

Министерство образования и науки Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

С.В. Шаночкин, Н.В. Викторова, Е.В. Гайдукова

**Практические задания
по дисциплине
«Гидрологические прогнозы»**

Учебное пособие

Направление подготовки: 050305 – Прикладная гидрометеорология
Профиль подготовки: Прикладная гидрология
Квалификация: Бакалавр



Санкт-Петербург

2017

УДК 556.06(076.5)
ББК 26.222я73

Одобрено Учебно-методической комиссией гидрологического факультета РГГМУ

Шаночкин С. В., Викторова Н. В., Гайдукова Е. В. Практические задания по дисциплине «Гидрологические прогнозы». – СПб.: Астерион, 2017. – 32 с., ил.

ISBN 978-5-00045-497-8

Рецензент: к.т.н. Ф. Л. Соловьев, начальник сектора гидрологии отдела инженерных изысканий ЗАО «Ленгипроречтранс», Ph.D Куасси Би Гессан Арман, университет Абобо-Аджамье, республика Кот-Д'Ивуар.

В учебном пособии рассматриваются решения практических заданий по дисциплине «Гидрологические прогнозы». Задания ориентированы на методы краткосрочного прогнозирования: линейной тенденции, по характерным участкам, интеграл Дюамеля, по бассейнам-индикаторам.

Пособие предназначено для студентов-гидрологов.

Shanochkin S.V., Victorova N.V., Gaidukova E.V. Practical tasks on the discipline "Hydrological forecasts". – St. Petersburg, Asterion, 2017. – 32 pp.

In the guidelines, the solutions of practical tasks on the discipline "Hydrological forecasts" are considered. The tasks are focused on short-term forecasting methods: linear trend, by characteristic sites, Duhamel integral, in the indicator basins.

The manual is intended for students-hydrologists.

ISBN 978-5-00045-497-8

© Шаночкин С. В., Викторова Н. В., Гайдукова Е. В.
© Российский государственный
гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2017

Введение

Гидрологические прогнозы – это научно обоснованные методы предсказания различных элементов режима водных объектов суши.

По заблаговременности прогнозы делятся на краткосрочные (заблаговременность до 10 сут), долгосрочные (1–2 месяца) и сверхдолгосрочные (до нескольких десятков лет). Отдельно выделяют прогнозы ледовых явлений с заблаговременностью 10–15 сут – среднесрочные прогнозы.

В данном учебном пособии рассматриваются, в основном, методы краткосрочного прогнозирования. В качестве дополнения рассмотрен метод оценки последствий изменения климата, который относится к сверхдолгосрочным, но для конкретных целей может быть адаптирован под любую заблаговременность.

Сокращения

УВ	–	уровень воды
ГГИ	–	Государственный гидрологический институт
ГМЦ		Гидрометцентр

1. Краткосрочный прогноз уровней воды в период весеннего половодья методом линейной тенденции

Метод тенденции – метод прогноза стока путем экстраполяции графика уровня или расхода воды в данном створе на некоторый срок вперед.

Метод основан на предположении о постоянстве закона изменения уровня или расхода в период заблаговременности прогноза, т. е. на предположении, что существующая в настоящее время тенденция в изменении уровня или расхода сохранится неизменной в период заблаговременности прогноза.

Под заблаговременностью прогноза понимается промежуток времени между составлением прогноза и датой осуществления предсказываемого явления.

Метод тенденции учитывает свойство гидрологических явлений сохранять тенденцию в течении некоторого времени. Это свойство особенно присуще крупным рекам, в ходе уровней которых подъемы и спады характеризуются плавностью и продолжительностью.

На средних реках возможность уверенного прогнозирования по этому методу уменьшается, так как режим характеризуется обычно пикообразностью, резкими и непродолжительными спадами.

На малых реках метод, где средняя продолжительность подъемов и спадов не превышает 5–6 дней, не может быть использован даже при заблаговременности 1 день.

Прогноз по линейной тенденции основан на предвычислении изменения прогнозируемого элемента. Экстраполяция производится по прямой линии, наклон которой равен среднему наклону предшествующего дате выпуска прогноза отрезка хода уровня.

Практическое осуществление этого способа производится следующим образом. Предположим имеется отрезок гидрографа за период от t_1 до t_2 , причем t_0 – день выпуска прогноза (см. рис. 1.1).

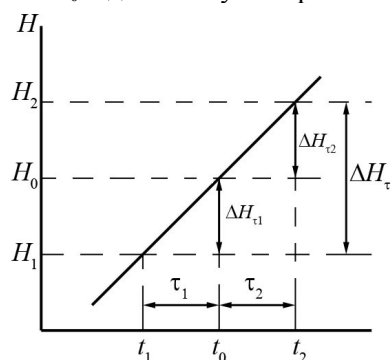


Рис. 1.1. Иллюстрация метода линейной тенденции

На рис. 1.1 t_0 – дата выпуска прогноза; t_2 – дата, на которую прогнозируется уровень; ΔH_{τ_1} , ΔH_{τ_2} , ΔH_{τ} – изменение уровня за период τ_1 , τ_2 и τ .

Предположим необходимо дать прогноз в момент времени $t_0 + \tau_2$ (т. е. с заблаговременностью τ_2). Обозначим приращение в период от t_0 до $t_0 + \tau_2$ через ΔH_{τ_2} , а приращение уровня в прошлый период от t_0 до $t_0 - \tau_1$ через ΔH_{τ_1} . Тогда

$$H_2 = H_0 + \Delta H_{\tau_2}, \text{ где } \Delta H_{\tau_2} = f(\Delta H_{\tau_1})$$

или

$$H_2 = H_{t_1} + \Delta H_{\tau}, \text{ где } \Delta H_{\tau} = f(\Delta H_{\tau_1}).$$

При использовании данных уравнений для прогноза производится построение графической зависимости по материалам гидрометрических наблюдений. Величины τ_1 и τ_2 устанавливаются заранее, исходя из требуемой заблаговременности и допустимой точности прогнозов.

Связь на графике проводится в виде средней линии в поле точек. Отклонения точек на этой линии равны ошибкам прогноза. Зависимости обычно строятся для каждого сезона в отдельности: для весеннего половодья, летней и зимней межени.

Заблаговременность прогнозов по данному методу определяется устойчивостью изменений прогнозируемого элемента во времени и обычно колеблется от 1 до 6–7 дней. При большей заблаговременности способ становится в большинстве случаев неэффективным.

Оценка оправдываемости прогноза

Под погрешность (ошибкой) отдельного прогноза δ_i понимается разность между предсказанной ($y'_{пр}$) и действительной величинами ($y_{ф}$):

$$\delta_i = y_{ф} - y'_{пр}.$$

Какой же прогноз считать оправдавшимся? Способ оценки оправдываемости основывается на методах математической статистики.

В настоящее время существует два способа оценки оправдываемости прогнозов и эффективности методик: метод ГГИ и метод ГМЦ.

Метод ГМЦ

Величина допустимой погрешности прогноза определяется в зависимости от наблюдаемой в природных условиях изменчивости предсказываемой величины за период заблаговременности.

