

预测农田水分渗漏和氮素淋失的两种模型比较

胡克林¹, 李保国¹, 陈德立², R. E. White²

(1. 中国农业大学土壤和水科学系, 教育部植物-土壤相互作用重点实验室, 北京 100094;

2. 澳大利亚墨尔本大学土地和食品学院, 维多利亚 3052 澳大利亚)

摘要:以田间试验为基础, 分别用平衡模型和动力学模型计算了 3 个小区农田水分渗漏量和氮素淋失量, 并对其结果进行了比较, 平衡模型计算的水分渗漏量为 191 ~ 202 mm, 氮素淋失量为 38 ~ 63 kg N/hm²; 而用动力学模型计算的水分渗漏量为 168 ~ 234 mm, 氮素淋失量为 27 ~ 53 kg N/hm²。造成结果差异的主要原因是: 平衡模型没有考虑向上的水流和非饱和流; 而动力学模型同时考虑了二者。动力学模型需要大量的田间实测资料, 主要应用于农田氮素循环、定量评价水氮资源利用率、优化水肥管理措施等方面。平衡模型仅需要非常少的资料, 就能够得到农田水分渗漏量和氮素淋失量, 这对精度要求不太高的农田水肥管理来说, 不失为一种好方法。

关 键 词: 动力学模型; 水分渗漏; 氮素淋失; 农田

中图分类号: S271; S143.1

文献标识码: A

文章编号: 1001-6791(2004)01-0087-07

近年来, 由于氮肥施用量不断增加和施用方式的不合理, 已造成了北方某些地区地下水中硝酸盐含量超过饮用水标准^[1,2], 直接威胁着该地区人民的健康。因此, 定量化淋失到地下水中的硝酸盐, 对于合理的水肥管理措施和保护人类的生存环境, 具有十分重要的现实意义。

国内外对土壤水分渗漏和氮素淋失的研究很多, 也提出了很多模型^[3], 其中常见的有简单的平衡模型^[4], 比较复杂的动力学模型^[5,6], 但很少有人将这两种模型进行比较研究。本文将一种简化的土壤水、热、氮的联合运移模型与平衡模型所计算的水分渗漏和氮素淋失进行了比较, 旨在揭示其结果产生差异的原因, 并提出针对不同的研究目的应采用不同类型的模型来进行研究。

1 基本原理

1.1 田间一维土壤水、热、氮联合运移动力学模型

基于溶质运移的机理过程进行土壤氮(N)素的动态建模, 一般采用田间一维土壤水、热和 N 素联合运移动力学模型, 其总体框架图见文献[7]。

(1) 土壤水分运动方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

$$h = h_0(z) \quad 0 \leq z \leq 200 \quad t = 0 \quad (2)$$

$$-K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = E(t) \quad z = 0 \quad t > 0 \quad (3)$$

收稿日期: 2002-11-06; 修订日期: 2003-02-28

基金项目: 国家重点基础研究发展规划(973)资助项目(G1999011709); 中澳合作 ACIAR 资助项目(LWR1/96/164)

作者简介: 胡克林(1971-), 男, 湖北钟祥人, 中国农业大学副教授, 博士, 主要从事水土资源空间变异和溶质运移研究。

E-mail: hukel@mail.cau.edu.cn

$$h = h(t) \quad Z = 200 \quad t > 0 \quad (4)$$

式中 θ 为土壤体积含水量, cm^3/cm^3 ; h 为土壤负压水头, cm ; K 为土壤非饱和导水率, cm/d ; Z 为空间坐标, 向上为正; $E(t)$ 为与时间有关的土壤水分蒸发或入渗强度, cm/d ; S 为根系吸水项。 $h(t, 200)$ 主要根据实测值采用线性插值的方法获得。某一时刻 2 m 处水分通量由下式计算:

$$q_N^{j+1} = -K_{N-1/2}^{j+1} \left[\frac{h_N^{j+1} - h_{N-1}^{j+1}}{\Delta x_{N-1}} + 1 \right] - \frac{\Delta x_{N-1}}{2} \left[\frac{\theta_N^{j+1} - \theta_N^j}{\Delta t} + S_N^j \right] \quad (5)$$

