维普资讯 http://www.cqvip.com

第28卷第3期 大 气 科 学 Vol. 28 No. 3
2004 年 5 月 Chinese Journal of Atmospheric Sciences May 2004

陆面过程模式中地下水位的参数化及初步应用*

谢正辉[1)] 梁 旭[2)] 曾庆存[1)]

1)(中国科学院大气物理研究所，北京 100029；
2)(University of California, Berkeley, USA)

摘 要 田间研究表明地表水和地下水有重要的相互作用，它与土壤含水量密切相关。土壤含水量不仅在陆气相互作用系统水和能量平衡中，而且在干旱、洪水预报、水资源管理、生态系统研究中起十分重要的作用。因此，研究地表水和地下水的相互作用，建立陆面模式中地下水位的动态表示，对于气候与水资源研究具有重要意义。将地下水位的动态表示问题归结为饱和与非饱和流问题，发展了其数值计算方案，建立了地下水位的动态表示，并与陆面过程模型耦合，建立了陆气相互作用中地下水位的动态表示，并进行了数值模拟研究。

关键词：运动边界问题；地下水位；陆气相互作用

文章编号 1006-9895（2004）03-0374-11 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

现在，全世界都面临淡水资源短缺的严重问题。我国是世界上水资源匮乏的国家，西北和华北是我国的主要缺水区[1~3]。研究表明，由20世纪工业化带来的CO_2等温室气体增加的温室效应很可能使21世纪气候升温[3~5]。全球和区域尺度的气候变暖已引起了干旱区许多水文过程变化，气候变暖加上频繁的人类活动也诱发了干旱区环境退化，如塔里木河断流、地下水位下降、胡杨林枯死、流域生态环境恶化，直接威胁干旱区经济社会可持续发展的生态基础[6,7]。地下水位的变化既是水资源研究的核心，也是陆气相互作用中重要的物理过程[1~4,6~12]，地下水位的分布和变化在很大程度是受气候条件、植被地形以及人类活动的影响，反过来，区域地下水位的变化，影响土壤含水量的变化和分布，进而影响土壤蒸发、植被蒸腾和低层大气感热和潜热通量的分配[8~16]，从而对气候有重要的影响[3,4]，地下水和地表水及气候有着重要的相互作用。在陆气耦合模式中合理表示土壤水含量和地下水位对于陆气相互作用中的水文气象模拟是十分重要的。它在气候与水资源研究、水资源管理和洪水预报中具有十分重要的意义。目前，用于全球和区域气候研究的陆面物理过程模式IAP94[11]、VIC[9,10,18,19]、BATS[8]、LSM[15]和SIB[17]，均只考虑近地面土壤层含水量的变化，其下底边界取为

2002-11-13 收到，2003-03-26 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目40275023、40233027，国家重点基础研究发展规划项目2001CB309404，以及中国科学院百人计划项目“气候与植被的相互作用”共同资助

维普资讯 http://www.cqvip.com

固定的常含水率或重力下泄，忽略了地下水位的可能变化。这样的简化表示可能引起系统性误差，并且不便于利用气候模式开展气候变化对水资源与地下水影响的模拟与预测。本文将地下水位的动态表示问题归结为运动边界问题求解，发展了用于陆面模式动态表示地下水位的数值模块，为利用模式研究气候与地下水的相互作用提供了可能。

关于非饱和流问题的各种数值模拟方法见文献［20～27］，文献［24，26］用有限元集中质量法建立了非饱和土壤水流的数值计算模型。本文在此基础上，发展了饱和与非饱和运动边界问题的数值模型，并与陆面过程模型 VIC 耦合，从而建立了地下水位的动态表示。初步的研究表明，地下水和地表水在地下水位离地面很近的地方有重要的相互作用。该地下水数值模式可用于其他的陆面模式及气候与水资源研究。

2　陆面过程模型中地下水位的参数化

地面以下的水在垂直剖面的分布，按土层的含水状况，划分为非饱和区、饱和区。非饱和区是指地面以下至地下水位以上的土层，其空隙（包括孔隙、裂隙和空间）被空气和水所填充。非饱和带一般由土壤水带和毛细带组成。土壤水带邻近地表，向下延伸到植物和根系带。这一带的水分分布受地表条件（如降水、灌溉、气温和湿度等因素）变化的影响强烈，也受地下水水位埋深的影响。当有降水入渗时，含水量增加，水分向下运动；而在蒸发作用下，含水量减少，水分向上运动；当有过量的水入渗时，土壤可以完全为重力水所饱和；当地表没有水入渗，又经过自由排水后，被保留在土层中的最大水分含量，称田间持水量。在小于田间持水量的情况下，土壤含有的毛细水依靠表面张力在土壤的颗粒周围形成连续的水膜，在毛细的作用下运动，对植物有用。饱和带或称地下水带，位于包气带的下面（或地下水水位以下），水自地表面渗入，在重力作用下向下运动和聚集，最后在某些不透水地层之上形成饱和带。饱和带中岩层的孔隙为水所填充，其上部边缘是水位表面，在水位面上的压力等于一个大气压力。

