

Использование простой воднобалансовой модели для изучения условий формирования поверхностного и подземного стока в лесостепной зоне

Т.В. Орехова (1), О.А. Каримова (2)

Название организации, почтовый адрес, номера телефона, факса, электронной почты
(1) Геологический институт БАН, Болгария, София, 1113, ул. "Акад. Г. Бончев", бл. 24, факс +359 2 8724 638, tvorehova@gmail.com (2) ИВП РАН, Москва, olga@aqua.laser.ru

Формирование водного баланса на земной поверхности происходит под влиянием множества факторов. J.D. Niemann и E.A.B. Eltahir (2004, 2005) предложили физически обоснованную модель, оценивающую различные компоненты водного баланса (речной сток, питание подземных вод и эвапотранспирацию) на основе информации о климате, почве и растительности. Модель учитывает пространственное и временное распределение влажности почв и позволяет разделить поверхностную и подземную компоненты стока. Мгновенные потоки влаги зависят от атмосферных осадков, потенциальной эвапотранспирации и влажности почвы, которые рассматриваются как случайные переменные. Локальные гидрологические потоки интегрируются по пространству и времени для определения средних значений.

Модель была создана для изучения водного баланса водосборного бассейна р. Иллинойс (США). Расчеты водного баланса по этой модели представлены также для Северной Болгарии и Южной России, где климатические условия подобны, а снежный покров незначителен.

Модель позволяет регулировать плотность распределения вероятностей почвенной влаги и таким образом может отражать климатическую изменчивость. Показано, как условия повышенного или пониженного увлажнения отражаются на соотношении компонентов водного баланса.

Введение

Закономерности формирования водного баланса исследованы на основе модели (авторы J.D. Niemann и E.A.B. Eltahir), позволяющей разделить атмосферные осадки на эвапотранспирацию и поверхностную и подземную компоненты стока на основе информации о климате, почве и растительности [1, 2]. Процессы формирования снежного покрова и снеготаяние не рассматриваются. Модель основана на физическом описании процессов для всего водосборного бассейна.

Краткое описание районов исследования

Модель была разработана для условий водосборного бассейна р.Иллинойс (69264 km²) в США, который отличается относительно однообразным плоским рельефом, а климатические условия характеризуются как Dfa по классификации Кёппена [3] – климат умеренно холодный с равномерным увлажнением и жарким летом. Снежный покров незначительный. Преимущество этого бассейна – наличие множества данных по почвенной влаге, причем использованные данные относились к верхнему слою почвы толщиной 10 см, поскольку генерирование поверхностного стока наиболее тесно связано именно с этим интервалом [1].

Другие районы исследований находятся в равнинных районах Северной Болгарии (климаты Dfb и Dfa) и Южной России – Район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) (климаты Dfa и Cfa), где климатические условия подобны, а снежный покров незначителен.

Годовая сумма осадков для всех трех описанных районов характеризуется значительной изменчивостью. В соответствии со степенью увлажнения, меняется режим влажности почв и водный баланс.

Описание модели

Модель, разработанная и представленная в [1, 2], одномерная и фокусируется на зоне аэрации, а гидрологические процессы описываются в локальном масштабе. Водосборный бассейн разделяется на участки питания и разгрузки подземных вод (ПВ) (рис. 1). Преобладают участки питания ПВ, где осадки распределяются между поверхностным стоком и инфильтрацией влаги в почву. Просочившаяся в почву влага способствует ее насыщению. Из зоны аэрации вода может уйти вверх в атмосферу через испарение или вниз – на питание ПВ. Во втором случае формируется подземный сток, который проявляется в участках разгрузки ПВ. В участках дренирования питания ПВ и инфильтрации влаги в почву не происходит.

