

06
КК-143

ISSN 0516—737 X

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 91

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ
И ПРОГНОЗЫ

МОСКВА
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1985

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск

91

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ
И ПРОГНОЗЫ

Под редакцией
кандидатов географ. наук М. П. РЫБКИНОЙ
и И. И. СҚОЦЕЛҢСА



МОСКВА • МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА — 1985

06+557.48+551.009 J (344)4K
KR-143

УДК 556.048 : 556.06

КАЗАХСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГОСКОМГИДРОМЕТА

АТУТ

Рассматриваются вопросы моделирования различных гидрометеорологических характеристик. Отдельные статьи посвящены исследованиям изменения ледового и гидрохимического режима водоемов под влиянием хозяйственной деятельности, воздействия солнечной активности на гидрометеорологические процессы; разработке методов прогноза лавин.

Расчитан на гидрологов, географов, работников проектных и водохозяйственных организаций.

381754

Республиканск. научная
сельскохозяйственная
библиотека КазССР

Г 1903040000—260
(069)—85 91—84(1)

© Казахский региональный научно-исследовательский институт Госкомгидромета, 1985 г.

В. В. ГОЛУБЦОВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК В УСЛОВИЯХ ОГРАНИЧЕННОЙ ИНФОРМАЦИИ

Как известно, формирование стока осуществляется в процессе поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразований и движения воды по поверхности бассейна и в толще различных по мощности водоносных горизонтов. При отсутствии начальных потерь формирование поверхностного стока происходит за счет превышения интенсивности поступления воды в процессе выпадения жидких осадков или снеготаяния над интенсивностью инфильтрации воды в почву [4], а также при выходе почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна [1, 4]. Формирование почвенно-грунтового стока осуществляется за счет превышения интенсивности инфильтрации почвогрунтов (при отсутствии дефицита влажности) интенсивности инфильтрации системы подстилающих водоупоров. Грунтовый сток формируется за счет инфильтрации через указанную систему подстилающих водоупоров [4].

Наибольшими скоростями течения характеризуются поверхностные воды. Скорости движения почвенно-грунтовых вод примерно на порядок, а грунтовых на два-три порядка ниже скоростей течения поверхностных вод [1, 4, 5, 7, 23]. Проведенные нами исследования по разработке модели формирования стока показали, что представление бассейна в виде трех последовательно соединенных регулирующих емкостей, расположенных одна над другой, является целесообразным и, по-видимому, оптимальным [8]. В этом случае верхняя емкость может быть отождествлена с поверхностным, средняя с почвенно-грунтовым и нижняя с грунтовым стокообразованиями. При отсутствии поверхностного стокообразования в схему может быть введена емкость, характеризующая стокообразование в пределах гидрографической сети речных бассейнов. Однако представляется более предпочтительным включение этого вида стокообразования в схему расчета выхода почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна, о чем будет сказано ниже.

В предлагаемой работе рассматриваются с небольшими дополнениями и изменениями результаты исследований автора, выполненные в 1976 г. при разработке детерминированной концептуальной модели формирования стока рек Бухтарма и Каратал. В модели предусматривается изменение параметров как по высоте местности, так и в пределах определенных высотных зон. Для расчета по-

ступления воды на поверхность бассейна используется с некоторыми дополнениями схема А. Н. Важнова [3], усовершенствованная Ю. М. Денисовым и Л. Н. Боровиковой [2].

Рассмотрим последовательно способы расчета интенсивности поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования.

Основные трудности при расчете поверхностного стокообразования связаны с необходимостью определения интенсивности инфильтрации почвогрунтов. Теоретические и экспериментальные исследования Ю. Б. Виноградова [4] показали, что для расчета интенсивности инфильтрации при формировании дождевых паводков может быть успешно использовано следующее выражение:

$$f_1 = f_0 \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{i}{f_0} \right) \right\}, \quad (1)$$

где f_1 — интенсивность инфильтрации, мм/сут; f_0 — максимально возможная интенсивность инфильтрации (инфильтрационный параметр) талых почвогрунтов, мм/сут; i — интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут.

Сведения об инфильтрационном параметре f_0 для различных подстилающих поверхностей и его изменении с высотой местности приведены в работах [4, 18—20]. С помощью материалов наблюдений за снегозапасами и стоком на малых водосборах Алмаатинской селестоксовой станции Л. П. Остроумовой под руководством автора проведена проверка возможности использования выражения (1) для расчета интенсивности инфильтрации в период снеготаяния по суточным интервалам времени. В результате проверки удалось установить, что после устранения нестационарности процесса инфильтрации, обусловленной изменением параметра f_0 в связи с промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, выражение (1) может быть использовано при расчете стокообразования в период снеготаяния.

Обоснование зависимости для определения параметра, характеризующего инфильтрационную способность почвогрунтов в периоды их промерзания и оттаивания, содержится в работе [9]. В частности, в этой работе указанный параметр предлагается определять с помощью следующего выражения

$$f_0^* = \begin{cases} f_0 & \text{при } z \leq z_0, \\ f_0 \exp \{ -\alpha v(z - z_0) \} & \text{при } z > z_0, \end{cases} \quad (2)$$

где f_0 — параметр, характеризующий инфильтрационную способность почвогрунтов в периоды их промерзания и оттаивания, мм/сут; z — мощность промерзших почвогрунтов, м; z_0 — параметр, характеризующий слой промерзания, после превышения которого начинается интенсивное уменьшение инфильтрационной способности почвогрунтов, мм; v — относительные влагозапасы (отношение влагозапасов к их величине при наименьшей влагоемкости) определенного слоя почвогрунтов, в долях от единицы.

Рекомендации по определению z и u приведены в работах [9, 12, 13] и здесь не рассматриваются.

Следовательно, при наличии нестационарности процесса инфильтрации, обусловленной промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, и отсутствия начальных потерь и поверхностной емкости для расчета интенсивности поверхностного стокообразования (q_n мм/сутки) может быть использовано выражение

$$q_n = i - f_1 = i - f_0^* \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{i}{f_0^*} \right) \right\} \quad (3)$$

При этом параметр f_0^* предлагается рассчитывать с помощью уравнения (2).

Следует отметить, что выражение (3) применимо и для расчета интенсивности стокообразования при формировании дождевых паводков.

При заполнении емкостей начальных потерь и бессточных понижений или при выходе почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна интенсивность стокообразования можно определить из балансового уравнения

$$q_n = i - q_{н.п} - f_1 - f_2 + \Delta q_{п.г} \quad (4)$$

где $q_{н.п}$ — интенсивность заполнения емкости начальных потерь, мм/сут; f_2 — интенсивность инфильтрации из бессточных понижений, мм/сут; $\Delta q_{п.г}$ — интенсивность поступления почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна в результате переполнения второй регулирующей емкости, мм/сут.

Рекомендации по определению $q_{н.п}$ и f_2 приведены в работах [10, 11].

Рассмотрим теперь схему расчета почвенно-грунтового стокообразования, которое условно будем отождествлять с интенсивностью заполнения второй регулирующей емкости. Для характеристики этой емкости можно использовать следующие параметры: максимальный размер емкости w_{\max} (мм); запас гравитационной влаги w'' (мм); дефицит динамического запаса влаги $D'' = w''_{\min} - w''$ (мм).

Запас гравитационной влаги в емкости может быть определен из выражения

$$Q_r'' = \alpha w'', \quad (5)$$

где Q_r'' — приток к гидрографической сети из второй емкости, м³/с; α — гидравлический параметр водосбора.

В равнинных и горных бассейнах w_{\max} изменяется в широких пределах. Оно может быть определено путем анализа ветвей спада гидрографов стока малых рек. На него влияют также промерзание и оттаивание почвогрунтов, обуславливающие уменьшение или увеличение аккумулирующей емкости слоя активного влагообмена. Однако при сезонном промерзании почвогрунтов основное влияние на формирование стока оказывает их инфильтрационная способ-

ность, поэтому описание изменения регулирующей емкости w_{\max} при моделировании почвенно-грунтового стокообразования можно не производить.

В случае наличия многолетней мерзлоты в речных бассейнах предлагается находить из выражения

$$w_{\min}'' = w_n^* z^* = k w_n^* z^*, \quad (6)$$

где $w_n^* = w_n - w_n$ — параметр, численно равный разности влажности почвогрунтов при полной и наименьшей влагоемкости в слое 1 м, мм; z^* — глубина сезонного оттаивания почвогрунтов, м; k — параметр, численно равный отношению w_n^*/w_n^* ; $w_n^* = w_n - w_3$ — параметр, численно равный разности влажности почвогрунтов при наименьшей влагоемкости и влажности завядания растений в слое 1 м (наибольшие продуктивные влагозапасы), мм.

Для определения w_{\max}'' по суточным интервалам времени может быть использовано следующее рекуррентное выражение:

$$w_{\max_n}'' = w_{\max_{n-1}}'' + k w_n^* (z_n^* - z_{n-1}^*), \quad (7)$$

где w_{\max_n}'' и $w_{\max_{n-1}}''$ — соответственно предыдущее и последующее максимальные размеры второй регулирующей емкости, мм; z_n^* и z_{n-1}^* — предыдущее и последующее значения глубины оттаивания многолетне-мерзлых почвогрунтов.

Необходимо отметить, что регулирующая емкость w_{\max}'' связана с мощностью верхнего слоя почвогрунтов следующим образом:

$$w_{\max}'' = w_n^* H_{\max} = k w_n^* H_{\max}, \quad (8)$$

откуда

$$H_{\max} = w_{\max}'' / k w_n^*, \quad (9)$$

где H_{\max} — мощность верхнего слоя талых почвогрунтов, емкость которого равна w_{\max} , м.

Дефицит динамического запаса в этой емкости

$$D = w_n^* h^* = k w_n^* h^*, \quad (10)$$

откуда

$$h^* = D / k w_n^*. \quad (11)$$

где h^* — мощность слоя почвогрунтов, соответствующая дефициту регулирующей емкости, м.

Для щебнистых и крупнозернистых песчаных почвогрунтов, в которых высота капиллярной каймы уровня грунтовых вод близка к нулю, можно записать

$$h^* \approx h_{г.в}^*, \quad (12)$$

где $h_{г.в}^*$ — глубина стояния уровня грунтовых вод, м.

Для более тяжелых почвогрунтов, характеризующихся существенной высотой капиллярного поднятия, уровень грунтовых вод является линейной функцией от h^* :

$$h_{г.в}^* = f(h^*). \quad (13)$$

Поэтому h^* может быть использован для определения уровня грунтовых вод в речном бассейне.