Основной статистической мерой изменчивости случайной переменной является ее среднее квадратическое отклонение за период заблаговременности от нормы

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}},$$

где Δ_i – изменение предсказываемой величины за период заблаговременности; $\bar{\Delta}$ – норма этих изменений; n – число членов ряда.

В качестве допустимой погрешности (приемлемой) берется некоторая доля среднего квадратического отклонения, а именно:

$$\delta_{доп} = \pm 0,674 \sigma_{\Delta}.$$

Прогноз считается оправдавшимся, если $\delta_i \leq \delta_{доп}$.

Оценка прогноза: отлично $\delta_i < 0,3\delta_{\text{доп}}$; хорошо $\delta_i = (0,3 - 0,6)\delta_{\text{доп}}$; удовлетворительно $\delta_i = (0,6 - 1,0)\delta_{\text{доп}}$.

Метод ГГИ

В качестве допустимой погрешности используется величина, равная 20 % от расчетной амплитуды A_p . Расчетная обеспеченность – это обеспеченная на 95 % сумма положительных и отрицательных величин изменения прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогноза:

$$A_p = \Delta H_a + \Delta H_b$$

где ΔH_a – положительное изменение прогнозируемого элемента, обеспеченность которого на 2,5 % меньше максимально возможной обеспеченности (для положительных ΔH_a);

ΔH_b – то же, но для отрицательного изменения.

Величина допустимой погрешности

$$\delta_{\text{доп}} = 1/5 A_p.$$

Оценка эффективности методики прогнозирования

Точность методики оценивается по распределению величин погрешностей поверочных прогнозов или по их обеспеченности, т. е. по величинам вероятности того, что погрешности прогнозов не превысят заданных предельных значений.

Метод ГМЦ

Методика может использоваться на практике, если она достаточно точна. В качестве критерия эффективности метода служит соотношение S/σ_Δ , т. е. отношение средней квадратической погрешности поверочных прогнозов к квадратическому отклонению предсказываемой величины либо к ее изменению за период заблаговременности.

Мерой точности методики служит средняя квадратическая погрешность поверочных прогнозов S :

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_\phi - Y_{\text{пр}})^2}{n - m}},$$

где Y_ϕ – фактическое значение величины; $Y_{\text{пр}}$ – предсказанное значение; n – число членов ряда; m – число параметров в прогностическом уравнении, при использовании линейной зависимости $m = 2$.

Методика прогноза считается эффективной: при $n \leq 15$ должно быть $S/\sigma_\Delta \leq 0,70$; при $15 < n \leq 25$ должно быть $S/\sigma_\Delta \leq 0,75$; при $n > 25$ должно быть $S/\sigma_\Delta \leq 0,80$.

Метод ГГИ

Оценка эффективности методики по методу ГГИ складывается из определения обеспеченности метода и природной обеспеченности. Методика считалась эффективной в случае, если обеспеченность метода превышает природную обеспеченность.

Обеспеченность метода выражается в процентах от общего числа выпущенных по данному методу поверочных прогнозов. Число удовлетворительных прогнозов, ошибки которых не превышают 20 % от расчетной амплитуды:

$$P = \frac{n_{\text{опр}}}{n} 100\%.$$

Природная обеспеченность – суммарная обеспеченность положительных и отрицательных изменений прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогнозов, равных 20 % от A_p . По сути, природная обеспеченность – это обеспеченность метода прогнозирования, который основан на предположении о постоянстве стока в период заблаговременности прогноза. В таком случае в качестве прогнозной величины принимается уровень или расход воды в день выпуска прогноза. Подобное предсказание, и есть природный прогноз, прогноз сегодняшнего дня. Обеспеченность «природных прогнозов» равна сумме положительных и отрицательных изменений ΔH , равных 20 % от A_p .

Цель задания

Дать краткосрочный прогноз уровней воды в период весеннего половодья по методу линейной тенденции. Оценить оправдываемость отдельных прогнозов и эффективность используемой методики.

Порядок выполнения задания

1. Исходные данные

Исходными данными служат ежедневные уровни воды за 30 дней (15 до пика половодья и 15 после) для поста на крупной реке ($F > 80000 - 100000 \text{ км}^2$) за два года, искусственно незарегулированной.

Ежедневные уровни воды р. ... – пост ... $F = \dots$ км² Таблица 1.1

Год 1		Год 2	
Дата	H , см	Дата	H , см

2. Расчет односуточных и двухсуточных изменений уровней воды для первого года

Столбец 3 табл. 1.2 заполняется в соответствии с выражением: $\Delta H_1 = H_t - H_{t-1}$, т. е. от текущего значения УВ отнимается значения уровня за предыдущие сутки. В конце таблицы рассчитывается среднее значение односуточных изменений. Эта информация используется при заполнении столбца 5 и дальнейшем вычислении σ_{Δ} .

Столбец 4 показывает двухсуточные изменения уровня воды и рассчитывается по выражению: $\Delta H_2 = H_t - H_{t-2}$.

Столбец 6 на данном этапе не может быть пока заполнен, так как он отражает оправдываемость, так называемых, природных прогнозов. Оценка этих прогнозов может быть произведена после вычисления допустимой погрешности, см. пункт 5 данного алгоритма.

Односуточные и двухсуточные изменения уровней воды р. ... – пост ... Таблица 1.2

Дата	H , см	Изменение УВ		$(\Delta H_1 - \overline{\Delta H_1})^2$	Оправдываемость
		ΔH_1	ΔH_2		
1	2	3	4	5	6
05.04	17				
06.04	18	1	2		+
07.04	19	1	1		+
08.04	19	0			+
.....					
		$\Sigma =$		$\Sigma =$	
		$\overline{\Delta H_1} =$			

3. Построение расчетной зависимости $\Delta H_2 = f(H_1)$

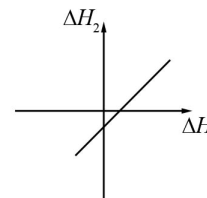


Рис. 1.2. Иллюстрация прогностической зависимости

По данным табл. 1.2 (столбы 3 и 4) строится прогностическая зависимость. Связь односуточных и двухсуточных изменений УВ представляется графически с вычисленным уравнением регрессии.

Надежность связи следует оценить по коэффициенту детерминации. С помощью этого же коэффициента подбирается лучшее аппроксимирующее уравнение, от которого зависит число степеней свободы в выражении для среднеквадратической погрешности S .

4. Прогноз уровней воды и его оценка для второго года

В табл. 1.3 дается поверочный прогноз УВ по методу линейной тенденции.

Столбец 3 показывает односуточные изменения УВ. При заполнении столбца 4 используется прогностическое выражение, полученное в пункте 3 (см. выше).

Прогнозные значения уровня воды рассчитываются согласно выражению: $H_{прt} = H_{фt-1} + \Delta H_2$.

В столбце 6 производится определение погрешности каждого прогноза: $\delta_i = H_{ф} - H_{пр}$. Столбец 7 – вспомогательный столбец, облегчающий вычисление среднеквадратической погрешности S .

Столбцы 8 и 9 заполняются после вычисления допустимых погрешностей.