Liang 和 Xie[28]描述了用于估计地下水位位置及土壤含水量分布及其与水平衡各分量关系的概念和方程，本文概括如下。考虑基于一维饱和与非饱和土壤水流问题。土壤水分有不同的时空分布。设 z 轴垂直向下，坐标原点取为地面，$\theta(z,t)$为在 t 时刻地面以下 z 深度处的土壤含水量，即单位体积内所含的水的体积。假设地面有随时间变化的入渗或蒸发率，入渗为正，蒸发为负。根据 Darcy 定律和连续性原理，在非饱和区，土壤含水量满足如下方程[29]：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)-\frac{\partial K(\theta)}{\partial z}, \tag{1}$$

这里 θ 是体积含水量，$D(\theta)$是水扩散率（单位：$m^2\ t^{-1}$），$K(\theta)$水力传导度（单位：$m\ t^{-1}$），z 是垂直方向，向下为正。上边界条件可以表示为

$$q_0(t)=K(\theta)-D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}, \tag{2}$$

这里 $q_0(t)$为地表通量（如入渗或蒸发）。在当今大多数陆面模型中，取下面的拟合关

维普资讯 http://www.cqvip.com

系[30]：

$$K(\theta) = K_s\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{3}$$

以及

$$D(\theta) = -\frac{bK_s\Psi_s}{\theta_s}\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{b+2}, \tag{4}$$

这里 K_s 是饱和水传导率，θ_s 饱和土壤传导率，Ψ_s 饱和土壤水势，b 是常数[31]。

设 $\alpha(t)$ 是时刻 t 陆地表面到潜水面（运动边界）的距离。对于饱和区，有

$$\theta(z,t) = \theta_s, \quad \alpha(t) \leqslant z \leqslant L, \tag{5}$$

这里 L 表示地表面到岩床深度，潜水面将饱和区与非饱和区分开。我们假设运动边界条件为

$$\left[K(\theta) - D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right]\Bigg|_{z=\alpha(t)} - Q_b(t) = -n_e\frac{d\alpha}{dt}, \tag{6}$$

这里 $Q_b(t)$ 是基流[9]，n_e 是多孔介质流中的有效孔隙度[29]。初始条件为

$$\theta(z,0) = \theta_0(z), \quad 0 \leqslant z \leqslant \alpha(0) \tag{7}$$

及

$$\theta(z,0) = \theta_s, \quad \alpha(0) \leqslant z \leqslant L, \tag{8}$$

这里 θ_s 是土壤孔隙度。土壤含水量分布 $\theta(z,t)$ 以及地下水位 $\alpha(t)$ 通过应用（1）、（5）式以及边界条件（2）、（6）式，和初始条件（7）、（8）式求解。从顶薄层裸土蒸发（如 VIC 模式中 10 cm 深度），根区的植被蒸腾，以及非饱和区基流均结合于（7）及（8）式。如果地下水位 $\alpha(t)$ 已定，那么非饱和区土壤水分布 $\theta(z,t)$ 可以通过通常的数值模拟方法求得（参见文献 [21～23]）。在我们的研究中，$\alpha(t)$ 对非稳态条件动态确定。

假设

$$\overline{\theta(t)} = \int_0^{\alpha(t)}\theta(z,t)dz. \tag{9}$$

从对（1）式在区间[0，$\alpha(t)$]积分，并注意到(2)式和(6)式可得

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} - \frac{d\alpha}{dt}(\theta_s + n_e) = q_0(t) - Q_b(t), \tag{10}$$

在区间（t，$t+\Delta t$）上积分，我们有

$$\alpha(t+\Delta t) - \alpha(t) = \frac{1}{\theta_s + n_e}\left[\bar{\theta}(t+\Delta t) - \bar{\theta}(t) - \int_t^{t+\Delta t}(q_0 - Q_b)dt\right]. \tag{11}$$

非饱和区土壤水分分布 $\theta(z,t+\Delta t)$ 和时刻 $t+\Delta t$ 的地下水位 $\alpha(z,t+\Delta t)$，通过利用时间方向上的有限差分方法以及空间方向上的有限元集中质量法求解(参见文献[21～23])。

3 新发展的地下水模块与陆面模式 VIC 的耦合

3.1 VIC 模式及其径流机制的改进

Liang 等[9,10]详细描述了 VIC 模型。VIC 是在基于格点网格上的能量与水分平衡方程的大尺度水文模型，典型的分辨率是从一度至几度的一个比率因子。这里的大尺度是指次网格空间变率可从统计上描述的临界尺度[32]。它已经成功地应用于大的河