Перейдем теперь непосредственно к рассмотрению процесса почвенно-грунтового стокообразования. Поступление воды во вторую регулируемую емкость можно представить в виде

$$f = f_1 + f_2 - p + q_{н.п} \pm v, \quad (14)$$

где f — поступление воды во вторую регулируемую емкость, мм/сут; p — расход воды на покрытие дефицита влажности почвогрунтов в зоне активного влагообмена, мм/сут; $q_{н.п}$ — интенсивность начальных потерь при поверхностном стокообразовании, мм/сут; v — количество влаги, задерживающейся в промерзшем слое почвогрунтов или высвобождающейся при их оттаивании, мм/сут.

Для определения интенсивности инфильтрации из второй регулирующей емкости в третью можно использовать выражение, предложенное Виоградовым [4] для расчета инфильтрации при формировании поверхностного стока:

$$\varphi = \varphi_0 \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{f}{\varphi_0} \right) \right\}, \quad (15)$$

где φ — интенсивность инфильтрации, мм/сут; φ_0 — параметр, характеризующий максимальную инфильтрационную способность системы подстилающих водоупоров, мм/сут.

Тогда выражение для интенсивности потенциального (без учета размеров и заполнения регулирующей емкости) почвенно-грунтового стокообразования будет иметь вид

$$q'_{п.г} = f - \varphi, \quad (16)$$

где $q'_{п.г}$ — интенсивность потенциального почвенногрунтового стокообразования, мм/сут.

Следует отметить, что при заполнении второй емкости избыточная влага должна снова поступать в первую емкость. Это положение соответствует условию выхода почвенно-грунтовых вод, или «верховодки», на дневную поверхность. Количество воды, поступающее в первую емкость, можно определить по разности между «потенциальным» $q'_{п.г}$ и реальным $q_{п.г}$ почвенно-грунтовым стокообразованием.

Рассмотрим схему расчета $q_{п.г}$. Допустим, что изменение интенсивности почвенно-грунтового стокообразования будет пропор-

ционально достигнутому уровню, а относительная скорость ее убывания постоянна. Тогда можно записать следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{dq_{п.г}}{dt} = -k_1 q_{п.г} \quad (17)$$

где $q_{п.г}$ — интенсивность почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут; t — время, сут; k_1 — эмпирический параметр.

Допустим также, что относительные (по дефициту гравитационной влаги во второй емкости) значения интенсивности реального и потенциального почвенно-грунтового стокообразования равны. Тогда можно записать следующее соотношение:

$$\frac{q_{п.г}}{D} = \frac{q_{п.г}^*}{D_{\min}}, \quad (18)$$

где D и $D_{\max} = w_{\max}^*$ — соответственно текущий и максимальный дефицит гравитационной влаги во второй емкости, мм; $q_{п.г}^*$ — потенциальная (начальная) интенсивность почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут.

Определив из соотношения (18) значение $q_{п.г}$ и подставив его в выражение (17), получим

$$\frac{dq_{п.г}}{dt} = -k q_{п.г}^* \frac{D}{w_{\max}^*}. \quad (19)$$

В результате решения этого дифференциального уравнения получим при $t=1$ выражение для определения $q_{п.г}$:

$$q_{п.г} = q_{п.г}^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{k_1 D}{w_{\max}^*}\right) \right\}, \quad (20)$$

откуда

$$\Delta q_{п.г}^* = q_{п.г}^* - q_{п.г} = q_{п.г}^* \exp\left(-\frac{k_1 D}{w_{\max}^*}\right), \quad (21)$$

где $q_{п.г}^*$ — гравитационная влага, поступающая в первую емкость после заполнения второй емкости, мм/сут.

При $D \rightarrow 0$ $q_{п.г} \rightarrow 0$, $\Delta q_{п.г}^* \rightarrow q_{п.г}^*$, а при $D \rightarrow \infty$ $q_{п.г} \rightarrow q_{п.г}^*$, $\Delta q_{п.г}^* \rightarrow 0$. Параметр k при $D \rightarrow w_{\max}^*$ определяется из соответствия $\Delta q_{п.г}^* \approx q_{г.с}$, где $q_{г.с}$ — интенсивность стокообразования в пределах гидрографической сети.

При значениях дефицита слоя начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования, превышающих слой выпавших осадков и характерных для нижних и средних высотных зон горных речных бассейнов Средней Азии и Южного Казахстана, сток формируется, как правило, только с поверхности гидрографической сети. Коэффициенты стока дождевых паводков обычно не превышают 0,03, т. е. практически оказываются равными относительной площади

гидрографической сети речных бассейнов. Это указывает на то, что коэффициенты стока с таких поверхностей близки к единице. Поэтому при описании формирования стока в пределах гидрографической сети речных бассейнов инфильтрация может быть принята равной нулю, а интенсивность стокообразования — интенсивности поступления воды на рассматриваемую поверхность, т. е. $q_{г.с} = i^*$. Для расчета интенсивности почвенно-грунтового стокообразования при заполнении второй регулирующей емкости также могут быть использованы следующие выражения:

$$q_{п.г} = q'_{п.г} \left\{ 1 - (1 + k_2) \exp \left(- \frac{k_2 D}{w_{\max}} \right) \right\}, \quad (22)$$

$$q_{п.г} = q'_{п.г} \operatorname{th} \frac{k_2 D}{w_{\max}}, \quad (23)$$

откуда соответственно

$$\Delta q_{п.г} = q'_{п.г} (1 + k_2) \left\{ \exp \left(- \frac{k_2 D}{w_{\max}} \right) \right\}, \quad (24)$$

$$\Delta q_{п.г} = q'_{п.г} \left(1 - \operatorname{th} \frac{k_2 D}{w_{\max}} \right). \quad (25)$$

Выражения (20), (22) или (23) используются в зависимости от характера заполнения второй регулирующей емкости и выхода воды на поверхность бассейна.

Интенсивность грунтового стокообразования условно отождествляется с интенсивностью заполнения третьей регулирующей емкости, может быть определена из балансового уравнения

$$q_{г} = \varphi - \chi, \quad (26)$$

где $q_{г}$ — интенсивность грунтового стокообразования, мм/сут; χ — интенсивность потерь влаги на пополнение статистических запасов подземных вод или динамических запасов, расход которых не регистрируется в замыкающем створе речного бассейна, мм/сут.

Следующий этап построения математической модели формирования стока в горном бассейне связан с описанием процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока. В горных бассейнах роль трансформации склонового (поверхностного и почвенно-грунтового) стекания более существенна в формировании гидрографа стока по сравнению с бассейнами равнинных рек, поэтому Виноградов предложил разделить моделирование процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока на два этапа: трансформацию интенсивности стокообразования в гидрограф притока к гидрографической сети и трансформацию последнего в гидрограф стока [4].

В качестве приближенной характеристики притока к гидрографической сети может быть принята величина стока с элементар-

ных бассейнов [6, 24], сток со склонов которых концентрируется в одном хорошо выраженном русле. Площадь таких бассейнов может быть определена в зависимости от густоты гидрографической сети [8]:

$$F^* = \frac{2,5}{\rho^2}, \quad (27)$$

где F^* — площадь элементарного бассейна, км²; ρ — густота гидрографической сети, км/км².

Элементарные бассейны обычно характеризуются однородностью в отношении рельефа, геологического строения, характера почвогрунтов и растительности [4, 24].

Предположим, что расход воды в замыкающем створе элементарного бассейна зависит от динамических запасов воды внутри его объема и на поверхности. Пренебрегая испарением в период стокообразования, можно выразить изменение объема воды в бассейне в виде дифференциального уравнения

$$\frac{dw}{dt} = Q_q - Q_r, \quad (28)$$

где w — динамические запасы воды в бассейне, мм; t — время, сут; Q_q — интенсивность стокообразования, мм/сут; Q_r — интенсивность притока к гидрографической сети, мм/сут.

Многочисленные материалы гидрогеологических исследований показывают, что для притока грунтовых вод в русловую сеть речных бассейнов зависимость $Q_r = Q_r(w)$ может быть принята линейной:

$$Q_r''' = \alpha_1 w''', \quad (29)$$

где Q_r''' — приток грунтовых вод в русловую сеть из третьей регулирующей емкости, м³/с; α_1 — параметр, прямо пропорциональный скорости движения грунтовых вод; w''' — объем третьей регулирующей емкости, мм.

После подстановки (29) в дифференциальное уравнение (28) и его интегрирования получим уравнение гидрографа притока к русловой сети [16, 17]:

$$Q_r''' = \{Q_0''' + \int_{t_0}^t Q_q'''(t) \exp[\alpha_1(t-t_0)] dt\} \exp[-\alpha_1(t-t_0)], \quad (30)$$

где Q_0''' — начальное значение притока воды к русловой сети, м³/с.

Принимая в выражении (30) $Q_q''' = 0$, получим известную формулу истощения запасов грунтовых вод в бассейне, предложенную И. Буссинеском:

$$Q_r''' = Q_0''' \exp(-\alpha_1(t-t_0)). \quad (31)$$

Практическое использование выражения (30), в основу вывода которого положена линейная модель (29), показало, что оно может

быть успешно применено и для расчета трансформации интенсивности почвенно-грунтового стокообразования в гидрографе притока к гидрографической сети. В этом случае зависимость $Q_r = Q_r(w)$ будет иметь следующий вид:

$$Q_r'' = \alpha_2 w'', \quad (32)$$

где α — параметр, прямо пропорциональный скорости движения почвенно-грунтовых вод.

Необходимо отметить, что в общем случае имеют место следующие неравенства:

$$v_{п.г} > v_r \text{ и } \alpha_2 > \alpha_1, \quad (33)$$

где $v_{п.г}$ и v_r — соответственно скорости почвенно-грунтового и грунтового стока, м/с. Неравенства (33) обусловлены большей скважностью поверхностного слоя почвогрунтов.

Материалы наблюдений за поверхностным стоком с элементарных бассейнов показывают, что связь $Q_r = Q_r(w)$ является существенно нелинейной. По нашему мнению, нелинейный характер этой связи обусловлен зависимостью скорости добегания поверхностных потоков от их глубины, а следовательно, от запасов воды на поверхности бассейна. В отличие от грунтовых и почвенно-грунтовых потоков, скорость движения которых подчиняется законам линейной и нелинейной фильтрации и не зависит от их глубины, движение поверхностных вод в соответствии с законом Шези существенно зависит от слоя стекания [25]. Для обоснования нелинейности рассматриваемой зависимости необходимо подставить значение поверхностной скорости по формуле Шези в выражение (29), записав его в следующем виде:

$$Q_r = c_1 v_r w, \quad (34)$$

где c_1 — эмпирический параметр.

Учитывая, что для каждого конкретного элементарного бассейна уклон и параметр шероховатости постоянны, скорость в формуле Шези — Павловского можно представить в зависимости от глубины потока

$$v_n = c_2 h^{0.5+y}, \quad (35)$$

где v_n — скорость движения поверхностных вод, м/с; c_2 и y — параметры; h — глубина поверхностных потоков, м.

