

3. Stephen Carpenter, Nina F. Caraco and other, Nonpoint Pollution of Surface Waters with Phosphorus and Nitrogen, Issues in Ecology, Published by the Ecological Society of America Number 3, Summer.- 1998.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ (НА ПРИМЕРЕ БАРАБИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ)

В.Е.Валуев, А.А.Волчек, О.П.Мешик, В.Ю.Цилиндь, Н.Т.Юрченко*

Политехнический институт, Омский отдел СибНИИГиМ*

Брест, Республика Беларусь
Омск, Российская Федерация*

В работе представлена разработанная авторами методика моделирования атмосферных осадков, которая апробирована на материалах континентального региона, каким является Барабинская низменность.

МЕТОДИКА, ИМИТАЦИОННОЕ, МОДЕЛИРОВАНИЕ, АТМОСФЕРНЫЕ, ОСАДКИ, СТОК, ПРИМЕР, БАРАБИНСКАЯ, НИЗМЕННОСТЬ

Закономерности формирования естественной увлажненности больших территорий нами исследуются с привлечением воднобалансового метода, а гидрологические характеристики рассматриваются в совокупности и взаимодействии. Безусловно, водный баланс речного водосбора формируется в результате сложного взаимодействия вертикального (атмосферные осадки - испарение) и горизонтального (склоновый, подземный и речной сток) влагообменов. Изучение подобного комплекса природных процессов, как правило, осуществляется в двух аспектах - пространственном и временном. В настоящей работе рассматриваются практические вопросы интерполяции, осреднения и инженерных расчетов определяющих воднобалансовых характеристик (атмосферные осадки и годовой сток). Известно, что в инженерных расчетах используется среднее значение атмосферных осадков и годового стока, так как наблюдения за ними осуществляются в отдельных точках водосборной площади. Это, свою очередь, вызывает необходимость их интерполяции и осреднения. Применяемые в настоящее время методы оценки среднего значения того или иного балансового элемента на водосборе, по существу, являются вариантами способа нахождения среднего взвешенного. Методы осреднения, как правило, отличаются лишь в части приемов оценки весовых коэффициентов; учету основных факторов формирования балансовых элементов уделяется недостаточное внимание.

Так, пространственно-временное распределение атмосферных осадков зависит от направления движения циклонов, положения фронтов раздела, происхождения и мощности влажных воздушных масс, от рельефа местности, экспозиции склонов и ряда других факторов.

Каждый бассейн имеет различную конфигурацию, специфическое строение поверхности, с присущей ей гаммой индивидуальных свойств, поэтому, распределение величин осадков и стока по реальным периодам и территориям, как правило, пестрое, а их, так называемые, поля уже в силу этого - неоднородные и неизотропные.

В отличие от других методик, осреднение и интерполяция гидрометеорологических характеристик, предложенные ГГИ [1], основаны на использовании теоремы Вейерштрасса, когда любую функцию $f(X)$, непрерывную в интервале (a, b) , можно представить в этом интервале с любой степенью точности через многочлен $P(X)$ при условии

$$|f(X) - P(X)| < \varepsilon, \quad (1)$$

где X - значение рассматриваемой гидрометеорологической характеристики в интервале (a, b) ; ε - любая, заранее заданная величина.

В качестве исходной функции распределения гидрометеорологической характеристики в речном бассейне, применяется функция $X(\varphi, \lambda, H)$, заданная в табличном виде, в которой φ, λ - принимаемые прямоугольные координаты (географическая широта, долгота) расчетного пункта, H - абсолютная отметка поверхности земли в данном пункте.

На основе теоремы Вейерштрасса возможно аналитическое выражение исходной функции распределения гидрометеорологической характеристики, ранее заданной в табличном виде, что приводит к замене ее функцией трехмерной нелинейной (полиномиальной) интерполяции.

Нами, на материалах территории юга Западной Сибири, выполнено аналитическое исследование связей атмосферных осадков (X), дефицитов влажности воздуха (d), максимально возможного испарения (Z_m), суммарного испарения (Z), суммарного увлажнения водосбора ($H_{ум}$), суммарного климатического стока (h_n) с основными определяющими их факторами.

