

# 降水气候强迫下非均匀地表区域平均径流 的一种参数化方案<sup>\* 1</sup>

刘晶森<sup>1</sup> 丁裕国<sup>2</sup> 周秀骥<sup>1</sup> 李 云<sup>2</sup>  
LIU Jingmiao<sup>1</sup> DING Yuguo<sup>2</sup> ZHOU Xiuji<sup>1</sup> LI Yun<sup>2</sup>

1. 中国气象科学研究院, 北京, 100081

2. 南京信息工程大学资源环境系, 南京, 210044

1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. Nanjing University of Information Sciences and Technology, Nanjing 210044, China

2007-09-26 收稿, 2008-03-20 改回.

**Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, Li Yun. 2009. A parameterization scheme for regional mean runoff over heterogeneous land surface under climatic rainfall forcing. Acta Meteorologica Sinica, 67(1):28-34**

**Abstract** Based on the consideration of regional mean runoff as the difference between regional mean rainfall and infiltrations of surface soil layer over an arbitrary mesoscale region, a parameterization scheme for regional mean runoff over heterogeneous land surface under climatic rainfall forcing is presented. Surface soil infiltration and its spatial distribution for an arbitrary region can be accurately estimated with the fitted spatial probability density function (PDF) from the regional rainfall observations, and the mathematical description of soil water infiltration processes and its experimental expressions, and based on those theoretical and experimental expressions, a statistical-dynamic estimation scheme for regional mean runoff was developed. In other words, regional mean runoff may be considered as the difference values between mean rainfall and infiltrations over a given heterogeneous land surface region, and the mean infiltration for the region may be calculated from two parts of infiltrations for saturation and non-saturation areas. In the physical process for water cycle of land surface, the soil water infiltrations occur where there is certain water resource over a given underlying surface. When the atmospheric precipitation falls on the ground surface, a portion of rain waters is first trapped by surface plant cover and adsorbed by surface soil, and then the residual portion of rain waters may form the surface runoff. This suggests that the key for estimating soil surface runoff is to estimate the storage of soil waters. A parameterization scheme is developed by deriving the water infiltration expression from the soil water flux equation, and by deriving the heterogeneous soil water content and the regional mean runoff expression over heterogeneous land surface under climatic rainfall forcing from the PDFs of describing spatial distributions of soil water and rainfall, respectively. The reliability and feasibility of the parameter scheme expression for regional mean runoff are confirmed by comparing the estimated results of the Yangtze River delta mean runoff in 1996 by both the parameter scheme and mosaic method.

**Key words** Regional mean runoff, Heterogeneity of land surface, Probability density function, Atmospheric rainfall forcing

**摘 要** 将任一中尺度区域的平均瞬间径流率考虑为区域平均降水量和地表土壤层水分渗透量的余项。根据降水量在地理空间上分布的实测资料拟合其空间概率密度函数(PDF),并结合土壤入渗物理过程的数学描述及其经验公式,精确估计出地表土壤渗透率及其空间分布,由此建立区域地表径流率的统计-动力学估计方案。换言之,区域内地表产流率可视为区域平均降水量与区域平均的土壤下渗量之差值,而区域内土壤的平均下渗量又可分为非饱和区和饱和区两部分的下渗量来分别计算。就陆面水分循环的物理过程而言,地表入渗现象是在一定的下垫面特性基础上,由一定的水分供应源而形成的。根据大

\* 资助课题:国家自然科学基金项目(40375035)。

作者简介:刘晶森,主要从事水文气象及气候变化与水循环研究。E-mail: jingmiaol@cams.cma.gov.cn

气降水向地表层输送水分的物理过程,在满足植被表层覆盖需水(截流水)和地表层土壤入渗水基础上,多余的降水量才会形成地表径流。因此,推求地表产流率的主要关键在于地表土壤层需水量。为此本文根据土壤水分通量方程推导出水分入渗公式。又从描述土壤水分和降水的空间 PDF 出发,推导出非均匀土壤含水量及降水气候强迫所形成的次网格尺度区域平均径流率计算公式。利用长江三角洲地区 1996 年降水量和土壤特性等实测资料建立区域平均地表径流率的估计公式,并对其影响因素进行敏感性试验。结果表明,该方法与用 Mosaic 方法计算的区域径流率(或产流率)结果十分接近。由此可见,该文提出的降水气候强迫下非均匀地表区域平均径流的这种统计-动力参数化方案,具有相当的可靠性与可行性。

