

A COMMUNITY LAND SURFACE MODEL INCLUDING
CHANGES IN SOIL FROST AND THAW FRONTS



考虑土壤冻结 / 融化 界面动态变化的陆面过程模式

王爱文 黄静静 著

 北京理工大学出版社
BEIJING INSTITUTE OF TECHNOLOGY PRESS

考虑土壤冻结/融化 界面动态变化的 陆面过程模式

王爱文 黄静静 著

 **北京理工大学出版社**

BEIJING INSTITUTE OF TECHNOLOGY PRESS

版权专有 侵权必究

图书在版编目 (CIP) 数据

考虑土壤冻结/融化界面动态变化的陆面过程模式/王爱文, 黄静静著. —北京: 北京理工大学出版社, 2015. 7

ISBN 978—7—5682—0961—8

I. ①考… II. ①王… ②黄… III. ①陆面过程—研究 IV. ①P339

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 174266 号

出版发行 / 北京理工大学出版社有限责任公司

社 址 / 北京市海淀区中关村南大街 5 号

邮 编 / 100081

电 话 / (010) 68914775 (总编室)

(010) 82562903 (教材售后服务热线)

(010) 68948351 (其他图书服务热线)

网 址 / <http://www.bitpress.com.cn>

经 销 / 全国各地新华书店

印 刷 / 保定市中国画美凯印刷有限公司

开 本 / 787 毫米×1092 毫米 1/16

印 张 / 6.75

字 数 / 115 千字

版 次 / 2015 年 7 月第 1 版 2015 年 7 月第 1 次印刷

定 价 / 22.00 元

责任编辑 / 陈莉华

文案编辑 / 陈莉华

责任校对 / 周瑞红

责任印制 / 王美丽

图书出现印装质量问题, 请拨打售后服务热线, 本社负责调换

前言

冻土作为气候变化的灵敏指示器，其冻结/融化界面位置的改变对地表能量平衡、高寒水文生态、寒区工程以及温室气体排放产生重要影响。目前用于气候模拟的陆面过程模式土壤冻融过程参数化缺乏对冻结/融化界面的考虑。本书发展了考虑冻结/融化界面变化的土壤水热耦合模型，并将该模型与通用陆面过程模式（Community Land Model 3.5，简称CLM3.5）耦合，建立考虑土壤冻结/融化界面动态变化的陆面过程模式，为冻土对气候变化的响应研究提供陆面模式平台；针对中国典型冻土区域进行研究并揭示冻结/融化深度的时空变化特征及其活动层内部的水热运移规律。本书对于增进冻土区陆-气相互作用的理解，具有重要的理论与实际应用价值。

本书作者一直从事冻土模式和陆面过程模式的发展工作，书中的内容是作者多年来研究成果的结晶。本书第一章针对冻融深度的估算以及冻融条件下的陆面过程模式的国内外发展现状做了详细的介绍；第二章详细阐述了作者发展的包含冻结/融化界面的水热耦合模型及其验证工作；第三章对通用陆面过程模式 CLM3.5 中冻土处理的方法以及如何把作者发展的冻土模型耦合到陆面过程模式 CLM3.5 中去做了详细的介绍，并进行了单点验证；第四章针对耦合好的模式在中国区域上给予验证；第五章进行总结并对进一步需要开展的工作进行讨论。本书适合于从事冻土模式以及陆面过程模式研究的读者。

本书在编写过程中得到了中国科学院大气物理研究所博士生导师谢正辉研究员的悉心指导，得到了清华大学水文资源研究所尚松浩教授在编写程序方面的指点；中国科学院大气物理所的田向军研究员在模型建立、数值模拟等方面给予了悉心指导，秦佩华博士手把手地教会了作者 Linux，同时在模型建立和程序书写、结果分析等方面给予了极大帮助，在此对他们致以深深的谢意。作者所在的研究小组中袁星、陈锋、贾炳浩、马倩、狄振华、刘建国、邹靖、孙琴、于燕、宋海清、王媛媛、谢瑾博、王琳

瑛、曾毓金、高骏强、谢志鹏等博士均做出了相应贡献，在此一并致以谢意。另外，本书在出版过程中得到了北京信息科技大学及理学院各级领导的关心和支持，得到了教育教学—应用型人才培养模式试点改革项目（pxm2013_014224_000076）的资助，北京理工大学出版社的编辑们对本书付出了大量辛勤的劳动，在此一并表示衷心的感谢。