维普资讯 http://www.cqvip.com

流[33~36]。VIC 基于每一个网格上的土壤性质和植被分类计算网格上的垂直能量与水分通量。它包括土壤入渗能力的次网格空间变率表示、网格上植被分类及其比率，降水的次网格空间变化。VIC 模型中，土壤层之间的下泄完全由动力驱动，其非饱和水传导率是土壤饱和度的幂函数 Campbell[30]。基流是利用非线性 ARNO 形式，由最底层产生。为了计算入渗的次网格变率，VIC 模型利用了基于 Zhao 等[37,38]的变入渗容量方案。这个方案利用了一个空间概率分布描述可获得入渗容量作为网格相对饱和面积的函数，超过可获得入渗容量的降水形成地表径流。VIC 模型用三层土壤柱，每层的深度对每一个网格标出。

Liang 和 Xie[12]发展了在一个模型网格内同时动态考虑蓄满产流（Dunne）和超渗产流（Horton）机制及土壤的次网格空间变率的地表径流机制。图 1 是概化后研究区域或模型网格单元内部发生超渗产流和蓄满产流的典型水文概念。蓄满产流一般发生在靠近河道的地方，而超渗产流模式一般发生在一些远离河道且降雨超过入渗能力的地方。

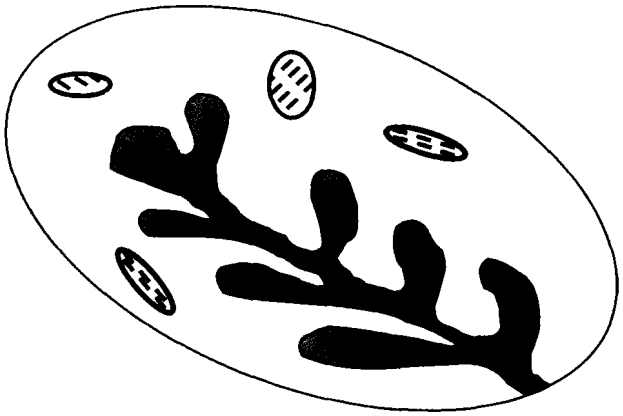

图 1　在所研究的区域里蓄满产流（阴影区域）和超渗产流（虚线区域）示意图（引自文献[12]）

在 VIC 模型中，新参数化方法的蓄满产流过程是按如下的办法计算的。VIC-3L 有三层土壤层，分别是最表面的薄土壤层（通常情况为离地表 10 cm）、上层土壤层（也包括地表的薄层）和下层土壤层[18]，表面薄层主要用来反映如果有很小的降雨，那么立即会有裸地土壤蒸发，上层土壤层主要是来表示土壤对降雨过程的动态反应，而下层土壤层是用来表示季节性土壤湿度变化的。假设上层土壤含水能力在研究区域内或者模型网格单元内变化，土壤含水能力的空间变化主要是因为土壤土层的深度和土壤特性的各向异性而产生的，土壤含水能力的空间变化特性可以用一个空间概率分布函数表示如下[37,39]：

$$i = i_m[1-(1-A)^{1/b_i}], \tag{12}$$

其中，i 和 i_m 分别是点土壤含水能力（VIC 中也叫做入渗能力）和最大土壤含水能力（VIC 也称作最大入渗能力），A 是土壤含水能力小于或等于 i 部分的面积比例，b_i 是土壤含水能力形状特征参数，这个参数是土壤含水能力空间变化的表征，定义为土壤上层最大水分含量，可以表示土壤特性的空间变异性。在新的参数化方法中，蓄满产流（用 R_1 表示）发生在初始饱和的面积 A_s 和在时段内变为饱和的部分（A'_s-A_s）内（图 2a），超渗产流（用 R_2 表示）发生在剩下的面积 $1-A_s$ 上并且在整个超渗产流计算面积（图 2a 虚线阴影部分）内重新分配，图 2a 中 R_2 的实际总量由图 2b 的 R_2 来确定。在图 2a 中，P 表示时段步长（Δt）内的总降雨量，降雨量（也就是 P）被分成蓄满产流（R_1）和超渗产流（R_2）以及入渗到土壤的总水量（ΔW），所有这些项都用长度单位来表示。图 2a 中符号 W_i 表示在降雨 P 之前 t 时刻的土壤水分含量，同样用长度单

维普资讯 http://www.cqvip.com

位来表示。因为次网格尺度的土壤入渗率变化而引起的超渗产流变化在 $1-A_s$ 面积比例上发生，这是以前版本 VIC 地表径流没有考虑的一项。和研究区域土壤含水能力空间变化的概念类似，点的入渗潜力（也就是用长度单位表示的土壤入渗能力）也随空间变化，值得指出的是，这里所说的入渗能力和文献 [9，10，18，40]（请参阅上面解释）中的定义不同。

