

土壤水热耦合模型研究进展

孙昭萱^{1,2}, 张强², 王胜²

(1. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 甘肃 兰州 730020)

摘要: 土壤水热耦合模型的研究是 20 世纪 50 年代在等温水分运动模型的基础上发展起来的, 与大气环流、水资源利用、农业及遥感技术的应用密切相关, 具有广泛的应用价值, 已经成为陆面过程研究中的重点。本文介绍了目前流行的几种土壤水热耦合模型及其特点, 分析了这些模型在一些特定区域的检验效果及作用趋势, 并讨论了土壤水热耦合模型存在的问题及未来发展方向。

关键词: 水热耦合; 数值模型; 研究进展

中图分类号: S152.4

文献标识码: A

引言

土壤内水分含量、土壤表面蒸发量和土壤温度变化及感热通量是十分重要的陆面参量, 它与大气环流、水资源利用、农业及遥感技术的应用密切相关。以往研究者们为揭示水分运动规律, 建立了各种水分迁移过程的模型, 用于定量预测土壤水分的变化, 主要有 2 种模型: 等温模型及耦合模型。传统的等温模型在土壤比较湿润的区域似乎是比较合理的, 因为在湿润地区土壤以液态水的迁移为主, 这时的水蒸汽运动、相变和其它一些因素对水分和能量平衡并不产生多大影响。对于干燥的土壤, 蒸发可能不仅发生在土壤表面, 也可能发生在土体内部^[1]。在一般情况下, 水、热等温模型在绝大多数包含生物圈过程的陆面过程模式中被广泛使用。但在土壤较干燥或很干燥时, 土壤内部温度梯度(或能量通量)对蒸发会产生影响, 液态水运动就变得比较次要, 这时气态水的作用和其他一些影响就可能突现出来。随着土壤水分运动研究的深入, 研究者们发现土壤中的水分和热量是相互影响、相互作用的, 土壤中热量的差异和改变引起水分迁移和转化, 特别是水汽的扩散^[2-5]。同时土壤水分通过改变土壤热特性来影响土壤温度。由于温度是影响水分运动不可忽视的因素, 所以传统的等温模型就不

能确切地反映温度变化条件下土壤中的水分运移。因此, 土壤水热耦合运移的数值模型研究逐渐兴起并不断得到发展。进入 20 世纪 80 年代后, 国内外研究者除在实验室内对封闭和蒸发条件下的模型进行修正外, 更侧重于将土壤水热运移与作物生长状况相联系, 因而发展了不同覆盖条件下、不同耕作措施下的土壤水热耦合运移模型^[6], 就覆盖物而言, 有沙漠、裸土、塑膜、森林、作物冠层、植物残渣等, 并在二维土壤水热耦合模型的基础上发展了三维土壤水热耦合模型。本文对国内外土壤水热耦合数值模型的进展和存在的问题进行了综合分析, 为进一步发展土壤水热耦合模型提供参考。

1 模型的发展

1.1 空间均匀土壤耦合模型

早在 20 世纪 50 年代, Philip 和 De Vries^[7] 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—热耦合运移理论, 并提出土壤液、气 2 相水流在水热梯度共同作用下的运动模型, 发展了耦合模型。耦合包含 2 重意思: ①土壤内有局地饱和蒸汽压差(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

收稿日期: 2009-09-03; 改回日期: 2009-10-15

基金项目: 国家自然科学基金重点项目“黄土高原陆面过程观测与试验研究”(40830957)和国家公益性行业科研专项“西北地区旱作农业对气候变暖的响应特征及其预警和应对技术研究”(GYHY20080621)共同资助

作者简介: 孙昭萱(1983-), 女, 陕西富平人, 硕士研究生, 主要从事陆面过程研究. E-mail: szhx.117@163.com

动及发生相变,这会引引起水的输运或能量的传递,从而影响水分平衡及能量平衡;②影响土壤水势的表面张力和影响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 和 De Vries^[7]的水热耦合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^[1]以及 Philip 和 De Vries 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。