由于作者水平有限，书中不妥之处在所难免，恳请读者不吝赐教，谢谢！

作 者

2015.6

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 土壤冻融深度估计研究进展	4
1.2 陆面过程模式研究进展	7
1.3 土壤水热耦合模式研究进展	9
1.4 陆面过程中的冻土参数化方案	11
1.5 存在的问题	13
1.6 本书的研究内容与创新性	14
第 2 章 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型	16
2.1 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型	16
2.1.1 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合运动边界问题	16
2.1.2 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合数值模型	19
2.1.3 土壤水热耦合模型的数值算法	22
2.2 模型验证	24
2.2.1 理想试验	24
2.2.2 青藏高原 D66 站点模拟试验	29
2.2.3 青藏高原 D110 站点模拟试验	35
2.3 小结	37
第 3 章 考虑冻融界面变化的陆面过程模式	39
3.1 陆面过程模式 CLM3.5 的描述	39
3.2 考虑冻融界面变化的陆面水热耦合模型	47
3.3 Princeton 陆面模式驱动数据的评估	48
3.4 模型验证	61
3.4.1 CLM 的输入数据	61
3.4.2 单点模拟验证	62
3.5 小结	71

第 4 章 考虑冻融界面变化的陆面过程模型 CLM 在中国典型冻土区域的模拟	73
4.1 试验设计	73
4.2 中国冻土分布的典型区域分析	74
4.3 小结	81
第 5 章 结论与展望	82
5.1 本书主要结论	82
5.2 未来工作展望	83
参考文献	85

第 1 章

绪 论

近年来，森林锐减、土地荒漠化、持续干旱、全球变暖以及水资源短缺等一系列重大的全球环境问题和气候异常已引起世界各国政府及科学界空前的重视，研究这些现象的成因以及内在的物理、生化过程，并预测它的发展和可能产生的后果，已成为科学研究的重大前沿课题，也构成当代气候学研究所面临的紧迫问题之一（孙菽芬，2005）。作为天气与气候模式的下边界条件，陆面模式在气候和水文研究中起着越来越重要的作用。大量的用陆面模式和全球气候模式（GCM）耦合所进行的敏感性实验表明：发展一个能真实刻画各种下垫面上的陆面过程模式至关重要。土壤是陆面过程模型要研究的最基本、最重要的陆地下垫面，它分布广泛、质地繁多且内部物理过程复杂，在年际、年代际或更长的时间尺度上对各圈层的活动产生很大的影响，在陆面过程模型的发展过程中，这部分的模拟一直是重要的关注点（李倩等，2007）。

冻土一般是指温度在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 或 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下并含有冰的各种土壤和岩石。按冻结状态持续时间的长短，通常可将其划分为多年冻土、季节性冻土和短期冻土（周幼吾等，2000），它在陆地水圈中扮演着重要的角色。当土壤冻结时，其水力传导系数急剧下降，冻土因而成为不透水层。冻土也影响到陆地表面的热平衡，当土壤冻结或消融时，会释放或消耗大量融化潜热。土壤的热特性也随之改变：当土壤冻结时，由于冰的热传导率大约是水的 4 倍，因此冻土的热传导率增加；相反，由于水的热容是自然物体中

最大的，土壤冻结后液态水的减少将导致冻土热容的减小。同时，在土壤冻融过程中，由于相变的影响，土壤水热运移有很大的耦合性。土壤冻结时，冻结区的水分冻结成冰，使土壤水热状况发生改变，水分在土水势梯度作用下不断从未冻区向冻结区迁移，其结果是冻结区冰的含量不断增加。随着气温逐渐升高，土壤从表层开始融化，而其下的冻结层阻碍上层融化水的下渗，致使上层土壤含水率增加。因此存在冰的地区春季的土壤含水量往往很大，从而影响到来年很长一段时期内感热和潜热的分配以及地表温度，而不仅仅局限于冻结和融化期。由上可知，冻土分布广泛且具有独特的水热特性，因此冻土是生态系统十分重要且必须研究的下垫面。

