报, 2003, 32 (08) : 1673-1678.
- 岳汉森. 土壤在冻融过程中水-热-盐土壤温度运移数学模型之初探 [J]. 冰川冻土, 1994, 16(4): 308-313.
- 杨昕, 王明星. 一个计算平均土壤呼吸速率和土壤碳密度的简单模型 [J]. 中国科学院研究生院学报, 2001, 13 (1) : 90-96.
- 张婷, 蔡海生, 王晓明. 土地利用变化的碳排放机理及效应研究综述 [J]. 江西师范大学学报(自然科学版), 2013, 23 (1) : 93-100.
- 张秉刚, 骆伯胜, 卓慕宁等. 南亚热带土壤温度动态变化特征及其意义 [J]. 热带亚热带土壤科学, 1998, 7 (2) : 143-153.
- 张海清, 刘琪璟, 陆佩玲等. 陆地生态系统碳循环模型概述 [J]. 中国科技信息, 2005, 24 (13) : 25-19.
- 赵景波, 杜娟, 袁道先等. 西安地区土壤 O<sub>2</sub> 释放量和释放规律 [J]. 环境科学, 2002, 32(1): 22-25.



## 附录

## 附录 1

附表 1 1948 年到 2008 年年均空气温度、土壤温度（10cm、20cm 和 50cm）

时间	空气温度	土壤温度（10cm）	土壤温度（20cm）	土壤温度（50cm）
1948	9.99	9.68	8.94	8.60
1949	10.12	9.63	8.83	8.90
1950	10.01	9.76	8.97	8.60
1951	10.01	9.60	8.89	8.81
1952	10.28	10.12	9.00	9.06
1953	10.73	10.99	9.44	9.43
1954	10.69	10.65	9.32	9.33
1955	10.02	9.63	8.79	8.86
1956	10.31	10.19	9.08	9.12
1957	10.17	9.85	8.95	8.98
1958	10.38	10.32	9.13	9.15
1959	10.23	10.07	8.96	8.99
1960	10.09	9.80	8.82	9.08
1961	10.18	10.05	8.95	8.98
1962	10.21	9.90	8.93	8.97
1963	10.45	10.00	9.17	9.21
1964	9.98	9.76	8.76	8.80
1965	10.00	9.91	8.79	8.83
1966	10.15	9.74	8.90	8.95
1967	10.16	10.14	8.93	8.96
1968	9.82	9.61	8.65	8.70
1969	10.02	9.82	8.75	8.80
1970	9.99	9.76	8.85	8.89
1971	9.98	9.76	8.80	8.84
1972	9.95	9.70	8.73	8.79
1973	10.14	9.98	8.94	8.98
1974	10.26	10.15	8.97	9.00

1975	9.80	9.65	8.72	8.77
1976	9.91	9.76	8.70	8.73
1977	10.43	10.08	9.09	9.13
1978	9.82	9.47	8.60	8.69
1979	9.80	9.22	8.61	8.69
1980	10.42	10.24	9.13	9.15
1981	10.75	10.77	9.31	9.31
1982	9.81	9.40	8.67	8.73
1983	10.03	10.06	8.90	8.93
1984	10.00	9.82	8.80	8.84
1985	9.85	9.36	8.56	8.65
1986	10.70	10.83	9.31	9.31
1987	10.62	10.56	9.18	9.19
1988	10.49	10.21	9.15	9.19
1989	10.15	9.99	8.84	8.90
1990	10.67	10.82	9.27	9.30
1991	10.51	10.37	9.18	9.20
1992	10.49	10.46	9.09	9.10
1993	9.82	9.53	8.62	8.80
1994	10.82	10.67	9.39	9.42
1995	10.62	10.67	9.32	9.33
1996	10.43	10.14	9.12	9.16
1997	10.21	9.95	9.02	9.05
1998	10.85	10.97	9.50	9.51
1999	10.71	10.84	9.40	9.39
2000	10.61	10.55	9.23	9.26
2001	10.77	10.73	9.36	9.40
2002	10.45	10.50	9.10	9.13
2003	10.86	10.81	9.47	9.49
2004	10.67	10.47	9.27	9.29
2005	10.89	10.81	9.51	9.51
2006	11.07	11.22	9.56	9.56
2007	10.65	10.40	9.32	9.36