1.2 空间非均匀土壤耦合模型

Hillel 等^[8]在对土壤中水热交换进行数值模拟时采用并发展了 Philip 和 De Vries^[7]的理论,建立了以土壤基质势和温度为变量的土壤水、汽、热耦合方程,使之能够适用非均质土壤,并建立了求解耦合方程的有限元方法。这些水热耦合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。Milly 等^[9-10]对 Philip^[7]的模型作了改进,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^[9]等用有限元方法计算 Philip 的耦合模型,认为在复杂的土壤环境下该模型能较好地符合实际情况。林家鼎^[2]对无植被土壤内水分流动、温度分布及土壤表面的蒸发效应进行研究,给出了计算土壤水分、温度变化的物理模型和计算方法。

孙菽芬^[3]基于 Philip 和 De Vries^[7]关于土壤内水分及热量运动的理论和 Rosema^[11]对这种理论的发展,并用 Lin^[12]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—热耦合运移理论,提出土壤液、气 2 相水流在水热梯度共同作用下的运动模型,发展了耦合模型。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^[7],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。

Nassar 等^[13-14]在 Philip^[7]模型的基础上,利用水、热、盐运移方程(即 Darcy, Fourier, Fick 定律)和连续方程,建立了水、热、溶质三者耦合运移的模型,对受温度梯度影响的封闭土柱中水、热、溶质耦合运

移进行研究。

1.3 植被土壤耦合模型

孙菽芬等^[15]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耦合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^[16]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^[17]公式来计算。

郭庆荣等^[18]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热耦合运移数学模型。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。

任理等^[19]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耦合运移研究的进一步深化。

孟春红等^[20]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耦合模型,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。

1.4 冻土耦合模型

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^[21]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耦合输运过程。胡和平等^[22]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、热耦合运移的基本方程。岳汉森^[23]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,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。胡和平等^[24]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。

1.5 干旱区土壤耦合模型

在干旱、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^[25]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^[26]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、热运动的耦合模型。

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^[27]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,采用适合本地地区的经验公式^[26]计算热传导系数。为了重新审查裸土的蒸发过程, Tsutomu Yamanaka 等^[28]进行了实地观测和数值模拟试验,以 Philip 和 De Vries 理论为基础并作出修改,对常态和日变化不同的大气条件下的3种土壤样本建立了一个高分辨率的水热耦合模式。

Sun 等^[29]对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,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耦合模型。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 - Lidard et al, 1998) 来计算热导率的值。

Liu 等^[30]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。

Bittelli 等^[31]建立了一个完全耦合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。

2 模型的验证

2.1 常态条件下验证

孙菽芬用美国亚里桑那州 Phoenix 水保实验站的实测数据,对所建立的土壤液、气 2 相水流在水热梯度共同作用下的运动模型的模拟结果进行了检验^[8]。结果表明该模型对土壤蒸发量、土壤水分体积分含水量和土壤温度的模拟值与实测值在总体变化趋势上是一致的。与等温模型比较,耦合模型能给出详细的温度空间分布。2 个模型对较深处土壤水

分预报结果基本相同,原因在于深处的水分含量较大,所以温度变化对水分输运影响不大。在表面处,2个模型结果有一定差别,就水分含量而言,耦合模型比等温模型的预报结果较接近实测,尤其是在土壤水分变得干燥时显得更清楚,这可能是因为耦合模型包括了温度变化所造成水及水汽的输运效应。