冻土中存在 3 个不同的区域：冻结区、未冻区和冻结缘（刘正明，2014）。冻结缘与未冻区之间的分界面，称为冻结/融化锋面（简称冻融界面）。冻结/融化界面的位置又称为冻结/融化深度（简称冻融界面深度或冻融深度）（齐布利斯基等，1992）。对于多年（季节性）冻土，季节最大融化（冻结）深度又称为活动层厚度。由于冻土和非冻土水热特性的不同，冻结/融化界面的移动对地表与大气之间的能量交换和水循环过程产生重要影响；shanley 等（shanley et al.，1999）发现在北方流域融雪产生的径流与径流和雨水总和的比值与最大冻结深度有关；在季节性冻土区，最大冻结深度是路基高度设计为防止冻胀所考虑的一个重要参数（De-Gaetano et al.，2001）；多年冻土区季节活动层的加深，将导致地面沉降，并影响石油和天然气管道及相关设施（Nelson et al.，2001）；同时，多年冻土中储藏的有机碳和温室气体将逐步释放到大气中，如研究表明，北极地区活动层厚度每增加 10 cm，甲烷排放量增加 38%（Zhuang et al.，2004），因此土壤冻结/融化界面位置的移动影响陆地生态碳循环过程以及局部甚至全球气候变化（Zhang et al.，2012；张中琼等，2012；王澄海等，2003；赵林等，2000），是气候变化的灵敏指示器（Yi et al.，2006；Frauenfeld et al.，2004；杨晓玲等，2013）。最大冻结深度的变浅有利于病虫的越冬，不利于农业生产中的防虫防疫（宗艳伟等，2013）。对发生冻融过程的冻土区占全球陆地总面积 35%，季节性冻土和永久性冻土面积约占中国陆地面积 72%且多年冻土主要分布在中、低纬度的青藏高原、东北北部和西部一些高山地区（徐学祖等，2001；Li et al.，2008），见图 1.1。上述表明，获取准确的冻结/融化深度信息对地表能量平衡、高寒生态、水文径流、寒区工程和温室气体排放等有重要作用。气候变化对冻土造成的影响及其反馈作用不仅波及这些行业，也会影响周围的环境，因而在陆面过程模式及气候系统模式中研究土壤冻融过程及其冻结/融化界面的变化意义重大。

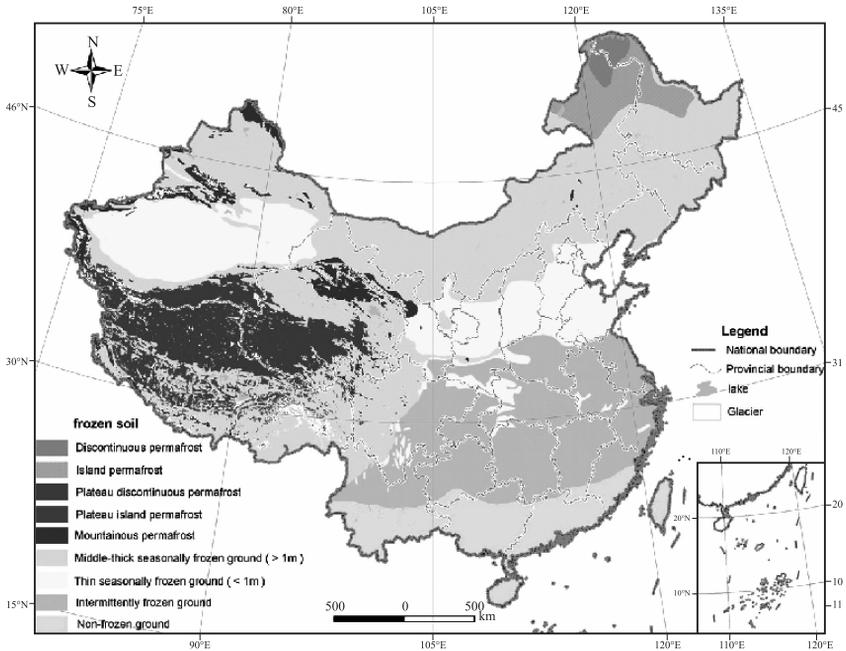


图 1.1 中国冻土类型分布图 (来源: Li et al., 2008)