某一时间步长 2 m 处的水分通量为: q_N^{j+1} ($N = 200$) 乘以 Δt , 将所有时间步长的水分通量累加就得到了总的水分渗漏量。

(2) 土壤热运动方程

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial Z}) - C_W \frac{\partial qT}{\partial Z} - C_W S T \quad (6)$$

$$T = T_0(Z) \quad 0 \leq Z \leq 200 \quad t = 0$$

$$T = T_0(t) \quad Z = 0 \quad t > 0$$

$$T = T_{200}(t) \quad Z = 200 \quad t > 0$$

式中 T 为温度, K ; λ 为表观热传导率, $\text{J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$; C_T 、 C_W 分别为土壤总的和液相的体积热容量, $\text{J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$; q 为达西流速, cm/d ; S 为根系吸水项。

土壤温度的模拟, 主要用来修正土壤氮素运移方程中的氮素转化速率参数。

(3) 土壤 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的运移方程 在旱地土壤中硝化作用非常易于进行, 土壤中无机氮主要以 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的形式存在, 根据田间溶液提取器实测结果, 表明 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的浓度要远大于 $\text{NH}_4\text{-N}$ 的浓度, $\text{NH}_4\text{-N}$ 的浓度一般低于 3 mg/L , 故可以不考虑 $\text{NH}_4\text{-N}$ 的影响。并假设由土壤有机氮矿化成的 $\text{NH}_4\text{-N}$ 全部硝化成了 $\text{NO}_3\text{-N}$, 即认为土壤的有机氮直接矿化成了 $\text{NO}_3\text{-N}$, 另外假设作物所吸收氮的形态全部是 $\text{NO}_3\text{-N}$, 对于氮挥发过程, 认为只在土壤表层 $0 \sim 5 \text{ cm}$ 处发生, 根据实际测定结果可认为只在施肥后两周内存氮挥发, 根据每天的实测值从上边界通量中减去。

$$\frac{\partial(\theta \cdot C_1)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[\theta \cdot D \frac{\partial C_1}{\partial Z} \right] - \frac{\partial(qC_1)}{\partial Z} + S_1 \quad (7)$$

其中 $C_1 = C_{1,0}(Z)$, $0 \leq Z \leq 200$, $t = 0$; $-\theta \cdot D \frac{\partial C_1}{\partial Z} + q \cdot C_1 = q_0 C_{1,0}(t)$, $Z = 0$, $t > 0$; $C_1 = C_1(t)$, $Z = 200$, $t > 0$ 。

式中 C_1 为土壤溶液中 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的浓度, mg/L ; D 为 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的扩散-弥散系数, cm^2/d ; $C_1(t, 200)$ 主要根据实测值采用线性插值法获得。源汇项 S_1 主要包括矿化、生物固持、反硝化、根系吸收等过程, 即

$$S_1 = kk_n - kk_{bio}C_1 - kk_{den}C_1 - \frac{\partial(un)}{\partial Z} \quad (8)$$

式中 kk_n 为土壤有机氮矿化速率参数, $\mu\text{g}/(\text{cm}^3 \cdot \text{d})$; kk_{bio} 为土壤无机氮生物固持速率参数, $1/\text{d}$; kk_{den} 为土壤反硝化速率参数, $1/\text{d}$; un 为根系吸收 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的速率, $\mu\text{g}/(\text{cm}^3 \cdot \text{d})$; 某一时间步长 2 m 处的 $\text{NO}_3\text{-N}$ 淋失量为: $Q_{200} = q_{200}^{j+1} \Delta t C_{200}$ 。

1.2 土壤水平衡模型^[8]

该模型假设土壤含水量超过田间持水量时, 就会有渗漏量。2 m 土体水储量可通过 $0 \sim 200 \text{ cm}$ 的土壤水分实测值计算得到。2 m 土体实际水储量与田间持水量的差值, 定义为土壤水分亏缺度 (soil water deficit, 用 S 表示)。土壤水平衡方程可写成

$$\Delta S = P + I - R_s - R_{ss} - ET_a - D \quad (9)$$

式中 ΔS 为 2 m 土体水储量的变化量, mm ; P 为降水量, mm ; I 为灌水量, mm ; R_s 为地表径流, mm ; R_{ss} 为

下层侧渗, mm; ET_a 为农田实际蒸散量, mm; D 为土体 2 m 处的水分渗漏量, mm。由于该地较平, 计算时 R_s 和 R_{ss} 均被忽略。