Кроме сведений, имеющих в справочниках по климату [2] и ресурсах поверхностных вод [3], привлечены фондовые данные, в основном, за период 1936-1986 гг. При этом, использован дифференцированный подход к учету в структуре регрессионной модели трех групп осадкоформирующих факторов. Во-первых, - фоновых факторов, определяемых глобальными влагопе-

реносами в атмосфере и, естественно, участвующих в формировании атмосферных осадков над всей рассматриваемой территорией. Во-вторых, - региональных факторов, влияющих на ограниченной территории, охваченной инструментальными наблюдениями. В-третьих, - местных факторов, оказывающих свое влияние на режим атмосферных осадков в пределах ограниченной и не охваченной инструментальными наблюдениями территории.

Для количественной оценки атмосферных осадков (X) по территории, с учетом отмеченных факторов, используется математическая модель аддитивно-мультипликативной структуры [4]

$$X=X(\Phi)+K(\Phi)[X(P)_0+X(M)_0]+\Delta X=X(\Phi)+X(P)+X(M)+\Delta X, \quad (2)$$

в которой представлены Φ , P, M - соответственно, фоновые, региональные и местные факторы, образующие, с одной стороны, зависимую переменную (фоновый коэффициент)

$$K(\Phi)=((X(\Phi)-X(\Phi)_0)/X(\Phi)_0)+1=(X(\Phi)/X(\Phi)_0)+1, \quad (3)$$

отражающий отношение отклонения $X(\Phi)$ фоновой составляющей атмосферных осадков $X(\Phi)$ в данном пункте от ее среднетерриториального значения $X(\Phi)_0$, увеличенное на единицу, с другой - вклад в величину (X) региональной $X(P)=K(\Phi)X(P)_0$ и местной $X(M)=K(\Phi)X(M)_0$ составляющих; ΔX - вклад в величину (X) "необъясненных" пока в принятой математической модели местных факторов.

Переход от общего вида модели (2) с идентифицированной блочной структурой к конкретизированной многофакторной модели возможен при максимальном учете самой природы исследуемого гидрометеорологического элемента. Для характеристики территориального распределения норм атмосферных осадков, нами предлагается модель

$$X=X(\varphi, \lambda)+K(\varphi, \lambda)[X(H)_0+X(B)_0]+\Delta X=X(\varphi, \lambda)+X(H)+X(B)+\Delta X, \quad (4)$$

где φ, λ, H - принятые ранее соответствующие географические координаты и высота над уровнем моря гидрометеорологического пункта, как фоновые (φ, λ) и региональные (H) факторы формирования величин атмосферных осадков (X); B - местный фактор, характеризующий изменение сумм атмосферных осадков на метеостанции за счет проявления в них дополнительных, к суммарным влияниям орографических барьеров, свойств данной территории.

Анализ частных зависимостей $X = X(\varphi)$, $X = X(\lambda)$, $X = X(H)$ выполнен в контексте рассмотрения годового хода их коэффициентов корреляции - r

(рисунок 1). В целом, наибольшей теснотой связи отличается зависимость $X=X(\varphi)$ (в период июль-сентябрь, апрель). Причем, широта местности (φ) нами рассматривается как фоновая составляющая. В эти месяцы значительная доля атмосферных осадков формируется в связи с меридианальным переносом воздушных масс ($r_5=0,76$; $r_9=0,73$). Региональные факторы вносят существенный и устойчивый вклад в процесс формирования атмосферных осадков в июле - сентябре ($r_7=-0,72$). Определенное сходство в интенсивности влагопереноса по долготе местности (λ) наблюдается на стыке сезонов (февраль-март, октябрь-ноябрь), когда $r_{\chi=X(\lambda)} \cong 0,6$. В зависимости от точности описания структуры месячных норм атмосферных осадков, могут использоваться различные регрессионные уравнения.

Так, нормы атмосферных осадков за различные интервалы осреднения (месяц, сезон, год) - X , в первом приближении, могут быть оценены по обычным линейным регрессионным зависимостям типа

$$X_j = a_{1j}\varphi + a_{2j}\lambda + a_{3j}H + a_{0j}, \quad (5)$$

где X_j - месячная (сезонная, годовая) норма атмосферных осадков в расчетном пункте, мм; φ , λ - условные прямоугольные координаты (широта, долгота) расчетного пункта, принимаемые, в данном случае, относительно пункта Омск, км; H - абсолютная отметка поверхности земли (в Балтийской системе) в расчетном пункте, м; a_{1j} , a_{2j} , a_{3j} , a_{0j} - коэффициенты частных уравнений регрессии для оценки сумм атмосферных осадков за различные интервалы осреднения.