Прогноз уровней воды р. ... – пост ... Таблица 1.3

Дата	$H_{ф}$, см	ΔH_1 , см	ΔH_2 , см	$H_{пр}$, см	δ , см	δ^2	Оценка прогноза	
							ГГИ	ГМЦ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
10.04	35							
11.04	38	3	4					
12.04	39	1	2	39	0	0	+	+
13.04	41	2	3	40	1	1	+	+
.....								
					$\Sigma =$			

5. Расчет допустимой погрешности

Допустимая погрешность рассчитывается двумя методами, разработанными в ГГИ и ГМЦ.

Метод ГГИ: $\delta_{\text{доп}} = 1/5 A_p$.

Диапазон односуточных изменений УВ за первый год разбивается на 6–7 интервалов без учета знака (столбец 1 табл. 1.4). Далее подчитывается число попаданий ΔH_1 в каждый интервал с учетом знака и процент этих попаданий от общего числа оцениваемых изменений (столбцы 2 и 3). Столбцы 4 и 5 заполняются последовательно путем построчного суммирования процентных величин. А в столбце 6 суммируются проценты ячеек столбцов 4 и 5.

Таблица 1.4

Обеспеченность изменения уровня р. ... – пост ...					
Интервал величины изменения УВ	Частота изменения УВ / в % от общего числа		Обеспеченность величины изменения УВ, %		
	«+»	«-»	«+»	«-»	Σ
1	2	3	4	5	6
0–50	25/43,1	16/27,6	43,1	27,6	70,7
51–100	3/5,2	5/8,6	48,3	36,2	84,5
101–150	2/3,4	3/5,2	51,7	41,4	93,1
151–200	2/3,4	0/0	55,1	41,4	96,5
201–250	1/1,7	0/0	56,8	41,4	98,2
251–300	1/1,7	0/0	58,5	41,4	99,9

Кривая обеспеченности изменения уровней воды за период заблаговременности представлена на рис. 1.3. Кривая строится по столбцам 4 и 5 табл. 1.4. По ней определяется расчетная амплитуда A_p .

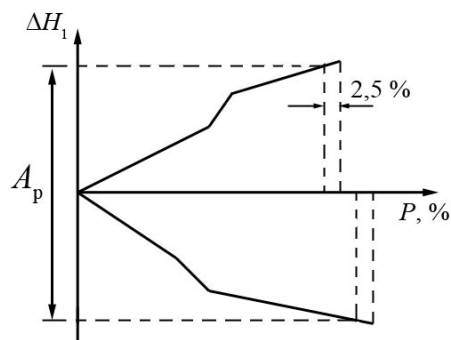


Рис. 1.3. Иллюстрация кривой обеспеченности изменения УВ.

После определения A_p и расчета $\delta_{\text{доп}}$ в графе 8 табл. 1.3 ставим «+» если $\delta \leq \delta_{\text{доп}}$. Это означает, что прогноз оправдался. Если $\delta \geq \delta_{\text{доп}}$ следует поставить «-» (прогноз не оправдался).

В табл. 1.2 (столбец 6) оцениваем природные прогнозы путем сравнения ΔH_1 с $\delta_{\text{доп}}$. В данном прогнозе односуточные изменения являются погрешностями природного прогноза, который подразумевает неизменность уровня воды за период заблаговременности.

$$\text{Метод ГМЦ: } \delta_{\text{доп}} = \pm 0,674 \sigma_{\Delta}, \text{ где } \sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{29} (\Delta H_{1i} - \overline{\Delta H_1})^2}{29 - 1}}.$$

Заполняем столбец 9 табл. 1.3 аналогично столбцу 8.

6. Оценка эффективности методики

Метод ГГИ.

$P = m/n \cdot 100\%$ – обеспеченность методики (где m – число оправдавшихся прогнозов (число «+» в графе 8 табл. 1.3), n – общее число прогнозов).

$P_{\text{прир}} = m'/n' \cdot 100\%$ – природная обеспеченность (m' – число оправдавшихся природных прогнозов (число «+» в графе 6 табл. 1.2), n' – общее число природных прогнозов).

Методика эффективна, если $P \geq P_{\text{прир}}$.

Метод ГМЦ.

$$S/\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_{\phi} - Y_{\text{пр}})^2}{n - m}} / \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{29} (\Delta H_{1i} - \overline{\Delta H_1})^2}{29 - 1}}$$

Методика эффективна, если $S/\sigma_{\Delta} \leq 0,8$.

7. Построение кривой обеспеченности природных ошибок и ошибок метода

Таблица 1.5

Кривые обеспеченности р. ... – пост ...			
№ п/п	Ранжированные значения		P, %*
	ΔH_1	δ	
1	2	3	4
1			
.....			
28			
* – $P = ((m - 0,3)/(n + 0,4))100\%$			

По данным табл. 1.5 строятся кривые обеспеченности природных ошибок ΔH_1 и ошибок метода δ .

8. Вывод

Делаются выводы по работе: оцениваются отдельные прогнозы и эффективность методики в целом.

2. Прогноз волны паводка по линейной модели трансформации методом Калинина-Милюкова (по характерным участкам)

Волна паводка при движении воды в реке расплывается (трансформируется), происходит снижение его высоты и увеличение продолжительности.

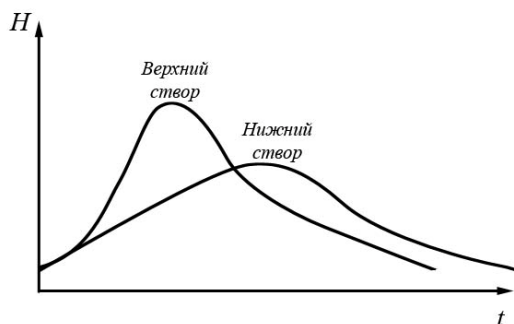


Рис. 2.1. Иллюстрация трансформации паводочной волны.

Основные причины расплывания паводочной волны:

- различие уклонов в лобовой и тыловой части волны;
- регулирующее влияние поймы и берегов, приводящее к аккумуляции грунтами поймы и русла части воды в период подъема, на спаде волны эта вода возвращается в реку;
- накопление воды в устьевых участках притоков вследствие подпора от главной реки.

Точный теоретический расчет расплывания паводка с учетом всех факторов пока невозможен. Поэтому на практике чаще всего применяются приближенные методы расчета (все методы реализуются для бесприточного участка и все способы линейные): аналитические и графические:

- метод Маскингам (основан на совместном решении уравнения водного баланса участка реки и зависимости объема воды на участке от расходов воды);
- метод кривых добегания (графический способ);
- метод Калинина-Милюкова.

Метод Калинина–Милюкова по характерным участкам

1) Метод основан на предположении, что участок реки длиной L (характерный) оказывает такое же регулирующее влияние на волну паводка, как и равное ему по объему водохранилище.

2) На этом участке при неустановившемся движении сохраняется однозначность изменения объема W от расходов воды в нижнем створе Q_n , справедливая для установившегося движения $W = f(Q_n)$.

3) В призматическом русле, в условиях неизменной формы и сечения его по длине реки, а также линейном изменении уровней воды, на участке будет иметь место однозначная зависимость объема воды от уровня в середине участка, т. е. $W = f(H_{cp})$.