随着人们对陆面物理生态及水文过程的气候效应的重视,目前一批用于气候研究的描述冻土水热过程的陆面过程模式发展迅速,如 BATS (Dickinson et al., 1993)、SSIB (Xue et al., 1996)、SIB2 (Sellers et al., 1996)、VIC (Cherkauer et al., 1999)、SHAW (Flerchinger, 2000)、CoupModel (Jansson et al., 2001)、CoLM (Dai et al., 2007) 以及 CLM (Oleson et al., 2010) 等,其土壤冻融过程参数化把冻融界面深度作为诊断量来描述。模式较厚的土壤分层及每层土壤水热特性的均一性导致模拟的冻结与融化过程提前或延迟 (李新等, 2002),土壤冻融过程参数化需要以土壤冻融界面深度作为预报量进行准确描述以考虑冻融界面位置的移动对陆面水热过程的影响及其对气候的作用,对于改进气候系统模式对寒区水文和能量交换等过程的模拟能力,以及更好地探讨北半球冻土下部基础结构的完整性,评价冻土的时空分布变化情况,具有重要意义。因此,在陆面过程模式中改进土壤冻融过程参数化,建立考虑土壤冻融界面深度的动态表示及其对陆面水热过程影响的模式是必要的。

1.1 土壤冻融深度估计研究进展

目前有多种方法对冻融界面深度进行估计, 典型的方法包括: 直接法、经验公式和以求解热传导方程为基础的数学物理模拟方法。

1. 直接法

直接法有两种, 一方面通过观测确定冻融界面, 方式有坑探、插钎法、预先埋设一定数量的传感器、震电转换或声电转换的方法等; 这些方法各有优缺点, 但都存在着费时费力, 成本高, 难以大面积连续勘探等缺点(吴海燕, 2007; 张欣, 2009)。另一方面是将观测或模拟得到的土壤温度通过插值得到温度的垂直分布并由此计算冻融界面的深度。该方法在同一土壤层不能同时模拟多个冻融界面且当观测层或模式的分层较厚时, 在秋季冻结和春季融雪期间土壤温度接近冻结融化温度时, 利用这种直接法计算冻融界面深度会产生数值震荡(Yi et al., 2006)。

2. 经验方法

经验与半经验方法是既考虑冻土物理特性又结合参数化方法来计算冻融界面深度的方法, 常用的有 Stefan 方法、Nelson 方法、Kudrytsev 方法。

(1) Stefan 方法(Stefan, 1890)是一种利用地表温度来计算单层土柱冻融深度的半经验方法, 根据 Stefan 最初的定义, 冻结和融化区域的相变界面位置可用如下的近似公式计算:

$$Z = \sqrt{\frac{2\lambda \text{DDT}(\text{F})}{\rho_d \theta L_i}} \quad (1.1)$$

式中, Z 是季节融化或冻结深度 (m); λ 是冻土热传导率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$); $\text{DDT}(\text{F})$ (DDT/DDF) 分别为地表融化或冻结指数 ($\text{C} \cdot \text{d}$); ρ_d 是土壤干容重 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); L_i 是体积融化潜热 ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$); θ 是土壤体含水率。

Kersten (1959) 根据 Stefan 方法发展了一种可以应用于计算多层土壤分层格式的冻融界面深度算法。刘轶良 (1983) 对 Stefan 方法进行了总结。式 (1.2) 是一种常用的近似 Stefan 公式:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda(T_f - T_s)}{Q}} \quad (1.2)$$

式中, ξ 是冻结深度; $Q = L_i \rho_d (W - W_u)$ (徐学祖, 2001) 为土中水的相变潜热; λ 是导热系数; T_f , T_s 分别是土壤冻结温度和地表温度。

Stefan 近似方法基于热量传导并且假设冻融界面上的所有热量都用于冰的冻结或融化。由于近似 Stefan 公式的形式简单,使用方便,所以有很多研究者在式 (1.2) 的基础上发展了许多适合不同情况使用的近似 Stefan 公式 (Hinkel et al., 1995; Zhang et al., 1998)。例如, Fox (1992) 曾提出一种可以适用于计算多层土壤分层的 Stefan 公式,将描述土壤冻融界面深度的 Stefan 近似公式和水分平衡方程结合,可以研究土壤冻融对水分平衡的影响。Li (2003) 和 Zhang (2005) 将其用在陆面过程模式 SIB2 中来计算冻结/融化深度。Woo et al. (2004) 进一步发展了一个双向的 Stefan 算法, Yi et al. (2006) 将其用到 CLM3.0, 张中琼等 (张中琼, 吴青柏, 2012) 用 Stefan 算法预测气候变化情境下青藏高原多年冻土活动层厚度的变化。