Как известно, уравнение для расчета скорости добегания может быть получено путем подстановки в выражение (35) значения h_1 , определенного из уравнения расхода

$$Q_r = b h v, \quad (36)$$

где b — ширина потока, м; v — скорость потока, м/с.

В результате получим

$$v_n = c_3 Q_r^m, \quad (37)$$

где c_3 и m — параметры.

Подставив v_n из выражения (37) в (34), получим зависимость, предложенную Ю. М. Денисовым и В. М. Денисовым [15]:

$$Q'_r = cw^n, \quad (38)$$

где Q'_r — поверхностный приток к гидрографической сети, м³/с; c и n — параметры.

Следует отметить, что показатель степени в (35) изменяется преимущественно в пределах 0,5—1,0 [25], поэтому параметр n в (38) находится в основном в диапазоне 1,5—2,0.

Подставив Q'_r в (28), получим

$$\frac{dw}{dt} = Q'_q - cw^n. \quad (39)$$

Дифференциальное уравнение (39) решается численными методами. Так, Ю. М. Денисов для расчета гидрографа стока получил выражение в конечных разностях

$$Q'_{r(t)} = Q'_{r(t-1)} + nc^{1/n} Q'^{n-1/n}_{r(t-1)} (Q'_{q(t)} - Q'_{r(t-1)}), \quad (40)$$

где $t, t-1$ — соответственно последующие и предыдущие расчетные интервалы времени, сут.

Эту модель Ю. М. Денисов использовал для расчета трансформации интенсивности поступления воды на поверхность бассейна в гидрограф стока.

Достаточно удачной нелинейной аппроксимацией зависимости $Q_r = Q_r(w)$ является выражение, предложенное Виноградовым [4]:

$$Q'_r = b [\exp(aw') - 1], \quad (41)$$

где b и a — параметры, определяющие условия притока к русловой сети.

Для систематизации параметров a и b Виноградов [4] предлагает использовать их нормированные значения

$$a = a^*/F, \quad (42)$$

$$b = b^*F = b^{**}\sqrt{IF}, \quad (43)$$

где a^* и b^{**} — гидравлические параметры при уклоне $I=1$ и с площадью водосбора $F=1$ км².

Следует отметить, что при почвенно-грунтовой стокообразовании представляется естественной связь между скоростями инфильтрации и фильтрации при движении воды по относительно водопору. Поэтому также должна существовать связь параметра b^{**} , значение которого пропорционально скорости движения почвенно-грунтовых вод, и инфильтрационного параметра f_0 . Такая связь обнаружена с помощью данных, приведенных в работе [4]. Она имеет следующий вид:

$$f_0 = (0,70 + 0,75)b^{**}. \quad (44)$$

Коэффициент пропорциональности выражения (44) по мере накопления информации может быть уточнен. Необходимо отметить, что использование связи (44) при $f > 1$ мм/мин создает перспективы оценки инфильтрационного параметра по материалам наблюдений за стоком почвенно-грунтовых вод с элементарных бассейнов.

Использование (41) позволило Виноградову получить сравнительно простое аналитическое выражение для расчета гидрографа притока к русловой сети

$$Q_r' = \frac{Q_q' + b}{1 + \frac{Q_q' + Q_0'}{b + a} \exp[-a(t - t_0)(Q_q' + b)]} - b. \quad (45)$$

Исследования Виноградова показали возможность расчета с помощью уравнения (45) гидрографа притока к русловой сети при формировании дождевых паводков. Это уравнение может применяться и для расчета гидрографа притока в период снеготаяния.

Таким образом, нелинейность зависимости общего притока воды в русловую сеть от запасов воды в бассейне $Q_r = Q_r(w)$ обусловлена неравенством

$$v_n(h) > v_{п.г.} \quad (46)$$

Использование при моделировании формирования стока представлений о нелинейном характере рассматриваемой зависимости и аппроксимаций (38) и (41) позволяет преодолеть ограниченность метода единичного гидрографа.

Необходимо отметить, что при представлении речного бассейна в виде системы последовательно-параллельно соединенных емкостей трансформация интенсивности стокообразования в гидрограф притока к гидрографической сети производится отдельно для каждой емкости (вида стока). Общий приток к гидрографической сети вычисляется путем суммирования его отдельных составляющих. Приток к гидрографической сети всего бассейна определяется как сумма его значений для отдельных высотных зон.

Трансформация гидрографа притока в гидрограф стока осуществляется в процессе движения паводковых волн по гидрографической сети бассейна. Для описания процесса трансформации могут использоваться упрощенные методы расчета неустановившегося движения воды в открытых руслах, подробно рассмотренные в монографиях М. С. Грушевского [14] и Р. А. Нежиховского [21]. Как показано в работах Г. П. Калинина и П. И. Милюкова [17], Е. Г. Попова [22], Ю. Б. Виноградова [4], при пересчете гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока может быть использован метод функций влияния. Этот метод позволяет рассматривать речную сеть бассейна как систему, преобразующую гидрограф притока $Q_r(t)$ в гидрограф стока $Q(t)$. Если предположить, что параметры такой преобразующей системы не зависят от

Q_r , то связь между входным $Q_r(t)$ и выходным $Q(t)$ гидрографами может быть выражена с помощью интеграла Дюамеля:

$$Q(t) = \int_0^t Q_r(t-\tau) F'(\tau) d\tau, \quad (47)$$

где $Q_r(t-\tau)$ — значение суммарного притока к гидрографической сети, $\text{м}^3/\text{с}$; τ — время добега, сут; $F'(\tau)$ — дифференциальная функция распределения площади водосбора по времени руслового добега, в долях от единицы.

В работе [4] рекомендуется принимать t равным времени концентрации руслового стока τ_{max} , определяемому по разности времени сдвига центра тяжести гидрографа стока и гидрографа притока к гидрографической сети. Там же высказывается мнение о возможности использования равномерного распределения для описания функции $F'(\tau)$. В этом случае трансформация гидрографа притока к гидрографической сети заключается в скользящем осреднении функции $Q_r(t)$ по диапазону времени, равному продолжительности концентрации руслового стока [4].

Для описания функции $F'(\tau)$ может быть также использовано экспоненциальное распределение, являющееся частным случаем гамма-распределения. В этом случае для трансформации гидрографа притока к речной сети в гидрограф стока применимо выражение (40) при $n=1$, записанное в следующем виде [26]:

$$Q_t = Q_{t-1} + \alpha(Q_{r(t)} - Q_{t-1}), \quad (48)$$

где Q_t — сток в замыкающем створе речного бассейна в момент времени, $\text{м}^3/\text{с}$.

В качестве начального значения можно принять $Q_{t-1} = Q_{r(t-1)}$ в период межени.

В работе [26] показано, что математические ожидания значений Q и Q_r совпадают.

Определение интенсивности притока воды к гидрографической сети бассейна в пределах каждой высотной зоны с площадью производится отдельно для всех регулирующих емкостей (видов стока) в следующей последовательности:

1. По данным о густоте речной сети ρ в рассматриваемой высотной зоне с помощью выражения (27) находится площадь элементарного бассейна F^* км^2 .

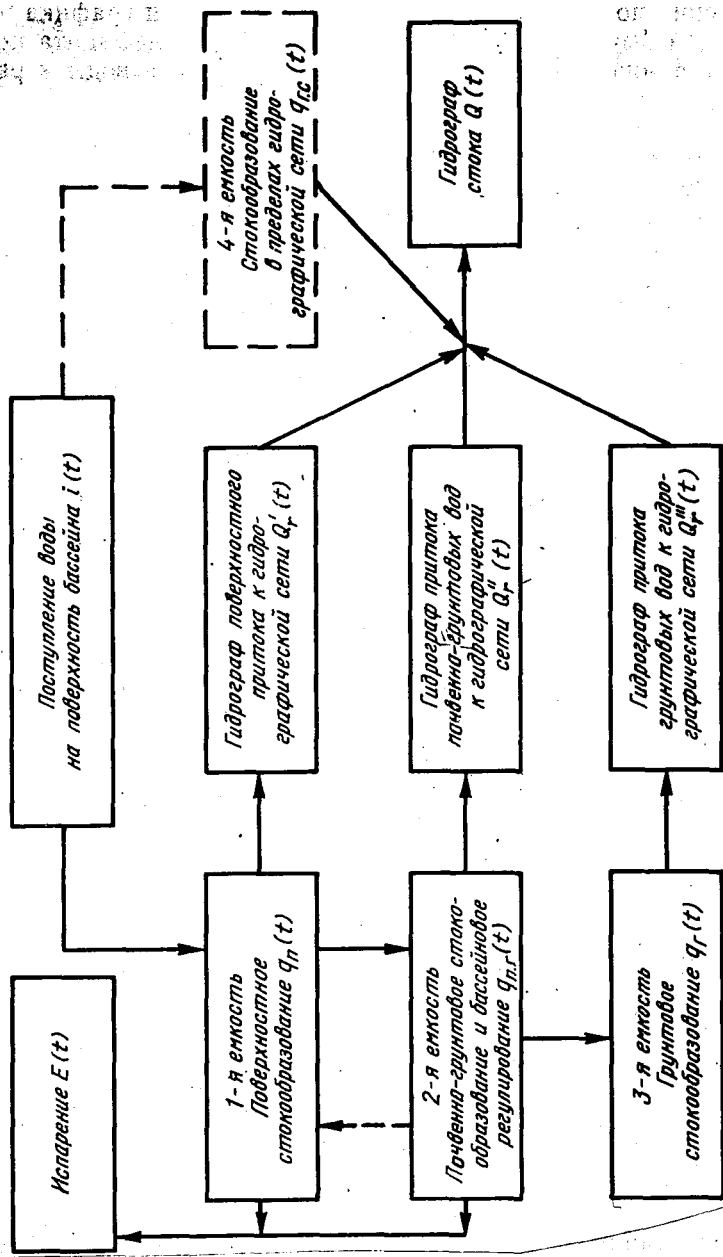
2. Вычисляется приток к гидрографической сети для элементарных бассейнов отдельных высотных зон Q_r^* с помощью выражений (30) и (45).

3. Рассчитывается поступление воды в гидрографическую сеть отдельных высотных зон $Q_{r(i)}$ с помощью выражения

$$Q_{r(i)} = Q_r^* \frac{F_i}{F^*}, \quad (49)$$

4. Производится определение притока в гидрографическую сеть всего рассматриваемого бассейна Q_r

$$Q_r = \sum_{i=1}^n Q_{r(i)}, \quad (50)$$



Общая структура модели формирования стока

Затем осуществляется предварительная трансформация притока воды из второй и третьей регулирующих емкостей путем скользящего осреднения по времени между центрами тяжести графика инфильтрации (за вычетом расхода воды на покрытие дефицита почвенной влаги в зоне аэрации) и гидрографов притока воды к речной сети из указанных емкостей. После этого определяется суммарный приток воды в речную сеть из всех регулирующих емкостей. Полученная величина представляет собой суммарное поступление воды в речную сеть бассейна в результате формирования поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стока.