Следовательно $Q_n = f(H_{cp})$.

Для расчета расплывания паводочной волны река разбивается на ряд характерных участков. Для каждого участка длина определяется по формуле

$$L = \frac{Q}{i} \frac{dH}{dQ},$$

где Q и i – соответственно расход и уклон водной поверхности при установившемся режиме; dH/dQ – тангенс угла наклона касательной к кривой расходов воды при данном значении расхода.

Так как зависимость объема и расхода в нижнем створе принимается линейной, тогда

$$W = \tau Q_n.$$

Подставляя Q_n в уравнение неразрывности (водного баланса в дифференциальной форме)

$$(Q_b - Q_n)dt = dW$$

получим

$$(Q_b - \frac{W}{\tau})dt = dW, \text{ или } \frac{dW}{dt} + \frac{W}{\tau} = Q_b \quad (2.1)$$

Численное решение уравнения (2.1) приводит к формуле

$$Q_{нк} = Q_{bn} (1 - \ell \frac{\Delta t}{\tau}) + Q_{нн} \cdot \ell \frac{\Delta t}{\tau}$$

или

$$Q_{нк} = Q_{нн} + (Q_{bn} - Q_{нн})(1 - \ell \frac{\Delta t}{\tau}).$$

Первое слагаемое выражения есть функция притока с верхнего створа, а второе – закон истощения в случае отсутствия притока. По-

сколько продолжительность расчетного интервала времени Δt и параметр τ принимаются постоянными:

$$(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}) = K = \text{const},$$

тогда

$$Q_{\text{нк}} = Q_{\text{нн}} + (Q_{\text{вн}} - Q_{\text{нн}})K.$$

По формуле можно рассчитать расход воды в нижнем створе $Q_{\text{нк}}$, этот расход принимается в качестве начального для следующего интервала времени и т.д. После расчета на первом участке переходят ко второму, для которого $Q_{\text{нк}}$ первого участка принимается в качестве $Q_{\text{вн}}$.

Порядок расчета

1. *Определение длины характерного участка* $L = \frac{Q_y}{i_y} \frac{\Delta H_y}{\Delta Q_y}$.

Таблица 2.1

Определение длины характерного участка

Установившийся режим			Приращение		$\Delta H_y / \Delta Q_y$	$Q_{\text{ср}}$	$I_{\text{ср}}$	$L, \text{ км}$
Форма кривой $Q=f(H)$	Уклон	расход воды	уровни воды					
$Q_y, \text{ м}^3/\text{с}$	$H_y, \text{ м}$	$I_y, \text{ ‰}$	ΔQ_y	ΔH_y				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
20	5,84	0,101						
			20	0,05	0,0025	30	0,1010	0,74
40	5,89	0,101						
			20	0,08	0,0040	50	0,1015	1,97
60	5,97	0,102						
								$L_{\text{ср}} =$

2. *Определение времени руслового добега (τ)*

$$\tau = \frac{dW}{dQ} \approx \frac{\Delta W}{\Delta Q}.$$

Таблица 2.2

Определение времени руслового добега

$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	20	40	60
$W, \text{ м}^3 \cdot 10^3$	311	417	524	
ΔW		106	107	
$\tau = \Delta W / \Delta Q$		5300	5350	$\tau_{\text{ср}} =$

3. *Расчетный интервал $\Delta t_1 = 1800$ сек, $\Delta t_2 = 3600$ сек.*

4. *Определение расходов воды в нижнем створе участка*

Расходы воды в нижнем створе рассчитываются по уравнению:

$$Q_{\text{нт}} = Q_{\text{нт}-\Delta t} + (Q_{\text{в}\Delta t} - Q_{\text{нт}-\Delta t})(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}), \quad (2.2)$$

в котором Δt принимает два значения в соответствии с пунктом 3.

Табл. 2.3 заполняется последовательно построчно, в ней столбцы соответствуют выражению (2.2).

В столбце 9 рассчитывается погрешность прогноза. Столбец 10 заполняется согласно выражению $Q_{\phi} - Q_{\phi-1}$.

Таблица 2.3

Прогноз расходов воды ($\Delta t_1 = 1800$ сек)

Время	$Q_{\text{в}\Delta t}$	$Q_{\text{н}}$	$\frac{Q_{\text{в}\Delta t} - Q_{\text{н}}}{K_i}$	$(Q_{\text{в}\Delta t} - Q_{\text{н}}) \cdot K_i$	Q_t	Q_{ϕ}	δ	δ^2	δ'	δ'^2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
8:30		10,00				10,00				
	67,05		57,05	16,01	26,01					
9:00		26,01				26,40	0,39	0,16	16,40	268,96
	79,70		53,69	15,06	41,07					
9:30		41,07				39,90	-1,17	1,37	13,50	182,25
	92,20		51,13	14,34	55,41					
10:00		55,41				53,90	-1,51	2,29	14,00	196,00
	103,85		48,44	13,59	69,00					
10:30		69,00				68,50	-0,50	0,25	14,60	213,16
	113,95		44,95	12,61	81,61					
11:00		81,61				78,70	-2,91	8,48	10,20	104,04
	121,75		40,14	11,26	92,87					
								Σ		Σ

Далее рассчитывается таблица аналогичная табл. 2.3, но для интервала $\Delta t_2 = 3600$ сек.

5. *Оценка эффективности методики и построение фактических и прогнозных гидрографов в верхнем и нижнем створах*

Для каждого расчетного интервала находятся и анализируются следующие величины: $\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum(\delta')^2}{n-1}}$, $S = \sqrt{\frac{\sum(\delta)^2}{n-2}}$, S/σ_{Δ} .

В заключении задания строится график, пример которого показан на рис. 2.2. Для визуальной оценки строятся фактические (для верхнего и нижнего створов) и рассчитанные (для двух интервалов времени) гидрографы.

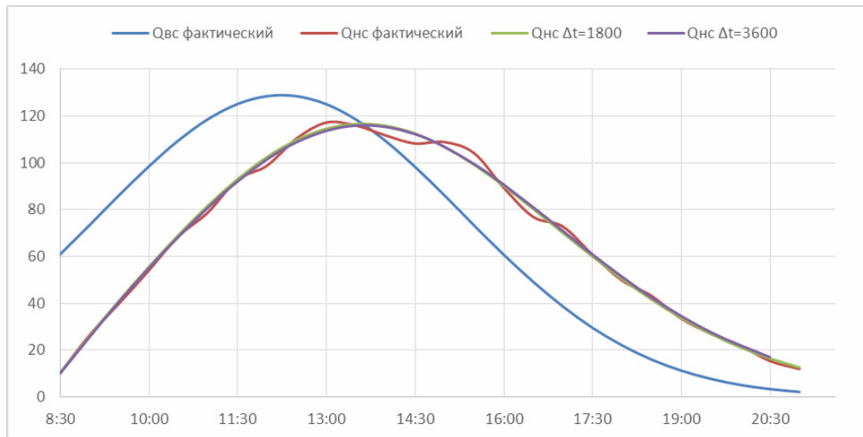


Рис. 2.2. Гидрографы для верхнего и нижнего створов.