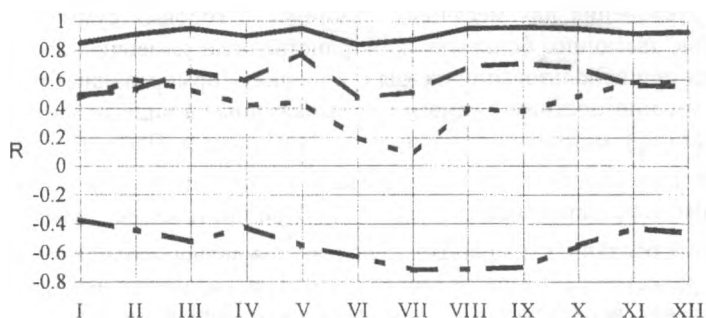


Рисунок 1 Годовой ход коэффициентов корреляции (r) фоновых и региональных составляющих атмосферных осадков для юга Западной Сибири.

Полученные, для уравнений (5), значения коэффициентов регрессии подтверждают выводы о стабильности и незначительности вклада в величины атмосферных осадков фоновых факторов, в отличие от влияния высоты местности (H).

Безусловно, с целью повышения точности описания структуры атмосферных осадков, требуется совершенствование структуры самого уравнения (5), особенно, при использовании подобных зависимостей для оценки сумм осадков за реальные и короткие интервалы времени.

Так, трехмерная нелинейная функция аппроксимации норм атмосферных осадков за различные интервалы осреднения принимает вид

$$X_j = a_{1j}\varphi + a_{2j}\lambda + a_{3j}H + a_{4j}\varphi^2 + a_{5j}\lambda^2 + a_{6j}H^2 + a_{7j}\varphi\lambda + a_{8j}\varphi H + a_{9j}\lambda H + a_{0j}. \quad (6)$$

Обозначения те же, что и в уравнениях типа (5); значения коэффициентов (a_{ij}) частных уравнений регрессии (6) даются в таблице 1. Точность расчетов сумм атмосферных осадков по зависимостям типа (6) значительно повышается, особенно летней их составляющей.

При решении ряда прикладных задач часто используются суммы атмосферных осадков расчетной обеспеченности. Причем, квантили определенной обеспеченности могут быть получены, с достаточной точностью, при использовании ряда теоретических функций распределения. Для выполнения подобных инженерных расчетов необходимо иметь среднее значение сумм атмосферных осадков (X), среднее квадратическое отклонение и коэффициент асимметрии распределения (C_S). Однако, средние квадратические отклонения для месячных, сезонных и годовых сумм атмосферных осадков, имеющих большую пространственную изменчивость, не показательны при использовании их для сравнения. Нормированные по соответствующим многолетним суммам, т.е. выраженные в виде коэффициентов вариации (C_V), они более устойчивы по территории. Параметры распределения, в зависимости от его вида, связаны с одной-двумя или всеми статистическими характеристиками (X , C_V , C_S). При расчетах месячных сумм атмосферных осадков, как правило, используется логнормальное [5] или трехпараметрическое гамма-распределение [6]. Трехпараметрическое гамма - распределение используется, преимущественно, при различном соотношении коэффициентов асимметрии (C_S) и вариации (C_V). Вычислить для каждой станции коэффициент асимметрии (C_S) с допустимой погрешностью по эмпирическому ряду не представляется возможным.

Таблица 1 Коэффициенты частных уравнений регрессии вида (6) для оценки сумм атмосферных осадков на юге Западной Сибири