Пересчет гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока производится с помощью интеграла Дюамеля.

Общая структура модели формирования стока показана на рисунке. В заключение следует отметить, что математическое моделирование процессов формирования стока открывает широкие перспективы для усовершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов. В частности, разработка достаточно совершенных моделей формирования стока и методов оценки, систематизации и интерполяции их параметров позволит с приемлемой точностью определять статистические характеристики элементов водного режима слабо изученных рек путем обработки гидрографов, синтезированных за длительный период наблюдений. Появится возможность производить сопоставление синтезированных гидрографов, параметры которых отражают естественные условия формирования стока с фактическими гидрографами, и на его основе дать оценку влияния хозяйственной деятельности человека на гидрологические процессы.

Математические модели формирования стока могут служить и в качестве основы для выпуска прогнозов различной заблаговременности. Применительно к краткосрочным прогнозам (до 3—5 сут) предлагаемую модель можно использовать для расчета на период заблаговременности ординат гидрографа по данным о прогнозируемых величинах метеорологических элементов с последующей оптимальной фильтрацией значений стока с целью получения наилучших оценок. При разработке методов долгосрочных прогнозов модель может служить основой для расчета значений стока по снегозапасам данного года, температуре воздуха и осадкам периода заблаговременности прогноза за годы наблюдений. Затем полученные таким путем значения стока используются для построения условных кривых обеспеченности и производится оптимизация фактических и рассчитанных величин с помощью метода наименьших квадратов.

Для успешного моделирования гидрографов стока необходимо располагать надежной и однородной метеорологической информацией по 3—5 станциям, равномерно расположенным в бассейне. При наличии 1—2 станций моделирование стока осуществляется с существенными погрешностями, что затрудняет решение проблемы обеспечения народного хозяйства надежными прогнозами водности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока. — Труды ДВНИГМИ, 1966, вып. 22, с. 124—215.
2. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня. — Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 3—20.
3. Важнов А. Н. Анализ и прогноз стока рек Кавказа. — М.: Гидрометеоздат, 1966. — 274 с.
4. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. — М.: Гидрометеоздат, 1967. — 282 с. (Труды КазНИГМИ. Вып. 28).
5. Вольфцун И. Б. О суммарной продолжительности добегаания стока при формировании смешанных «поверхностно-грунтовых» и дождевых паводков на малых водотоках. — Труды ГГИ, 1968, вып. 152, с. 66—71.
6. Гарцман И. Н., Лыло В. М. Процессы формирования дождевых паводков. — Труды ДВНИГМИ, 1970, вып. 31, с. 3—40.
7. Голубцов В. В. О расчете скорости и времени добегаания стока в горном бассейне. — Труды КазНИГМИ, 1970, вып. 36, с. 110—126.
8. Голубцов В. В. О построении математической модели формирования стока в горном бассейне. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 48, с. 3—25.
9. Голубцов В. В. Об изменении инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов (см. настоящий сборник).
10. Голубцов В. В. Определение потерь воды до начала стокообразования и на спаде гидрографа притока к русловой сети (см. настоящий сборник).
11. Голубцов В. В. Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе (см. настоящий сборник).
12. Голубцов В. В., Ли В. И. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов. — Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, с. 58—72.
13. Голубцов В. В., Ли В. И. Расчет глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов в речных бассейнах. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80.
14. Грушевский М. С. Волны пусков и паводков в реках. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 367 с.
15. Денисов В. М., Денисов Ю. М. Теоретическая схема расчета гидрографа талых вод горных рек. — Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1961, с. 38—51.
16. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. — М. Гидрометеоздат, 1965. — 102 с.
17. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. — Л.: Гидрометеоздат, 1958. — 72 с. (Труды ЦИП. Вып. 66).
18. Литовченко А. Ф., Мочалов В. П. Полевые экспериментальные исследования потерь дождевых вод на инфильтрацию в горах Северного склона Заилийского Алатау. — Алма-Ата: ФОН АГМО УГМС КазССР, 1964. — 195 с.
19. Литовченко А. Ф. Инфильтрационные свойства почвогрунтов северного склона Заилийского Алатау. — В кн.: Вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971, с. 82—112.
20. Мочалов В. П. Расчет потерь на инфильтрацию по данным дождевания в Заилийском Алатау. — В кн.: Материалы совещания по вопросам экспериментального изучения стока и водного баланса речных водосборов. Валдай, 1965, с. 194—201.
21. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 476 с.
22. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. — М.: Гидрометеоздат, 1963. — 395 с.

381754

Республиканск. научная
сельскохозяйственная
библиотека КазССР

23. Харченков С. И. Исследование потерь и добегание талых вод. — Труды ГГИ, 1956, вып. 57(111), с. 62—78.
24. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 306 с.
25. Чертоусов М. Д. Гидравлика (специальный курс). — М.; Л.: Госэнергоиздат, 1962. — 360 с.
26. Четыркин Е. М. Статистические методы прогнозирования. — М.: Статистика, 1977. — 200 с.

В. В. ГОЛУБЦОВ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПАРАМЕТРА ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ И ОТТАИВАНИИ ПОЧВОГРУНТОВ

Расчет интенсивности стокообразования в период снеготаяния является довольно сложной задачей в связи с большими различиями интенсивности инфильтрации в многолетнем разрезе и нестационарностью этого процесса в отдельные годы. Как известно, изменение инфильтрационной способности почвогрунтов связано с их промерзанием в осенне-зимний период и постепенным оттаиванием во время весеннего половодья. На основании проведенных полевых опытов Н. А. Качинский [16] установил, что мерзлая почва только при заполнении льдом всех свободных пор становится полностью водопроницаемой. В работах А. К. Филипповой [28, 29] отмечается, что водопроницаемость мерзлых почвогрунтов в значительной степени определяется цементацией почвы, которая зависит от ее емкости и температуры. Лабораторные исследования В. Д. Комарова [18] показали, что увлажненная до уровня наименьшей влагоемкости и глубоко промерзшая почва после поглощения нескольких миллиметров воды становится практически водонепроницаемой. При слабом увлажнении промерзание почвы почти не оказывает влияния на ее инфильтрационную способность. В. Д. Комаров установил также, что влияние промерзания почвогрунтов на интенсивность инфильтрации существенно уменьшается при увеличении его глубины выше определенной величины [18—20], приблизительно равной 0,6 м [17].

В работах [16—18] убедительно показано, что это явление связано с пространственным изменением глубин промерзания почвогрунтов речных бассейнов. Эти выводы в дальнейшем блестяще подтвердились при проведении лабораторных и полевых экспериментальных исследований [11, 12, 14, 15, 23, 26]. Результаты определения влияния промерзания почвогрунтов на величину потерь стока в период весеннего половодья показывают, что при глубине более 0,8—1,0 м потери уже практически не меняются [24, 27].

Установленные Комаровым основные закономерности инфильтрации воды в мерзлые почвогрунты были широко использованы при разработке методов гидрологических прогнозов.

В настоящее время намечаются пути дальнейшего уточнения деталей рассматриваемого процесса. В частности, А. И. Будагов-

ским [2] сформулированы основные направления изучения впитывания талых и мерзлых почв. Исследования Е. Ф. Голицыной и др. [5, 13] показали, что в почвогрунтах, содержащих большое количество связанной влаги, тепловые взаимодействия талой воды и мерзлой почвы в значительной степени определяют интенсивность инфильтрации. Они установили, что при наличии в почве значительного запаса холода на определенной глубине от ее поверхности лед может закупорить свободные поры, образуя так называемый «запирающий слой». В этом случае инфильтрация воды в мерзлые почвогрунты почти полностью прекращается. Мощность водопроницаемого слоя и продолжительность его существования в конечном счете зависят от влажности и глубины промерзания почвогрунтов.

Как известно [8, 18, 19], нестационарность процесса инфильтрации в основном определяется предшествующими условиями увлажнения и промерзания почвогрунтов и их изменением в период весеннего половодья. В начале снеготаяния инфильтрационная способность почвогрунтов, как правило, значительно ниже, чем в конце. Это связано с оттаиванием почвы по мере освобождения водосбора от снега. Максимальная инфильтрация обычно наблюдается в конце снеготаяния, после полного оттаивания почвогрунтов. Экспериментальные исследования И. Д. Цыгельной и Г. Н. Голубева [30] на северных склонах хребтов Терской-Алатау (бассейн р. Чон-Кызылсу), И. С. Соседова [25] в Заилийском Алатау (бассейн р. Малой Алматинки) и Е. Е. Гуртовой [10] на Кавказе (бассейн р. Баксан) показали, что сезонное промерзание почвы оказывает большое влияние на формирование стока в бассейнах горных рек. В работе Голубева [6] отмечается, что по данным наблюдений на стоковых площадках, расположенных в высокогорной зоне бассейна р. Чон-Кызылсу, инфильтрация мерзлой переувлажненной почвы может быть на четыре порядка ниже, чем той же почвы после оттаивания.

Таким образом, инфильтрационная способность различных по увлажнению почвогрунтов в период весеннего половодья обуславливается глубиной их промерзания к концу зимы и интенсивностью оттаивания во время снеготаяния, поэтому при разработке модели расчета интенсивности инфильтрации в период снеготаяния, по-видимому, можно руководствоваться следующими исходными положениями:

1. Инфильтрационная способность слабо увлажненных почвогрунтов при промерзании практически не изменяется.
2. Почвогрунты, увлажненные до уровня наименьшей влагоемкости и выше, при промерзании становятся практически водонепроницаемыми.
3. Увеличение глубины промерзания почвогрунтов свыше z_{\max} практически не изменяет инфильтрационную способность.
4. В условиях неравномерного залегания снежного покрова увеличение инфильтрационной способности почвогрунтов в период снеготаяния может быть связано с уменьшением степени покрытия

снегом поверхности бассейна, т. е. уменьшением относительных значений снеготпасов.

5. Изменение инфильтрационной способности почвогрунтов в период весеннего половодья обуславливается интенсивностью их оттаивания.

Для характеристики водонепроницаемости верхнего слоя почвогрунтов речных бассейнов обычно используется инфильтрационный параметр f_0 . Этот параметр представляет собой максимально возможную установившуюся интенсивность инфильтрации при неограниченном поступлении воды на поверхность бассейна [3].