3. Расчет расплывания паводка и прогноз расходов и уровней воды на слабоприточном участке по интегралу Дюамеля

Для модели, представляющей собой линейную динамическую систему с сосредоточенными параметрами, связь между характеристиками входа в эту систему q и выхода из нее Q можно представить при помощи условных операторов A_1 и A_2

$$A_1(Q) = A_1(q), \quad (3.1)$$

где операторы:

$$A_1 = a_n(t) \frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1}(t) \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \dots + a_0(t), \quad (3.2)$$

$$A_2 = b_m(t) \frac{d^m}{dt^m} + b_{m-1}(t) \frac{d^{m-1}}{dt^{m-1}} + \dots + b_0(t). \quad (3.3)$$

Здесь a_i и b_i – коэффициенты не зависящие от q и Q , постоянные или меняющиеся во времени.

Решением уравнения (3.1) при нулевых начальных условиях и постоянных коэффициентах является интеграл Дюамеля

$$Q_t = \int_0^t q(\tau) r(t - \tau) d\tau. \quad (3.4)$$

Данное уравнение применяется в разных областях науки. Функция $r(\tau)$ носит название функции влияния или импульсной, или переходной функции. В гидрологии используется термин «функция трансформации». В первом приближении эту функцию можно отождествлять с функцией добегаания. Однако это верно только для рек со слабо развитой поймой. В общем случае функция влияния равна произведению функции добегаания и руслопойменного водообмена.

Применительно к задаче расчета трансформации паводочной волны интеграл удобно записать в следующем виде

$$Q_{нт} = \int_0^t Q_{в}(t - \tau) r(\tau) d\tau, \quad (3.5)$$

или в конечных разностях

$$Q_{нт} = \sum_{\tau=0}^{\tau_{\max}} r_{\tau} Q_{в,t-\tau_0-\tau}, \quad (3.6)$$

или

$$Q_{нт} = r_1 Q_{в,t-\tau_0} + r_2 Q_{в,t-\tau_0-1} + \dots + r_{\tau_m} Q_{в,t-\tau_0-\tau_m} \quad (3.7)$$

где $Q_{нт}$ – расход воды в нижнем створе в момент времени t ; r_{τ} – ординаты кривой добегаания воды по руслу; $Q_{в}$ – расход воды в верхнем створе; τ – время добегаания доли расхода воды; τ_0 – время, в течение которого изменение расхода в верхнем створе не сказывается на расходе в нижнем створе.

Функция влияния может быть получена по формуле, обоснованной Г.П. Калининым и П.И. Милуковым:

$$r(\tau) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-t/\tau}. \quad (3.8)$$

Таблица 3.2

Прогноз расходов воды по интегралу Дюамеля

Да-та	Попуск Q_n	Ординаты $r(\tau)$ при		Произведение расходов попуска на ординаты соответствующей кривой добегания				$Q_{\text{Астрахань}}$
		$Q_n < 10^3$	$Q_n > 10^3$	5	6	7	...	
1	4640	0,00	0,00	$Q_{n1} \cdot r_1$			20	21
2	4810	0,06	0,02	$Q_{n1} \cdot r_2$	$Q_{n2} \cdot r_1$			
3	4740	0,18	0,09	$Q_{n1} \cdot r_3$	$Q_{n2} \cdot r_2$	$Q_{n3} \cdot r_1$		
4	4820	0,22	0,11	$Q_{n1} \cdot r_4$	$Q_{n2} \cdot r_3$	$Q_{n3} \cdot r_2$		
5	4560	0,20	0,20	$Q_{n1} \cdot r_5$	$Q_{n2} \cdot r_4$	$Q_{n3} \cdot r_3$		
6	4070	0,14	0,18	$Q_{n1} \cdot r_6$	$Q_{n2} \cdot r_5$	$Q_{n3} \cdot r_4$		
7	4550	0,09	0,13	$Q_{n1} \cdot r_7$	$Q_{n2} \cdot r_6$	$Q_{n3} \cdot r_5$		
8	5320	0,05	0,09	$Q_{n1} \cdot r_8$	$Q_{n2} \cdot r_7$	$Q_{n3} \cdot r_6$		
9	7100	0,03	0,06	$Q_{n1} \cdot r_9$	$Q_{n2} \cdot r_8$	$Q_{n3} \cdot r_7$...	
10	10200	0,02	0,03	$Q_{n1} \cdot r_{10}$	$Q_{n2} \cdot r_9$	$Q_{n3} \cdot r_8$		
11	13600	0,01	0,02	$Q_{n1} \cdot r_{11}$	$Q_{n2} \cdot r_{10}$	$Q_{n3} \cdot r_9$		Σ
12	13900		0,01		$Q_{n2} \cdot r_{11}$	$Q_{n3} \cdot r_{10}$		Σ
13	10800					$Q_{n3} \cdot r_{11}$		Σ
14	9680							Σ
15	7110							Σ
16	10100							Σ

4. Прогноз гидрографа реки за период половодья по данным о стоке малых рек

Расходы воды малой реки представляют собой склоновой приток, сформированный русловой сетью бассейна этой реки. Сток с малого бассейна, если он весьма мал, можно принять за склоновый сток, пренебрегая указанной трансформацией, или выполнить приближенную ретрансформацию руслового стока в склоновый приток с учетом времени добегания в пределах малого бассейна. Сток с малых бассейнов служит таким образом индикаторов склонового притока. Еще в 1947 г. А. В. Огиевский ввел понятие о бассейнах-индикаторах.

На значительных речных бассейнах всегда изменяются по площади условия формирования склонового притока. Поэтому для определения общего притока воды в речную сеть таких бассейнов необходимо использовать данные по нескольким малым рекам, расположенным по площади более или менее равномерно; этим будет учтено изменение по площади основных процессов стокообразования.

Для расчета притока воды в речную сеть большого бассейна по данным о стоке с бассейнов-индикаторов принимают формулу:

Данная функция показывает последовательность добегания до нижнего створа долей расхода, прошедшего через верхний створ. Параметры этой функции определяются путем расчета или методом оптимизации. Отыскиваются такие значения параметров n и τ , при которых обеспечивается наилучшее соответствие между расходами, наблюдаемыми и рассчитанными.

Если принять за расчетный интервал времени на характерном участке $\Delta t = \tau$, а число расчетных единиц времени, т. е. отношение $t / \Delta t$ обозначить через m , то из выражения (3.8) получим выражение стандартной кривой добегания в виде формулы Пуассона

$$r = \frac{m^{n-1}}{(n-1)!} e^{-m} \tag{3.9}$$

Исходные данные:

1. Данные о расходах воды в створе Волжской ГЭС с 30/III по 13/V.
2. Расчетный интервал $\Delta t = 2$ сут.
3. Число характерных участков Волги от ГЭС до Астрахани при попусках более 10 000 м³/с равно пяти, а при попусках менее 10 000 м³/с – четырем.
4. Время добегания $\tau = 8$ сут при попусках до 10 000 м³/с и $\tau = 10$ сут при попусках свыше 10 000 м³/с.
5. Ординаты стандартной кривой добегания показаны в табл. 3.1

Таблица 3.1

Ординаты кривой добегания												
$n=4$	0	0,06	0,18	0,22	0,20	0,14	0,09	0,05	0,03	0,02	0,01	
$n=5$	0	0,02	0,09	0,11	0,20	0,18	0,13	0,09	0,06	0,03	0,02	0,01

Цель задания: Рассчитать расход воды р. Волги у г. Астрахани.