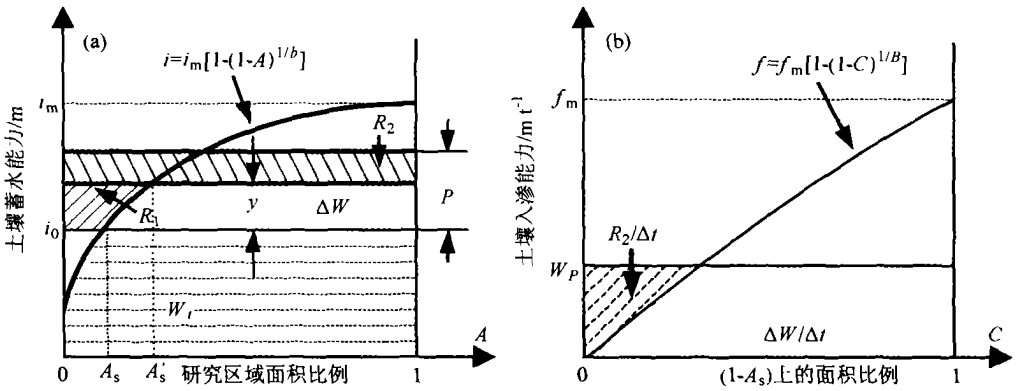

图 2 有关土壤上层图表（引自文献 [12]）

（a）蓄满产流的土壤入渗能力的空间分布；（b）对于超渗产流的潜在入渗率的空间分布

很多文献已经指出了入渗潜力的空间变化近似的不同表示方法，例如，Burgin 和 Luthin[41]建议用基于一些入渗试验测量结果的三角形分配，其分配形式是下面分布形式当参数 B 取 1 时的一种特殊情况，分布可以表示为

$$f = f_m[1-(1-C)^{1/B}], \tag{13}$$

这里 f 和 f_m 分别是入渗潜力（也就是入渗能力）和最大入渗潜力，C 是入渗潜力小于或等于 f 的面积比例，B 是入渗潜力形状参数，它是入渗潜力空间变化的表征，定义为每一点地表浸润时的最大入渗率，公式（13）中如果 $B=1$ 时，是 Standford 模型[42]所采用的空间分布形式。Loague 和 Gander[43]报告过一个试验流域的入渗结果，该试验流域位于 Experimental Watershed of Little Washita (USA)，流域面积 0.1 km^2，流域内共有 157 个入渗测量装置，他们的结论是对数正态分布比正态分布能更好地拟合数据。基于 Berndtsson[44]在试验区的试验结果，Schaake 等[45]假设了流域入渗潜力呈指数形式分布。Berndtsson 指出，Horton 和 Philip 方程的参数是空间变化的，但是所有参数变化和入渗累积总量的空间相关系数接近 1.0。Berndtsson 的上述发现是基于北 Tunisia 一个 19.2 km^2 的 52 个入渗测站的分析结果。因为没有足够的试验观测资料来支持这些分布类型，所以我们假设研究区域入渗潜力是按照 Burgin 和 Luthin[41]所建议的形式来分布的，也就是说，在我们的研究中，用公式（13）来处理这个问题，公式（13）中的面积比例 C 在 $1-A_s$ 范围内经过无量纲化处理后介于 0 和 1 之间。为了保证通用性，在下面的推导过程中，我们用 B，而不是用 $B=1$，但是，在本文的数值试验和应用中，B 仍然采用 1。另外要指出的是，我们的方法不仅仅局限于公式（13）的运用，而是可以用在任何入渗潜力假设的空间分布。本文地下水模块与 VIC 耦合模式中的数值模拟将用改进的径流机制。

维普资讯 http://www.cqvip.com

3.2 新发展的地下水模块与 VIC 模式的耦合

对于 VIC 所用的三个土壤层，在每一个时间步，VIC 的径流机制算出表面径流及入渗通量，作为地下水模式的入渗条件，计算土壤含水量及地下水位的动态变化，并利用地下水模块求解土壤含水量时及调整地下水位，并用所求的土壤含水量在 VIC 三层上作平均所得的含水量、求基流、求解蒸发与能量平衡等。下面的数值试验之一将是利用这样的耦合模块用于地下水位的动态模拟。

4 数值模拟

我们利用 VIC 模型与新发展的地下水模块，以及气象和地下水井数据，进行数值模拟，并与实际观测比较。取观测井地下水位的数据作为实际观测的地下水位，取与该井相近的气象数据作为地下水模块的气象输入数据驱动模型，求得地下水位的动态变化，并与观测井的地下水位相比较。我们作如下两种数值模拟：

(1) 利用降水、最小温度和最大温度等强迫气象数据驱动用原径流机制的陆面水文模式 VIC，算出表面径流、基流及蒸发，从而求出入渗条件，由此作为地下水模块入渗输入并用观测的地下水位作为初始条件，驱动地下水模块，进行数值模拟。