当 D 为 0 时, 以 1 d 为时间步长, 则上式可改写为

$$S_t = S_{t-1} + P + I - ET_a \quad (10)$$

式中 下标 t 和 $t-1$ 分别为第 t 和 $t-1$ d。如 S_t 变为正值, 则表示 2 m 土体水分有渗漏, 该值就是 D , 氮素淋失量为 D 乘以渗漏时土壤溶液中的 $\text{NO}_3\text{-N}$ 浓度, 将其分别进行累加就可得到该时段总的水分渗漏量和氮素淋失量。

2 实验方案

2.1 试验设计

试验地点设在河北省曲周县中国农业大学曲周实验站东, 面积约 1 hm^2 、土壤为粉砂质潮土的田块上, 该地小麦-玉米一年两作, 试验期间地下水位年变幅为 3.2~4.3 m。在该地挖了 3 个剖面 A、B 和 C (图 1), 在每个剖面分别安装了 15 个溶液提取器和 15 根负压计, 1 m 以上每 10 cm 一根, 1 m 以下每 20 cm 一根; 每个点均安装有中子管和地下水观测孔; 并在中间剖面安装了 11 支热敏电阻温度计, 观测深度为: 0、5、10、15、20、30、40、80、120、160、200 cm。

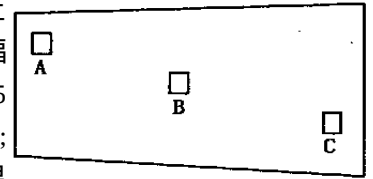


图 1 试验田布置图

2.2 测定项目及方法

Fig. 1 Field arrangement

降水、相对湿度、温度、太阳净辐射、风速: 用自动气象站记录; 饱和导水率: 表层用圆盘渗透仪, 下层用 Guelpher 仪测定; 土壤含水量: 表层用 TDR, 下层用中子仪测定; 土壤基质势: 用负压计测定。

溶液提取器中 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$: 用自动流动分析仪 (Analytical Conssle, TRAACS2000) 测定; 土壤容重、机械组成、水分特征曲线的测定方法见文献[9]。地下水位: 用地下水位观测仪测定。

氮挥发: 微气象学中的 Bowen Ratio 法^[10]; 净矿化: 测定方法见文献 [11]; 反硝化: 采用原状土柱乙炔抑制法^[12]。植物全氮及肥料氮的测定见文献 [13]。

作物观测项目有: 生育期, 地上部分干重、地下部分干重、总根重、总根长、扎根深度、总茎数/ m^2 、叶面积指数、覆盖率、植物全氮、有效穗数、穗粒重、千粒重。

田间管理措施: 同当地的常规管理措施; 记录灌水的时间和数量; 施肥的时间、种类、数量和方式。

3. 结果比较

田间一维土壤水、热、氮联合运移动力学模型的验证用 B 剖面资料进行, 详细的验证过程与水氮平衡分析见相关报道。平衡模型中所用的 3 个剖面 (A, B, C) 的田间持水量分别为 793 mm, 809 mm, 768 mm; 由于没有实测的农田实际蒸散量, 式 (6) 中的 ET_a 项用动力学模型计算的结果代替。

3.1 农田水分渗漏的比较

(1) 农田水分渗漏的动态比较 模型计算的时间从冬小麦出苗 (1998-10-17) 开始, 至次年夏玉米成熟收获 (1999-09-30) 止, 共 349 d。图 2 为土壤水、热、氮联合运移动力学模型所计算的 C 剖面 2 m 土体水储量计算值与实测值的比较, 结果显示计算值与实测值吻合较好。图 3 为动力学模型所计算的 C 剖面 2 m 土体水分渗漏的动态过程。图 4 为平衡模型所预测的 2 m 土体水储量计算值与实测值的比较, 结果表明计算值与实测值具有很

好的一致性。



图 2 用动力学模型计算的 C 剖面 2 m 土体水储量计算值与实测值比较

Fig. 2 Comparison of measured and simulated soil water storage calculated by DPM in 2 m soil profile in plot C