Порядок выполнения

В качестве расчетного принимаем уравнение (3.6) при трансформации по стандартной кривой добегания, так как расчетный интервал времени вдвое суток равнее среднему времени добегания на характерном участке реки.

Рассчитаем расход воды Волги у г. Астрахани по форме табл. 3.2, учитывая изменение n и τ с расходом попуска. Делаем выводы.

$$q = \frac{F}{N} \sum_{i=1}^N \frac{Q_i + \Delta W / \Delta t}{f_i}, \quad (4.1)$$

где F – площадь бассейна реки; N – число малых рек-индикаторов; f_i и Q_i – площадь бассейна и расход каждой малой реки; ΔW – изменение объема русловых запасов за интервал времени Δt .

Если пренебречь изменением объема русловых запасов в бассейне малой реки, то

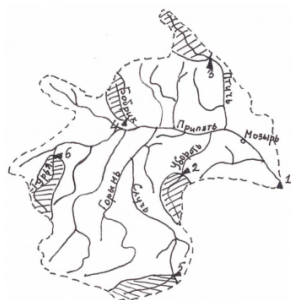
$$q = \frac{F}{N} \sum_{i=1}^N \frac{Q_i}{f_i}. \quad (4.2)$$

Для успешного использования формулы (4.2) необходимо, чтобы принятые индикаторы достаточно хорошо характеризовали разнообразие условий стока в большом бассейне. Основным критерием репрезентативности данных о стоке малых рек является отношение стока с большого бассейна $\sum Q$ и вычисленного по формуле (4.2) притока $\sum q$ за период половодья или паводка; это отношение $\sum Q / \sum q$ Огиевский назвал коэффициентом стоковой приводки (K_c).

Для весеннего половодья на равнинных реках в связи с небольшим изменением снеготазов и водоотдачи снежного покрова по территории указанное соотношение часто очень близко к единице. Для дождевых паводков в северных районах страны, характеризующихся процессом подпертого стока, а также в регионах с муссонными дождями, расчет по стоку малых рек также больших затруднений не вызывает. Но в регионах поверхностного ливневого стока (степная зона) из-за большой пространственной изменчивости ливней часто нет не только равенства притока и стока, но отсутствует связь между $\sum Q$ и $\sum q$.

Бассейны с площадью более 25000 км² часто разделяют на части, для каждой из которых приток воды в русловую сеть рассчитывают отдельно.

Исходные данные



- | |
|--------------------------------|
| 1 – р. Припять – пгт Припять |
| 2 – р. Уборть – с. Перга |
| 3 – р. Птичь – с. Комарино |
| 4 – р. Бобринка – г. Парахонск |
| 5 – р. Случь – с. Громада |
| 6 – р. Турья – с. Бузаки |

Рис. 4.1. Схема речного бассейна с бассейнами-индикаторами.

1. Схема бассейна р. Припять с бассейнами-индикаторами. Бассейны должны быть отобраны так, чтобы они более или менее равномерно освещали территорию и имели близкие размеры площади.

2. Расходы воды четырех – шести малых рек (бассейнов-индикаторов) за 3 месяца года (месяц до начала половодья и 2 месяца самого половодья), осредненные по пятидневным интервалам.

3. Ординаты кривой добегания воды в бассейне при расчетной единице времени $\Delta t = 5$ суток.

Задание

Рассчитать приток воды в русловую сеть бассейна р. Припять по стоку малых рек.

Рассчитать гидрограф р. Припять за период весеннего половодья по притоку воды в русловую сеть и составить поверочные прогнозы расходов воды с заблаговременностью 5 суток.

Решение

1. Для расчета притока воды используем формулу (4.2), преобразовав ее к виду

$$q = \sum_{i=1}^N k_i \frac{Q_i}{f_i}, \quad k_i = \frac{F}{N f_i}, \quad (4.3)$$

где N – число малых рек, принятых в расчете (4 – 6); Q_i – расход воды малой реки; k_i – коэффициент.

Рассчитываем коэффициенты k_i для малых рек по формуле (4.3).

Таблица 4.1

Расчет коэффициента k

Река	р. Уборть – с. Перга	р. Птичь – с. Комарино	р. Бобринка – г. Парахонск	р. Случь – с. Громада	р. Турья – с. Бузаки
F , км ²	2880	2010	1450	2480	2630
k	7,57	10,85	15,03	8,79	8,28

2. Определяем ход притока воды в русловую сеть. Расчет выполняем при единице времени $\Delta t = 5$ суток, используя данные о средних расходах воды малых рек за пятидневки (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Расчет притока в основную реку по стоку малых рек р. Припять – пгт Припять

Дата	Расходы воды средние за 5 суток				Приток в речную сеть			
	Припять	Уборть	...	Турья	q_1	q_2	...	$q = \sum_{i=1}^5 k_i Q_i$
1	2	3	...	7	8	9	...	13
09–13.02	204	5,13	...	2,01	38,8	33,9	...	212
14–18.02	198	5,46	...	2,35	41,4	35,4	...	339
Σ =								Σ =

4. Проверяем возможность определения общего притока в русловую сеть бассейна по принятой совокупности расходов воды малых рек. Для этого строим график зависимости годовых значений стока за половодье р. Припяти $\sum Q$ от соответствующих значений притока воды $\sum q$, вычисленных по стоку малых рек.

Определяем коэффициент стоковой приводки: $K_c = \sum Q / \sum q$.

5. Выполняем расчет гидрографа р. Припять по вычисленному притоку воды за половодье, используя для этого интеграл Дюамеля (см. выше практическое задание 3) и заданные ординаты функции влияния (табл. 4.3):

$$Q(t) = \int_0^t P(\tau)q(t - \tau)d\tau,$$

$$Q_t = \sum_{j=1}^r P_j q_{t-j+1},$$

t – порядковый номер пятисуточного интервала; r – последняя ордината функции влияния.

Заполняем столбец 21 табл. 4.3. Сумму не забыть умножить на коэффициент стоковой приводки K_c .

5. Составляем поверочные прогнозы с заблаговременностью 5 суток.

$$a) Q_{t+\delta} = K_c \sum_{j=\delta+1}^r P_j q_{t+\delta-j+1};$$

$$b) Q_{t+\delta} = K_c \sum_{j=\delta+1}^r P_j q_{t+\delta-j+1} + K_c \sum_{j=1}^{\delta} P_j \hat{q}_{t+\delta-j+1};$$

$$Q_{t+\delta} = K_c \sum_{j=\delta+1}^r P_j q_{t+\delta-j+1} + K_c \sum_{j=1}^{\delta} P_j q_{t-j+1}.$$

где δ – заблаговременность прогноза, равная расчетной единице времени (5 суток); r – максимальное число ординат ($r = 11$); j – порядковый номер ординаты функции влияния.