(2) 利用上述强迫气象数据并用观测的地下水位作为初始条件，驱动地下水模块与具有改进的径流机制的 VIC 模型的耦合模式，进行数值模拟。

对于上述两种模拟，将地面到岩层的深度 L 剖分成 100 层，地下水模块的空间步长为 $L/100.00$。其地下水模块的时间步长取 $\Delta t=24$ h。

我们取位于美国宾州 Allegheny County 的 USGS 观测井 AG700，以及 Dauphin Country 的 USGS 观测井 DA350 的数据作为井的观测资料，分别以这两个井附近气象站的气象资料作为强迫数据。AG700 所在位置的纬度为 40°37′34″，经度为 80°06′30″，直径 15 cm，深度 30.5 m；DA350 所在位置的纬度为 40°21′18″，经度为 76°46′22″，直径 15 cm，深度 68.6 m。与井 AG700 相近的气象站取为宾州 Allegheny country 的 Bigleverville 站，其气象观测站代码为 366993，其纬度和经度分别为 40°30′N 及 80°14′W，位于 Lower Allegheny 流域。井 DA350 相近的气象站取为宾州 Dauphin country 的 Middletown Harrisburg 站，其气象观测站代码为 365703，其纬度和经度分别为 40°12′N及 76°46′W，位于 Lower Susquehanna-Swatara 流域。有关井的地下水位数据由 USGS 提供。对于每一个井，我们选择接近井的气象站取得对应气象数据，由 NCDC 提供。对于井 AG700 与 DA350，土壤参数和初始条件见表 1。

表 1　井对应的土壤参数和初始条件

	L/m	α (0)	θ_0	θ_s	K_s/cm s^{-1}	$-\Psi_s$/cm	B	θ_r
AG700	4.4	2.48	0.25	0.476	3.47×10^{-2}	−21.8	4.90	0.041
DA350	4.4	1.45	0.20	0.476	2.14×10^{-4}	−49.0	5.33	0.056