附 录

---

---

2008	10.13	9.84	8.90	8.94
------	-------	------	------	------

---

附表 2 1948 年到 2008 年，冬夏年平均降雨量

时间	冬天降雨量 (mm)	夏天降雨量 (mm)
1948	47.66	102.18
1949	54.52	110.44
1950	51.95	86.19
1951	52.10	98.96
1952	46.60	82.78
1953	45.86	92.62
1954	39.54	89.63
1955	37.78	114.93
1956	39.78	82.10
1957	36.76	93.25
1958	39.23	93.85
1959	42.02	96.69
1960	42.26	84.50
1961	41.33	82.37
1962	37.96	81.46
1963	26.82	68.46
1964	43.75	66.41
1965	43.91	77.04
1966	50.10	64.33
1967	48.65	79.82
1968	56.45	76.33
1969	67.35	74.89
1970	48.27	66.35
1971	59.59	68.24
1972	56.14	68.86
1973	55.32	81.40
1974	50.67	71.83
1975	50.85	83.81
1976	35.14	68.55
1977	40.43	77.24
1978	53.05	80.99

附 录

---

---

1979	51.36	92.86
1980	45.42	71.46
1981	38.34	94.50
1982	58.15	93.27
1983	55.61	100.30
1984	43.76	104.99
1985	33.42	85.95
1986	45.92	106.66
1987	48.10	109.70
1988	34.31	91.75
1989	32.88	106.97
1990	47.62	85.81
1991	39.04	104.88
1992	46.41	111.21
1993	48.61	116.58
1994	45.82	105.41
1995	46.51	112.68
1996	56.79	94.43
1997	50.19	108.60
1998	61.26	98.96
1999	50.51	81.54
2000	40.69	70.65
2001	42.50	91.87
2002	45.37	110.16
2003	46.19	105.80
2004	47.03	101.49
2005	50.48	106.66
2006	44.33	101.49
2007	46.00	106.66
2008	46.67	110.16

---

附表 3 夏天年均空气温度与土壤温度

时间	空气温度	土壤温度（10cm）	土壤温度(20cm)	土壤温度（50cm）
1948	21.21	18.05	15.89	15.79
1949	21.45	18.95	16.66	16.55
1950	20.47	18.05	15.89	15.79
1951	20.96	18.55	16.30	16.20
1952	21.76	19.22	16.89	16.79
1953	21.54	19.01	16.72	16.61
1954	21.42	18.97	16.68	16.58
1955	21.26	18.81	16.53	16.43
1956	21.42	18.92	16.68	16.58
1957	21.35	18.82	16.57	16.47
1958	21.51	18.98	16.72	16.62
1959	21.78	19.16	16.85	16.75
1960	21.66	19.11	16.82	16.72
1961	21.85	19.12	16.87	16.76
1962	20.90	18.49	16.26	16.16
1963	21.29	18.88	16.64	16.54
1964	21.14	18.69	16.46	16.36
1965	20.61	18.17	16.00	15.90
1966	21.26	18.81	16.57	16.46
1967	21.08	18.55	16.34	16.24
1968	20.80	18.35	16.13	16.03
1969	21.41	18.93	16.67	16.57
1970	21.80	19.19	16.90	16.79
1971	21.36	18.77	16.53	16.43
1972	21.09	18.58	16.36	16.26
1973	21.38	18.84	16.56	16.46
1974	21.23	18.69	16.48	16.38
1975	20.91	18.48	16.25	16.15
1976	20.72	18.33	16.15	16.05
1977	21.85	19.25	16.95	16.85
1978	21.38	18.87	16.60	16.49