Заполняем столбцы 22 и 23 табл. 4.3. Словесно прогноз a можно интерпретировать следующим образом: сложить столбцы с 5 по 19 на одной строке (т. е. без последнего значения в строке) и умножить на коэффициент стоковой приводки. Прогноз b : к значению, полученному по прогнозу a , прибавить последнее значение с предыдущей строки, умноженное на коэффициент стоковой приводки.

В столбцах 25, 26 оцениваем погрешность отдельных прогнозов.

Таблица 4.3

Прогноз стока р. Припять – пгт Припять

Дата	t	q	P	$q \cdot P_j$					Q				Погрешность	
				1	2	3	...	20	Расчет	Пр. a	Пр. b	Факт.	a	b
1	2	3	4	5	6	8		20	21	22	23	24	25	26
09–13.02	1	212	0,06	12,7								205		
14–18.02	2	339	0,08	17,0	20,3					12,9	22,5	198	185	175
19–23.02	3	543	0,10	21,2	27,1	32,6				36,7	52,1	191	154	139
24–28.02	4	1380	0,11	23,3	33,9	43,5	...			76,4	101	218	142	117
01–05.03	5	1108	0,13	27,6	37,2	54,3				174	237	269	94	32
06–10.03	6	1064	0,25	53,0	44,0	59,7				291	342	277	-14	-65

6. Производим оценку сроков наступления Q_{max} в замыкающем створе. Допустимой считать ошибку прогноза в один расчетный интервал времени.

7. Оцениваем погрешность прогноза величины прогнозного максимального расхода воды Q_{\max} : $\beta = \frac{Q_{\max}^{\phi} - Q_{\max}^{\text{пр}}}{Q_{\max}^{\phi}} 100\%$. Допустимой считаем погрешность менее 20 %.

8. Построить фактические и прогнозные гидрографы в замыкающем створе, а также гидрограф общего притока в русловую сеть по бассейнам-индикаторам (столбец 3 табл. 4.3).

5. Оценка гидрологических последствий изменения климата

Для эффективного использования водных ресурсов необходимо иметь четкое представление о тех изменениях в гидрологическом режиме, которые могут произойти в будущем. При этом гидрологический режим претерпевает изменения как под воздействием естественных колебаний климата, так и под воздействием антропогенных факторов. В последнее время роль последних сильно возросла. Под действием антропогенных факторов могут изменяться не только численные значения характеристик водного объекта, но и его свойства. Изменение климатической ситуации на водосборе, выражающееся в изменении температурного режима и режима увлажнения, может повлечь за собой некоторое смещение природных зон. Подобная ситуация несомненно приведет к изменению физико-географических характеристик водосборов. В связи с этим прогнозирование элементов гидрологического режима приобретает важное значение.

Общую картину гидрологического режима можно получить по существующим картам СНиПа, где представлена информация об основных характеристиках кривых распределения (норма, коэффициенты корреляции и асимметрии). Прогноз возможных гидрологических последствий изменения климата необходимо представить в аналогичной форме, т. е. в виде карт прогнозных значений статистических характеристик.

Для решения такой задачи может быть использовано уравнение Фоккера–Планка–Колмогорова, причем самый простой ее вариант, статистически эквивалентный линейному формирующему фильтру

$$dQ = [-(\bar{c} + \tilde{c})Q + \bar{N} + \tilde{N}]dt, \quad (5.1)$$

где $c = 1/k\tau$; $N = X/\tau$ (здесь k – коэффициент стока; τ – время релаксации речного бассейна; X – осадки; \bar{c} и \bar{N} – математические ожидания; \tilde{c} и \tilde{N} – белые гауссовские коррелированные друг с другом шумы с интенсивностями $G_{\tilde{c}}$, $G_{\tilde{N}}$ и взаимной интенсивностью $G_{\tilde{c}\tilde{N}}$).

Так как все климатические сценарии являются равновесными, то, пренебрегая производной по времени, можно от ФПК перейти к уравнению Пирсона:

$$\frac{dp}{dQ} = \frac{Q - a}{b_0 - b_1Q + b_2Q^2} p. \quad (5.2)$$

В зависимости от соотношения между параметрами a , b_0 , b_1 и b_2 будут получаться различные распределения семейства кривых Пирсона.

Схема использования уравнения (5.2) при прогнозировании сводится к следующему. Решением уравнения (5.2) является плотность вероятности $p(Q)$. В гидрологии, из-за коротких рядов наблюдений ее аппроксимируют несколькими первыми моментами, точнее Q , C_v , C_s . В связи с этим, можно перейти к системе уравнений для начальных моментов m_n :

$$m_{n-1}b_0n + m_n[b_1(n+1) - a] + m_{n+1}[(n+2)b_2 + 1] = 0, \quad (5.3)$$

где

$$a = (G_{\tilde{c}\tilde{N}} + 2\bar{N}) / (2\bar{c} + G_{\tilde{c}}), \quad b_0 = -G_{\tilde{N}} / (2\bar{c} + G_{\tilde{c}}),$$

$$b_1 = 2G_{\tilde{c}\tilde{N}} / (2\bar{c} + G_{\tilde{c}}), \quad b_2 = -G_{\tilde{c}} / (2\bar{c} + G_{\tilde{c}}).$$

Значения статистических характеристик, отражающих ситуацию, сформированную на речных водосборах при стабилизированных параметрах, мы можем получить из существующих карт. Решая систему алгебраических уравнений (5.3), находим параметры a , b_0 , b_1 и b_2 , а, следовательно, и физико-статистические характеристики водосбора, определяющие процесс формирования стока:

$$\bar{c} = \bar{N} / (a - b_1 / 2),$$

$$G_{\bar{c}\bar{N}} = \bar{N}b_1 / (a - b_1 / 2),$$

$$G_{\bar{N}} = -2\bar{N}b_0 / (a - b_1 / 2).$$

Следующий этап – задание прогнозных значений параметров. В качестве параметра \bar{N} задается прогнозная норма осадков из соответствующего сценария изменения климата. Параметр \bar{c} можно либо оставить постоянным в предположении, что свойства подстилающей поверхности водосборов не изменяться, либо задать новые значения \bar{c} , учитывающие чувствительность коэффициента стока к изменению климата и антропогенной нагрузке.

Таким образом появляется возможность спрогнозировать новые распределения $p(Q)$. Практически же необходимо найти только те начальные моменты m_n , которые требуются для определения новых значений Q, C_v, C_s .

Порядок выполнения

1. Исходные данные

Основные статистические характеристики годового стока – q, C_v, C_s для 6 точек (из СНиПа).

Значения фактической (из Атласа Мирового баланса) и прогноз-ной (из сценария на 2060 год) нормы осадков N в мм.