**关键词** 区域平均径流,地表非均匀性,概率密度函数,大气降水强迫

**中图法分类号** P426.62<sup>+2</sup>

## 1 引言

地表径流的瞬间过程是一种强烈依赖于大气降水、地面或土壤水力学特性的非线性过程,由于地表自然状态的随机复杂性(如土壤空隙的渗入和渗出、土壤类型、结构、质地、透水性、坡度、高度、和土壤含水量等等)使得地表径流往往在地表面呈非均匀分布。一般来说,土壤水分的入渗能力是随土壤水分含量而变化的,水分的垂直入渗过程又与水流下渗时所受作用力有关,主要有重力、毛细管作用力等。因此,通常将单点入渗归纳为某些经验公式,如 Horton 方程(周国逸,1997)。到目前为止,关于土壤入渗过程的数学描述,仍然是一个难题。有鉴于此,考虑到数学描述与物理解释的一致性,大多数研究者都是引入多孔介质的垂直水分势方程,根据 Darcy 定律,由水分通量方程推导出水分入渗公式(Pielke,1990)。Eagleson 等(1989)从描述土壤水分和降水空间概率分布的 PDF 出发,提出估计区域平均径流率公式。刘晶森等(2003,2004)则从陆面水文过程的物理机制出发,研究了地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响,其后,又引进空间概率统计分布理论,推导出一种由非均匀土壤含水量及降水气候强迫所形成的次网格尺度非均匀径流率计算公式,用于估计区域平均径流率(周国逸,1997;Pielke,1990;Entekhabi, et al,1989;刘晶森等,2004)。近年来,张述文等(2007)利用变分法原理估算地表热通量和近地层土壤含水量取得了新的进展。

鉴于陆面水文过程本身的复杂性,迄今仍有许多难题亟待解决。事实上,地表径流是地表水量平衡的一个关键分量,在很大程度上,它是区域降水、蒸发与土壤水力学性质的函数。如何有效地估计降水、土壤湿度和径流,这一论题不仅对于大气科学研究具有重要意义,而且对于水文学、水利水电工程、农业用水、水土保持和土壤学研究等许多应用领域

也都具有重要意义。

本文研究的思路在于:将任一区域(中尺度区域)内所代表的瞬间径流率考虑为降水在地表的分配与地表(土壤)层水分吸收过程的余项。根据降水量的理论概率分布函数,利用实测资料拟合其 PDF,结合土壤入渗过程的数学描述及其经验公式,从而精确估计出地表土壤吸收率,以此建立地表径流率的估计公式。由于各地降水量记录较为常规,尤其是逐日(24 h)降水量资料目前已较丰富,实现这一目标具有较高的可行性。

## 2 瞬时降水强度的 PDF 及土壤吸收率估计公式

根据 Entekhabi 等(1989)提到的 Horton 和 Dunne 径流理论,对任一地点而言,其地表径流率产生于两种相容的可能机制(事件):其一,降水强度  $P$  超过土壤入渗率  $f(P > f)$ ,而土壤处于未饱和状态( $S < 1$ ),产生径流;其二:当土壤饱和或过饱和( $S \geq 1$ ),入渗率  $f \rightarrow 0$ ,降水  $P$  几乎完全转变为径流。一般地说,后者意味着降水落在不透水地面或饱和地表,而产生径流,即表层土壤被降水或下层的上渗水所饱和,例如低洼浅滩或湖泊沼泽地(刘晶森等,2004)。由此可综合上述两方面因素来考虑径流产流的问题。