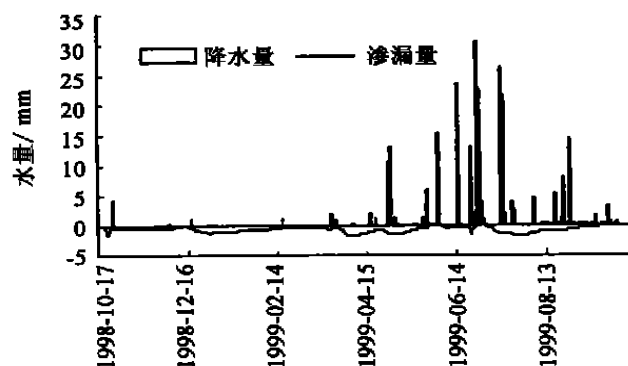


图 3 用动力学模型计算的 C 剖面土壤水分渗漏动态过程

Fig. 3 Dynamic of water drainage calculated by dynamic process model (DPM) in plot C

图 5 为平衡模型所预测的 2 m 土体水分渗漏的动态过程。从图 5 可看出, 当有一次大的降水或灌溉时, 立即就有水分渗漏发生。而从动力学模型模拟结果来看, 一次大的降水或灌溉后, 在随后的一段时间里, 才逐渐发生水分渗漏; 另外从图 3 还发现水分渗漏有时为负值(表示渗漏), 有时为正值(表示补给), 这与实际情况比较相符。

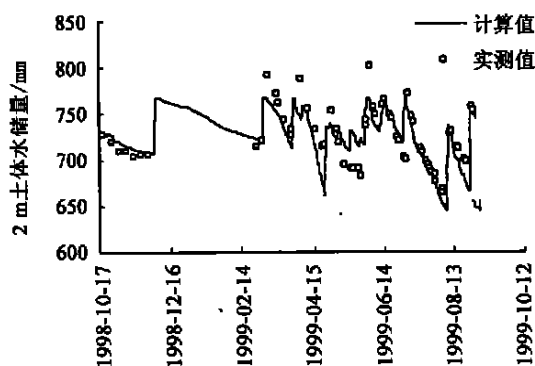


图 4 用平衡模型计算的 C 剖面 2 m 土体水储量计算值与实测值比较

Fig. 4 Comparison of measured and simulated soil water storage in 2 m soil profile calculated by SWB in plot C

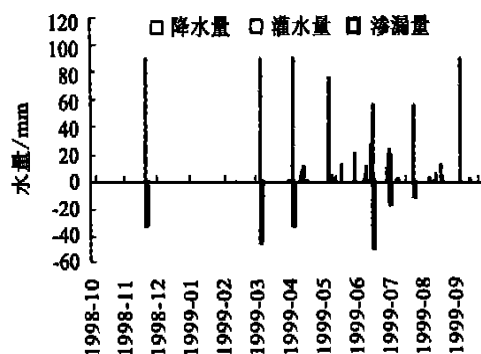


图 5 降水、灌溉及用平衡模型计算的 C 剖面土壤水分渗漏动态

Fig. 5 Rainfall, irrigation and dynamic of water drainage calculated by SWB in plot C

(2) 农田水分累积渗漏量的比较 从表 1 中可看出, 该年是非常旱的一年, 全年降水量仅为 279.5 mm, 主要依靠灌水来满足作物生长时对水分的需求, 全年灌水量总量达到 675 mm。实际蒸散量是农田水分的最大消耗项, 达到 745 mm, 约占全年总水源(降雨 + 灌水)的 78% 以上。

用平衡模型所计算的 3 个小区 2 m 土体的累积水分渗漏量差异较小, 平均约 196 mm, 而用动力学模型计算的水分渗漏量差异较大, 最小值为 168 mm, 最大值达 234 mm, 其主要原因是 3 个小区剖面的导水率不同所致, 其次与 3 个小区的实际蒸散量不同也有关。全年水分以向下渗漏为主, 约占 99% 以上, 只有非常少的水分向上补给。用平衡模型计算的水分渗漏量占到灌水总量的 29% (括号内数值为占灌水量的百分数), 而用动力学模型计算的水分渗漏量占到灌水总量的 25% ~ 35%。

表 1 平衡模型和动力学模型所计算的 3 个小区的累积水分渗漏量 mm

Table 1 Accumulated water drainage of 2 m soil profile in three plots calculated by SWB and DPM

时间	小区	降水	灌溉	ETa	向下	向上	水分渗漏量	
							平衡模型	动力学模型
1998-10-17 ~ 1999-09-30	A	279.5	675	718	215.5	0.9	191(28)	215(32)
	B	279.5	675	731	234.4	0.2	202(30)	234(35)
	C	279.5	675	745	170.2	1.9	194(29)	168(25)