Приступим к обоснованию и выводу уравнения для расчета изменения инфильтрационного параметра в период оттаивания почвогрунтов. Исследования В. Д. Комарова и Т. Т. Макаровой [19, 20] показали, что инфильтрационную способность почвогрунтов в основном определяет их льдистость. В качестве показателя количества льда в почве авторы указанной работы предлагают использовать произведение влажности почвы и глубины промерзания. На основании материалов наблюдений в бассейнах рек Головесня и Девица ими установлена зависимость максимально возможных потерь в период весеннего половодья от предложенного показателя льдистости почвы. Эта зависимость экспоненциального вида была успешно использована для расчета потерь стока указанных рек. Следует отметить, что на данной стадии изученности инфильтрационных характеристик почвогрунтов в период их промерзания и оттаивания использование показателя льдистости почвы [17—20], по-видимому, является вполне оправданным. При отсутствии материалов наблюдений влажность почвы и глубину ее промерзания и оттаивания можно определить с помощью расчетных методов [8, 9].

На основании существующих представлений о факторах, обуславливающих инфильтрационные характеристики почвогрунтов в период их промерзания и оттаивания, можно записать следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{df_0^*}{dz} = -\alpha v f_0^* \quad (1)$$

где f_0^* — инфильтрационный параметр, мм/мин; z — мощность промерзшего слоя почвогрунтов, м; v — относительные влагозапасы в слое 1 м; α — эмпирический параметр.

В этом уравнении интенсивность изменения инфильтрационного параметра прямо пропорциональна достигнутому уровню f_0^* , а ее относительная величина прямо пропорциональна влажности почвы. После интегрирования уравнения (1) получим

$$f_0^* = f_0 \exp \{-\alpha v (z - z_0)\}, \quad (2)$$

где f_0^* — инфильтрационный параметр талых почвогрунтов, мм/мин; z_0 — начальное значение мощности слоя промерзания, м.

Для описания изменения инфильтрационного параметра f_0^* в период оттаивания почвогрунтов также могут быть использованы следующие выражения:

$$f_0^* = f_0 (1 + a) \exp \{-a v (z - z_0)\}, \quad (3)$$

$$f_0^* = f_0 \{1 - \operatorname{th} a v (z - z_0)\}. \quad (4)$$

Исследования Комарова [1, 18] показали, что при средней мощности промерзания почвогрунтов, не превышающей 0,15 м, потери на инфильтрацию изменяются незначительно.

По мнению Комарова, это явление обусловлено большой пространственной неравномерностью промерзания почвогрунтов. Влияние указанной неравномерности проявляется в том, что при средней глубине промерзания до 0,15 м почвогрунты определенной части площади водосбора остаются тальми. К аналогичным выводам пришел И. Б. Вольфцун [4], исследовавший изменение питания грунтовых вод в зависимости от глубины промерзания почвогрунтов на стоковых площадках.

При средней глубине промерзания почвогрунтов более 0,2 м ее влияние на потери возрастает в связи с тем, что при этой глубине практически вся поверхность (кроме площади гидрографической сети) оказывается промерзшей. При дальнейшем увеличении средней глубины промерзания ее влияние на инфильтрацию достигает максимального значения. Затем оно замедляется в связи с тем, что интенсивность сокращения площадей со слабо промерзшей почвой уменьшается, приближаясь к своему нижнему пределу — площади гидрографической сети, где почвогрунты остаются тальми даже при значительном промерзании почвогрунтов на водосборе.

В соответствии с изложенным выражение (2) для расчета инфильтрационного параметра в зависимости от изменения средней мощности слоя промерзания почвогрунтов может быть записано в следующем виде:

$$f_0^* = \begin{cases} f_0 & \text{при } z \leq z_0, \\ f_0 \exp \{-a v (z - z_0)\} & \text{при } z > z_0. \end{cases} \quad (5)$$

Следует отметить, что при отсутствии сведений о промерзании и оттаивании почвогрунтов при расчете инфильтрационного параметра в период весеннего снеготаяния с помощью выражения (5) вместо z может быть использовано отношение снеготаяния на поверхности бассейна в данный момент времени к их максимальной величине за период снегонакопления и снеготаяния и выраженное в долях единицы [8].

Для более детального описания процесса в начальной стадии изменения инфильтрационного параметра с ростом глубины промерзания может быть рассмотрено следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{df_0}{dz} = -k v f_0^* (f_0 - f_0^*), \quad (6)$$

где f_0 — максимально возможное значение f_0^* ($0 < f_0^* < f_0$), мм/сут; $k > 0$ — коэффициент.

Из дифференциального уравнения (6) следует, что интенсивность изменения инфильтрационного параметра пропорциональна достигнутому уровню f_0^* и разности $(f_0 - f_0^*)$ между максимально возможным и достигнутым уровнем инфильтрационного параметра. В этом уравнении относительная интенсивность изменения инфильтрационного параметра является линейной функцией f_0 и влажности почвы.

В результате решения дифференциального уравнения и его преобразования можно получить следующее выражение:

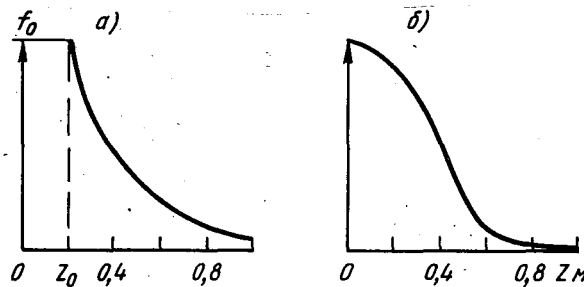
$$f_0^* = \frac{f_0}{1 + \exp(-a + b \nu z)}, \quad (7)$$

где a и b — параметры.

При $z=0$ $f_0^* = f_0$, следовательно,

$$f_0 = f_0^* (1 + e^{-a}). \quad (8)$$

На рисунке приведены графики изменения инфильтрационного параметра в зависимости от изменения мощности слоя промерзания z . Эти уравнения позволяют в условиях нестационарно-



Изменение параметра f_0 в зависимости от мощности слоя промерзших почвогрунтов z :

a — в соответствии с уравнением (5); b — в соответствии с уравнением (7)

сти процесса инфильтрации, обусловленной промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, использовать для расчета интенсивности стокообразования выражение, предложенное Виноградовым [3]:

$$q_n = i^* - f = i^* - f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i^*}{f_0^*}\right) \right\}, \quad (9)$$

где q_n — интенсивность поверхностного стокообразования, мм/сут; i^* — интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут; f — интенсивность инфильтрации, мм/сут.

В выражениях (5) и (7) f_0 представляет собой инфильтрационный параметр талых почвогрунтов. Его величина определяется по

результатам специальных полевых экспериментов [3, 19—22]. Значение параметра f_0 для почв определенного механического состава чаще всего принимается постоянным. Однако в последнее время появились публикации, в которых отмечается, что его величина может меняться в зависимости от состояния почвогрунтов. В частности, это изменение связывают с рыхлением почвы при ее замерзании и оттаивании и последующим заплыванием, а также с набуханием почв, характеризующихся пониженными влагозапасами в предпаводочный период. В настоящее время учесть эти изменения при моделировании инфильтрации крайне затруднительно.

Результаты систематизации инфильтрационного параметра f_0 для горных почвогрунтов приведены в работе [3]. Параметры z_0 и a в выражении (5) в первом приближении могут быть приняты равными 0,15—0,25 и 3—5 соответственно, а параметры f_0 и b в выражении (7) — соответственно 0,02—0,10 и 6—18. Отношение параметров a и b , характеризующее точки перегиба кривой (7), находится в пределах 0,3—0,5. Мощность слоя промерзания почвогрунтов рассчитывается в соответствии с рекомендациями, изложенными в [9].

Относительные продуктивные влагозапасы определяются с помощью следующего выражения:

$$v = \frac{w^*}{w_n^*}, \quad (10)$$

где v — относительные продуктивные влагозапасы; w^* — продуктивные влагозапасы в слое 1 м, мм; w_n^* — наибольшие продуктивные влагозапасы в том же слое, мм.

Значение w^* рассчитывается путем использования методики А. И. Будаговского [2], усовершенствованной Ю. Б. Виноградовым [3] и автором совместно с В. И. Ли [7]. Эта методика позволяет находить влагозапасы талых почвогрунтов в пределах от влажности завядания растений до наименьшей влагоемкости. Однако при инфильтрации воды в промерзшие почвогрунты их влагозапасы часто превышают наименьшую влагоемкость [4]. Увеличение влагозапасов мерзлых почвогрунтов во время зимних оттепелей оказывает существенное влияние на их инфильтрационную способность в период весеннего снеготаяния. Этот процесс представляется чрезвычайно важным для разрабатываемых моделей формирования стока. Весной, при оттаивании почвогрунтов, происходит высвобождение аккумулируемой гравитационной влаги [4].

Влагозапасы промерзших почвогрунтов обычно не превышают капиллярную влагоемкость. Поэтому при моделировании рассматриваемого процесса капиллярную влагоемкость можно принять в качестве верхнего предела изменения влагозапасов промерзающих почвогрунтов, выразив ее в долях продуктивных влагозапасов.

В зависимости от глубины сезонного промерзания используются влагозапасы полуметрового или метрового слоя почвогрунтов.

Для описания процесса динамики влагозапасов в зимний период следует внести некоторые изменения в схему расчета влагозапасов талых почвогрунтов [7]. В частности, параметр, характеризующий максимальное значение влагозапасов определенного слоя почвогрунтов, необходимо принять изменяющимся в зависимости от глубины промерзания:

$$w_{n,k}^* = w_n^* + (w_k^* - w_n^*) \frac{z}{h} = w_n^* \left\{ 1 + k \frac{z}{h} \right\} \quad (0 < z < h), \quad (11)$$

где $w_n^* = w_n - w_s$ — разность между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания определенного слоя почвогрунтов, мм; $w_k^* = w_k - w_s$ — разность между капиллярной влагоемкостью и влажностью завядания, мм; w_{nk}^* — параметр, характеризующий максимальное значение влагозапасов в определенном слое почвогрунтов R (м) и изменяющийся от w_n^* до w_k^* в зависимости от глубины промерзания, мм; $k = \frac{w_k^* - w_n^*}{w_n^*}$ — параметр, характеризующий относительное превышение w_k^* над w_n^* и изменяющийся в пределах 0,4—0,6; z — глубина промерзания почвогрунтов, м.