众所周知,地表径流过程乃是地面水量平衡的一个子过程,无论是瞬时或长时段的径流其产流过程归根结蒂是与大气降水的气候强迫息息相关的。假设网格区内,格点雨量强度为  $P$ ,对于任一时间步长而言,由于降水具有显著的水平空间变率所造成的非均匀性,一般地说,网格区内降水在水平空间上的概率密度函数(PDF)可近似地写为两参数 Weibull 分布型(由于降水最小值为零)

$$f_P(x) = \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{x}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{c}\right)^k\right] \quad (1)$$

上式中,  $f_P(x)$  为雨量强度  $P$  所服从的 PDF,  $k$  为形状参数,  $c$  为尺度参数。这里用 Weibull 分布而不用通常熟悉的  $\Gamma$  分布来拟合日降水雨量强度  $P$  的原因在于, Weibull 分布拟合短历时降水量不但具有非常好的效果, 且它的线型适应性特别强, 且其参数估计精度又较高。可以证明, 当形状参数  $k=1$  时, Weibull 分布简化为负指数分布, 而通常日降水量或短历时降水量, 无论在时间域或空间域上绝大多数都符合负指数分布(么枕生等, 1990; 杨维军等, 1999; 王馥棠等, 1991; Lawless, 1982; Olkin, 1980; Warrlow, et al, 1986)。另一方面, 还可证明, 当  $k=3.6$  时, Weibull 分布即转化为正态分布, 这些优良特性正是本文由降水强迫推求地表径流的基础(么枕生等, 1990)。

假定一日降水强度  $P$  在水平空间上符合上述分布, 根据 Weibull 分布, 利用极大似然估计理论, 可以证明其参数具有下列关系

$$\mu = c\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (2)$$

式中  $\mu$  为区域平均降水强度(变量  $P$  的总体均值),  $k$  为形状参数,  $c$  为尺度参数,  $\Gamma$  为  $\Gamma$  函数。区域内平均降水就是各格点降水强度分布的数学期望(以 PDF 表达式积分)

$$\bar{P} = \int_0^{\infty} x f_P(x) dx \quad (3)$$

如果令  $S_m$  为土壤可能吸收的最大降水比率(mm/d), 则区域内地表径流为零的概率  $D_i$  可写为

$$D_i = \int_0^{S_m} f_P(x) dx \quad (4)$$

上式等价于区域内地表土壤达到最大吸收率的可能性即区域内广义下渗率最大可能性。根据式(1), 积分上式, 不难得到

$$D_i = \int_0^{S_m} f_P(x) dx = 1 - \exp\left[-\left(\frac{S_m}{c}\right)^k\right] \quad (5)$$

由上式可知, 某区域任一日中某一时刻, 非饱和区( $x < S_m$ )地表土壤水分吸收率的统计平均理论值  $S_f$  应为

$$S_f = \frac{1}{D_i} \int_0^{S_m} x f_P(x) dx = \frac{k}{1 - \exp\left[-\left(\frac{S_m}{c}\right)^k\right]} \int_0^{S_m} \left[\frac{x}{c}\right]^k \exp\left[-\left(\frac{x}{c}\right)^k\right] dx \quad (6)$$

对于饱和区( $x \geq S_m$ )地表土壤水分零吸收率(即降水完全生成径流)的概率应为

$$D_r = \int_{S_m}^{\infty} f_P(x) dx = \exp\left[-\left(\frac{S_m}{c}\right)^k\right] \quad (7)$$

则相应的地表吸收率应取极限值

$$S_r = S_m \quad (8)$$

因此, 对于某区域任意一日由降水造成的平均吸收率可写为

$$S = D_i S_f + D_r S_r = k \int_0^{S_m} \left[\frac{x}{c}\right]^k \exp\left[-\left(\frac{x}{c}\right)^k\right] dx + S_m \exp\left[-\left(\frac{S_m}{c}\right)^k\right] \quad (9)$$

上式表明, 地表土壤对于大气降水的吸收(地表平均下渗)可视为两部分吸收率的面积加权平均: 其一, 地表层未达饱和( $x < S_m$ )的区域, 土壤可最大限度地吸收地表水(即降水的下渗过程), 又称为非饱和区下渗, 它可视为降水在某一阈值内的平均(期望); 其二, 地表层达到饱和( $x \geq S_m$ )的区域, 土壤基本上不可能吸收地表水(即降水已成径流)。饱和区下渗可认为是饱和区最大持水量的加权。