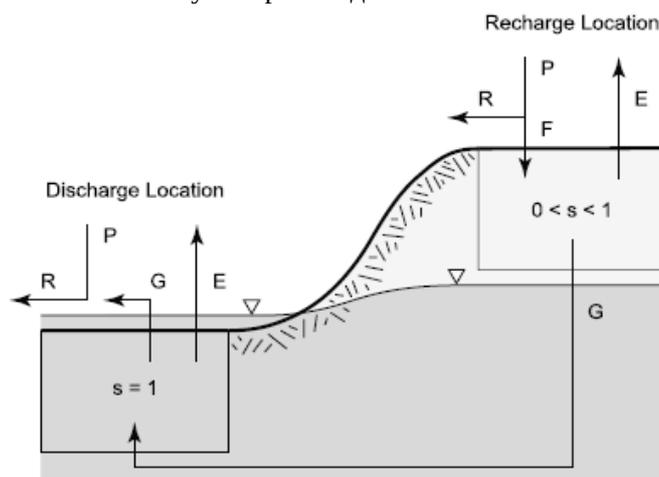


Рис. 1. Принципиальная схема модели [1]

Таким образом, инфильтрация и питание ПВ приурочены к участкам питания, а для участков дренирования характерен вертикальный поток, приводящий к разгрузке ПВ.

Описание мгновенных потоков зависит от осадков, потенциальной эвапотранспирации (PE_T) и влажности почвы, которые рассматриваются как случайные переменные. Осредненные по пространству потоки определяются интегрированием локальных мгновенных потоков.

Локальные мгновенные потоки. Локальная мгновенная скорость инфильтрации определяется следующим образом [1]:

$$\begin{aligned} \text{Участки питания ПВ:} \quad F &= \alpha(1-s) + K_h \\ \text{Участки разгрузки ПВ:} \quad F &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где α – параметр инфильтрационной способности, описывающий увеличение скорости инфильтрации при ненасыщенной почве; s – относительная насыщенность почвы влагой; K_h – коэффициент фильтрации.

Локальная мгновенная интенсивность поверхностного компонента стока R может быть рассчитана как разность между выпадением осадков P и скоростью инфильтрации F (интерцепция, т.е. захват влаги растительностью, а также формирование снежного покрова не учитываются):

$$R = \begin{cases} P - F & \text{если } P > F \\ 0 & \text{если } P \leq F \end{cases} \quad (2)$$

Поверхностный компонент стока может формироваться в двух случаях: 1) степень насыщенности почвы значительна или 2) параметры α и K_h имеют низкие значения. Последняя ситуация характеризует сток по Хортону, а первая соответствует стоку по Dunne [4].

Локальное мгновенное питание ПВ (G) описывается простой моделью [5-6]:

$$\begin{aligned} \text{Участки питания ПВ:} \quad G &= K_h \cdot s^\gamma, \\ \text{Участки разгрузки ПВ:} \quad G &= 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где γ – параметр, зависящий от механического состава почвы.

Локальная мгновенная эвапотранспирация определяется так:

$$E = \begin{cases} E_p \cdot s / \beta & \text{если } 0 \leq s < \beta \\ E_p & \text{если } \beta \leq s \leq 1 \end{cases}, \quad (4)$$

где $E_p = PE_T$, а β – относительная насыщенность почвы, которая разделяет условия эвапотранспирации (ограниченное влажностью почвы от ограниченного наличной энергией или возможностью переноса влаги). Если $s < \beta$, эвапотранспирация зависит линейно от влагонасыщенности почвы, т.е. ограничивается наличием влаги. При $s \geq \beta$ фактическая эвапотранспирация равна потенциальной.

Потоки, осредненные по пространству. Переменные P , E_p и s рассматриваются как случайные, пространственные изменения которых считаются независимыми друг от друга. В этом случае осредненные по **пространству** потоки могут быть определены интегрированием по их плотности распределения вероятностей (PDF). Пространственная PDF для атмосферных осадков f_p описывается смешанным экспоненциальным распределением [1]:

$$f_p = (1 - \mu)\delta(P) + \frac{\mu^2}{P} e^{-\mu P / \bar{P}}, \quad (5)$$

где μ – доля района, получающая осадки; $\delta(\cdot)$ – дельта-функция Дирака, \bar{P} – средние по пространству осадки, включающие места с нулевыми осадками. В принятой системе обозначений черта над переменной обозначает среднее по пространству значение [1, 2].