从 3 个小区水分渗漏量来看，用平衡模型和动力学模型计算的水分渗漏量差异较大，除 C 小区用动力学模型计算结果小于平衡模型结果外，其余两个小区的水分渗漏量都要明显大于平衡模型结果。其主要原因在于平衡模型只考虑了向下的水流，而没有考虑向上的水流；其次平衡模型只考虑了大于田间持水量的水流，而没有考虑非饱和流，事实上田间的非饱和流是比饱和流还要经常发生的现象。

从实际应用来说，平衡模型考虑的过程比较简单，只需要输入 2 m 土体的初始水储量及每天的降水、灌水、实际蒸散量资料，就可以预测 2 m 土体水分亏缺度和水分渗漏量。其预测结果(平均为 196 mm)，仅比动力学模型结果(平均为 206 mm)少 10 mm，两者平均相对误差 5%，这对于大田灌溉管理来说，平衡模型不失为一种适用的好方法。

3.2 农田氮素淋失的比较

(1) 农田氮素淋失的动态比较 图 6 为动力学模型所模拟计算的 C 剖面 2 m 土体。图 7 为平衡模型氮素各转化项及淋失的动态过程。从图 5 和图 7 可以看出，平衡模型计算的氮素淋失与水分渗漏具有明显的一致性，当有水分渗漏发生时，立即就有氮素淋失。而从动力学模型模拟结果来看，一次大的降水或灌溉后，在随后的一段时间里，才逐渐发生氮素淋失；另外从图 6 还发现氮素淋失有时为正值(表示淋失)，有时为负值(表示补给)，这符合实际情况。通过对比图 6 和图 7，可以发现平衡模型仅给出了氮素淋失过程，而动力学模型除了氮素淋失过程外，还能模拟作物吸氮和氮素转化的各个过程(矿化，生物固持，反硝化，氮挥发等)。

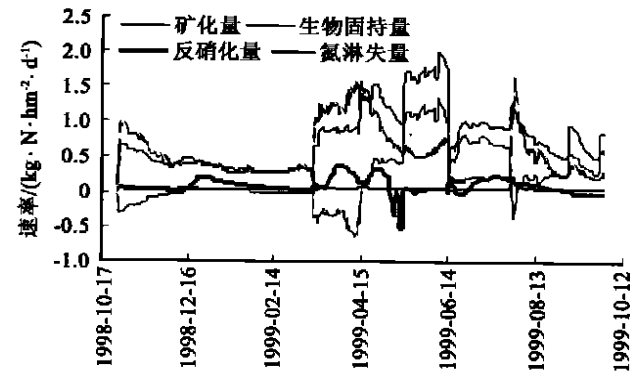


图 6 模拟计算的 C 剖面氮素转化项及淋失动态过程

Fig. 6 Nitrogen dynamic transformation and nitrate leaching calculated by DPM in the plot C

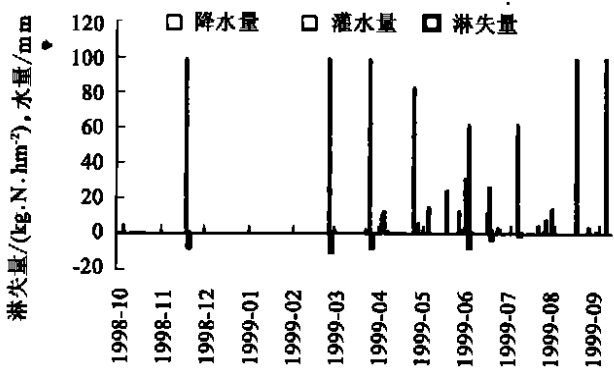


图 7 降水、灌溉及 C 剖面土壤氮素淋失动态

Fig. 7 Rainfall, irrigation and dynamic of nitrate leaching calculated by SWB in the plot C

(2) 农田氮素累积淋失量的比较 从表 2 中可看出，作物吸氮量是氮素平衡中最主要的消耗项，达到 312.6 kg N/ hm²，占总施氮量的 70 %以上。全年氮挥发量为 55.8 kg N/ hm²，约占施氮量的 20 %(不含基肥)，3 个小区的反硝化量为 9.4 ~ 28.4 kg N/ hm²，占施氮量的 2.1 % ~ 6.4 %，净矿化量为 73.6 ~ 98.2 kg N/ hm²，占施氮量的 16.5 % ~ 22.1 %，2 m 土体氮素淋失量为 27 ~ 53 kg N/ hm²，占施氮量的 6 % ~ 12 %。