### 3 区域瞬时径流率估计计算

对于任意区域而言, 其地表水量平衡方程为:

$$R = P - I - E - S \quad (10)$$

或

$$P = R + I + E + S \quad (11)$$

上式中,  $P$  为降水;  $I$  为地表截留水;  $E$  为地表蒸发;  $S$  为下渗(地表吸收);  $R$  为地表径流。对于某一固定区域而言, 日降水量或连续数日总降水  $P$  达到一定程度时, 其总截留量  $I$  为常数, 通常因降雨过程中蒸发很少, 可令  $E \rightarrow 0$

因此近似有

$$R = P - S \quad (12)$$

对于区域平均来说:

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{S} = \int_0^{\infty} x f(x) dx - k \int_0^{S_m} \left[\frac{x}{c}\right]^k \exp\left[-\left[\frac{x}{c}\right]^k\right] dx - S_m \exp\left[-\left[\frac{S_m}{c}\right]^k\right] \quad (13)$$

上式表明, 某一区域的瞬时平均地表径流率等于区

域平均降水量  $P$  与地表土壤层平均吸收量(平均下渗)  $S$  之差值。

从原则上说,根据式(13)即可计算地表径流。但事实上,在上面所给出的方程式中,并没有给出积分限  $S_m$ 。杨维军等(1999)指出,对于降水过程而言,土壤水分向大气的输送过程(即地表蒸发过程)往往是按照首先满足植被表层覆盖需水(截留水)和地表径流需水,其所剩余的降水量形成土壤层水分储存。然而,大气降水向地表层输送水分的过程则是,首先满足植被表层覆盖需水(截流水)和地表层土壤入渗需水以外,其多余的降水量形成地表径流。因此,无论从哪一方面来说,其中都有一个主要关键即地表(土壤)层需水量问题,这就是土壤相对饱和度的参数化问题。

#### 4 土壤层相对饱和度的参数化

根据土壤水质输送理论,可导出土壤水分通量方程(Warrlow, et al,1986)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[ K_\eta + D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial Z} \right] \quad (14)$$

这里  $D_\eta = K_\eta \frac{\partial \psi}{\partial \eta}$  为土壤水分扩散率,  $K_\eta$  为液压(水力)传导率,  $\psi = \frac{p}{g\rho_w}$  为土壤水分势。假定初始边界条件为:

$$S(Z,0) = \frac{\eta_0}{\eta_{\text{sat}}} = S_0 \quad (15)$$

$$S(0,t) = \frac{\eta_1}{\eta_{\text{sat}}} = S_1 \quad (16)$$

根据上面 3 个公式,当  $S_1 \ll S_0$  时,可得第一个方程的近似解(周国逸, 1997; Pielke, 1990),其中所得的土壤解吸附率与时间  $t^{-1/2}$  成比例,比例常数正是土壤水分吸收率  $S_e$ 。于是土壤水分入渗表达式可写为

$$f_e = \frac{1}{2} S_e t^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} K(S_0) \quad (17)$$

这里  $f_e$  称为入渗率,它是土壤毛细管吸附力和重力的函数,其中  $S_e$  为土壤毛细管吸附率,  $K(S_0)$  为与土壤初始水分含量有关的水力学传导率。显然,在积分时间内( $T$ ),土壤水分的平均入渗率为

$$\bar{f}_e = S_e T^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} K(S_0) \quad (18)$$

根据 Palange 等(1985)提出的土壤吸附水分和释放水分的解吸附率经验公式确定(Entekhabi, et

al,1989)

$$S_e = \left[ \frac{8\eta_s k_s \psi_s}{3(1+3m)(1+4m)} \right]^{\frac{1}{2}} S_0^{\frac{1}{2m+2}} \quad (19)$$