2.2 有植被覆盖环境条件下验证

郭庆荣等运用非恒温条件下土壤中水热耦合运移数学模型,对冬小麦拔节后期到成熟期土壤湿度和土壤温度的变化进行了数学模拟^[18]。在土壤表层(0~20 cm),土壤湿度变化较大,土壤湿度的变化幅度比土壤温度的变化幅度要大些,且土壤湿度的变化频率要比土壤温度的变化频率高得多,因此相对土壤湿度而言,土壤温度是比较稳定的变量,正是由于这一特性使得水热耦合模拟方程的计算过程趋于平稳,减缓一些对方程求解不利的突变现象影响。同时,为了进一步分析在不同的天气条件和作物生长发育的不同时期该水热耦合模型的模拟效果,选择了3种典型天气以及模拟时段的前、中、后3个时期进行分析,结果表明,无论是哪个生育生长时期,哪一种天气状况,该水热模型都能较准确地反映土壤中湿度的变化规律,尤其是雨后、阴转多云这2种典型天气,水热模型的预报值和实验测定值两者符合得相当一致。

任理等运用条带覆盖下土壤二维水热迁移的数值模型进行验证发现^[19],在夏玉米生长前期的6月份,北方降雨量往往偏少,干旱威胁玉米壮苗。覆盖不仅阻碍了土壤水分的蒸发,且由于适当降低地温也减少了水分蒸发。所建立的土壤二维水热迁移模型,输入参数少,相对简单,能较好地模拟出麦秸覆盖所产生的保墒效应,因而具有一定的实用价值。

孟春红等选取新疆试验区作模式验证,土壤为砂土,对冬小麦返青至成熟期的水热状况进行了模拟^[20]。结果表明,模型真实地反映了作物生长过程中土壤的水热状况和蒸散发动态过程,可用于田间墒情预报,并制定适宜的灌溉定额。

2.3 冰冻环境条件下验证

胡和平等运用在冻结条件下,土壤水、热耦合运移的基本方程,采用甘肃省张掖实验场的土壤进行垂直土柱实验,对土壤含水量、土壤温度和土壤冻结深度的变化进行了模拟^[22]。由计算值和实验值的对比,可以看出:含水量的计算值和实验值在分布形状和分布特征上都是一致的。土柱内含水量实验值

和计算值很接近。无论是在冻结过程中,还是在冻结结束时,温度分布曲线的计算值和实验值也较为接近,尤其是在实验结束时,计算值和实验值的曲线几乎重合。另外,在整个实验过程中,随着冻结深度的增加,其计算值和实验值也是吻合的。例如在实验结束时,最大冻深的计算值和实验值分别为8.7344 cm和8.70 cm。为了揭示冻结过程中土壤水、热迁移的规律,对冻结进行了模拟计算,并分析了冻结现象的一般规律。冻结锋面以下的未冻区含水量趋于减少,在靠近冻结锋面处含水量最低。而冻结区含水量则明显增大。冻结区的含水量包括含冰量和未冻水含量,该区的水分基本不迁移。随温度的降低,冻结区含冰量不断增加,未冻水含量不断减少,形成一个由未冻区指向冻结区的较大的水势梯度,使得未冻区水分不断向冻结区迁移、积累。且水分的迁移主要发生在冻结前缘区。在冻结锋面的前后,非冻区和冻结区的含水量有一个很大的差值。随地表温度的降低,整个剖面上的土壤温度都呈减小趋势,但减小的幅度随深度的增加而变小,即温度的变化随深度的增加而具有衰减性。由冻结深度的发展情况可知,冻结速率一开始较快,随深度增加而逐渐减慢。模拟计算还表明,当温度 $<0^{\circ}\text{C}$ 时,土壤并不马上冻结,只有当温度低于土壤的冻结温度时,冻结才会发生。土壤的冻结温度是由土壤的未冻水含量与负温的关系曲线来确定的。在一定的负温下,只有当土壤中的含水量大于未冻水含量,才会发生冻结现象。一旦有冻结现象发生,则马上就会出现水分由非冻区向冻结区迁移的情况,且迁移水量随冻深的增加而增加。说明迁移水量是不容忽视的。2006年胡和平等又运用综合考虑土壤冻融、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^[24]模拟了固液相变、气态水迁移、土壤水、汽、热耦合迁移等过程,反映了液态水从未冻区向冻结区迁移、冻结及其引起的潜热迁移的冻土物理本质,也反映了气态水分从高温区向低温区迁移所引起的温度及水分场的变化,并对模型进行了检验。结合GAME/Tibet实验1998年5月、7月的观测数据,应用该模型对青藏高原安多观测点的水热交换过程进行了模拟分析。计算结果表明,7月降雨较多时高原水热交换特征与5月季风发生之前大为不同,地热、显热、潜热通量比较接近,Bowen比接近1,与5月显热占净辐射的绝大部分的情况有明显差别;此时模型模拟