Расчетный интервал времени, j	Значения коэффициентов a_j										Коэф. множ. корреляции, R
	a0	a1	a2	a3	a4	a5	a6	a7	a8	a9	
январь	1,357	0,0275	-0,0130	0,2066	0	0	-0,0009	-0,0001	0,0001	0,0001	0,84
февраль	-1,768	0,0387	-0,0113	0,1514	0	0	-0,0006	0	-0,0001	0,0001	0,91
март	-4,249	0,0711	-0,0218	0,2056	-0,0001	0	-0,0007	0	-0,0002	0,0001	0,94
апрель	7,556	0,0308	-0,0231	0,1811	0	0	-0,0007	0	0	0,0001	0,90
май	9,255	0,0306	0,0108	0,3012	0	0,0001	-0,0010	-0,0001	0,0002	-0,0003	0,95
июнь	57,67	-0,0557	0,0085	0,0290	0,0001	0,0001	-0,0007	-0,0002	0,0008	-0,0003	0,84
июль	78,195	-0,0564	-0,0166	0,0255	0,0001	0,0001	-0,0008	-0,0001	0,0008	-0,0002	0,90
август	37,766	-0,0007	0,0508	0,1973	0,0001	0,0001	-0,0008	-0,0001	0,0005	-0,0007	0,96
сентябрь	3,018	0,0863	0,0099	0,3964	0	0,0001	-0,0014	-0,0001	0,0001	-0,0002	0,96
октябрь	5,402	0,0635	-0,0337	0,3459	0	0	-0,0015	0	0	0,0002	0,95
ноябрь	8,471	0,0219	-0,0042	0,1882	0	0,0001	-0,0009	-0,0001	0,0004	-0,0002	0,92
декабрь	4,288	0,0174	0,0109	0,1739	0	0	-0,0008	-0,0001	0,0003	-0,0001	0,93
год	200,58	0,0338	-0,0295	2,4209	0,0001	0,0006	-0,0107	-0,0008	0,0027	-0,0014	0,97

Так, при коротких (20...50-летних) рядах погрешность вычисления коэффициента асимметрии соизмерима с самим значением C_s . Ряд должен включать в себя 150 и более лет или необходимо использовать объединенные ряды, содержащие материалы наблюдений за атмосферными осадками по нескольким метеорологическим пунктам. В практических расчетах используется зависимость $C_s=f(C_v)$, так как данное соотношение носит, как правило, устойчивый характер и изменяется от 1 до 2 [5].

Так как пространственно - временная изменчивость атмосферных осадков определяется теми же, что и их абсолютные величины, факторами, мы сочли возможным аппроксимировать изменение C_v по территории аналогичной (6) функцией

$$C_v = b_{1j}\varphi + b_{2j}\lambda + b_{3j}H + b_{4j}\varphi^2 + b_{5j}\lambda^2 + b_{6j}H^2 + b_{7j}\varphi\lambda + b_{8j}\varphi H + b_{9j}\lambda H + b_{0j}, \quad (7)$$

в которой использованы те же, что и в уравнениях (5), (6), обозначения. Сами коэффициенты вариации (C_v) определяются по зависимости (7) в процентах.

Зная обеспеченные значения атмосферных осадков, можно определить средний их слой для водосборного бассейна (\bar{X}_A) по выражению

$$\bar{X}_A = \frac{1}{A + \Delta H} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{H_1}^{H_2} X(\varphi, \lambda, H) d\varphi d\lambda dH, \quad (8)$$

где A - площадь водосбора, км²; $\varphi_1, \varphi_2, \lambda_1, \lambda_2$ - принятые ранее, соответствующие координаты крайних точек водосбора, м; $\Delta H = H_{\max} - H_{\min}$ - разность, соответственно, максимальной и минимальной абсолютных отметок поверхности водосбора, м.

Рассмотренный выше метод осреднения атмосферных осадков, в отличие от традиционных приемов, обладает ясным физическим смыслом и реально отвечает природе их формирования на конкретной территории. Здесь не определяются веса отдельных площадей, в пределах которых осадки принимаются неизменными и равными их значению в пункте наблюдений. Задав определенные уровни атмосферных осадков, можно получить их изолинии на карте в системе принятых координат.

При решении ряда прикладных задач используются среднесуточные величины осадков ($\bar{P}_{\text{сут}}$). Оценка их значений, заданных на дискретном множестве точек, и экстраполяция на всю область определения функции непрерывного аргумента возможны с использованием соответствующего математического аппарата. Наиболее перспективными являются: синусоидальная

аппроксимация [7], полиномиальная интерполяция [8], разложение в ряд Фурье [9] и Марковские цепи [10]. При наличии большого числа гармоник в годовом ходе декадных (месячных) величин атмосферных осадков, в ряде пунктов невозможно использовать синусоидальную аппроксимацию. Поэтому, оценка значений $\bar{P}_{\text{сут}}$ на территории Барабинской низменности нами выполнена разложением аппроксимирующей функции в ряд Фурье, согласно критерию наименьшей остаточной дисперсии. Ряд Фурье представляет собой тригонометрический многочлен, слагающийся из нескольких гармоник. Сумма бесконечного тригонометрического ряда является функцией периода 2π [9]

$$f(X) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cdot \cos nX + b_n \cdot \sin nX) \quad (9)$$