表 2 平衡模型和动力学模型所计算的 3 个小区的累积氮素淋失量 $\text{kg} \cdot \text{N} / \text{hm}^2$
 Table 2 Accumulated nitrogen leaching of 2 m- soil profile in three plots calculated by SWB and DPM

时间	小区	施氮量	挥发量	作物吸收	净矿化量	反硝化量	氮素淋失量	
							平衡模型	动力学模型
1998-10-17 ~ 1999-09-30	A	445.05	55.8	331.7	86.3	28.4	63(14 %)	53(57-4)
	B	445.05	55.8	314.8	98.2	9.4	47(11 %)	39(44-5)
	C	445.05	55.8	312.6	73.6	12.8	38(9 %)	27(30-3)

从 3 个小区氮素淋失量来看, 用平衡模型计算的 2 m 土体氮素淋失量为 $38 \sim 63 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 占施氮量的 9 % ~ 14 %。与动力学模型计算的氮素淋失量相比, 约大 $10 \text{ kg N} / \text{hm}^2$; 3 个小区用动力学模型计算的结果均小于平衡模型的结果, 其主要原因除了与水分渗漏相同外, 氮素淋失还与水分下渗时, 所携带的氮素浓度有关。另外, 平衡模型和动力学模型计算的氮素淋失量均表现为 $A > B > C$, 这与空间变异所调查的土体无机氮含量的顺序一致^[14]。从图 6 可看出, 绝大部分时间里, 2 m 处氮素通量是正值, 累积为 $30 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 只有在非常短的时间里, 氮素通量是负值, 累积为 $3 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 说明 2 m 处氮素以淋失为主, 很少向上补给, 这与水分渗漏是一致的。

从实际应用角度来说, 平衡模型考虑的过程比较简单, 只需要将每天的水分渗漏量乘以 2 m 处的 $\text{NO}_3\text{-N}$ 浓度就可以得到氮素淋失量。而且其预测结果(平均为 $49.3 \text{ kg N} / \text{hm}^2$), 仅比动力学模型结果(平均为 $39.7 \text{ kg N} / \text{hm}^2$)少 $9.7 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 这对于估算农田氮素淋失、验证动力学模型及施肥管理来说, 还是比较适用的方法。动力学模型虽然考虑的过程机理比较复杂, 但其在研究农田氮素循环、定量评价水氮资源利用效率、优化水肥管理措施等方面具有不可替代的作用。

4 结 论

(1) 分别用平衡模型和动力学模型计算了农田水分渗漏量和氮素淋失量, 从动态过程来看, 当有大的降雨或灌溉时, 平衡模型立即就有水分渗漏和氮素淋失发生。而动力学模型则表现为在随后的一段时间里, 才逐渐发生水分渗漏和氮素淋失。并且用动力学模型模拟的水分渗漏和氮素淋失有时为正值, 有时为负值, 这比较符合实际情况。

(2) 用平衡模型计算的 3 个小区水分渗漏量平均为 196 mm, 占灌水量的 29 %, 氮素淋失量为 $38 \sim 63 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 占施氮量的 9 % ~ 14 %; 而用动力学模型计算的水分渗漏量为 $168 \sim 234 \text{ mm}$, 占灌水量的 25 % ~ 35 %, 氮素淋失量为 $27 \sim 53 \text{ kg N} / \text{hm}^2$, 占施氮量的 6 % ~ 12 %。造成两种模型计算结果差异较大的主要原因是: 平衡模型只考虑了向下的水流, 没有考虑向上的水流; 其次平衡模型只考虑了大于田间持水量的水流, 而没有考虑非饱和流, 事实上田间的非饱和流是比饱和流还要经常发生的现象; 动力学模型同时考虑了二者。

(3) 动力学模型除了能模拟氮素淋失过程外, 还能模拟作物吸氮和氮素转化的各个过程(矿化, 生物固持, 反硝化, 氨挥发等), 但是这需要大量的田间实测资料。主要应用于农田氮素循环、定量评价水氮资源利用效率、优化水肥管理措施等方面。平衡模型虽然考虑的过程比较简单, 但它仅需要非常少的资料, 就能够得到农田水分渗漏量和氮素淋失量, 这对于精度要求不太高的农田水肥管理来说, 不失为一种适用的好方法。