的地热、潜热、显热变化规律基本与观测值一致,但是白天这3个能量通量的模拟值均要比观测值大,尤其是潜热通量,晚间各通量模拟值与实测值则较符合。能量通量模拟值表明,在季风发生前期青藏高原地表很干燥,蒸发较小,能量很大一部分是通过显热传递给空气,而不是通过潜热传递。

2.4 干旱环境条件下验证

牛国跃等运用考虑液态水 and 气态水运动的沙漠裸土模式^[25],与一个基于非局地过渡湍流理论闭合的大气边界层模式^[32]进行耦合,对沙漠大气系统中的水热运动进行模拟,从而给出一个水分和热量在沙漠土壤和大气中运动的完整的图像。模拟发现,在干旱或半干旱区,土壤内水蒸汽的扩散过程对地表的水热交换过程和边界层内的输送过程起着十分重要的作用。如果忽略土壤中的气态水运动,地—气界面的水汽通量计算及边界层内的湿度及水汽通量的计算会产生较大的误差。土壤表层2 cm的范围表现为水热传输的活跃层,水分和温度廓线呈现剧烈的日变化。无论白天还是夜间,都存在一个零通量层。白天在零通量层之上,由于表层蒸发的原因,水分是由下向上运动的,而在零通量层下面,由于温度梯度的关系,水分是自上而下向深层土壤运动的。相反,晚上在零通量层之上,水分由大气向沙土表层运动(由于凝结)。在零通量层下面,同样由于温度梯度的作用,自下而上运动。这一结论是十分重要的,因为在气候模式简化的陆面过程参数化方案中,土壤的第一层的布置并没有考虑到这一物理过程。

马金珠等对建立的腾格里沙漠包气带水、汽、热运动的耦合模型^[26]进行水热状况模拟。结果表明,温度年变化幅度较大,沙面最高温度出现在6月下旬至8月上旬之间,这是由于太阳辐射在7月份达最大值。最低温度出现在1~2月之间,包气带剖面上4.25 m处的温度变化比沙表面滞后3个月。在年气候变化的影响下含水量呈周期性变化,受季节降雨的控制,含水量7~8月达最大值;在垂直剖面上,与能量状况相对应,不同埋深含水量变化特征不同。40 cm以上含水量变化大,40~100 cm范围与发散型零通量面相对应,含水量较稳定;100 cm以下,含水量较低。在11月至翌年3月间,冻结层以下含水量逐渐增加,这是因受温度的影响,潜水向冻结层下部包气带运移的结果。温度以及含水量曲线吻合较好。模拟结果较准确地反映了沙漠包气带温

度和含水量的变化情况及分布特征。运用此耦合模型进行干旱沙漠地区包气带水热状况的模拟预报,能较准确地反映包气带内含水量的变化及温度的分布特征,并能客观地分析不同环境气象条件下包气带水分的蒸发、凝结及温度的变化规律,无疑对解决生产实际问题具指导作用。