где a_0, a_n, b_n - коэффициенты Фурье, которые находятся по формулам:

$$a_n = \frac{1}{\pi} \cdot \int_{-\pi}^{\pi} f(X) \cdot \cos nX dX \quad ; \quad (10)$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \cdot \int_{-\pi}^{\pi} f(X) \cdot \sin nX dX \quad . \quad (11)$$

При решении практических задач, функция, которую необходимо разложить в ряд Фурье, часто задается не аналитически, а в табличной или графической форме. В этом случае, коэффициенты Фурье находятся приближенно [9], а не по формулам (10), (11):

$$a_0 = \frac{1}{m} \cdot \sum_{k=1}^m Y_k \quad \dots \quad (12)$$

$$a_n \approx \frac{2}{m} \cdot \sum_{k=1}^m Y_k \cdot \cos \left(\frac{2\pi \cdot k}{m} \right) \cdot n \quad ; \quad (13)$$

$$b_n \approx \frac{2}{m} \cdot \sum_{k=1}^m Y_k \cdot \sin \left(\frac{2\pi \cdot k}{m} \right) \cdot n \quad , \quad (14)$$

где m - число известных пар значений $(X_1, Y_1), (X_2, Y_2), \dots, (X_m, Y_m)$.

Когда m - четное число и рассматриваются члены ряда вплоть до $n=m/2$, тогда, для $m+1$ -независимых пар наблюдений можно найти $m+1$ -коэффициентов Фурье, и кривая, согласно такому представлению, пройдет точно через точки, обозначающие наблюдаемые величины. При оценке среднесуточных количеств атмосферных осадков, выпадающих на территорию Барабинской низменности, могут использоваться значения коэффициентов Фурье (формулы 12...14), представленные в таблице 2.

Таблица 2 Коэффициенты Фурье, рекомендуемые к использованию при оценке среднесуточных величин осадков на территории Барабинской низменности (формулы 12, 13, 14)

Значения соответствующих коэффициентов в формулах 12, 13, 14					
a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
1,0861	-0,7061	0,0491	0,0114	-0,0119	-0,0223
b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	
0,1855	-0,2506	0,1387	-0,0678	0,0207	

График предлагаемой функции аппроксимации среднесуточного количества атмосферных осадков на территории Барабинской низменности представлен на рисунке 2, где точками даны значения среднемесячного количества осадков [13] в привязке к суточному их ходу.

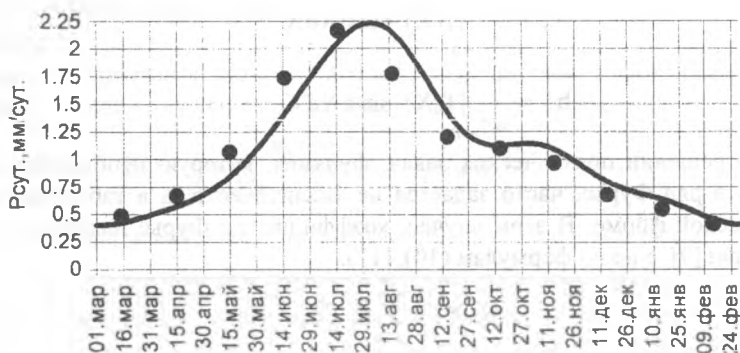


Рисунок 2 Среднесуточное количество осадков $P_{сут}$ (мм/сут) на территории Барабинской низменности.

Важное значение при прогнозировании колебаний метеорологических характеристик во времени имеют используемые методы математического моделирования. Оптимальная математическая модель процесса выпадения осадков позволяет дать их прогностическую оценку, предложить соответствующую имитационную систему. Основные трудности в прогнозировании связаны с ограниченностью комплекса пространственно - временных параметров. Проблема усложняется недостаточностью и иррациональностью территориального размещения действующей гидрометеорологической сети в Барабинской низменности. Вообще, корректные сведения о водном ре-

жиме различных районов и конкретных участков водосборов являются большим дефицитом. Совершенная имитационная система позволяет освободиться от основных недостатков, получить достоверные результаты для любых временных интервалов.