В заключение следует отметить, что для оценки параметров z , a , f , a и b необходимо использовать материалы воднобалансовых станций. При моделированном гидрографе стока они также могут быть определены с помощью методов оптимизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апполов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 419 с.
2. Будаговский А. И. Впитывание талых вод в почву. — В кн.: Формирование ресурсов вод суши. М., 1972, с. 54—85.
3. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. — М.: Гидрометеоздат, 1967. — 262 с. (Труды КазНИГМИ, Вып. 28).
4. Вольфцун И. Б. Расчет элементов баланса грунтовых вод. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 272 с.
5. Голицина Е. Ф. и др. Исследование тепловых свойств почв бассейна р. Дона для оценки потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву / Голицина Е. Ф., Калюжный И. Л., Павлова К. К., Романов В. В. — Труды ГГИ, 1972, вып. 194, с. 3—21.
6. Голубев Г. Н. Формирование речного стока в горно-ледниковых районах. — М.: Наука, 1968. — 105 с.
7. Голубцов В. В., Ли В. И. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов. — Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, с. 58—72.
8. Голубцов В. В. О построении математической модели формирования стока в горном бассейне. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 48, с. 3—25.
9. Голубцов В. В., Ли В. И. Расчет глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов в речных бассейнах. — Труды КазНИИ, 1983, вып. 91, с. 23—29.
10. Гуртовая Е. Е. Некоторые особенности процессов промерзания и оттаивания почвогрунтов в горных условиях. — В кн.: География снежного покрова. М., 1968. — 105 с.

11. Заводчиков А. Б. Потери талых вод на инфильтрацию на водосборах в период снеготаяния в Северном Казахстане. — *Метеорология и гидрология*, 1963, № 3, с. 39—43.
12. Иванов В. И. К вопросу о фильтрации воды в мерзлых грунтах. — *Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов*, 1957, сб. 3, с. 73—95.
13. Калужный И. Л., Павлова К. К. Формирование потерь талого стока. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 160 с.
14. Капотов А. А. Исследование водного режима почвогрунтов зоны аэрации, их промерзания, водно-физических и инфильтрационных свойств. — *Труды ГГИ*, 1969, вып. 176, с. 70—103.
15. Капотов А. А. Лабораторные исследования водопропускной способности мерзлых и талых почвогрунтов (по материалам мерзлотной лаборатории ВНИГЛ) — *Труды ГГИ*, 1972, вып. 194, с. 22—45.
16. Качинский М. А. Замерзание, разморозание и влажность почв в зимний сезон в лесу и на полевых участках. — *Труды НИИ почвоведения*, 1927, с. 46—59.
17. Комаров В. Д. Долгосрочный прогноз весеннего стока рек Черноземной зоны Европейской части СССР на основе территориального общих зависимостей. — Л.: Гидрометеониздат, 1955. — 73 с.
18. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 295 с.
19. Комаров В. Д., Макарова П. Т. Исследование глубины промерзания почвы и других факторов на талый сток рек степной и лесостепной зон. — *Метеорология и гидрология*, 1972, № 8, с. 67—74.
20. Комаров В. Д., Макарова Т. Т. О влиянии льдистости, температуры, цементации и глубины промерзания почвы на инфильтрацию талых вод в бассейне. — *Труды Гидрометцентра СССР*, 1973, вып. 113, с. 76—85.
21. Литовченко А. Ф., Мочалов В. П. Полевые экспериментальные исследования потерь дождевых вод на инфильтрацию в горах северного склона Заилийского Алатау. — *Алма-Ата: ФОЛ АГМО УГМС КазССР*, 1964. — 195 с.
22. Мочалов В. П. Расчет потерь на инфильтрацию по данным дождевания в Заилийском Алатау. — В кн.: *Материалы совещания по вопросам экспериментального изучения стока и водного баланса речных водосборов*. Валдай, 1965, с. 194—201.
23. Павленко Г. В. Об учете оттепельности зим при расчетах потерь талого стока на реках равнинной части бассейна р. Днестра. — *Труды УкрНИГМИ*, 1971, вып. 104, с. 94—102.
24. Паршин В. Н. Территориально общий метод прогноза стока-основы гидрологического обслуживания сельского хозяйства. — *Метеорология и гидрология*, 1965, № 12, с. 3—10.
25. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау. — *Алма-Ата: Наука*, 1967. — 198 с.
26. Степанов Л. Н. Водопроницаемость мерзлых почв ВКИ. — В кн.: *Вопросы гидрологической физики*. 1957, с. 41—63.
27. Субботин А. Н. Сток талых дождевых вод. — М.: Гидрометеониздат, 1966. — 375 с.
28. Филиппова А. К. Условия инфильтрации талой воды в период оттаивания почвы. — *Труды ГГИ*, 1950, вып. 24(78), с. 133—152.
29. Филиппова А. К. Просачивание талых вод в почву в период снеготаяния. — *Труды ГГИ*, 1952, вып. 48(102), с. 113—145.
30. Цыгельная И. Д., Голубев Г. Н. Условия формирования склонового стока в лесо-луго-степном поясе северного склона хребта Терской-Алатау. — *Фрунзе: Изд-во АН КиргССР*, 1963. — 188 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТЕРЬ ВОДЫ ДО НАЧАЛА СТОКООБРАЗОВАНИЯ И НА СПАДЕ ГИДРОГРАФА ПРИТОКА К РУСЛОВОЙ СЕТИ

Начальные потери обычно определяют как количество воды, необходимое для насыщения определенного слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости [1, 3, 4, 9]. Детальный теоретический анализ роли этих потерь в процессе инфильтрации и поверхностного стокообразования приводится в работе [4]. В частности, отмечается, что слой начальных потерь при формировании поверхностного стока может быть принят равным дефициту влажности верхнего слоя почвогрунтов

$$D_0 = h(\omega_n - \omega), \quad (1)$$

где D_0 — слой начальных потерь, мм; h — мощность слоя почвогрунтов, от дефицита влажности которого зависит слой начальных потерь, мм; ω_n — наименьшая влагоемкость почвы, в долях от единицы; ω — влагоемкость почвогрунтов в предаводковый период, в долях от единицы.

Мощность слоя h рекомендуется определять в зависимости от инфильтрационного параметра [5, 6]:

$$h = k \{f_0^*\}^{2/3}, \quad (2)$$

где f_0^* — инфильтрационный параметр, мм/мин; k — эмпирический параметр.

Параметр k , по мнению Ю. Б. Виноградова [6], может быть принят равным 100—150. Экспериментальные исследования В. П. Мочалова [9] подтвердили правомерность использования зависимостей (1) и (2) для расчета начальных потерь при формировании поверхностного стока. Параметр k по результатам его исследований на водосборах Заилийского Алатау может быть принят равным 112.

При моделировании процесса поверхностного стокообразования часто возникает необходимость использовать для расчета слоя начальных потерь дефицит влажности почвогрунтов слоя определенной мощности. В этом случае выражение для расчета слоя начальных потерь может быть записано в следующем виде:

$$D_0 = \begin{cases} k \{f_0^*\}^{2/3} \frac{D_h}{h_c} & \text{при } h_c > k \{f_0^*\}^{2/3}, \\ D_h & \text{при } h_c \leq k \{f_0^*\}^{2/3}, \end{cases} \quad (3)$$

где $D_h = \omega_n - \omega$ — дефицит влажности слоя почвогрунтов, мм; h_c — мощность слоя почвогрунтов, мм.

В предлагаемой модели [7] для расчета начальных потерь принимается дефицит влажности слоя почвогрунтов мощностью $h_c = 0,2$ м.

Теоретическая схема расчета инфильтрации, предложенная Виноградовым [4], основывается на выделении двух стадий инфильтрации. Первая стадия характеризуется отсутствием стокообразования и связана с формированием начальных потерь, т. е. с насыщением поверхностного слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости. Затем начинается вторая стадия, когда инфильтрационную способность почвы можно считать постоянной и равной f_0 , а интенсивность впитывания — зависящей только от интенсивности поступления воды. Переход первой стадии во вторую происходит мгновенно для каждой элементарной площадки, а «на достаточно большом участке склона осуществляется постепенно... хотя, по-видимому, достаточно быстро» [4].

Следует отметить, что для элементарных бассейнов характер перехода из первой стадии инфильтрации во вторую обуславливается неравномерностью распределения по площади характеристик инфильтрационного параметра и влагозапасов верхнего слоя почвогрунтов, а следовательно, и слоя начальных потерь. Чем меньше эта неравномерность, т. е. чем меньше различие слоя начальных потерь отдельных элементарных площадок водосбора, тем быстрее должен осуществляться переход инфильтрации из одной стадии в другую. В реальных бассейнах вблизи тальвегов дефицит влажности верхнего слоя почвогрунтов близок к нулю, в верхних частях склонов — его максимальным значениям, поэтому на одних элементарных площадках реальных бассейнов поверхностный сток формируется, на других — отсутствует. С другой стороны, переход инфильтрации из первой стадии во вторую происходит тем раньше, чем интенсивнее заполняется емкость слоя начальных потерь. Следовательно, при больших интенсивностях поступления воды на поверхность бассейна его водосборная площадь вовлекается в процесс поверхностного стокообразования быстрее.

Распределение гидрологических характеристик даже в пределах элементарных бассейнов является существенно неравномерным. Однако в связи с ограниченностью информации, как правило, имеют только средние значения параметров. В первом приближении можно предположить, что их распределение в пределах элементарных бассейнов является экспоненциальным, поэтому для расчета интенсивности заполнения слоя начальных потерь может быть использовано следующее выражение [8]:

$$q_{н.п} = D_0 \left\{ 1 - \exp \left(- \frac{i}{D_{max}} \right) \right\}, \quad (4)$$

где $q_{н.п}$ — интенсивность начальных потерь поверхностного стокообразования, мм/сут; i — интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут;

$$D_{max} = D_0 \text{ при } D_h = w_h^* = w_h - w_s,$$

где w_h^* — наибольшие продуктивные влагозапасы в слое h , мм; w_s — влажность завядания, мм.

В этом случае в процессе стокообразования и заполнения поверхностной емкости будет участвовать следующее количество воды i^* (мм/сут):

$$i^* = i - q_{н.п.} \quad (5)$$

Площадь водосбора, на которой начальные потери отсутствуют, приближенно может быть принята равной i^*/i (в долях от единицы).

Выражение (4) отражает существующие представления о процессе поглощения воды на поверхности бассейна [4]. В начале процесса большая часть поступающей на поверхность водосбора воды расходуется на насыщение верхнего слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости, меньшая — на формирование притока к гидрографической сети. По мере насыщения этого слоя первая составляющая уменьшается, а вторая увеличивается, приближаясь к i^* .

При почвенно-грунтовым стокообразованием начальные потери представляют собой количество воды, необходимое для насыщения слоя активного влагообмена речных бассейнов до уровня наименьшей влагоемкости. Для определения слоя начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования P_0^* (мм), по мнению В. П. Мочалова [9], также может быть использовано выражение (1). Мощность слоя начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования h^* (м) им рекомендуется определять с помощью следующего приближенного выражения:

$$h^* = 5 \exp\left(-0,69 \frac{x}{E}\right), \quad (6)$$

где x и E соответственно средние многолетние значения осадков и испаряемости, мм.