孙菽芬等运用 HEIFE 沙漠站的资料对考虑液态水及气态水运动耦合的多层模式^[27]进行了验证。结果表明,理论预报值与实测数据吻合较好,说明模式性能良好。而忽略了水蒸汽通量的结果,蒸发量估计不准,说明在干旱半干旱条件下模型考虑水蒸汽运动贡献是必要的。当土壤湿度增加时,水蒸汽运动无论对土壤中水平衡还是热平衡都是不太重要的。模拟结果给出了各种热通量的分布,结果清楚地表明热传导贡献总是大于水蒸汽运动的贡献。这个结果支持用于建立温度方程的强迫—恢复法,同时也明显地说明对土壤中热传导系数的正确估计将变得十分重要。这种模式很易推广到气候研究的土壤下垫面的模式中去,也可以用到干旱或半干旱地区水资源的研究中去。

Tsutomu Yamanaka 等运用高分辨率的水热耦合模型^[28],比较数值试验和野外观测(日本筑波大学环境研究中心试验场)的结果表明,干燥的土壤条件下,蒸发实际发生在土壤表层下面(5 cm),而不是在表面。蒸发区主要位于干燥表层(dry surface layer)的下边界而且很薄,因为更深层土壤的液态水供应停止。然而,蒸发区结构的变化取决于土壤水分运动特性和大气条件变化(如太阳辐射)。干燥表层的下边界的蒸发厚度取决于土壤的水力性质,具有较高的保水能力的细质土壤的蒸发区比粗质感的土壤厚。根据昼夜不同的辐射条件,蒸发可在干燥表层短暂发生,这是因为夜间有较深土层的气态水向上输送并且凝结。但在水分含量较低的情况下模拟出的值并不接近观测值。因此,有必要对各种类型的土壤进行更详细的观测研究,以验证这些结果。

Sun 等采用1 a的黑河试验观测资料,对耦合模型和简化的耦合模型^[29]进行数值模拟,采用了相同的土壤条件下相同的参数化方案和参数值。对2种湿度的初始条件 $W(\theta/\theta_s)$ (0.5和0.05)(θ :土壤含水量, θ_s :土壤饱和含水量)进行测试,结果表明,无论在干燥或湿润条件下,简化的耦合模型的2个方程均保持了所有的主要项,舍弃了不重要的项。

运用一年的观测资料证明了简化的耦合模型的合理性,其结果与完整的耦合模型相比体现出了相同的功效,可以用于气候研究。

Liu 等运用干旱表面多孔隙土壤中热量、水分和气体迁移的模型^[30],对土壤的蒸发过程、液态水和气态水以及热量的传输过程进行了分析。干旱表层对土壤的热量和质量传输有明显的影响。随着干旱表层的发展,蒸发面从土壤上表面移动到干湿层土壤的交界面上,由于水汽扩散到大气的距离增加,导致蒸发阻力增加。而由于到大气的水汽扩散阻力增加,土壤温度明显增加,水分蒸发率明显降低。此外,计算和观测表明,温度和温度梯度在土壤水分传输中起到了重要作用。水汽运动方向是由温度梯度和含水量控制的。白天温度梯度为正,水汽向下运动且发生凝结,但是夜间蒸发发生时温度的梯度相反。温度对液态水迁移的影响很强,温度梯度越大,蒸发和凝结率越强。土壤水容量是由温度和含水量共同控制的,在浅层含水量低,即使土壤温度波动较大,土壤水容量的变化也会较小,因此温度对水分传输的影响不明显。在更深层含水量相对较高,温度的影响确实很明显。