В принципе, проблема анализа и имитационного моделирования суточного количества осадков может быть решена относительно просто [7] - в предположении, что между количествами осадков, выпадающих в разные сутки, отсутствует какая-либо статистическая зависимость. Распределение выпадающих атмосферных осадков, в этом случае, аппроксимируем, задавая членами биномиального разложения

$$I = (p+q)^n = p^n + np^{n-1}q + (n(n-1)(1/2))p^{n-2}q^2 + \dots + (n!/((n-r)!r!))p^{n-r}q^r + npq^{n-1} + q^n, \quad (15)$$

где p - вероятность отсутствия осадков в течение суток; q - вероятность выпадения осадков в течение суток (слоем h , мм); p^n - вероятность отсутствия осадков за период из n -суток; $np^{n-1}q$ - вероятность выпадения осадков в течение только одних суток; $(n!/((n-r)!r!))p^{n-r}q^r$ - вероятность выпадения за n -период rh (мм)-осадков в течение r -суток.

Величина q отражает выпадение осадков в любые сутки рассматриваемого интервала времени $-j$, состоящего из n -суток, и определяется по формуле

$$q = \frac{m}{n}, \quad (16)$$

где m - среднее число суток с осадками в интервале времени $-j$.

Практическое решение уравнения (15) не представляет сложности, но теоретическое предположение об отсутствии статистической связи между осадками различных суток не позволяет получить однозначно корректный результат. Нормальная реализация уравнения (15) предполагает введение ряда допущений при определении вероятности выпадения осадков $-q$. А именно: необходимо ввести продолжительность дождливой, либо ясной погоды (n_p) и число периодов с такой погодой ($n_{\text{п}}$). Как правило, продолжительность осадков более одних суток - преобладает над остальными периодами. Поэтому, целесообразно допустить, что выпадение атмосферных осадков в любые сутки зависит от предыдущей погоды, т.е. если в сутки $N-1$ наблюдались осадки, то и в N -сутки велика вероятность их выпадения. Это утверждение можно формализовать с помощью простого Марковского процесса [10]

$$Y_N = \bar{Y}_N + \varepsilon_N + r_1 \cdot \varepsilon_{N-1}, \quad (17)$$

где \overline{Y}_N - математическое ожидание независимой переменной (Y) за интервал времени -N; ε_N - случайная переменная с нулевым средним и стандартным отклонением- σ ; γ_1 - коэффициент автокорреляции.

Моделирование суточных значений атмосферных осадков нами проведено методом статистических испытаний (Монте-Карло). Суть метода заключается в определении последовательности возможных значений ряда по его заданным числовым характеристикам, или по функции распределения, путем преобразования значений случайной величины- α , равномерно - распределенной в интервале (0,1) [11].

Первоначально "разыграем" на ПЭВМ периоды с осадками и без осадков, добившись их чередования. Разыгрывание производится следующим образом. Пусть необходимо получить значение случайной величины -X с распределением

$$X = \begin{pmatrix} \varepsilon_1 & \varepsilon_2 & \varepsilon_3 & \dots & \varepsilon_j & \dots & \varepsilon_k \\ P_1 & P_2 & P_3 & \dots & P_j & \dots & P_k \end{pmatrix}, \quad (18)$$

где $\varepsilon_{j=1,2,\dots,k}$ - возможные значения случайной величины -X, расположенные в убывающем порядке; P_j - вероятность этих значений. $\sum_{j=1}^k P_j = 1$.

На числовой оси Y от 0 до 1 ($0 \leq Y \leq 1$), разбитой на k -интервалов, длиной, равной, соответственно, вероятностям P_1, P_2, \dots, P_k , пронумеруем интервалы $j=1,2,\dots,k$. Затем, зададимся номером члена ряда ($i=1,2,\dots,n$), и для него найдем значение α_i , посредством воспроизведения случайных чисел на ПЭВМ. В итоге, на оси Y определим точки $Y_i = \alpha_i$. Если точка α_i попадает в интервал с номером j, то считается, что данное значение $X_i = \varepsilon_j$. Затем, проверяется равенство ($i=n$) и, в случае его выполнения (найлены все n - значения α), розыгрыш прекращается. Когда $i \neq n$, тогда i увеличивается на единицу ($i=i+1$) и продолжается розыгрыш до получения всех значений $X_n = \varepsilon_k$. В рассматриваемом случае, полученные значения X являются порядковыми номерами периодов с осадками и без осадков. Зная продолжительности, соответствующие каждому периоду, по-месячно, можно воспроизвести ход суток с осадками на бесконечно длинные интервалы времени.