(2) Nelson 方法 (Nelson et al., 1983, 1986, 1987, 2002; Anisimov et al., 1996; 王澄海等, 2009) 采用最暖月和最冷月的气温资料,根据土壤的热传导方程,推算出地面温度,结合 Stefan 公式,估算冻结/融化界面深度。其计算公式如下:

$$Z = \left(\frac{DDF}{DDT} \right)^{1/2} \quad (1.3)$$

式中, DDF 和 DDT 分别是季节冻结指数和季节融化指数 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)。

温度可以近似表示为余弦函数形式。季节冻结 (融化) 指数可以根据月最高、最低温度近似得到,公式如下 (王澄海等, 2009):

$$\left. \begin{aligned} \bar{T} &= (\bar{T}_h + \bar{T}_c) / 2 \\ A &= (\bar{T}_h - \bar{T}_c) / 2 \\ \beta &= \arccos(-\bar{T} / A) \\ \bar{T}_s &= \bar{T} + A(\sin \beta / \beta) \\ \bar{T}_w &= \bar{T} - A[\sin \beta / (\pi - \beta)] \\ L_s &= 365(\beta / \pi) \\ L_w &= 365 - L_s \\ DDT &= \bar{T}_s \cdot L_s \\ DDF &= -\bar{T}_w \cdot L_w \end{aligned} \right\} \quad (1.4)$$

式 (1.4) 中, \bar{T} 为年平均温度 ($^{\circ}\text{C}$); A 为年平均温度振幅 ($^{\circ}\text{C}$); \bar{T}_h 和 \bar{T}_c 分别为月最高和最低温度 ($^{\circ}\text{C}$); β 为相位角; \bar{T}_s 和 \bar{T}_w 分别为夏季和冬季的平均温度 ($^{\circ}\text{C}$); L_s 和 L_w 分别是夏季和冬季的持续时间。

1983 年 Nelson 考虑了积雪的厚度和持续时间对温度的影响,对该公

式进行了修正，其修正后的公式如下：

$$\left. \begin{aligned} \alpha_s &= \lambda_s / (C_s \cdot \rho_s) \\ Z_{*s} &= (\alpha_s P / \pi)^{1/2} \\ A_+ &= A \exp(-\bar{Z}_s / Z_{*s}) \\ \bar{T}_{w+} &= \bar{T} - A_+ [\sin \beta / (\pi - \beta)] \\ \text{DDF}_+ &= T_{w+} \cdot L_w \\ \bar{T}_+ &= (\text{DDT} - \text{DDF}_+) / 365 \end{aligned} \right\} \quad (1.5)$$

式(1.5)中， α_s 为雪盖的热传导率； λ_s 为雪盖的热传导系数； C_s 为雪盖的热容量； ρ_s 为雪盖的密度； Z_{*s} 和 \bar{Z}_s 分别为雪盖的厚度和年平均厚度； A_+ 和 \bar{T}_{w+} 分别为积雪覆盖下地表面的温度振幅和冬季平均温度； DDF_+ 为积雪覆盖下的冻结指数； \bar{T}_+ 为地表面的年平均温度。

(3) Kudrytsev 方法 (Kudrytsev, 1974) 结合地理信息系统 (GIS) 和气候记录数据，发展了一个空间分布解析模型来估计年际最大冻结/融化界面深度。Shiklomanov 和 Nelson 将其应用在 Kugaruk 流域。该模型在温度的基础上，综合考虑了积雪、植被、土壤水分含量、土壤热性质等因素对活动层的影响，把复杂的大气—冻土系统划分为单独的分量（如大气、积雪、植被覆盖、季节冻结或融化层等），并分别计算各层的热状况。