Bittelli 等采用建立的模型^[31]模拟的土壤温度、热通量和水分含量与观测值有很好的—致性。试验和模拟的温度均表现出日正弦波的特征,振幅逐渐减小。当土壤变干时,夜间因为地表水汽压很低,有较大的凝结,所以潜热通量会增加。湿润土壤以下与大气之间干燥土壤表面的非饱和导水率的减小,使土壤上层与下层间的水分含量有明显差异。导水率相对于土壤含水量曲线是高度非线性的,因此土壤含水量微弱的减小就对应着导水率大的降低以及液态水的重新分配。模式表明从 2 cm 到 7 cm 深度土壤层水汽通量是逐渐减小的,表明越接近地表面土壤水汽通量越大。水汽的输送在地表附近的土壤质量和能量传输中起到了重要的作用,同时水汽流动也会引起地表附近土壤水分含量的正弦变化。依赖于土壤表面阻力方程的选择,对 Camillo 和 Gurney 的线性模式、Shufen Sun 的模型和 van de Griend 和 Owe 的指数率模型中的 3 种不同的计算土壤阻力项的方法进行分析,对水蒸汽的计算得到了不同的结果。van de Griend 和 Owe 的模式给出了蒸发量的最优估计,当含水量很低的时候,土壤阻力达到了一个有限值。证实了土壤表面阻力是正确计算蒸发量的关键参数。研究结果还表明,土壤水分的动态

变化与温度的变化是密切相关的,在评估土壤能量动态的时候考虑热量、水汽和液态水的耦合传输是重要的。

3 存在的问题

陆地下垫面的表层与大气之间的质能交换,既决定着陆地的生态环境,也影响着天气的变化,因为地表温度及地表产生的潜热、显热和摩擦阻力决定着 GCM 诸方程中的几个源项和下边界条件。陆面过程的研究对于更好地认识气候和天气系统的演变规律、陆地—大气水热交换过程、人类活动对气候和环境的影响等具有重要意义。不同模型会对地表发生的物理过程的定量描述产生很大差别。因此发展一个真实的土壤水热模型(包括植被、土壤的生理物理性质描述)是十分重要的。对水热耦合模型的研究依然还存在一些问题等待解决。

3.1 参数化问题

土壤水热参数、变量以及边界条件的确定很大程度上决定模型模拟的结果,鉴于实验测定的复杂性和实验条件的限制,目前的模型中很多是由经验公式获得的。但迄今为止的水热参数经验公式还不完善,还没有完全解决其机理性问题,在应用到不同的下垫面中模拟时需要做相应的调整。陆面参数的不确定性对模型有较大的影响,而陆面参数统一后可减小模拟值的离散范围^[33]。

3.2 对特殊环境的针对性问题

在目前建立的冻土的水热耦合模型中,由温度场的温差引起的温度势在土壤水分分析中的定量应用现在还很困难;各基本方程中土壤在冻融过程中发生的物理化学过程均系在负温条件下土壤吸附水中进行的,由于土颗粒的表面作用吸附水不同于化学溶液,扩散层内部各部分中离子活度不尽相同,因此土壤溶液内部化学过程的方向和速度难以确定;土壤水热盐运移方程中的参数,由于冻融过程中土相系变化和土壤溶液理化性质的变化本质上均非常数,其准确测定亦较困难等。

目前,国家自然科学基金重点项目“黄土高原陆面过程试验研究(Experimental Study of Land Surface Processes in Chinese Loess Plateau, LOPEX)”正在研究黄土高原土壤水热传输过程的物理机制和影响因素。黄土高原是全球独一无二范围较大的典型黄土分布区,土壤属性较特殊,造成陆面水热过程比较特殊,降露水和土壤吸附水等土壤水分来源对陆

面水分的贡献可能比较显著^[35],其土壤水分特征参数尤其是土壤含水率、饱和水力传导率、土壤持水量等会有较明显的独特性^[34]。目前对黄土高原陆面自然降水、雾水、降露水、土壤吸附水等水分来源与植物水、土壤水和地下水等水分形式的转化关系,及蒸发、下渗、毛细抽吸和扩散等水分输送形式的特征的研究及相应的土壤水热耦合模型的建立是非常必要的。