На втором этапе имитационного моделирования, устанавливаются суточные величины атмосферных осадков, а также их суммы, приуроченные к отдельным (дискретным) периодам. Рассмотрим конкретный пример. Пусть

имеются суточные значения атмосферных осадков в марте месяце, рассчитанные по формуле (9), которые приведены в таблице 3.

Таблица 3 Суточные значения атмосферных осадков (март) на территории Барабинской низменности, полученные по формуле (9)

Календарные даты / атмосферные осадки, мм/сут										
1/0,41	2/0,40	3/0,40	4/0,40	5/0,40	6/0,41	7/0,41	8/0,41	9/0,41	10/0,4	11/0,4
									1	1
12/0,4	13/0,4	14/0,4	15/0,4	16/0,4	17/0,4	18/0,4	19/0,4	20/0,4	21/0,4	22/0,4
2	2	2	2	3	3	3	4	4	5	5
23/0,4	24/0,4	25/0,4	26/0,4	27/0,4	28/0,4	29/0,4	30/0,4	31/0,4		
6	6	6	7	7	8	8	9	9		

Методом статистических испытаний на ПЭВМ, нами установлено также распределение на территории Барабинской низменности периодов с осадками и без осадков (для марта месяца они приведены в таблице 4).

Таблица 4 Распределение на территории Барабинской низменности периодов с осадками (без осадков) в течение марта

Календарные даты										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	29	30	31		

Примечание: Штриховкой указаны периоды выпадения осадков.

Суммарное количество атмосферных осадков, выпавших в j-период с дождливой погодой, при имитационном моделировании определяется как

$$P_{j-неп} = \sum_{i=1}^{m_j} P'_{cym} \quad (19)$$

где m_j - количество суток в j-периоде с осадками; $P'_{cym} = P_{cym} + \zeta_{j(cym)}$ - исправленное на среднесуточную величину $\zeta_{j(cym)}$ суточное количество атмосферных осадков (P_{cym}), предварительно рассчитанных по формуле (9), - таблицы 2, 3.

Суммарная величина поправки за рассматриваемый j-период (ζ_j) определяется за время, эквивалентное по продолжительности периоду (j-1) с яс-

ной погодой, смежному и предшествующему рассматриваемому периоду (j). При этом, используется зависимость (9) и равенство

$$\zeta_j = \sum_{i=1}^{m_{j-1}} P_{cym.(j-1)}^{//} \quad (20)$$

Среднесуточная величина поправки ($\bar{\zeta}_{j(cym)}$), вносимой в суточные величины атмосферных осадков дождливого периода (j), определяется как

$$\bar{\zeta}_{j(cym)} = \frac{1}{m_j} \cdot \sum_{i=1}^{m_{j-1}} P_{cym.(j-1)}^{//} \quad (21)$$

где $\sum_{i=1}^{m_{j-1}} P_{cym.(j-1)}^{//}$ - сумма суточных величин атмосферных осадков, рассчитанных по функции (9), таблицы 2, 3, за время (m_{j-1}), эквивалентное по продолжительности периоду (j-1) с ясной погодой; m_j - продолжительность рассматриваемого j - периода, в который вносится поправка; m_{j-1} - то же предшествующего периода с ясной погодой (j-1).

Смоделированное дискретно во времени суточное количество атмосферных осадков на территории Барабинской низменности в марте месяце представлено в таблице 5.

Таблица 5 Суточные значения атмосферных осадков на территории Барабинской низменности (март), полученные имитационным моделированием (формулы 19...21)

Календарные даты / атмосферные осадки, мм/сут										
1/0,41	2/-	3/-	4/-	5/0,70	6/0,71	7/0,71	8/0,71	9/-	10/0,47	11/0,47
12/0,48	13/0,48	14/0,48	15/0,48	16/0,49	17/-	18/-	19/-	20/-	21/-	22/-
23/1,78	24/1,78	25/-	26/-	27/-	28/-	29/-	30/-	31/-		

Предлагаемая нами модель реализации процесса выпадения атмосферных осадков на территории Барабинской низменности может экстраполироваться на любой по продолжительности период. Использование различных теоретических функций распределения позволяет получить также квантили любой обеспеченности осадков, тем самым, перейти к моделированию осадков для характерных (реальных) временных интервалов. В качестве таких функций обычно применяется логнормальное распределение [12], распределение Пирсона III типа и трехпараметрическое гамма-распределение (распределение Крицкого - Менкеля) [11]. При практическом определении

обеспеченности используется функциональная зависимость между коэффициентами асимметрии (C_S) и вариации (C_V): $C_S=f(C_V)$. Моделирование процесса выпадения атмосферных осадков различной обеспеченности позволяет получить любое количество его реализаций и, следовательно, любое количество реализаций процесса управления водным балансом (режимом) на исследуемом уровне. Например, управление водным балансом процесса теплообмена на уровне деятельной поверхности водосборов исключает потерю информации, позволяет привлекать смоделированные ряды балансовых элементов оптимальной продолжительности.