1979	21.05	18.62	16.40	16.30
1980	21.71	19.20	16.89	16.78
1981	21.61	19.05	16.75	16.65
1982	20.89	18.46	16.25	16.15
1983	21.44	18.90	16.62	16.51
1984	21.41	18.86	16.60	16.50
1985	21.35	18.82	16.58	16.48
1986	21.64	19.02	16.74	16.63
1987	21.31	18.86	16.56	16.46
1988	22.15	19.49	17.16	17.05
1989	21.26	18.78	16.54	16.44
1990	21.66	19.12	16.81	16.71
1991	21.54	19.03	16.73	16.62
1992	20.53	18.16	15.99	15.89
1993	20.59	18.25	15.99	15.89
1994	22.20	19.53	17.22	17.11
1995	21.52	18.99	16.67	16.56
1996	21.94	19.29	17.00	16.89
1997	20.97	18.55	16.34	16.24
1998	21.78	19.33	17.00	16.89
1999	21.28	18.77	16.48	16.38
2000	21.72	19.20	16.92	16.82
2001	22.01	19.45	17.14	17.04
2002	22.11	19.46	17.13	17.02
2003	22.23	19.57	17.25	17.15
2004	21.04	18.60	16.37	16.27
2005	21.90	19.34	16.99	16.88
2006	22.57	19.87	17.50	17.39
2007	22.02	19.40	17.09	16.98
2008	21.46	18.89	16.63	16.53

附表 4 冬天年均空气温度和土壤温度

时间	空气温度	土壤温度 (10cm)	土壤温度(20cm)	土壤温度 (50cm)
1948	-0.35	2.50	2.34	1.10
1949	-1.19	0.67	0.62	1.10
1950	1.03	2.61	2.43	1.10
1951	0.29	2.61	2.43	2.20
1952	0.96	2.01	1.89	2.20
1953	2.33	2.88	2.73	2.89
1954	2.19	2.63	2.53	2.73
1955	-0.36	1.24	1.32	1.67
1956	0.81	1.86	1.81	2.11
1957	1.31	2.19	2.14	2.43
1958	1.01	1.82	1.92	2.13
1959	0.75	1.75	1.78	2.05
1960	-0.69	0.71	0.83	2.05
1961	0.93	1.75	1.78	2.04
1962	0.37	1.37	1.47	1.80
1963	-0.84	0.65	0.92	1.26
1964	0.06	1.36	1.40	1.69
1965	1.08	2.07	2.05	2.32
1966	-0.56	1.15	1.21	1.55
1967	0.74	1.74	1.75	2.03
1968	-0.24	0.93	1.11	1.45
1969	0.37	1.24	1.32	1.64
1970	0.66	1.49	1.61	1.91
1971	0.41	1.10	1.61	1.91
1972	-0.25	1.21	1.26	1.64
1973	0.46	1.41	1.42	1.73
1974	0.79	1.72	1.67	1.98
1975	0.69	1.75	1.72	2.02
1976	1.15	1.81	1.89	2.15
1977	0.16	1.07	1.26	1.59
1978	-1.56	0.05	0.26	0.73

---

1979	-1.33	0.16	0.33	0.77
1980	1.07	2.05	2.10	2.34
1981	1.84	2.52	2.52	2.69
1982	-0.13	1.29	1.34	1.69
1983	0.31	1.48	1.34	1.61
1984	0.75	1.48	1.47	1.81
1985	-1.51	0.41	0.59	1.02
1986	1.95	2.62	2.55	2.75
1987	1.29	2.00	1.95	2.17
1988	0.10	1.25	1.34	1.67
1989	-0.86	0.87	1.00	1.38
1990	1.09	2.06	1.92	2.22
1991	1.74	2.24	2.18	2.43
1992	1.55	2.31	2.23	2.47
1993	-0.03	1.39	1.42	1.77
1994	0.80	1.91	1.95	2.21
1995	2.10	2.66	2.59	2.80
1996	0.96	2.20	2.16	2.44
1997	0.72	2.05	2.02	2.27
1998	2.17	2.68	2.52	2.72
1999	2.63	3.05	2.91	3.07
2000	1.31	2.25	2.25	2.49
2001	0.85	1.64	1.61	1.91
2002	1.80	2.26	2.16	2.38
2003	1.35	2.38	2.39	2.58
2004	0.74	2.06	2.07	2.31
2005	1.52	2.66	2.56	2.78
2006	2.07	3.14	2.96	3.12
2007	0.07	1.62	1.59	1.92
2008	0.13	1.52	1.51	1.86