Доказано, что пространственная PDF влагонасыщенности почвы f_s в Иллинойсе подчиняется распределению Erlang'a, где k – целое число [1, 2]:

$$f_s = \frac{k^k}{\bar{s}^k (k-1)!} s^{k-1} e^{-ks/\bar{s}}, \quad (6)$$

где \bar{s} – средняя по пространству степень влагонасыщенности почвы, а $k \equiv (\bar{s}/\sigma_s)^2$, σ_s – стандартное отклонение (пространственное) влагонасыщенности почвы. Niemann и Eltahir [1] показали, что для Иллинойса значение k остается приблизительно постоянным для пространственных распределений, зарегистрированных в различное время. Это означает, что пространственное стандартное отклонение увеличивается приблизительно линейно с увеличением среднего значения.

Распределение Erlang'a допускает значения $s > 1$, что интерпретируется как места, где вода застаивается или течет на земной поверхности. При использовании уравнения (6) значения $s > 1$ заменяются на $s = 1$. Эта часть распределения используется для обозначения участков разгрузки ПВ в уравнениях (1) и (3).

После интегрирования по пространственным плотностям распределения вероятностей (PDFs) получены аналитические выражения для осредненных по пространству значений поверхностного компонента речного стока \bar{R} , питания ПВ \bar{G} и эвапотранспирации \bar{E} в зависимости от \bar{s} [2]:

$$\begin{aligned} \bar{R} &= \bar{P} (k/\bar{s})^k \left\{ \frac{\exp[-(K_h + \alpha)/i]}{(k/\bar{s} - \alpha/i)} + \sum_{j=0}^{k-1} \frac{\exp(-k/\bar{s})}{(k-1-j)!} \left[(\bar{s}/k)^{j+1} - \frac{\exp(-K_h/i)}{(k/\bar{s} - \alpha/i)^{j+1}} \right] \right\} \\ \bar{G} &= K_h \frac{(k-1+\gamma)!}{(k-1)!} (k/s)^{-\gamma} \left[1 - \exp(-k/\bar{s}) \sum_{j=0}^{k-1+\gamma} \frac{(k/\bar{s})^{k-1+\gamma-j}}{(k-1+\gamma-j)!} \right]; \quad (7-8) \end{aligned}$$

$$\bar{E} = E_p \left[\frac{\bar{s}}{\beta} - \sum_{j=1}^k \frac{j(k/\bar{s})^{k-1-j} \beta^{k-1-j} \exp(-k\beta/\bar{s})}{(k-j)!} \right]. \quad (9)$$

Здесь i – среднегодовая сумма осадков для мест, где эта скорость ненулевая, Эта величина остается относительно постоянной для определенного района и определяется по формуле [2]: $i = \bar{P} / \mu$, где μ - доля района, получающая осадки.

Временная изменчивость среднего насыщения почвы влагой. Степень насыщения почвы характеризуется значительной изменчивостью в течение года. Предполагается, что \bar{s} можно охарактеризовать одним распределением внутри каждого года $f_{\bar{s}}$, а генеральная совокупность описывается бета-распределением. В частности [1],

$$f_{\bar{s}}(\bar{s}) = \frac{1}{B(b,c)} \bar{s}^{b-1} (1-\bar{s})^{c-1}; \quad 0 \leq \bar{s} \leq 1. \quad (10)$$

Среднее значение $E[\bar{s}]$ и стандартное отклонение $\sigma_{\bar{s}}$ могут быть найдены на основе параметров b и c :

$$E[\bar{s}] = \frac{b}{b+c}; \quad \sigma_{\bar{s}} = \frac{1}{b+c} \sqrt{bc/(b+c+1)}. \quad (11)$$

Оценка гипотезы проводилась при помощи теста для каждого года. При этом распределение Эрланга для условий Иллинойса подтвердилось [1].