参考文献:

- [1] 张维理, 田哲旭, 张 宁, 等. 我国北方农用氮肥造成地下水硝酸盐污染的调查[J]. 植物营养与肥料学报, 1995, 1(2): 80 - 87.
- [2] 李保国, 白由路, 胡克林, 等. 黄淮海平原浅层地下水中 $\text{NO}_3\text{-N}$ 含量的空间变异与分布特征[J]. 中国工程学报, 2001, 3(4): 42 - 45.
- [3] Willigen P de. Nitrogen turnover in the soil-crop system: Comparison of fourteen simulation models [J]. Fertilizer Research, 1991, 27: 141 - 149.

- [4] Jones C A, Kiniry J R edit. CERES - Maize : A Simulation model of maize growth and development [M]. TEXAS and M University press , College Station. 1986.
- [5] Ramos C, Carbonell A. Nitrate leaching and soil moisture prediction with the LEACHM model [J]. Fertilizer Research , 1991 ,27 :171 - 180.
- [6] Lafolie F. Modeling water flow , nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential [J]. Fertilizer Research , 1991 , 27 :215 - 231.
- [7] 黄元仿 ,李韵珠 ,陆锦文 . 田间条件下土壤氮素运移的模拟模型 [J]. 水利学报 ,1996(6) :9 - 14.
- [8] Heng L K, White R E, Chen D L , *et al.* Seasonal differences in the soil water balance under perennial and annual pastures on an acid Sodosol in southeastern Australia [J]. European Journal of Soil Science , 2001 , 52 : 227 - 236.
- [9] 华 孟 ,王 坚 . 土壤物理学[M]. 北京 :北京农业大学出版社 ,1988. 243 - 280.
- [10] Hutchinson GL , Mosier A R, Andre C E. Ammonia and amine emission from a large cattle feedlot[J]. J Environmental Quality , 1982 ,1 : 288 - 293.
- [11] Raison R J , Connell M J , Khanna P K. Methodology for studying fluxes of soil mineral-N in situ [J]. Soil Biology and Biochemistry , 1987 , 19 : 521 - 530.
- [12] Ruz-Jerez B E, White R E, Ball P R. Long-term measurement of denitrification in three contrasting pastures grazed by sheep [J]. Soil Biology and Biochemistry , 1994 ,26 : 29 - 39.
- [13] 中国土壤学会化学专业委员会. 农业化学常规分析方法[M]. 北京 :科学出版社 ,1982.
- [14] 胡克林 ,李保国 ,林启美 ,等 . 农田土壤养分的空间变异性特征[J]. 农业工程学报 ,1999 ,15(3) :33 - 38.

Comparison of water drainage and nitrate leaching calculated by soil water balance model and dynamic process model^{*}

HU Ke-lin¹ , LI Bao-guo¹ , CHEN De-li² , R. E. White²

(1. Department of Soil and Water Sciences , China Agricultural University , Beijing 100094; China;

2. Institute of Land and Food Resources , Melbourne University , Parkville Victoria 3052 Australia)

Abstract : Based on the field data from the three plots of one hectare in Quzhou County on North China Plain ,water drainage and nitrate leaching are calculated with a soil water balance model (SWB) and the dynamic process model (DPM) . Quantities of water drainage and nitrate leaching calculated by the SWB method range from 191 ~ 202 mm and 38 ~ 63 kg ·N/ hm² in 1998/ 1999 respectively. When the DPM method is used , they range from 168 ~ 234 mm and 27 ~ 53 kg ·N/ hm² respectively. The cause for the difference is that the upword and unsaturated water flow is taken into account by the DPM method , but not by the SWB method. The DPM method needs lot of field data , mainly to study nitrogen cycle in field , assess water and nitrogen usage efficiency and optimize management soil water and nitrogen fertilizer. But the SWB needs few field data to calculate the quantities of water drainage and nitrate leaching. The SWB is a good method for management soil water and nitrogen fertilizer in fields without high precision.

Key words : dynamic process model ; water drainage ; nitrate leaching ; field

^{*} The project is a Key Basic Research Project(973) of China (No. G1999011709) .