3.3 动态适应性问题

土壤实际条件是十分复杂的,土壤水分及热量的运移是土壤质地、结构、天气条件等共同作用的结果。从目前模型研究的验证来看,同样的模型在不同的条件下(包括土壤质地、含水量、土壤温度等),其模拟效果不同。因此,在应用模型之前,应验证模型的可用性。中国北方水热耦合模型模拟研究发展的较多,南方研究较少。以南方的土壤和气候条件为背景,建立水热耦合模拟模型对解决南方水热资源的生产实际问题具有重要意义。

4 结束语

到目前为止对土壤水热耦合模型的研究主要集中在针对不同的下垫面特征调整参数和数值模拟等方面。这对于我们了解不同下垫面土壤水热传输性质及规律、意义提供了很多理论依据,对进一步研究土壤水热耦合过程的物理机制以及实际研究与生产的应用方面有很大的帮助。为了完善土壤水热耦合模型,还需进一步深入开展如下一些研究工作:

(1)应进一步完善土壤基质势和水热运动参数的机理性研究,提高模型数值计算的稳定性,得到更符合真实情况的经验公式;

(2)目前的模型大部分是基于某一质点的确定性模型,缺乏统计性模型和随机模型,因而在建立简化模型进行预报、预测时,应根据具体条件建立针对性的数值模型,如在溶质浓度较高的土壤中,土壤水热运移模型必须同时考虑土壤溶质的迁移,又如可以对自然条件下的冻结现象进行模拟,从而可对冻结现象进行全面的分析和研究,特别是可对土壤冻结的各影响因素进行分析,并可以对整个冻结过程进行预测预报;

(3)今后应建立一个适用于黄土高原这样在全球独特的大范围陆地类型区域的土壤水热传输过程的耦合模型,进而充分研究这种区域特殊的陆面过程特征。还应进一步分析土壤冻结的内部机制,综

合研究土壤的水、热、盐耦合运移问题,并对冻结、融化全过程进行研究。此外,由于土壤中大孔隙流和优先流等现象的存在,反映大孔隙流和优先流现象的水热耦合模型也应相应地得到发展;

(4)引入积雪、融雪模型和冻土入渗机制,以对永冻层全年的能水循环进行模拟,并进而模拟永冻层对气候变化的响应;

(5)增加地表覆盖层,引入复杂程度合适的植被模型,以分析其对能水循环的影响。

参考文献:

- [1] Philip J R. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil [J]. *J Meteor*, 1957, 14: 354 - 366.
- [2] 林家鼎,孙菽芬. 土壤内水分流动、温度分布及其表面蒸发效应研究—土壤表面蒸发阻抗的探讨[J]. *水利学报*, 1983(7): 1 - 8.
- [3] 孙菽芬. 土壤水分流动及温度分布计算——耦合型模型[J]. *力学学报*, 1987, 19(4): 374 - 380.
- [4] 王小平,张谋草,郭海英,等. 利用地面遥感仪器对土壤水分的监测试验[J]. *干旱气象*, 2005, 23(4): 57 - 60.
- [5] 刘树华,蔺洪涛,胡非,等. 土壤—植被—大气系统水分散失机理的数值模拟[J]. *干旱气象*, 2004, 23(3): 1 - 10.
- [6] 韩晓非,柳云龙,吕军,等. 土壤水热耦合运移数值模型研究进展[J]. *土壤通报*, 2001, 32(4): 151 - 154.
- [7] Philip J R, Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients [J]. *Trans Am Geophy Unionk*, 1957, 38: 222 - 231.
- [8] Hillel D. *Introduction to soil physics* [M]. New York: Academic Press, 1982, 258.
- [9] Milly C P D. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head - based formulation and a numerical model [J]. *Water Resources Res*, 1982, 18 (3): 489 - 498.
- [10] Milly C P D. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil [J]. *Water Resources Res*, 1984, 20(8): 1087 - 1098.
- [11] Rosema A. A mathematical model for simulation of the thermal behavior of the bare soil, based on the heat and moisture transfer [M]. Kanaalwege: Niwars - Publication, 1975.
- [12] Lin J D. The formula for calculating the soil thermal conductivity coefficient private manuscript. 1978.
- [13] Nassar I N, Robert Horton. Water Transport in unsaturated noniso - thermal salty soil : I . Experimental results [J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1989, 53: 1323 - 1329.
- [14] Nassar I N, Globus A M, Robert Gorton. Simultaneous soil heat and water transfer [J]. *Soil Sci*, 1992, 154 (6): 465 - 472.
- [15] 孙菽芬,卢志泊. 一个可与大气环流模式相耦合的陆地水热交换模式 [J]. *中国科学*, 1989(2): 216 - 224.
- [16] Deardorff J W. Parameterization of the Planetary Boundary layer for Use in General Circulation Models [J]. *Monthly Weather Review*, 1972, 100: 93 - 100.