4.1 利用原 VIC 模型的输出作为地下水模块输入的地下水位模拟

利用 VIC 模型，我们从气象数据可以计算得到入渗数据及基流。利用地下水模块计算地下水位的时间变化以及模拟和观测的地下水位随时间变化的比较见图 3、4。

维普资讯 http://www.cqvip.com

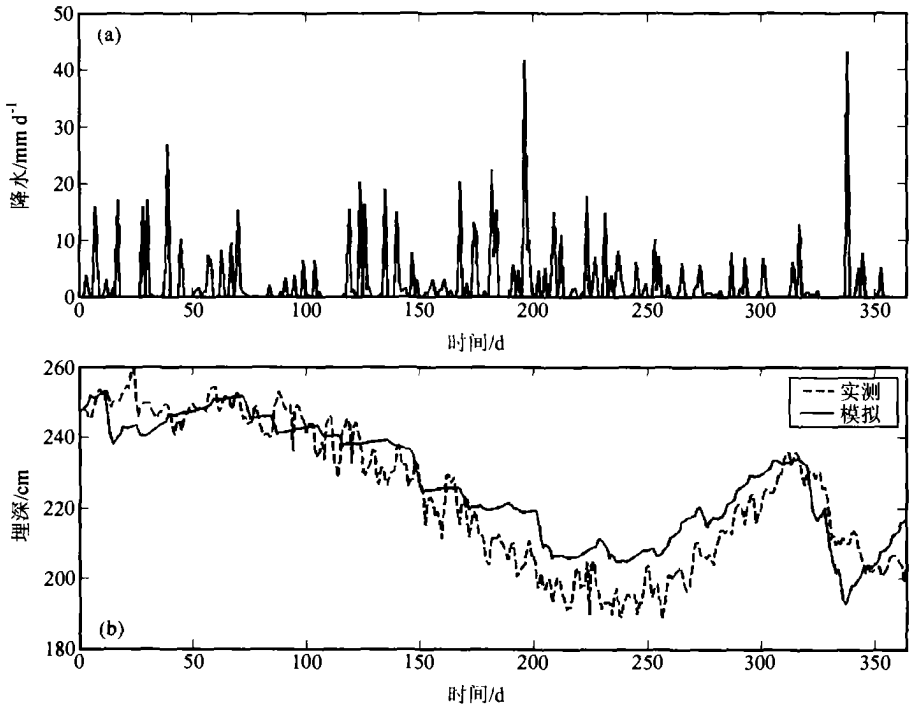

图3 1991年9月1日～1992年8月31日模拟和观测地下水位（井AG700）的比较
（a）降水的时间系列；（b）地下水位比较

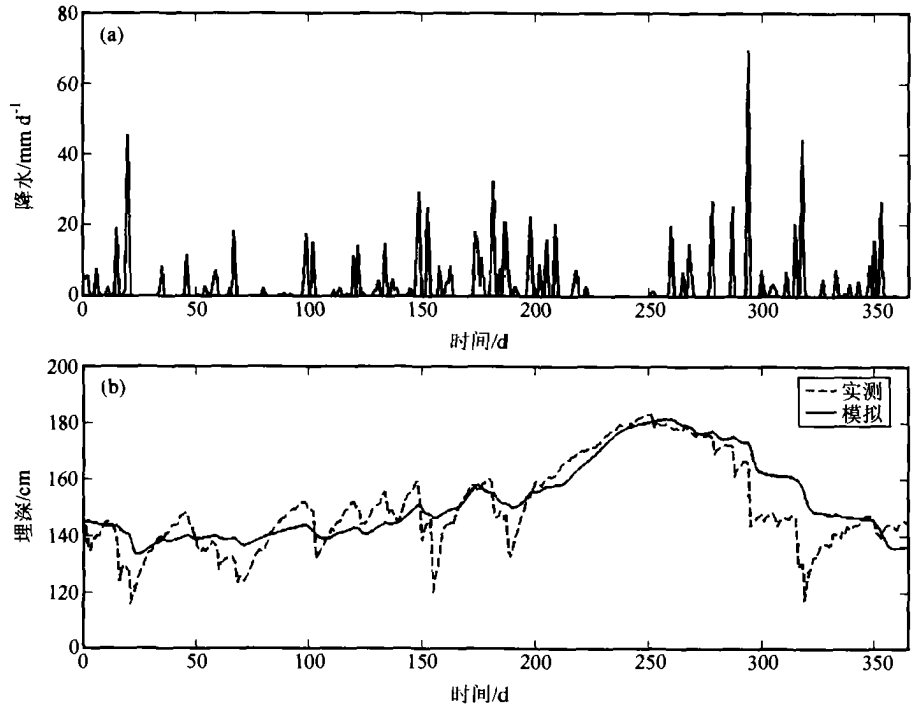

图4 1990年1月1日～12月31日模拟和观测地下水位（井DA350）的比较
（a）降水的时间系列；（b）地下水位比较

维普资讯 http://www.cqvip.com

对于井 AG700，这一站的气象数据（1991 年 9 月 1 日～1992 年 8 月 31 日）用来得到地表径流。将由 VIC 计算所得到的入渗和基流作为地下水模块的输入，并取初始地下水位为 2.48 m，计算得到地下水位随时间的动态变化。图 3a 显示的是 1991 年 9 月 1 日至 1992 年 8 月 31 日的日降水时间系列。图 3b 显示的是计算所得的地下水位与观测的地下水位的比较。对于井 DA350，这一站的气象数据（1990 年 1 月 1 日～1990 年 12 月 31 日）用来得到地表径流。将由 VIC 计算所得到的入渗和基流作为地下水模块的输入，并取初始地下水位为 1.45 m，计算得到地下水位随时间的动态变化。图 4a 显示的是 1990 年 1 月 1 日至 1990 年 12 月 31 日的日降水时间系列。图 4b 显示的是计算所得的地下水位与观测的地下水位的比较。从图 3 及图 4 可以看出，地下水模型可以模拟地下水位的动态变化。

4.2　利用原 VIC 模型与新发展的地下水模块的耦合模型的地下水位模拟

我们利用 VIC 模型与新发展的地下水模块的耦合模型，以及气象和水文和地下水数据，进行数值模拟，并与实际观测（图 5）比较。图 5a 显示 1995 年 6 月 1 日至 1997 年 12 月 31 日的日降水时间系列，图 5b 显示的是由 VIC 与新发展的地下水模块的耦合模型计算所得地下水位与观测的地下水位的比较。从图 5b 可以看出，地下水模型可以模拟地下水位的动态变化，证实模型的可操作性以及观测与模拟的地下水位有较好的一致性。