---

## 附录 2

SCE-UA 参数校正代码:

```

global BESTX BESTF ICALL PX PF
% Initialize SCE parameters:
nopt=length(x0);
npg=2*nopt+1;
nps=nopt+1;
nspl=npg;
mings=ngs;
npt=npg*ngs;
bound = bu-bl;
% Create an initial population to fill array x(npt,nopt):
rng(iseed);
x=zeros(npt,nopt);
for i=1:npt;
(i,:)=bl+rand(1,nopt).*bound;
end;
if iniflg==1; x(1,:)=x0; end;
nloop=0;
icall=0;
for i=1:npt;
xf(i) = myfunctn(nopt,x(i,:),Mreffile);
icall = icall + 1
fid = fopen('opt.log','a');
fprintf(fid,'icall=%d outof npt=%d\n\n',icall,npt);
fclose(fid);
end;
f0=xf(1);
% Sort the population in order of increasing function values;
[xf,idx]=sort(xf);
x=x(idx,:);
% Record the best and worst points;
bestx=x(1,:); bestf=xf(1);
worstx=x(npt,:); worstf=xf(npt);
BESTF=bestf; BESTX=bestx;ICALL=icall;
% Compute the standard deviation for each parameter
xnstd=std(x);
% Computes the normalized geometric range of the parameters
gnrng=exp(mean(log((max(x)-min(x))./bound)));
disp('The Initial Loop: 0');
disp(['BESTF   : ' num2str(bestf)]);
disp(['BESTX   : ' num2str(bestx)]);
disp(['WORSTF  : ' num2str(worstf)]);
disp(['WORSTX  : ' num2str(worstx)]);
disp(' ');

```



```

% Check for convergency;
if icall >= maxn;
icall
disp('*** OPTIMIZATION SEARCH TERMINATED BECAUSE THE LIMIT');
disp('ON THE MAXIMUM NUMBER OF TRIALS ');
disp(maxn);
disp('HAS BEEN EXCEEDED.  SEARCH WAS STOPPED AT TRIAL NUMBER:');
disp(icall);
disp('OF THE INITIAL LOOP!');
end;
if gnrng < peps;
disp('THE POPULATION HAS CONVERGED TO A PRESPECIFIED SMALL
PARAMETER SPACE');
end;
% Begin evolution loops:
nloop = 0;
criter=[];
criter_change=1e+5;
while icall<maxn & gnrng>peps & criter_change>pcento;
nloop=nloop+1;
% Loop on complexes (sub-populations);
for igs = 1: ngs;
% Partition the population into complexes (sub-populations);
k1=1:npg;
k2=(k1-1)*ngs+igs;
cx(k1,:) = x(k2,:);
cf(k1) = xf(k2);
% Evolve sub-population igs for nspl steps:
for loop=1:nspl;
% Select simplex by sampling the complex according to a linear
% probability distribution
lcs(1) = 1;
for k3=2:nps;
for iter=1:1000;
lpos = 1 + floor(npg+0.5-sqrt((npg+0.5)^2 - npg*(npg+1)*rand));
idx=find(lcs(1:k3-1)==lpos); if isempty(idx); break; end;
end;
lcs(k3) = lpos;
end;
lcs=sort(lcs);
% Construct the simplex:
s = zeros(nps,nopt);
s=cx(lcs,:); sf = cf(lcs);
[snew,fnew,icall]=cceua(s,sf,bl,bu,icall,maxn,Mreffile);
fid=fopen('opt.log','a');
fprintf(fid,'igs=%d outof ngs=%d, loop=%d outof nspl=%d, icall=%d maxn=%d gnrng=%f,
peps=%f criter_change=%f pcento=%f\n\n',igs,ngs,loop,nspl,icall,maxn,gnrng,peps,criter_