Потоки, осредненные по пространству и времени. Пространственные средние потоков \bar{R} , \bar{G} , \bar{E} зависят от трех случайных переменных: \bar{P} , \bar{E}_p и \bar{s} , которые изменяются во времени. Если эти переменные взаимно независимы во времени, соответствующие потоки можно получить интегрированием по индивидуальным плотностям распределения вероятностей PDFs. Этот подход был использован для аналитического расчета **пространственных** средних значений.

Осредненный по пространству и времени поверхностный компонент стока означает его климатическую норму. Далее через $E[\cdot]$ обозначается климатическая норма для соответствующей переменной, которую можно определить через интеграл [1]:

$$E[\bar{E}] = \int_{\bar{s}=0}^1 \bar{E} f_{\bar{s}} d\bar{s}; \quad E[\bar{R}] = \int_{\bar{s}=0}^1 \bar{R} f_{\bar{s}} d\bar{s}; \quad E[\bar{G}] = \int_{\bar{s}=0}^1 \bar{G} f_{\bar{s}} d\bar{s}, \quad (12 \text{ a-c})$$

где $f_{\bar{s}}$ - временное распределение \bar{s} , которое описывается описывается бета-распределением согласно уравнению (10).

Применение модели

Районы исследования характеризуются климатическими нормами атмосферных осадков и потенциальной эвапотранспирации (Таблица 1). В Северной Болгарии и Южной России не проводилось таких обширных

исследований пространственно-временного распределения почвенной влаги, как в Иллинойсе. Есть данные только по временной изменчивости влагозапаса в почве для отдельных пунктов. Поэтому некоторые параметры модели были приняты по аналогии такими же, как в Иллинойсе. Так, предполагалось, что распределение Эрланга (6) действительно, а значение k было принято таким же, как для Иллинойса ($k = 11$).

Параметр β определялся в зависимости от соотношения фактической и потенциальной эвапотранспирации (использовалась кривая Будыко) и пространственно-временной средней относительной насыщенности почвы влагой (принятой условно 0,42 и 0,46 соответственно для Болгарии и России) по номограмме на Фиг. 6 [1].

Параметры модели подбирались таким образом, чтобы обеспечить типичные для районов исследований значения коэффициента подземного стока, а также сохранение баланса. Необходимость использования аппроксимации (3) для описания основной гидрофизической характеристики значительно ограничивает применимость модели и затрудняет подбор параметров. Характерные значения коэффициента фильтрации для покровных почв обычно 0,1–0,3 м/д [7], а экспериментально определенные значения для лёссовых отложений в районе Козлодуй (СЗ Болгария) на глубине 10-11 м составляют 0,034-0,040 м/д [8]. Эти последние значения считаются более достоверными и были использованы для модели. Лёссовый покров характерен для Северной Болгарии и Южной России.

Параметры модели для районов исследования представлены в Таблице 1. Одни из них характеризуют климат, а другие получены при калибровке модели [1]. Критерием хорошего подбора параметров считались допустимые границы отклонений от климатических норм и сохранение баланса.

В целом, имея ввиду фильтрационную неоднородность объектов, представленная методика имеет в основном методическое значение.

Зависимости осредненных по пространству компонентов водного баланса от средней по пространству степени влагонасыщенности почвы \bar{s} вычислялись аналитически для всех трех районов исследования по формулам (7–9). На Рис. 2 и 3 графически представлены соответственно пространственная изменчивость влагонасыщенности почвы согласно распределению Эрланга (6) при $k = 11$ и временная изменчивость среднего насыщения почвы влагой согласно бета-распределению (10) при $b = 5$; $c = 6$.