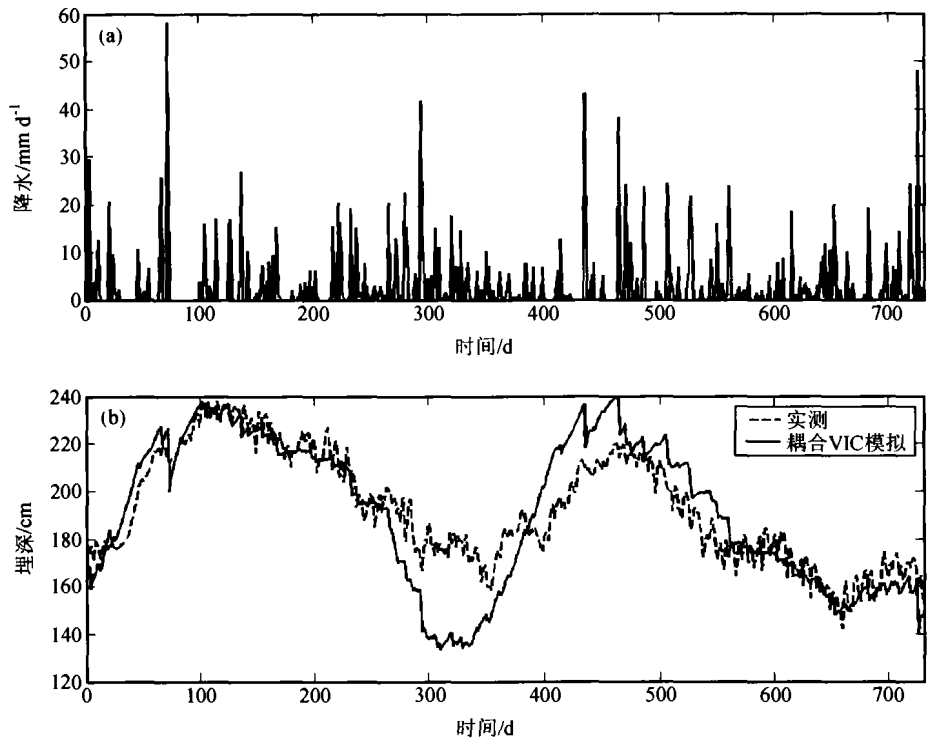

图 5　1995 年 6 月 1 日～1997 年 12 月 31 日模拟和观测地下水位（井 AG700）的比较
（a）降水的时间系列；（b）地下水位比较

维普资讯 http://www.cqvip.com

5 结论

利用VIC计算得出的入渗及基流用地下水模块进行的数值模拟以及利用新发展的地下水模块与VIC的耦合模式所进行的数值模拟表明，模拟的地下水位与观测的结果是基本吻合的。本研究在捕获气候系统中广泛的非线性相互作用，改进地下水和土壤水区的相互作用的理解，以及开展气候变化对地下水的可能影响方面具有重要意义，今后将开展这方面的工作。尽管有这些进展，我们的模型仍然有如下的改进空间，如地下水模块的分层应适当减少以减少计算量，我们正在做这方面的工作并取得了进展(将在另文讨论)。

参 考 文 献

1 曲焕林，中国干旱半干旱地区水资源评价，北京：科学出版社，1991，457pp.

2 沈振荣、张瑜芳、杨诗秀等，水资源科学实验与研究，北京：中国科技出版社，1992，569pp.

3 施亚风、刘春秦、张祥松等，气候变化对西北华北水资源影响，济南：山东科技出版社，1995，369pp.

4 叶笃正、曾庆存、郭裕福，当代气候研究，北京：气象出版社，1981，353pp.

5 王会军、曾庆存、张学洪，CO_2倍增引起的气候变化的数值模拟研究，中国科学(B辑)，1992，**22**(6)，662～672.

6 宋郁东、樊自力、雷志栋等，中国塔里木河水资源与生态问题研究，乌鲁木齐：新疆人民出版社，2000，481pp.

7 赵文智、程国栋，干旱区生态水文过程研究若干问题评述，科学通报，2001，**46**(22)，1851～1857.

8 Dickinson, R. R., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, Biosphere-Atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, NCAR technical note NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1993.

9 Liang Xu, D. P. Lettenmaier, and E. F. Wood, A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, *Journal of geophsical research*, 1994, **99**(7), 14415～14428.

10 Liang Xu, D. P. Lettenmaier, and E. F. Wood, A one-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(D16), 21403～21422.

11 Dai Yongjiu, and Zeng Qingcun, A land surface model (IAP94) for climate studies, Part I: formulation and validation in off-line experiments, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, **14**, 443～460.

12 Liang Xu and Xie Zhenghui, A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models, *Advances in Water Resources*, 2001, **24**, 1173～1192.

13 Chow, V. T., D. R. Maidment, L. W. Mays, Applied hydrology. McGraw-Hill, Inc., 1988, 572pp.

14 Dingman, S. L., Physical hydrology. Prentice Hall, 1994, 575pp.

15 Bonan, G. B., A land surface model (LSM version 1. 0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide, NCAR Technical Note NCAR/TN－417+STR., National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1996.

16 Dirmeyer, P. A., A. J. Dolman, and N. Sato, The pilot phase of the global soil wetness project: A pilot project for global land surface modeling and validation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1999, **80**, 851～878.

17 Xue Yongkang, P. J. Sellers, J. L. Kinter, et al., A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, 1991, **4**, 345～364.

18 Liang Xu, E. F. Wood, and D. P. Lettenmaier, Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: E-

维普资讯 http://www.cqvip.com

valuation and modifications, *Global and Planetary Change*, 1996, **13**, 195～206.

19 Liang Xu, E. F. Wood, D. P. Lettenmaier et al., The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase-2c Red-Arkansas river basin experiment: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes, *Global and Planetary Change* (special issue), 1998. **19**, 137～159.