这里  $\eta_s$  为土壤疏松度参数( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ),  $k_s$  土壤水传导率( $\text{m/s}$ ),  $\psi_s$  为土壤水分势( $\text{m}$ ),  $m$  为与土壤性质有关的无量纲参数。将上式带入式(18),可得土壤层顶部水分向下的平均入渗率公式

$$\bar{f}_e = k_s \Omega S_0^{\frac{1}{2m+2}} - \frac{1}{2} k_s S_0^{\frac{2}{m+3}} \quad (20)$$

上式表明,水分由土壤层顶部被向下吸收的多少,取决于平均入渗率  $\bar{f}_e$ ,在给定的土壤(或下垫面)条件下,平均入渗率是土壤水力学参数(如  $k_s, \eta_s, \psi_s, m$ )及初始土壤湿度  $S_0$  的函数。

$$\Omega = \left[ \frac{8\eta_s \psi_s}{3k_s T(1+3m)(1+4m)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (21)$$

这里就陆面水分循环的物理过程而言,地表入渗现象是在一定的下垫面特性基础上,由一定的水分供应源而形成的。为了确定平均入渗率,必须首先确定初始土壤湿度  $S_0$ 。为此我们不妨从地表土壤水分的蒸发蒸散过程来考察,通常土壤水分的蒸发蒸散过程由两部分加权构成,其一,为土壤未达到饱和临界值  $S^*$  时( $S < S^*$ ),由土壤解吸附力(desorption)的大小所控制的土壤蒸发作用(即土壤控制蒸发);其二,为土壤达到临界饱和值  $S^*$  以上时( $S \geq S^*$ ),由土壤水分蒸发力大小控制的土壤蒸发作用(即气候控制蒸发)。研究表明,当土壤层内含水量超过临界饱和值  $S^*$  ( $S \geq S^*$ ),地表空气湿度达 100%,此时土壤“蒸发力”与水面蒸发近似或稍大,一般它与土中含水量的大小无关。而当土壤层内含水量低于临界饱和值  $S^*$  时,土壤蒸发量大小就与土壤层内含水量密切相关,一般当土壤层内含水量很低时,土壤蒸发量大小取决于土壤底层向表层输送水分的能力。所以当土壤饱和度达到某一临界值  $S = S^*$  时,  $\bar{f}_e = E_p$  (潜在蒸发率)。通常地表层最大蒸发率(潜在蒸发率)  $E_p$  是不依赖于土壤内部物理特性(湿度)的独立变量,它本质上可根据 Penman 公式实现计算(当然也可由其他途径给出)。根据式(19),当  $\bar{f}_e = E_p$  时即可由下式确定  $S^*$  (Entekhabi, et al,1989)

$$E_p = k_s \Omega S^*{}^{\frac{1}{2m+2}} - \frac{1}{2} k_s S^*{}^{\frac{2}{m+3}} \quad (22)$$

其中  $k_s, m$  为土壤参数,若已知  $E_p$  的情况下,就可

反求  $S^*$ 。利用 Mosaic 方法求得区域各格点蒸发量的方法,结合土壤参数,大致可估算针对不同土壤的  $S^*$  取值(Liu, et al, 2002)。 $S^*$  为土壤的临界饱和度,根据土壤饱和度公式

$$\eta/\eta_s = S(\%) \quad (23)$$

结合土壤参数中相应的  $\eta_s$  (土壤疏松度  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), 所以