Таблица 1. Параметры модели для районов исследования

Параметры	Иллинойс (США)	С. Болгария	Ю. Россия
K_h , м/у	9	14	9
α , м/у	30	30	20
$\beta / \gamma / k$	0,87 / 19 / 11	0,60 / 17 / 11	0,75 / 19 / 11
i , м/у	10	10	6
$E[\bar{P}]$, $E[\bar{E}_p]$ м/у	0,921 / 0,877	0,600 / 0,700	0,520 / 0,700
b / c	5 / 4	6 / 8	5 / 6

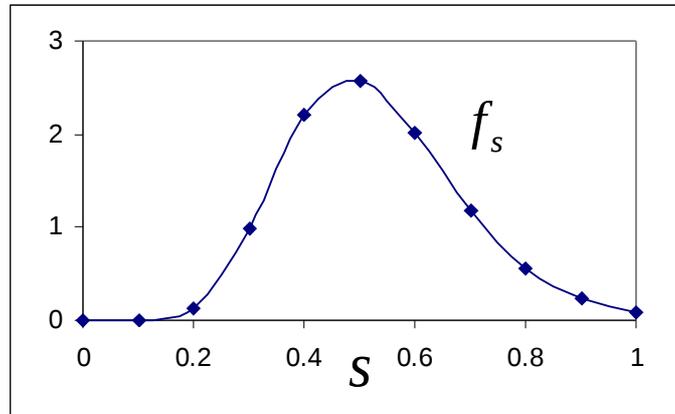


Рис. 2. Пространственная изменчивость влагонасыщенности почвы при $k = 11$

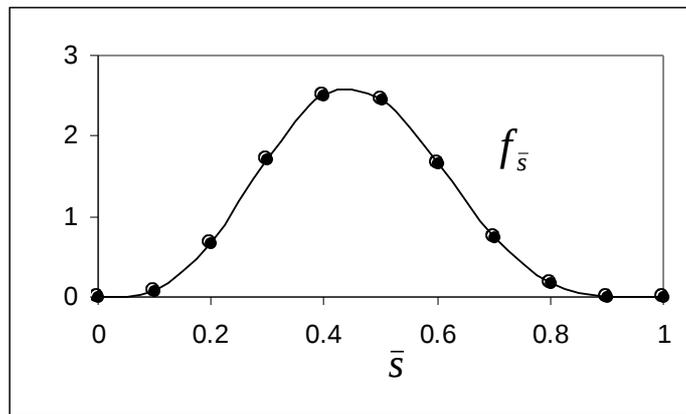


Рис. 3. Временная изменчивость среднего насыщения почвы влагой для Южной России; $b = 5$; $c = 6$

Затем проводились расчеты водного баланса по уравнениям (12 а-с). На Рис. 4 графически представлены подынтегральные выражения этих уравнений, так что площади, огибаемые кривыми, соответствуют климатическим нормам для соответствующих переменных.

Модель позволяет регулировать плотность распределения вероятностей (PDF) увлажнения через параметры b и c , отвечающие за временное распределение влажности почвы, и таким образом позволяет изучить влияние климатической изменчивости на водный баланс.

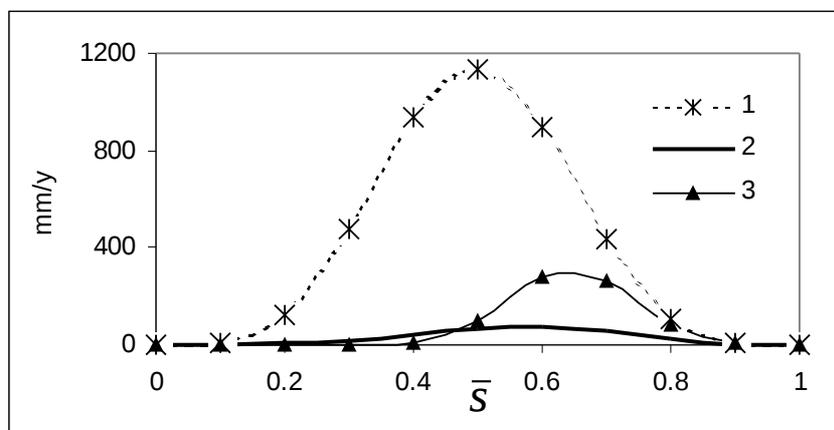


Рис. 4. 1, 2 и 3 – расчеты водного баланса по уравнениям (12 а-с) соответственно для Южной России (Район КМВ).