В соответствии с уравнением (6) изменение x/E в общем случае обуславливает монотонное уменьшение h^* с высотой местности. Необходимо отметить, что в связи с увеличением каменности почвогрунтов и глубины залегания относительных водоупоров с высотой местности изменение характеристик влажности почвогрунтов слоя начальных потерь (в частности, w_n^*) имеет более сложный характер.

Слой начальных потерь при формировании почвенно-грунтового стока будет равен

$$D_0^* = w_n^* - w^*, \quad (7)$$

где D_0^* — слой начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования, мм.

Для расчета интенсивности начальных потерь может быть использовано выражение (4), записанное в следующем виде:

$$q_{н.п.}^* = D_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{f}{D_{\max}}\right) \right\}, \quad (8)$$

где $q_{н.п.}^*$ — интенсивность начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут; f — интенсивность инфильтрации,

мм/сут; $D_{\max} = w_n^*$ — максимальное значение начальных потерь, мм.

В процессе почвенно-грунтового стокообразования будет участвовать следующее количество воды:

$$f^* = f - (q_{н.п}^* - q_{н.п}), \quad (9)$$

где f^* — интенсивность инфильтрации за вычетом потерь на покрытие дефицита влагозапасов в зоне активного влагообмена, мм/сут.

Дополнительные потери при движении воды по склонам и относительным водоупорам после прекращения поверхностного и почвенно-грунтового стокообразования [1—3] зависят от количества воды, находящейся в пределах отдельных высотных зон речного бассейна. Их величину можно определить с помощью выражения для расчета интенсивности инфильтрации, предложенного Виноградовым [4] и записанного в следующем виде:

$$f_e' = f_0^* \left\{ 1 - \exp \left(- \frac{k_1 w'}{f_0^*} \right) \right\}, \quad (10)$$

$$f_e'' = f_0^* \left\{ 1 - \exp \left(- \frac{k_2 w''}{f_0^*} \right) \right\}, \quad (11)$$

где f_e' и f_e'' — дополнительные потери соответственно при движении воды по склонам и относительным водоупорам речного бассейна после прекращения стокообразования, мм/сут; k_1 и k_2 — эмпирические коэффициенты; w' и w'' — динамические запасы поверхностных и почвенно-грунтовых вод после прекращения стокообразования, мм.

Запасы гравитационной влаги, находящиеся на поверхности w' (мм) и в верхнем слое почвогрунтов w'' (мм) речного бассейна определяются по предшествующему значению интенсивности притока поверхностных и почвенно-грунтовых вод к гидрографической сети:

$$Q_r' = b [\exp (a w') - 1], \quad (12)$$

$$Q_r'' = a w'', \quad (13)$$

где Q_r' и Q_r'' — соответственно приток поверхностных и почвенно-грунтовых вод к гидрографической сети, м³/с; a , b , α — параметры.

Величины w' и w'' в выражениях (10) и (11) определяют относительную площадь (в долях от единицы) затопления поверхности горных склонов и относительных водоупоров после прекращения стокообразования.

Последующие значения динамических запасов воды в бассейне могут быть получены с помощью следующих выражений:

$$w_n' = w_{n-1}' - f_e', \quad (14)$$

$$w_n'' = w_{n-1}'' - f_e'' \quad (15)$$

где w_n' , w_{n-1}' и w_n'' , w_{n-1}'' — соответственно последующие и предыдущие динамические запасы поверхностных и почвенно-грунтовых вод в бассейне.

Как отмечает Виноградов [4], в горных бассейнах в связи с большими скоростями добегаания, потерями поверхностного стока на спаде гидрографа притока к русловой сети в ряде случаев можно пренебречь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. Ч. 2. — Л.: Гидрометеониздат, 1958. — 310 с. (Труды ОГМИ. Вып. 14).
2. Бефани А. Н. Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока. — Труды ДВНИГМИ, 1966, вып. 22, с. 124—215.
3. Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. — М. Гидрометеониздат, 1977. — 182 с.
4. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28. — 262 с.
5. Виноградов Ю. Б. Некоторые вопросы формирования селевых потоков и методика их расчета. — Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 33, с. 5—29.
6. Виноградов Ю. Б. Модели процессов селеформирования. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 51, с. 26—44.
7. Голубцов В. В. Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации (см. настоящий сборник).
8. Голубцов В. В. Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе (см. настоящий сборник).
9. Мочалов В. П. Схема расчета начальных потерь дождевого стока на водосборах селевых очагов. — Селевые потоки, 1978, № 3, с. 116—123.

В. В. ГОЛУБЦОВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ СТОКООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ЗАПОЛНЕНИИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЕМКОСТИ И РЕГУЛИРОВАНИИ ВОДЫ НА ВОДОСБОРЕ

Расчет интенсивности стокообразования и притока воды к гидрографической сети в условиях заполнения поверхностной емкости и регулирования воды на поверхности речных бассейнов является довольно сложной задачей. Существенный вклад в ее решение внесли исследования Е. Г. Попова [9], В. Д. Комарова [4], Р. К. Линслея, М. А. Колера и Д. Л. Х. Паулюса [7].

В предлагаемой работе при моделировании рассматриваемого процесса использовались представления о поверхностной емкости и действующей площади, введенные в гидрологическую литературу Поповым [9]. Максимальная поверхностная емкость речного бас-

сейна или его отдельных высотных зон при наличии снежного покрова будет равна:

$$P_{\max} = P_{\max}^* + P'_{\max}, \quad (1)$$

где P_{\max} — максимальная поверхностная емкость речного бассейна или его отдельных высотных зон при наличии снежного покрова, мм; P_{\max}^* — максимальная поверхностная емкость речного бассейна или отдельных высотных зон при отсутствии снежного покрова, мм; P'_{\max} — приращение поверхностной емкости речного бассейна или отдельных высотных зон, обусловленное наличием снежного покрова на его поверхности, мм.

Численные значения P_{\max} могут быть определены в зависимости от характеристики рельефа поверхности речного бассейна или отдельных высотных зон. Исследования В. Н. Паршина [8] показали, что в качестве такой характеристики может быть успешно использован уклон бассейна. Им получена графическая зависимость параметра P_{\max}^* от среднего уклона I поверхности бассейнов рек Северного Казахстана [8]. Она имеет следующее аналитическое выражение:

$$P_{\max}^* = k_1 / I^{n_1}, \quad (2)$$

где $k_1 = 0,03$ и $n_1 = 1,6$ — эмпирические параметры.

Из приведенной зависимости следует, что при уклонах поверхности бассейна $I = 0,015$ значение P_{\max}^* составляет примерно 20 мм, а при $I \geq 0,100$ — около 1 мм и меньше. Полученная с помощью зависимости (2) поверхностная емкость бассейнов с уклонами $I \geq 0,100$ хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями Виноградова по определению ее величины на эродированных горных склонах [1].

P'_{\max} , по-видимому, может быть определено в зависимости от снегозапасов и уклона поверхности бассейна:

$$P'_{\max} = k_2 S / I^{n_2}, \quad (3)$$

где k_2 и n_2 — эмпирические параметры; S — снегозапасы, мм.

Следовательно,

$$P_{\max} = k_1 / I^{n_1} + k_2 S / I^{n_2}. \quad (4)$$

Параметр n_2 приближенно равен 0,4—0,6. Параметр k_2 может быть определен ориентировочно из следующих соображений. Исследования ряда авторов [4, 6, 8—10 и др.] показывают, что количество воды, накопившейся под снегом в период снеготаяния, составляет 15—25% предвесенних снегозапасов. Если принять средний уклон поверхности бассейнов, в пределах которых проводились исследования, около 0,015, то параметр, по-видимому, можно считать равным 0,02—0,03.

Необходимо отметить, что значение P_{\max} определяется по суточным интервалам времени.

Дефицит поверхностной емкости ΔP (мм) определяется с помощью следующего выражения:

$$\Delta P = P_{\max} - P, \quad (5)$$

где P — запас воды поверхностной емкости, мм.

Интенсивность заполнения поверхностной емкости $q_{п.е}$ (мм/сут) может быть определена в зависимости от интенсивности поверхностного стокообразования [2], а последняя — с помощью выражения, предложенного Виноградовым [1]:

$$q_n^* = i^* - f_1 = i^* - f_0^* \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{i^*}{f_0^*} \right) \right\}, \quad (6)$$

где q_n^* — потенциальное значение поверхностного стокообразования, мм/сут; i^* — интенсивность поступления воды на поверхность бассейна за вычетом слоя начальных потерь, мм/сут; f_1 — интенсивность инфильтрации, мм/сут; f_0^* — инфильтрационный параметр мерзлых почвогрунтов [2], мм/сут.

Изменение дефицита поверхностной емкости ΔP в зависимости от интенсивности ее заполнения $q_{п.е}$ может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения водного баланса:

$$\frac{d \Delta P}{dt} = -q_{п.е}. \quad (7)$$

Допустим, что $q_{п.е}$ зависит от интенсивности поверхностного стокообразования q_n^* и степени заполнения поверхностной емкости. Тогда, принимая в первом приближении зависимость интенсивности заполнения поверхностной емкости от дефицита воды в ней линейной, можно записать следующее соотношение:

$$\frac{q_{п.е}}{q_n^*} = \frac{\Delta P}{\Delta P_{\max}}, \quad (8)$$

где $\Delta P_{\max} = P_{\max}$ — наибольший дефицит поверхностной емкости, мм.

Соотношение (8) отражает существующее представление о характере заполнения поверхностной емкости [3, 5]. Из него следует, что в начале заполнения поверхностной емкости большая часть величины стокообразования поглощается очагами поверхностного задержания — депрессиями, а меньшая расходуется на формирование притока к гидрографической сети. По мере заполнения поверхностной емкости его первая составляющая уменьшается, а вторая — увеличивается [5].

Определив из соотношения (8) значение $q_{п.е}$ и подставив его в уравнение (7), получим

$$\frac{d \Delta P}{dt} = -q_{п}^* \frac{\Delta P}{\Delta P_{\max}} \quad (9)$$

После интегрирования дифференциального уравнения (9) имеем

$$q_{п.е} = \Delta P_0 \left[1 - \exp \left(-\frac{1}{\Delta P_{\max}} \int_0^t q_{п}^* dt \right) \right], \quad (10)$$

$$\Delta P = \Delta P_0 \exp \left(-\frac{1}{\Delta P_{\max}} \int_0^t q_{п}^* dt \right), \quad (11)$$

где ΔP_0 — начальное значение дефицита поверхностной емкости, мм.