$$\eta = S\eta_s \quad (24)$$

根据上面求出的土壤饱和度  $S^*$ , 可求得积分上限  $S_m$ 。

## 5 实例计算

选取长江三角洲地区 ( $29.005^\circ\text{--}34.115^\circ\text{N}$ ,  $117.005^\circ\text{--}122.115^\circ\text{E}$ ) 近似矩形区域的逐日降水资料(共 32 个代表站), 首先对其作 Weibull 分布拟合。为了精确地拟合分布, 对日降水量资料做了插值(插值前后的区域降水平均值相差不大, 如 1996 年 6 月 4 日, 正是梅雨时节, 降水基本遍布本区, 插值前为 11.28 mm, 插值后为 11.34 mm, 表明插值效果较好, 完全可代表日降水量在水平空间域上的分布型。将 1996 年 1—12 月中的日降水遍布全区的日期选出来, 对这些时间内的逐日降水资料水平空间分布型用 Weibull 分布拟合, 经柯尔莫哥洛夫检验(形状参数值  $k$  为 0.72466, 尺度参数  $c$  为 9.25596) 完全符合 Weibull 分布模型, 其信度已达到 0.01。本文中计算区域是长江三角洲区域, 由于该区土壤以粘质为主, 根据文献(Entekhabi, et al, 1989) 提供的土壤参数(表 1), 计算出长江三角洲地区各月区域平均蒸发散通量值, 利用其计算结果和式(22) 计算得到不同土壤的  $S^*$  值。结果表明, 沙土的  $S^*$  最小, 其值在 0.1—0.2; 沃土的  $S^*$  取值在 0.15—0.30; 粘土  $S^*$  最大, 其取值在 0.35—0.55; 并且各种土壤的  $S^*$  值都是夏季 7 月最大, 冬季 1 月最小(图

1)。说明各种土壤的吸收率随着季节的变化而变化; 而不同土壤对于降水的吸收率也是不同的。

表 2 列出了长江三角洲地区 1996 年各月蒸发通量  $E_p$  (mm/月) 及其他参数。由表可见, 不同蒸发通量计算出的各月平均值  $S^*$  (粘沃土) 随着  $E_p$  增大而增大, 且  $S^*$  有一个 0.27—0.4 的变化区间。其所产生的平均径流 (mm/d) 虽然没有特别明显的起伏(图 2), 但总体趋势也是在夏季较大, 冬季较小, 径流所占降水的比例 (%) 其逐月计算值大体上呈现出夏季占总降水的 90% 左右, 春、冬季节只占 80% 左右。其次, 各月实例计算还发现: 由降水造成的平均吸收量  $S_m$  总是在 1—2 mm, 其所占降水比率随平均降水量的多少而改变。图 2 表明了区域平均日降水、径流与下渗量三者之间关系的年变化。

表 1 各类土壤的水力学参数(Entekhabi, et al, 1989)

Table 1 The hydraulic parameters for each types of soil

	$k(\text{cm/s})$	$\psi_s(\text{cm})$	$B$	$\eta_s$
沙土	0.0176	-12.1	4.05	0.395
沃土	0.0007	-47.8	5.39	0.451
粘沃土	0.00025	-63.0	8.52	0.476
粘土	0.00013	-40.5	11.4	0.482

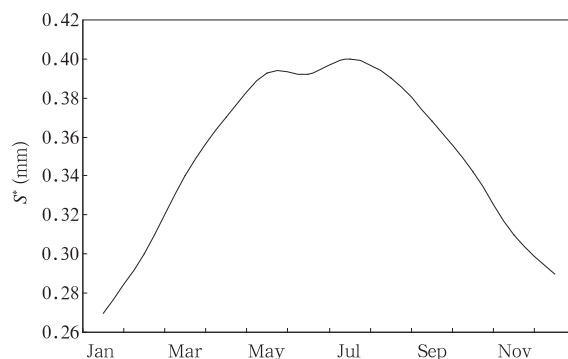


图 1 土壤临界饱和度  $S^*$  的年变化(单位: mm)

Fig. 1 Annual variation for critical saturation values of soil  $S^*$  (unit: mm)

表 2 长江三角洲区域平均各月蒸发通量及其他参量(1996 年)

Table 2 Monthly mean evaporation flux and other parameters for the region of the Yangtze River delta(1996)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$E_p$	11.0	21.5	52.1	91.0	125.0	123.9	137.5	126.1	82.6	52.4	26.0	16.8
$S^*$	0.27	0.30	0.34	0.37	0.393	0.392	0.40	0.39	0.368	0.342	0.31	0.29
$S_m$	1.27	1.41	1.63	1.78	1.87	1.867	1.90	1.87	1.75	1.63	1.46	1.36
平均下渗(mm)	0.996	1.15	1.56	1.62	1.60	1.56	1.66	1.45	1.57	1.39	1.21	0.92
平均降水(mm)	5.97	6.36	12.30	6.49	14.53	11.35	18.32	10.90	8.88	13.77	8.31	5.61
平均径流(mm)	4.98	5.21	10.71	4.87	12.9	9.79	16.79	9.45	7.32	12.38	7.10	4.99
平均径流比(%)	83.30	81.90	87.30	75.06	88.98	86.20	90.90	86.70	82.30	89.90	85.40	84.40