```

```

change,pcento);
fclose(fid);
% Replace the worst point in Simplex with the new point:
s(nps,:) = snew; sf(nps) = fnew;
% Replace the simplex into the complex;
cx(lcs,:) = s;
cf(lcs) = sf;
% Sort the complex;
[cf,idx] = sort(cf); cx=cx(idx,:);
% End of Inner Loop for Competitive Evolution of Simplexes
end;
% Replace the complex back into the population;
x(k2,:) = cx(k1,:);
xf(k2) = cf(k1);
% End of Loop on Complex Evolution;
end;
% Shuffled the complexes;
[xf,idx] = sort(xf); x=x(idx,:);
PX=x; PF=xf;
% Record the best and worst points;
bestx=x(1,:); bestf=xf(1);
worstx=x(npt,:); worstf=xf(npt);
BESTX=[BESTX;bestx]; BESTF=[BESTF;bestf];ICALL=[ICALL;icall];
% Compute the standard deviation for each parameter
xnstd=std(x);
% Computes the normalized geometric range of the parameters
gnrng=exp(mean(log((max(x)-min(x))./bound)));
disp(['Evolution Loop: ' num2str(nloop) ' - Trial - ' num2str(icall)]);
disp(['BESTF   : ' num2str(bestf)]);
disp(['BESTX   : ' num2str(bestx)]);
disp(['WORSTF  : ' num2str(worstf)]);
disp(['WORSTX  : ' num2str(worstx)]);
disp(' ');
% Check for convergency;
if icall >= maxn;
disp('*** OPTIMIZATION SEARCH TERMINATED BECAUSE THE LIMIT');
disp(['ON THE MAXIMUM NUMBER OF TRIALS ' num2str(maxn) ' HAS BEEN
EXCEEDED!']);
end;
if gnrng < peps;
disp('THE POPULATION HAS CONVERGED TO A PRESPECIFIED SMALL
PARAMETER SPACE');
end;
criter=[criter;bestf];
if (nloop >= kstop);
criter_change=abs(criter(nloop)-criter(nloop-kstop+1))*100;
criter_change=criter_change/mean(abs(criter(nloop-kstop+1:nloop)));

```

```

if criter_change < pcento;
disp(['THE BEST POINT HAS IMPROVED IN LAST ' num2str(kstop) ' LOOPS BY ', ...
'LESS THAN THE THRESHOLD ' num2str(pcento) '%']);
disp('CONVERGENCY HAS ACHIEVED BASED ON OBJECTIVE FUNCTION
CRITERIA!!!')
end;
end;
% End of the Outer Loops
end;
disp(['SEARCH WAS STOPPED AT TRIAL NUMBER: ' num2str(icall)]);
disp(['NORMALIZED GEOMETRIC RANGE = ' num2str(gnrng)]);
disp(['THE BEST POINT HAS IMPROVED IN LAST ' num2str(kstop) ' LOOPS BY ', ...
num2str(criter_change) '%']);
% END of Subroutine sceua
return;

```

CCE-UA 代码:

```

function [snew,fnew,icall]=cceua(s,sf,bl,bu,icall,maxn,Mreffile)
% This is the subroutine for generating a new point in a simplex
% s(..) = the sorted simplex in order of increasing function values
% s(.) = function values in increasing order
% LIST OF LOCAL VARIABLES
% sb(.) = the best point of the simplex
% sw(.) = the worst point of the simplex
% w2(.) = the second worst point of the simplex
% fw = function value of the worst point
% ce(.) = the centroid of the simplex excluding wo
% snew(.) = new point generated from the simplex
% iviol = flag indicating if constraints are violated
%= 1 , yes
%= 0 , no
[nps,nopt]=size(s);
n = nps;
m = nopt;
alpha = 1.0;
beta = 0.5;
% Assign the best and worst points:
sb=s(1,:); fb=sf(1);
sw=s(n,:); fw=sf(n);
% Compute the centroid of the simplex excluding the worst point:
ce=mean(s(1:n-1,:));
% Attempt a reflection point
snew = ce + alpha*(ce-sw);
% Check if is outside the bounds:
ibound=0;
s1=snew-bl; idx=find(s1<0); if ~isempty(idx); ibound=1; end;
s1=bu-snew; idx=find(s1<0); if ~isempty(idx); ibound=2; end;