20 Milly, P. C. D., Advances in modeling of water in the unsaturated zone, *Transp. Porous Media*, 1988, **3**, 491～514.

21 Nielsen D. R., M. T. Van Genuchten, and J. W. Biggar, Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone, *Water Resources Research*, 1988, **22**, 89～108.

22 雷志栋、杨诗秀、谢森传，土壤水动力学，北京：清华大学出版社，1988，270～319.

23 Celia Michael A., and Efthimos T. Bouloutas, A general mass—conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resources Research*, 1990, **26** (7), 1483～1496.

24 谢正辉、曾庆存、戴永久等，非饱和流问题的数值模拟研究，中国科学 (D)，1998，**4** (14)，429～436.

25 谢正辉、罗振东、曾庆存等，非饱和土壤水流问题含水量和通量的数值模拟研究，自然科学进展，1999，**4** (12)，1280～1286.

26 Xie Zhenghui, Zeng Qingcun, Dai Yongjiu, An unsaturated soil flow problem and its numerical simulation, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1999, **16** (2), 183～198.

27 Lee D. H., L. M. Aboriola, Use of the Richards equation in land surface parameterizations, *Journal of Geophysical Research*, 1999, **104** (D22), 27519～27526.

28 Liang Xu, Xie Zhenghui, Important factors in land-atmosphere interactions: surface generactions and interactions between surface and groundwater, *Global and Planetary Change*, 2003, **38**, 101～114.

29 Bear, J., Dynamics of Fluids in Porous Media, Dover Pub. Inc., New York, 1972, 764pp.

30 Campbell, G. S., A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Sci.*, 1974, **117**, 311～314.

31 Clapp, R. B., and Honberger G. M., Empirical equations for soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 1978, **14**, 601～604.

32 Wood, E. F., M. Sivapalan, K. Beven, et al. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling, *J. Hydrol.*, 1988, **102**, 29～47.

33 Abdulla, F. A., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, et al. Application of a macroscale hydrologic model to estimate the water balance of the Arkansas-Red River basin, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101** (D3), 7449～7459.

34 Nijssen, B., D. P. Lettenmaier, X. Liang, S. Wetzel, E. F. Wood, Streamflow simulation for continental-scale river basins, Water Resour. Res., 1997, **33** (4), 711～724.

35 Wood, F., D. P. Lettenmaier, Liang Xu, et al., Hydrological modeling of continental-scale basins, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1997, **25**, 279～300.

36 Lohmann D., E. Raschke, B. Nijssen, and D. P. Lettenmaier, Regional scale hydrology, II, Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany, *Hydrol. Sci. J.*, 1998, **43** (1), 131～141.

37 Zhao Renjun, Y. L. Zhang, L. R. Fang, et al. The Xianjiang model, in Hydrological Forecasting Proceedings Oxford Symposium, *IAHS* 129, 1980, 351～356.

38 赵人俊，流域水文模拟，北京：水利电力出版社，1984，180pp.

39 Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, and V. G., Zattarian, A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys Res.*, 1992, **97** (D3), 2217～28.

40 Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, Liang Xu, et al., The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase-2c Red-Arkansas river basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons, *Global and Planetary Change* (special issue), 1998, **19**, 115～135.

41 Burgin, R. H., and J. N. Luthin, A test of the single and double ring type infiltrometers, Trans Am Geophys Union, 1956, 311.

42 Crawford, N. H., Linsley R. K., Didital simulation in hydrology, New York, McGraw-Hill, 1988, 572pp.

维普资讯 http://www.cqvip.com

43 Loague, K., and G. A. Gander, Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment, *Water Resources Research*, 1990, **26**, 957~71.

44 Berndtsson R., Application of infiltration equations to a catchment with large spatial variability in infiltration, *Hydrological Sciences Journal*, 1987, **32** (3), 399~413.

45 Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. Y. Duan, et al., Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales, *Journal of Geophysics Research*, 1996, **101** (D3), 7461~7475.

A Parameterization of Groundwater Table in a Land Surface Model and Its Applications

Xie Zhenghui[1], Liang Xu[2], and Zeng Qingcun[1]

1) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029)

2) (*University of California, Berkeley, CA*94720, *USA*)

Abstract Field observations have shown that there are important interactions between surface water and groundwater which are closely related to the state of soil moisture. Soil moisture plays an important role not only in the energy and water budgets in the land-atmosphere system, but also in the drought and flooding, the water resources management, ecological system, and water-quality studies. Hence, studies on the interactions and dynamic representations of groundwater table in a land surface model are of significance on climate and water resources. We present a new numerical model for dynamic representation of groundwater table by using the mass-lumped finite element method through reducing it to a moving boundary problem on saturated and unsaturated zone, which is coupled with a land surface model VIC. Numerical simulations shows good agreement between the ground-well observations and the simulated groundwater tables that are obtained from the combination of the newly developed model and VIC.

Key words: moving boundary problem; groundwater table; land-atmosphere interaction