Методика имитационного моделирования апробирована нами практически на всех основных тепловодобалансовых характеристиках, что дало возможность привлечь дополнительно большой объем гидрометеорологической информации о возможных вариантах значений и изменений входящих в балансовые уравнения случайных величин.

Литература

1. Бабкин В.И., Гусев О.А., Новикова В.П., Методика осреднения и интерполяции гидрометеорологических характеристик.-Труды ГГИ, 1974.-вып.217.-С.175-182.
2. Справочник по климату СССР.-Л.: Гидрометеоиздат, 1969.-вып.17.-ч.IV.-400с., вып.20.-ч.IV.-350с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР.-Л.: Гидрометеоиздат. т.15, вып.2, 1966.-620с.; т.15, вып.3, 1974.-720с.
4. Баскаков В.К., Муфтахов А.Ж., Воскресенский К.П. Расчет норм годового стока по атмосферным осадкам и характеристикам речного бассейна на территории Южного Урала // Труды 5 Всесоюзного гидрологического съезда, Т.6.- Л.: Гидрометеоиздат, 1989.- С.410-420.
5. Научно-прикладной справочник по климату СССР// Л.: Гидрометеоиздат, 1987.-Сер.3.-Вып.1-35.
6. Шебеко В.Ф. Внутригодовое распределение и обеспеченность осадков на территории Белорусской ССР.-Мн., 1962.-146с.
7. Франс Дж., Торнли Дж.Х.М. Математические модели в сельском хозяйстве / Под ред. Ерешко Ф.И.- М.: Агропромиздат, 1987.- 400с.
8. Мысовских И.П. Интерполяционные кубатурные формулы.- М.: Наука, 1981 - 336с.
9. Толстов Г.П. Ряды Фурье.- 3-е изд.- М.: Наука. Главная редакция физико - математической литературы, 1980.- 384с.

10. Тихонов В.И., Миронов М.А. Марковские процессы.- М.: Сов. Радио, 1977.- 488с.
11. Шелутко В.А. Численные методы в гидрологии.- Л.: Гидрометеиздат, 1991.- 239с.
12. Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.- Л.: Гидрометеиздат, 1971.-362с.
13. Справочник. Основные данные по климату СССР. - Обнинск, 1976.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКОФОРМИРУЮЩИХ ПАРАМЕТРОВ ВОДОСБОРОВ МАЛЫХ РЕК БЕЛАРУСИ

В.В. Лукша

Политехнический институт
Брест, Республика Беларусь

Приводятся зависимости для расчета основных характеристик водосборов малых рек Беларуси с целью сокращения натурных изысканий и облегчения расчета по зависимостям, включающим в себя эти характеристики.

РАСЧЕТ, ПАРАМЕТРЫ, ВОДОСБОР, МАЛАЯ, РЕКА, БЕЛАРУСЬ

Формирование стока рек, будь то годовой сток или сток весеннего половодья, происходит, в основном, на водосборе реки, поэтому, расчет различных видов стока малых рек Беларуси при отсутствии данных гидрометрических наблюдений часто ведется по зависимостям, где исходными параметрами служат физико-географические и геометрические характеристики водосборов, определение которых является трудной задачей, а непосредственное измерение требует больших материальных затрат. Поэтому, нами велся поиск достаточно простых и точных зависимостей для определения характеристик водосборов малых рек Беларуси. Это и явилось главной целью исследования.

Практически, для условий Беларуси характеристики водосборов, до настоящего времени, принимались по результатам изысканий, по рекам-аналогам (только некоторые из них) или находились по крупномасштабным картам.

В качестве исходных нами приняты следующие данные полевых изысканий института "Полесьегипроводхоз" по 2033 водосборам рек всей территории Беларуси: длина водотока (расстояние от истока) l , км; средний уклон водосбора i , ‰; площадь водосбора F , км²; длина водосбора L , км; сред-