```

```
if ibound >=1;
snew = bl + rand(1,nopt).*(bu-bl);
end;
fnew = myfunctn(nopt,snew,Mreffile);
icall = icall + 1;
% Reflection failed; now attempt a contraction point:
if fnew > fw;
snew = sw + beta*(ce-sw);
fnew = myfunctn(nopt,snew,Mreffile);
icall = icall + 1;
% Both reflection and contraction have failed, attempt a random point;
if fnew > fw;
snew = bl + rand(1,nopt).*(bu-bl);
fnew = myfunctn(nopt,snew,Mreffile);
icall = icall + 1;
end;
end;
% END OF CE
return;
```

## 附录 3

Sobol 敏感性分析代码:

```

pro = pro_Create();
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([50 1500]), 'Cmax');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([20 600]), 'ki');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([20 600]), 'kc');%[0.0377 0.2075]
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([1.35 3.3633]), 'raq10ao');%[0.048 0.43]
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([10^-7.5 10^-1.5]), 'kr');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([3.5e4 7.0e4]), 'EA_micup');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([3.5e4 7.0e4]), 'Ea_Sx_f');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([3.5e4 7.0e4]), 'EA_SOC_f');%[0.0377 0.2075]
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([7.0e7 1.3e8]), 'Vmax_CO2_f');%[0.048 0.43]
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([4.0e6 1.1e7]), 'Vmax_SOC_f');
pro = pro_AddInput(pro, @()pdf_Sobol([9.0e6 5.0e7]), 'Vmax_uptake_f');
pro = pro_SetModel(pro, @(p)ghao_mymodel(p), 'ghao_mymodel');
%purpose
pro.N = 50;
%http://en.wikipedia.org/wiki/Variance-based_sensitivity_analysis
pro = GSA_Init(pro); %generating sobol sequence using [set 1 set2]
[S eS pro] = GSA_GetSy(pro, {1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11});
% [Stot eStot pro] = GSA_GetTotalSy(pro, {'param1', 'param5'});
output=[pro.GSA.GSI(2^0) pro.GSA.GSI(2^1) pro.GSA.GSI(2^2) pro.GSA.GSI(2^3) ...
pro.GSA.GSI(2^4) pro.GSA.GSI(2^5) pro.GSA.GSI(2^6) pro.GSA.GSI(2^7) ...
pro.GSA.GSI(2^8),pro.GSA.GSI(2^9),pro.GSA.GSI(2^10)];
output_error=[pro.GSA.eGSI(2^0) pro.GSA.eGSI(2^1) pro.GSA.eGSI(2^2) pro.GSA.eGSI
(2^3) ...
pro.GSA.eGSI(2^4) pro.GSA.eGSI(2^5) pro.GSA.eGSI(2^6) pro.GSA.eGSI(2^7) ...
pro.GSA.eGSI(2^8),pro.GSA.eGSI(2^9),pro.GSA.eGSI(2^10)];
fp=fopen('output.txt','w');
for i = 1 :11
fprintf(fp,'%f\t',output(i)); fprintf(fp,'%f\n',output_error(i));
end
fclose(fp);

```



## 致 谢

6年前的夏天，我还在学习如何写论文，而6年后的今天，我已经完成了我的博士学位论文。时间如同奔流的江河一去不复返，博士六年青葱岁月渐行渐远。毕业在即，内心充满了对未来的期望和对现在的不舍，感谢一路走来的你们，因为你们我才能够谱写这段生命的乐章。

我从进入大学到博士毕业整整十年。十年前，我身高178cm，十年后，我身高还是178cm；十年前，我体重70kg，十年后，我体重还是70kg。如果您问我这十年最大的长进是什么？我将告诉您：十年磨一剑，十年前，我20岁，十年后，我30岁。