Таблица 2. Результаты расчетов водного баланса по модели

Параметры	Иллинойс (США)	С. Болгария	Ю. Россия
Нормальный год			
b / c	5 / 4	6 / 8	5 / 6
s_av / st dev	0,556 / 0,157	0,429 / 0,128	0,455 / 0,144
P, mm/y	860,4	596,5	515,1
E / R / G, mm/y	544,0/ 146,0/ 170,4	472,6 / 35,3/ 88,5	412,7/ 28,8 / 73,5
Влажный год			
b / c		5 / 5	5 / 5
s_av / st dev		0,500 / 0,151	0,500 / 0,151
P, m/y		779,2	597,6
E / R / G, mm/y		525.3 / 52.2 / 201.6	448.0/ 37.3/112.4
Сухой год			
b / c		6 / 9	6 / 9
s_av / st dev		0,400 / 0,122	0,400 / 0,122
P, m/y		538,6	422,0
E / R / G, mm/y		447,1/ 30,9 / 60,6	368,6/ 20,3 / 33,0

В Таблице 2 представлены результаты расчетов водного баланса, полученные для различных условий увлажнения (т.е., для нормального, влажного и сухого годов). Полученный по модели водный баланс для влажного и сухого годов показывает существенное перераспределение его компонентов по сравнению с нормальным годом, причем наибольшую чувствительность имеет питание подземных вод. Так, для района исследований в Южной России снижение годовых осадков на 18% приведет всего к 10% сокращению эвапотранспирации, а поверхностный сток и питание подземных вод уменьшатся соответственно на 30% и 55%.

Модель не учитывает испарения с поверхности ПВ. Топографические особенности учитываются косвенно через пространственное распределение

влажности почвы. Существенный недостаток модели в том, что влажность почвы относится к ее верхнему слою, который сильно влияет на формирование поверхностного стока. Однако, питание ПВ зависит от влажности всего почвенного слоя.

Заключение

Представленная модель хорошо описывает формирование элементов водного баланса в рамках водосборного бассейна. Она имеет физическую основу, сочетая традиционный детерминистический подход со стохастическими элементами. Так, распределение влажности почвы в пространстве и во времени описывается вероятностно.

Эта модель имеет важное методическое значение. Ее преимущество в том, что она позволяет изучать роль каждого из факторов по отдельности. Модель дает возможность количественно оценить распределение осадков на эвапотранспирацию и сток, а также разделить поверхностную и подземную компоненты стока. На основе модели можно оценить влияние климатической изменчивости на водный баланс.

Литература

1. Niemann, J. D., and E. A. B. Eltahir. 2004. Prediction of regional water balance components based on climate, soil, and vegetation parameters, with application to the Illinois River basin, *Water Resources Research*, 40, W03507 http://stuff.mit.edu:8001/people/eltahir/www/Publications_files/
2. Niemann JD, Eltahir EAB. 2005. Sensitivity of regional hydrology to climate changes, with application to the Illinois River basin. *Water Resources Research* 41: W07014
3. Peel, M.C., B.L. Finlayson, and T.A. McMahon. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644
4. Dunne, T., R. D. Black. 1970. Partial area contributions in a small New England watershed, *Water Resour. Res.*, 6(5), 1296– 1311 <http://soilandwater.bee.cornell.edu/Research/VSA/papers/DunneWRR70.pdf>
5. Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Sci.*, 117(6), 311– 314
6. Clapp, R. B., and G. M. Hornberger. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resources Research* 14(4), 601–604.
7. Rousseva, S. Hydraulic properties of Bulgarian soils. Conference: Soil Physics and Rural water Management – Progress, Needs and Challenges. SOPHYWA, Vienna, Austria, 28-29 Sept 2006.
8. Antonov, D., D. Karastanev, D. Mallants. Determination of soil hydrological parameters of a multi-layered loess complex using HYDRUS-2D and field infiltration experiments. *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*, 2012, Tome 65, No 12, 1717-1724