Таблица 5.1

Гидрологические и климатические характеристики

№ точки	координаты		q , л/с км ²	C_v	C_s	$\beta = C_s/C_v$	N		$N_{пр}$	
	широта	долгота					мм	л/с км ²	мм	л/с км ²
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
								[8]/31.5		

2. Параметризация стохастической модели формирования стока

2.1.

$$a = q(1 - 0,5\beta C_v^2),$$

$$b_0 = q^2 C_v^2 (1 - 0,5\beta),$$

$$b_1 = -0,5\beta q C_v^2$$

(это переход от q, C_v, C_s к параметрам кривой Пирсона III типа).

2.2. Определение параметров уравнения ФПК

$$\bar{c} = \bar{N} / (a - b_1 / 2),$$

$$G_{\bar{c}\bar{N}} = \bar{N}b_1 / (a - b_1 / 2),$$

$$G_{\bar{N}} = -2\bar{N}b_0 / (a - b_1 / 2).$$

(это переход от уравнения Пирсона к ФПК).

Таблица 5.2

Параметризация стохастической модели формирования стока

№ точки	Уравнение Пирсона			Уравнение ФПК		
	a	b_0	b_1	\bar{c}	$G_{\bar{c}\bar{N}}$	$G_{\bar{N}}$
1	2	3	4	5	6	7

3. Задание прогнозных значений физических параметров.

Сохраняем параметры прежними

$$\bar{c}_{пр} = \bar{c}, G_{\bar{N}_{пр}} = G_{\bar{N}} \text{ и } G_{\bar{c}\bar{N}_{пр}} = G_{\bar{c}\bar{N}}.$$

4. Вычисление прогнозных значений параметров уравнения Пирсона.

$$a_{пр} = (G_{\bar{c}\bar{N}} + 2\bar{N}_{пр}) / (2\bar{c}_{пр}),$$

$$b_{0пр} = -G_{\bar{N}} / (2\bar{c}_{пр}),$$

$$b_{1пр} = 2G_{\bar{c}\bar{N}} / (2\bar{c}_{пр})$$

Таблица 5.3

Прогнозные значения параметров уравнения Пирсона

№ точки	$a_{пр}$	$b_{0пр}$	$b_{1пр}$
1	2	3	4

5. Прогноз статистических гидрологических характеристик

Имеем систему уравнений для моментов

$$m_{n-1}b_0n + m_n[b_1(n+1) - a] + m_{n+1}[(n+2)b_2 + 1] = 0,$$

ограничиваясь первыми тремя моментами приходим к системе из трех уравнений с тремя неизвестными. Решая полученную систему с учетом прогнозных значений параметров a , b_0 и b_1 , получим значения m_1 , m_2 и m_3 .

$$m_{1\text{пр}} = q_{\text{пр}} = a_{\text{пр}} - b_{1\text{пр}},$$

$$m_{2\text{пр}} = m_{1\text{пр}} a_{\text{пр}} - b_{0\text{пр}} - 2m_{1\text{пр}} b_{1\text{пр}},$$

$$m_{3\text{пр}} = m_{2\text{пр}} a_{\text{пр}} - 2m_{1\text{пр}} b_{0\text{пр}} - 3m_{2\text{пр}} b_{1\text{пр}}.$$

Далее выполняем расчет основных статистических характеристик:

$$Cv_{\text{пр}} = \sqrt{(m_{2\text{пр}} - q_{\text{пр}}^2 / q_{\text{пр}}^2)},$$

$$Cs_{\text{пр}} = (m_{3\text{пр}} - 3m_{2\text{пр}} m_{1\text{пр}} + 2m_{1\text{пр}}^3) / (Cv_{\text{пр}}^3 q_{\text{пр}}^3), \quad Cs_{\text{пр}} = \beta Cv_{\text{пр}}.$$

Таблица 5.4

Прогноз статистических гидрологических характеристик

№ точки	m_1	m_2	q	Cv	$q_{\text{пр}}$	$Cv_{\text{пр}}$	$Cs_{\text{пр}}$	$\Delta q, \%$	$\Delta Cv, \%$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

6. Построение карт

Строятся карты по столбца 4, 6, 7, 9 и 10 табл. 5.4.

Заключение.

Вопросы для проверки «остаточных» знаний по дисциплине

1. Дайте определение «гидрологические прогнозы».
2. Напишите выражение для определения допустимой погрешности по методу ГГИ.
3. Напишите выражение для определения допустимой погрешности по методу ГМЦ.
4. Классификация прогнозов по заблаговременности.
5. Определение «заблаговременность».
6. Отличие метода прогноза от методики.
7. Оценка эффективности прогностической методики по методу ГГИ.
8. Оценка эффективности прогностической методики по методу ГМЦ.
9. Перечислите формы выражения прогнозов.
10. Перечислите методы краткосрочного прогнозирования.
11. Охарактеризуйте эмпирические и теоретические модели.
12. Напишите «цепочку» перехода от формулы Шези к общей модели руслового стока
13. Перечислите причины расплывания паводочной волны.
14. Перечислите методы расчета (прогноза) расплывания паводка.
15. Перечислите основные допущения метода Калинина–Милукова.
16. Напишите формулу для определения длины характерного участка.
17. Перечислите основные допущения метода Маскингам.
18. Напишите интеграл Дюамеля.
19. Нарисуйте функцию влияния.
20. Перечислите названия функции влияния.
21. Попробуйте изобразить трансформацию паводочной волны графическим методом.
22. Перечислите виды боковой приточности.
23. Изобразите особенность двухмостной модели от одномостной.
24. Напишите генетическую формулу стока.
25. Изобразите суть генетической формулы стока.
26. Перечислите допущения метода прогноза, основанного на генетической формуле стока.
27. Перечислите методы определения средних осадков на водосборе.
28. Перечислите виды потерь на водосборе.
29. Опишите метод Огиевского.

Список литературы

1. Георгиевский Ю. М., Шаночкин С. В. Гидрологические прогнозы. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2007. – 436 с.
2. Коваленко В. В., Викторова Н. В., Гайдукова Е. В. Моделирование гидрологических процессов. Учебник. – Изд. 2-е, испр. и доп. – СПб.: изд. РГГМУ, 2006. – 559 с.

Содержание

Введение	3
Сокращения	3
1. Краткосрочный прогноз уровней воды в период весеннего половодья методом линейной тенденции	3
2. Прогноз волны паводка по линейной модели трансформации методом Калинина-Милюкова (по характерным участкам).....	12
3. Расчет распластывания паводка и прогноз расходов и уровней воды на слабоприточном участке по интегралу Дюамеля ...	16
4. Прогноз гидрографа реки за период половодья по данным о стоке малых рек	19
5. Оценка гидрологических последствий изменения климата.....	24
Заключение.	
Вопросы для проверки «остаточных» знаний по дисциплине	29
Список литературы.....	29

Научное издание

Сергей Владимирович Шаночкин
Наталья Владимировна Викторова
Екатерина Владимировна Гайдукова

Практические задания по дисциплине
«Гидрологические прогнозы»

Учебное пособие

ЦНИТ «АСТЕРИОН»

Заказ № 102. Подписано в печать 07.07.17 г. Бумага офсетная.

Формат 60x84 ¹/₁₆. Объем 2 п.л. Тираж 100 экз.

СПб., 191015, а/я 83, тел (812) 685-73-00, 970-35-70

asterion@asterion.ru