- [17] Green R E, Ampt G. A. *J Agr Sci*, 1911, 4:1 - 24.
- [18] 郭庆荣, 李玉山. 非恒温条件下土壤中水热耦合运移过程的数学模拟[J]. *中国农业大学学报*, 1997(增刊):33 - 38.
- [19] 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.
- [20] 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.
- [21] Harlan R L. An analysis of coupled heat - fluid transport in partially frozen soil [J]. *Water Resources Research*, 1973, 9:1314 - 1323.
- [22] 胡和平, 杨诗秀, 雷志栋. 土壤冻结时水热迁移规律的数值模拟[J]. *水利学报*, 1992(7):1 - 8.
- [23] 岳汉森. 土壤在冻融过程中水-热-盐耦合运移数学模型之初探[J]. *冰川冻土*, 1994, 16(4):308 - 313.
- [24] 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.
- [25] 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.
- [26] 马金珠, 张惠昌, 易立新, 等. 腾格里沙漠包气带水、汽、热运动的耦合模型及水热状况模拟[J]. *中国沙漠*, 1998, 18(4):340 - 345.
- [27] 孙菽芬, 牛国跃, 洪钟祥. 干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究[J]. *大气科学*, 1998, 22(1):1 - 10.
- [28] Tsutomu Yamanaka, Atsushi Takeda and Jun Shimada. Evaporation beneath the soil surface: some observational evidence and numerical experiments [J]. *Hydrol Process*, 1998, 12: 2193 - 2203.
- [29] Shufen Sun, Xia Zhang, Guo An Wei. A simplified version of the coupled heat and moisture transport model[J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 37:265 - 276.
- [30] 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.
- [31] Marco Bittelli, Francesca Ventura, 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.
- [32] 刘小红, 洪钟祥. 非均匀网格的过渡湍流理论及其在大气边界层数值模拟中的应用[J]. *大气科学*, 1995, 9(3):347 - 358.
- [33] 张强. 简述陆面过程模式[J]. *气象科学*, 1998, 18(3):295 - 304.
- [34] 张强, 胡向军, 王胜, 等. 黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)有关科学问题[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(4):363 - 371.
- [35] 张强, 王胜. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(2):167 - 173.

Research Advances on the Coupled Heat - Moisture Model of Soil

SUN Zhaoxuan^{1,2}, ZHANG Qiang², WANG Sheng²

(1. College of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Key Open Laboratory of Arid Climate Change and Disaster Reduction of CMA, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China)

Abstract: Research of the coupled heat - moisture model of soil was developed in the 1950s based on the isothermal model of soil water movement. It is closely related to atmospheric circulation, the use of water resources, agriculture and application of remote sensing technique, and it also increasingly became a focus in land surface process research. This paper introduces several popular coupled heat - moisture models of soil and their characteristics, and analyzes the test effects and the acting trend of these models in some specific regions. Some problems at present researches and future development direction on the coupled heat - moisture model of soil are discussed finally.

Key words: heat - moisture coupling; numerical models; research advances