以上 3 种方法都是从热力学的角度出发，通过计算活动层内的热量变化，得出活动层的冻结/融化界面深度。王澄海 (2009) 选取了青藏高原 6 个观测站，对 3 种半经验公式进行了比较，得出 Kudrytsev 方法模拟的结果与观测数据较为接近，但是 Kudrytsev 方法在计算冻融界面深度时，所考虑的因素太多，比如：在温度因子中，既考虑了温度的平均状态，也考虑了气温的年较差，即包含了年平均气温、年最高温度和最低温度，同时也考虑了暖季和冷季的持续时间；另外，还有积雪效应、地表植被的覆盖程度以及土壤类型等。而 Stefan 方法直接从地温计算得到融化界面深度，但是由于地温观测数据较少，从气温计算地温会产生误差，尤其是在地形复杂的大尺度空间上进行多次插值计算，误差增长较大，不太适合定量的大尺度空间计算。Nelson 方法的原理与 Stefan 方法基本一致，从气温出发，经过校正得到地温，但仅考虑了积雪对气温的衰减作用，误差也较大。而且，Stefan 方法没有考虑土层本身的热容量以及来自下伏土层的地中热流，得出的结果一般比实测值偏大 (徐学祖等, 2001)；并且斯蒂芬近似公式的误差随着土层含水量的减小而增大。

3. 模型模拟方法

20 世纪 40 年代末, 苏联学者给出了基于物理原理建立数学模型的冻融界面深度的计算方法 (Jihorov et al., 1957)。李述训、程国栋等人应用该模型 (Li et al., 1996; Nan et al., 2004; 庞强强, 李述训, 2006; 杨成松, 程国栋, 2011) 在对青藏高原的研究中取得了较好的效果。张廷军等 (zhang et al., 2005) 应用该模型分析了俄罗斯北极流域活动层厚度的时空分布; 但是该数值模型着重考虑了土壤中的能量变化过程, 而没有直接考虑土壤含水率对于冻融过程的作用。Konrad (2002) 在考虑了土壤中水分迁移影响的条件下使用一个二维的有限元方法计算土壤冻结/融化锋面, 但是没有考虑土壤水分的冻结。一系列的研究表明, 冻融条件下土壤含水率决定着冻融土壤中的固、液两相比比例, 进而影响着土壤的水热特性 (郑秀清等, 2000; Koren, 1999; Hansson, 2004)。因此, 在研究土壤冻融过程中, 只有综合考虑水、热的耦合及冻融界面深度的变化作用, 才能准确反映其运动的客观物理机制, 从而掌握其运动规律 (尚松浩等, 1997, 2009)。

1.2 陆面过程模式研究进展

陆面过程是影响大气环流和气候变化的发生在陆地表面和土壤中控制地气之间动量、热量及物质交换的物理、化学和生物过程。陆面过程模式研究早在 20 世纪 50 年代就出现。1956 年, Bodyko (1956) 开始了大气和陆面相互作用的参数化方案研究。真正把各种陆面过程与气候过程相联系并探讨其间的相互作用是从 20 世纪 60 年代开始。迄今为止, 陆面过程的发展可以分成三个主要阶段。

第一代陆面模式从 20 世纪 60 年代末到 70 年代, 这代陆面模式用空气动力学总体输送公式和几个均匀的陆地表面参数构造的简单参数化方案来描述土壤水量、蒸发和地表径流, 称为箱式模型或水桶模型 (Manabe et al., 1965; Manabe, 1969)。这一代模式的主要缺点在于 (Carson, 1981): ①地表反照率 α_s 、粗糙度 z_0 及湿润系数 β (计算蒸发用) 等是简单指定的, 如 α_s 取固定值或地理位置函数, z_0 全球陆地取同一值, 未能考虑全球陆地不同地区土壤质地以及植被类型差异的影响, 这使动量、热量和水汽交换机制显得模糊不真实; ②箱式模型描述的蒸发过程并不真实, 由于土壤未做分层处理, 无法考虑土壤内部水分扩散的物理过程, 导致地表温度和土壤含水量计算不精确, 因此其蒸发过程对裸土和有植被地区都不真实。