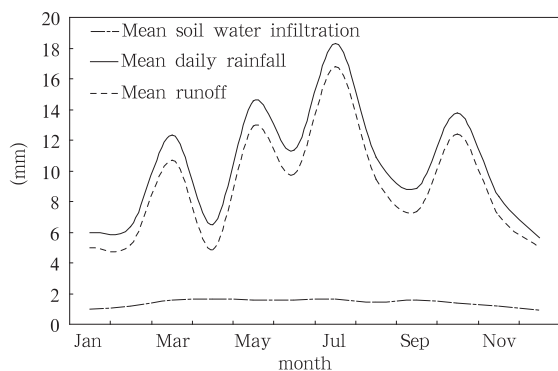


图2 区域平均日降水、径流与下渗量的年变化(单位:mm)

Fig. 2 Annual variations of regional mean daily rainfall (solid line), soil water infiltrations (dot line) and runoff (dash line) in mm

为了估计非均匀地表区域平均径流对其影响因素的敏感性,采用随机试验并借助于 Mosaic 方法得到如下有意义的结果:首先,利用式(12)求得无量纲径流率  $R$  (表 3),将抽样得到的降水量(服从 Weibull 分布)记录,随机分配于各个次网格点上,并计算各次网格区(点)的径流率,由此考察理论模拟的区域平均径流率  $R$  与用 Mosaic 方法(即由各个次网格点)计算的区域平均径流率  $R^*$  这两者的差异。重复试验多次并取其误差期望值  $E|R-R^*| < \epsilon$  (临界误差)。由表可知,用 Mosaic 方法计算的区域产流率与用本文的统计-动力学方法所计算的结果很接近,它们的误差都不大。这就表明,本文所提出的非均匀径流率解析表达式,即由土壤下渗量及非均匀降水气候强迫所形成的次网格尺度非均匀径流率公式具有相当的可靠性与可行性。

表3 本文方法和 Mosaic 方法所得区域平均径流实验结果比较

Table 3 The comparison of experiment results of regional mean runoff using the method of this paper and mosaic method

日期	区域 $R$	Mosaic 方法 $R^*$	误差
6月4日	0.86230	0.85880	0.010
7月5日	0.89850	0.89920	0.001
7月10日	0.92303	0.92350	0.001
10月7日	0.94240	0.93320	0.010
10月25日	0.65240	0.66067	0.010

上面计算的平均下渗是饱和区和非饱和区的总和,试验表明,饱和区的下渗量较大,非饱和区下渗量较小,说明非饱和区的径流贡献率较大,饱和区径

流贡献率较小(图略);也许是因为所选取的有降水日期都是降水较丰富的时刻,加之长江三角洲本身地处湿润区域,在平均降水量  $E(p)$  较大时,饱和区的下渗量也大,而非饱和区却相反,如在 10 月降水较多时,非饱和区吸收率较少,可是在降水较少时,非饱和吸收率就变得较多,即饱和区的径流贡献率在降水较丰富的地区(湿润区)贡献率较小,而未饱和区的径流贡献率很大。而在降水较少时,非饱和区的下渗量却较多,饱和区正相反,说明在降水较少的季节,非饱和区的径流贡献率小于降水较多时径流贡献率,而饱和区的径流贡献率较大。根据干旱地区计算的地表下渗量来看,非饱和区的下渗量与干旱区的区域平均降水强度呈相反的变化,区域平均降水大时,非饱和区的下渗量小,反之,非饱和区的下渗量大,说明在干旱地区的非饱和区的产流率较大。整体上看,区域平均下渗量随着区域平均降水量的变化而变化,区域降水量大,则区域整体下渗量也大,但是产流率也随着区域平均降水量的增大而增大(Entekhabi, et al, 1989; Liu, et al, 2002)。