我要对我的导师潘剑君教授致以崇高的敬意。感谢老师在科研道路上的辛勤栽培和良苦用心。依然清晰地记得每每试验进展不顺利时老师鼓励的话语和眼神，也正是老师一直以来的信任和鼓励给了我不断前进的动力！老师严谨的治学态度和独到的科研视角一直是我学习的榜样。感谢老师支持我到美国学习和交流，这段时光对我以后的学术生涯产生了重要的影响同时也圆了我大学时代的出国梦！六年的博士生涯中，老师点点滴滴的谆谆教诲和循循善诱的指导我将永记于心，希望有朝一日，不辜负恩师，让老师以我为荣！一日为师，终身为父，向老师说一声您辛苦了！

衷心感谢美国普渡大学 Qianlai Zhuang 教授，感谢 Zhuang 教授对我学习和工作上的悉心指导，无私帮助。感谢 Zhuang 教授在我数据分析，论文撰写以及后续发表过程中的无私帮助。感谢 Zhuang 教授对我生活上的照顾，他不仅是良师，更是益友，让我领略了美国的美丽风光，在异国他乡倍感温暖。感谢 Zhuang 教授的博士生朱庆、我的好友 Andrew 以及他的家人，感谢他们在美国对我学习和生活上的无私帮助。同时还要感谢我的表哥赵会曦他在美国给我无微不至的帮助和引导。

感谢实验室姜小三老师，在美国留学期间对我的帮助。感谢实验室李兆富老师，在博士论文撰写方面的指导。感谢资环学院李辉信老师，陈效民老师，熊正琴老师，感谢你们给我博士论文提供的宝贵意见！感谢资环学院秘书，马晶老师，感谢您对我研究生期间生活的照顾。感谢各位老师，我从你们身上学到了很多宝贵的知识和做人的道理！

感谢一路走来并肩作战的各位同学和师兄师姐师弟师妹们的关心和帮助。感谢迺超普师姐、梁万杰师兄、黄礼辉师兄、李璐师姐、王文勇师弟、李加加师弟、罗川师弟、辛强师弟、余泓师妹、王晶萍师妹等在生活上的关心和科研实验过程中的帮助。感谢雷学成、邬明伟、邬刚、张斌、马超等同学在生活上的关心和帮助。博士生涯中有你们的陪伴倍感荣幸！感谢那些远在它乡不断支持我的同学和朋友们，谢谢你们的

支持和鼓励！

家永远是我心灵的港湾，在最无助的人生路上，父母是我最持久的动力，给予我无私的帮助和依靠，感谢家人一直默默无闻的关爱和支持！

最后，感谢南京这个美丽的地方，感谢南京这座美丽的古城，感谢这段生命路程中出现过的所有路人。



## 作者简介

姓名：郝琰存（1986-）

教育与学习经历：

2012.10-2014.09 美国普渡大学（Purdue University）

国家留学基金委公派联合培养博士生

2011.09-2015.06 南京农业大学土壤学专业博士

2009.09-2011.06 南京农业大学土壤学专业硕士

2005.09-2009.06 吉林农业大学农业资源与环境专业学士

研究生期间获奖情况

2011年荣获国家优秀研究生“二等”奖学金

2010年荣获国家优秀研究生“二等”奖学金

2010年荣获校“优秀研究生干部”称号

攻读学位期间发表学术论文（2009-至今）

*Hao Guangcun*, Qianlai Zhuang, Jianjun Pan<sup>\*</sup>, Zhenong Jin, Xudong Zhu, Shaoqing Liu. Soil thermal dynamics of terrestrial ecosystems of the conterminous United States from 1948 to 2008: an analysis with a process-based soil physical model and AmeriFlux data. *Climatic Change*, 2014, 126: 135-150.

潘剑君<sup>\*</sup>, 郝琰存, 孟静娟. 中国土壤有机碳分解特征研究初报. *土壤*, 2011, 43 (4): 505-514.