从 20 世纪 70 年代到 90 年代是第二代陆面模式的发展阶段, 其最大的特点是注意到生物圈在陆—气相互作用中的重要性, 显式地引入了植被的生物圈物理过程, 计算了土壤、植被与大气间复杂的交换。这一代模型一般都是垂直方向的一维模式, 模式描述的过程主要包括植被、土壤和积雪等, 模式中对全球陆面覆盖和土壤类型进行分类, 并为每一类植被和土壤都建立一套物理性质参数以计算陆面的水分和能量收支。代表性的模式有: BATS (Dickinson et al., 1986, 1993)、SIB (Sellers et al., 1986)、SSIB (Xue et al., 1991)、ISBA (Noihan and Mahfouf, 1996)、LSX (Pollard and Thompson, 1995)、VIC (Wood et al., 1992; Liang et al., 1994, 1996)、IAP94 (戴永久, 1995) 等。

随着人们研究的深入, 包含生化过程的第三代陆面模式于 20 世纪 90 年代末开始出现。这代模式主要引入了考虑植物吸收 CO_2 进行光合作用的生物化学模式, 这为植物动态生长并响应气候变化的生态模型研究打下了重要基础。这类模式的代表有 LSM (Bonan, 1996)、AVIM (Ji, 1995)、SIB2 (Sellers et al., 1996a, 1996b)、IBIS (Forley et al., 1996)、CoLM (Dai et al., 2001; Zeng et al., 2002; Dai et al., 2003)、CLM (Oleson et al., 2004; Dickinson et al., 2006) 等。我国学者们也做出了相当出色的工作, 其中包括曾庆存院士和戴永久博士所发展的 IAP94 模式 (Dai et al., 1997, 1998)、季劲钧研究员开发的 AVIM 模式 (季劲钧等, 1995, 2006)、孙菽芬研究员所提出的“雪盖—大气—土壤间输送简单模型” (Sun et al., 1999, 2003)、国家气候中心张晶与丁一汇院士参考 BATS 模式建立的 LPM-ZD 模型 (张晶等, 1997), 以及谢正辉等 (Xie et al., 2003, 2007) 在 VIC 模型的基础上构建的全国 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ 网格的大尺度陆面水文模型框架。

另外, 为了发展陆面模式, 20 世纪 80 年代中期以来在全球不同的气候带开展了一系列国际合作的陆面过程观测实验, 包括了单点的观测和大尺度的区域观测。如: 全球气候研究计划 WCRP 发起的全球能量水循环试验 GEWEX (<http://www.gewex.org>)、NOAA 和 JRC 共同发起的水文集合预报试验 HEPEX (<http://hydis8.eng.uci.edu/hepex/hepex.html>)、联合国环境计划署 (UNEP) 在 ISLSP 中开展了 FIFE 等外场观测试验 (http://daac.ornl.gov/FIFE/FIFE_Home.html)、我国的青藏高原地气相互作用外场试验 TIPEX (<http://monsoon.t.u-tokyo.ac.jp/tibet/>)、黑河试验 HEIFE (<http://ssrs.dpri.kyoto-u.ac.jp/~heife/>)、亚洲季风区淮河流域试验 HUBEX (<http://www.hyarc.nagoya-u.ac.jp/game/phase-1/>)

game-hubex.html)、南海季风试验 (GAME-SCSMEX)、中科院内蒙古半干旱草原—植被—大气相互作用科学试验 (INGRASS)、西北干旱区陆—气相互作用试验 (NWC-ALIEX)、淮河地区低层大气与降水研究 (LAPS) 外场观测试验等。这些观测试验的开展,为陆面模式的发展提供了数据支撑,所获得的观测资料为改进陆面模式参数及参数化方案、提高陆面模式对不均匀下垫面的模拟结果创造了条件,从而为陆面模式的发展、标定和改进提供了有力的支持。