## 6 结论与评述

中尺度区域地表径流可以通过下列途径参数化,即将区域内的瞬间径流率考虑为降水在地表的分配与地表(土壤)层水分吸收过程的余项。区域内地表产流率可视为区域平均降水量与区域平均土壤下渗量的差值,区域土壤平均下渗又可分为非饱和区和饱和区两部分下渗量来分别计算;根据降水量的理论概率密度函数(以 Weibull 分布的 PDF 为代表),利用长江三角洲地区 1996 年的实测资料拟合其水平空间分布的 PDF,结合土壤入渗过程的数学描述及其经验公式,通过利用区域蒸发通量值,从而精确估计出地表土壤吸收率,建立了区域平均地表径流率的估计公式。为了估计非均匀地表的区域平均径流并对其影响因素进行敏感性试验表明,用 Mosaic 方法计算的区域产流率与用本文的统计-动力学方法的计算结果很接近,它们的误差都不大。这就表明,本文所提出的非均匀径流率解析表达式,即由土壤下渗量及非均匀降水气候强迫所形成的次网格尺度非均匀径流率公式具有相当的可靠性与可行性。

## References

Entekhabi D, Eagleson P. 1989. Land surface hydrology parameter-

- ization for AGCM including subgrid spatial variability. *J Climate*, 2:816-830
- Lawless J F. 1982. *Statistical model and methods for lifetime data*. New York: John Wiley and Sons, Inc
- Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. 2002. Land surface hydrology parameterization heterogeneous surface for the study of regional mean runoff ratio with its simulations. *Adv Atmos Sci*, 19(1):89-102
- Liu Jinmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. 2003. The influence of land surface heterogeneity on parameterization of regional mean water vapor flux. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 61(6):712-717
- Liu Jinmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. 2004. A estimation method of surface runoff ratio based climatic forcing of precipitation. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 62(3): 285-293
- Olkin I, Gleser L T J, Derman C. 1980. *Probability models and applications*. New York: Macmillan Publishing, 259-298
- Pielke R A. 1990. *Mesoscale Meteorological Modeling (in Chinese)*. Beijing: China Meteorology Press, 425-426
- Wang Futang, et al. 1991. *A introduction for agricultural meteorological prediction (in Chinese)*. Beijing: Agriculture Press, 374-383
- Warrlow D A, Sangster A B, Slingo A. 1986. *Modelling of land surface processes and their influence on European climate*. UK: Meteor Office DCTN, 38, 94
- Yao Zhensheng, Ding Yuguo. 1990. *Climatic Statistics (in Chinese)*. Beijing: China Meteorology Press, 945pp
- Yang Weijun, Wang Bin. 1999. Fitting to wind velocity of surface layer using two parameter weibull distribution function and its application. *Quart J Appl Meteor (in Chinese)*, 10(1):118-122
- Zhang Shuwen, Qiu Chongjian, Zhang Weidong. 2007. Estimates of surface heat fluxes and near-surface soil moisture using a variational method. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 65(3):440-449
- Zhou Guoyi. 1997. *The water and heat principle as well as application for ecosystem (in Chinese)*. Beijing: China Meteorological Press, 118-127

### 附中文参考文献

- 么枕生, 丁裕国. 1990. *气候统计*. 北京: 气象出版社, 945pp
- 刘晶森, 丁裕国, 周秀骥等. 2003. 地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响. *气象学报*, 61(6):712-717
- 刘晶森, 丁裕国, 周秀骥等. 2004. 基于降水气候强迫的一种地表径流估计方法. *气象学报*, 62(3):285-293
- Pielke R A (美). 1990. *中尺度气象模拟(中译本)*. 北京: 气象出版社, 425-426
- 王馥棠等. 1991. *农业气象预报概论*. 北京: 农业出版社, 374-383
- 杨维军, 王斌. 1999. 二参数 Weibull 分布函数对近地层风速的拟和应用. *应用气象学报*, 10(1):118-122
- 张述文, 邱崇践, 张卫东. 2007. 估算地表热通量和近地层土壤含水量的变分方法. *气象学报*, 65(3):440-449
- 周国逸. 1997. *生态系统水热原理及其应用*. 北京: 气象出版社, 118-127