由于陆面过程模式众多,各自性能不尽相同,为了比较各个陆面模式模拟性能,从20世纪90年代开始陆续发起了陆面模式比较计划 PILPS (Henderson-Sellers et al., 1995, 1996; Pitman and Henderson-Sellers, 1998)。其目标是:通过当前用于耦合模式、大气及地球系统模式中的先进的 (state-of-the-art) 陆面参数化方案的国际性比较,提高对陆面及近地表过程的理解。计划目前分为四个阶段:前两个阶段 (Phase 1 和 Phase 2) 主要比较各陆面模式的 off-line 模拟。第三阶段 (Phase 3) 与大气模式比较计划 AMIP 的第一阶段联合进行,主要是将各陆面模式与各自的大气模式耦合后进行模拟比较,其结果显示:①没有“最好”的陆面模拟——每个陆面模式都在某些方面有不足;②大陆尺度的湿度和/或能量的不守恒性以及湿度存储具有明显倾向——这与耦合过程中的错误和模式初始化的不足有关;③在区域尺度上,耦合模式模拟出的模式之间在能量和水汽分配上的离散度普遍大于前两个阶段的离线试验的结果,这意味着认为陆—气间的双向反馈能够抑制或减少陆表气候差异的假设是不正确的或者是未被证实的 (Love et al., 1995; Love and Henderson-Sellers, 1995; Henderson-Sellers et al., 1995; Irannejad et al., 1995; Qu and Henderson-Sellers, 1998)。第四阶段 (Phase 4) 与 AMIP II 联合进行,主要是将各陆面模式耦合到同一大气模式中 (如 CCSM3、LAPS),并发展通用的陆面参数化算法,使其能够在任何大气模式间方便地交换使用,即要得到一个陆—气间的通用耦合界面方案 (Polcher et al., 1998)。

1.3 土壤水热耦合模式研究进展

土壤的冻结是一个十分复杂的过程,它伴随着许多物理、化学、力学的现象和过程,其中最重要的是三种现象,一是水分的迁移,二是热量的传输,三是水分的相变。土壤冻结过程的水分状况和热状况的变化并不是独立

的,而是相互制约、相互影响的,是一个耦合变化过程。冻土学中冻土水热耦合迁移问题与陆面过程的关系最密切,该问题的研究开始于20世纪60年代初。Harlan于1973年建立了第一个水热耦合迁移模型,认为冻土中未冻水的迁移类似于非饱和土体的水分迁移(Harlan, 1973)。人们在此基础上通过封闭和蒸发条件下的室内实验对模型进行了各种修正(Cary and Mayland, 1972; Guymon and Luthin, 1974; Taylor and Luthin, 1978; Fuchs, 1978; Flerchinger and Saxton, 1989; Lundin, 1990; Grant, 1992; Zhao et al., 1997),并结合野外观测建立了适合不同需求的冻土水热耦合模型(Taylor and Luthin, 1978; Flerchinger, Saxton, 1989; Schelde et al., 1998; 吴统文, 2004; Zeng et al., 2011; Wu et al., 2011)相应的数值模拟算法,这些工作包括:雷志栋等人(1988)针对冻结条件下土壤水、热迁移的基本方程,采用变化的空间步长和自动调节时间步长的全隐式有限差分计算格式,对水平或垂直土柱的冻结过程进行了模拟,分析了土壤中水热运动变化规律;尚松浩等(1997, 2009)对上述数值模拟过程进行了改进,在土壤水、热迁移基本方程的基础上,推导出了新的冻土水热耦合方程,使得模型求解中的耦合迭代计算过程大为简化;黄兴法等(1993)对冻融条件下土壤水盐热运动进行了数值模拟;李述训、程国栋(1995)对冻融土壤中的水、热传输问题及有关冻土的性质等方面进行了研究;岳汉森(1994)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—盐耦合运移的模型框架;徐学祖等人(2001)对冻土的基本物理性质及力学特征进行了较系统的总结和研究;胡和平等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。国内很多学者对于干旱区土壤水热运移的有关问题做了大量研究,其中,牛国跃等(1997)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(1998)发展了用于沙漠包气带的水、汽、热运动的耦合模型;孙菽芬等人对于干旱土壤湿度条件下完全耦合模型中能量和质量平衡方程中的不同项进行了量级分析,从而建立了一个不失精确性的简化耦合模型,并运用黑河试验观测资料对模型进行了验证;张霞等人(2007)模拟了田间试验和青藏高原季风试验站的土壤水热传输状况;陈仁升等(2006)利用MM5模式模拟了内陆河高寒山区流域的水热耦合状况;李倩等人(2009, 2011)对完全的水热耦合模型进行了不同角度的量级分析,发展了适合不同土壤、不同复杂程度的水热耦合模型;对于有植被覆盖的土壤,郭庆荣等(1997)依据农田土壤中水和热的运移是互相联系、互为耦合的特征,提出了一个非恒温条件下土壤中水