Для суточных интервалов времени выражения (10) и (11) можно записать в следующем виде:

$$q_{п.е} = \Delta P_{n-1} \left[1 - \exp \left(-\frac{q_{п}^*}{\Delta P_{\max}} \right) \right], \quad (12)$$

$$\Delta P_n = \Delta P_{n-1} \exp \left(-\frac{q_{п}^*}{\Delta P_{\max}} \right), \quad (13)$$

где ΔP_{n-1} и ΔP_n — соответственно предшествующие и последующие значения дефицита поверхностной емкости, мм.

Предшествующие значения дефицита поверхностной емкости ΔP_{n-1} и последующие значения запаса воды в ней P_n определяются следующим образом:

$$\Delta P_{n-1} = P_{\max} - P_{n-1}, \quad (14)$$

$$P_n = P_{n-1} + q_{п.е}. \quad (15)$$

Следует отметить, что из выражения (11), произведя замены $\Delta P = P_{\max} - P$, $\Delta P_0 = \Delta P_{\max} = P_{\max}$, $q_{п}^* = i^*$, можно получить выражение, предложенное Поповым [9] для определения потерь воды на заполнение поверхностной емкости водонепроницаемых бассейнов за весь период стокообразования:

$$P = P_{\max} \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{S}{P_{\max}} \right) \right\}, \quad (16)$$

где $S = \int_0^t i^* dt$ — суммарное поступление воды на поверхность бассейна, мм.

При выводе уравнения (16) предполагалось, что распределение поверхностной емкости в бассейнах рек выражается функцией экспоненциального вида [9]. В ряде случаев оказывается целесооб-

разным использование функции гиперболического вида [4, 9]. В этом случае вместо выражений (12), (13) и (16) можно принять следующие расчетные уравнения:

$$q_2 = \Delta P_{n-1} \operatorname{th} \frac{q_n^*}{\Delta P_{\max}}, \quad (17)$$

$$D_n = \Delta P_{n-1} \left(1 - \operatorname{th} \frac{q_n^*}{\Delta P_{\max}} \right), \quad (18)$$

$$P = P_{\max} \operatorname{th} \frac{S}{P_{\max}}. \quad (19)$$

Следует отметить, что уравнение (19) предложено и успешно использовано для расчета потерь в период весеннего половодья Комаровым [4].

Изменение количества воды, задержанной на поверхности бассейна, в зависимости от интенсивности может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения:

$$\frac{dP}{dt} = -kf_2, \quad (20)$$

где P — количество воды, задержанной на поверхности бассейна, мм; k — эмпирический параметр, характеризующий условия инфильтрации из бессточных понижений; f_2 — интенсивность инфильтрации из бессточных понижений, заполненных водой, мм/сутки.

Можно допустить, что f_2 зависит от инфильтрационного параметра f_0^* и степени заполнения поверхностной емкости. Эту зависимость запишем в виде следующего соотношения:

$$\frac{f_2}{f_0^*} = \frac{P}{P_{\max}}. \quad (21)$$

Определяя значение f_2 из соотношения (21), подставляя его в (20) и интегрируя это уравнение, получим:

$$f_2 = P_{n-1} \left[1 - \exp \left(-\frac{kf_0^*}{P_{\max}} \right) \right], \quad (22)$$

$$P_n = P_{n-1} \exp \left(-\frac{kf_0^*}{P_{\max}} \right), \quad (23)$$

где P_{n-1} и P_n — значение запаса воды в бессточных понижениях соответственно в предшествующие и последующие сутки, мм.

Таким образом, при отсутствии испарения интенсивность поверхностного стокообразования в период заполнения поверхностной емкости будет равна

$$q_n = i^* - f_1 - f_2 = i^* - f_1 - q_{п.е} + \delta, \quad (24)$$

где q_n — интенсивность поверхностного стокообразования, мм/сут; δ — сброс воды из поверхностных емкостей, мм/сут.

Включение воды, накопившейся в бессточных понижениях в процессе стокообразования, происходит при разрушении снежных перемычек и уменьшении снегозапасов. Это приводит к уменьшению текущих значений поверхностных емкостей P_{\max} и, следовательно, P_{\max} . Поэтому δ может быть определено исходя из следующих условий:

$$\delta = \begin{cases} P_n - P_{\max} & \text{при } P_{\max} \leq P_n, \\ 0 & \text{при } P_{\max} \geq P_n. \end{cases} \quad (25)$$

Следует отметить, что уменьшение снегозапасов при одних и тех же условиях теплоприхода в значительной мере зависит от характера распределения снежного покрова в пределах речного бассейна и его отдельных высотных зон. Неравномерность распределения снежного покрова оказывает существенное влияние и на интенсивность включения в процесс стокообразования воды, накопившейся на водосборе в период снеготаяния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. — М.: Гидрометеониздат, 1967. — 262 с. (Труды КазНИГМИ. Вып. 28).
2. Голубцов В. В. Об изменении инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов (см. настоящий сборник).
3. Жидиков А. П. и др. Модели формирования весеннего стока и проблема их применения для прогноза гидрографа половодья / Жидиков А. П., Левин А. Г., Нечаева Н. С., Попов Е. Г. — Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 81, с. 33—45.
4. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 295 с.
5. Комаров В. Д., Макарова Т. И., Синегуб Е. С. Расчет гидрографа половодья небольших равнинных рек на основе данных интенсивности снеготаяния. — Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 37, с. 3—30.
6. Крестовский О. И. Водный баланс небольших бассейнов в период весеннего половодья. — Труды ГГИ, 1965, вып. 95 с. 101—156.
7. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. — Л.: Гидрометеониздат, 1962. — 760 с.
8. Паршин В. Н. Территориально общий метод прогноза стока-основы гидрологического обслуживания сельского хозяйства. — Метеорология и гидрология, 1965, № 12, с. 3—10.
9. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. — М.: Гидрометеониздат, 1963. — 395 с.
10. Харченко С. И. Исследование потерь и добегания талых вод. — Труды ГГИ, 1956, вып. 57(111), с. 62—78.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ГОРНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Для обоснования методов прогноза водности горных рек Западного Алтая необходима оценка основных элементов водного баланса их бассейнов. Первые представления об осадках и стоке рек рассматриваемого района можно получить из работ [1, 4, 7], в которых для обобщения использованы данные гидрометеорологических наблюдений до 1966 г. [5]. В настоящее время в связи с увеличением рядов наблюдений возникла необходимость в выборе и обосновании нового периода для расчета средних многолетних зимних осадков и стока. Анализ многолетних колебаний осадков и стока выполнен с помощью интегральных кривых отклонений модульных коэффициентов годовых значений осадков и стока от единицы. Совмещение этих кривых показало, что многолетние колебания увлажнения и водности рек рассматриваемой территории достаточно синхронны. Проведенный анализ позволил выбрать в качестве периода для расчета нормы годовых осадков и стока многолетие 1933—1980 гг. Выбранный расчетный период хорошо освещен гидрометеорологическими наблюдениями и включает экстремальные по увлажнению и водности годы.

При приведении к расчетному периоду данных короткорядных наблюдений за осадками и стоком рек в качестве опорных использованы пункты-аналоги с наиболее продолжительными рядами наблюдений. Приведение данных к многолетнему периоду произведено по графикам связи значений осадков и стока, построенным за сопоставимый период наблюдений по рассматриваемому и опорному пунктам. Сведения об осадках и стоке приведены в табл. 1, 2 и 3.

В данные наблюдений метеорологических станций за осадками были введены поправки на их недоучет в соответствии с рекомендациями [2]. Годовая величина поправок, как видно из табл. 4, изменяется от 18 до 30%. В связи с тем что обнаружить зависимость годовой величины поправки от высоты местности не удалось, для исправления данных наблюдений за осадками на метеорологических постах использовано ее среднее значение, равное 27%. В данные наблюдений за осадками с помощью суммарных осадкомеров (табл. 2) введена поправка 10% [3, 8].

В табл. 3 помещены также данные о среднем многолетнем стоке с площадей, определенных по разности размеров водосборов «влажных» речных бассейнов. Зависимости исправленных значений горных осадков (x) от высоты местности (z) построены по данным наблюдений в пунктах, расположенных в бассейнах рек Уба, Ульба, Тургусун и Бухтарма. При построении этих зависимостей выделены два района (рис. 1): с повышенным увлажнением (бассейны рек Уба, Ульба и Тургусун) и пониженным увлажнением

Таблица 1

Средний многолетний слой осадков

Метеостанция (пост)	z км	Период наблюдений, годы	Средний слой осадков за период на- людений, мм	Средний многолетний слой осадков, мм	
				по данным измерений	исправ- ленный
Акжар	0,660	1962—1980	247	246	369
Александровка	0,450	1953—1980	831	844	1072
Баты	0,370	1949—1958	270	269	342
Белая	0,720	1962—1979, 1954—1969, 1971—1977, 1979—1980	547	554	704
Белый Луг	0,1300	1930—1951, 1954—1958	764	768	975
Берель	0,900	1951—1980	529	526	668
Бобровка (р. Бобровка)	0,366	1962—1980	646	633	804
Бобровка	0,680	1962—1965, 1968—1973, 1975—1980	448	440	559
Большая Речка	0,590	1962, 1964—1980	609	602	765
Большое Нарымское	0,400	1938—1980	365	365	464
Большие Пороги	1,200	1935, 1951—1964	936	978	1242
Бурани	0,409	1930—1934, 1937—1975, 1977—1980	180	180	284
Бухтарма	0,373	1958—1980	507	499	639
Быструха	0,360	1954—1961, 1963—1980	827	814	1034
Вознесенское	0,540	1955—1970, 1972—1980	278	279	354
8-е Марта	0,720	1962, 1964—1980	899	887	1126
Громотуха	0,893	1930—1933, 1935—1946, 1979—1980	758	758	963
Джумба	0,750	1954—1980	500	496	630
Зайсан	0,604	1930, 1932—1934, 1936—1980	296	296	391
Зерносовхоз им. Калинина	0,278	1957—1976, 1978—1980	332	330	419
Зырянское	0,457	1937—1939, 1941—1980	601	601	721
Карагужиха		1966—1968, 1970—1977, 1979—1980	1096	1081	1373
Катон-Карагай	1,081	1930—1980	420	420	542
Курчум	0,425	1937—1944, 1946, 1980	257	257	326
Кутиха	0,486	1949—1965, 1967—1980	711	713	906
Лениногорск	0,809	1935—1942, 1944—1980	640	640	787
Малая Ульба	1,577	1930—1948	1200	1489	1891
Нижне-Уль- бинское	0,300	1944—1946, 1954—1958	349	363	461
Никитинка	0,290	1942, 1948—1949, 1952, 1955—1958, 1969—1980	400	392	498
Николаевка	519	1964—1980	367	368	467
Огневка	400	1956—1959, 1962—1963, 1965—1980	464	445	565
Орловка	600	1948—1949, 1952, 1980	847	832	1057
Орловский поселок	1081	1930—1934, 1940—1941, 1943, 1947, 1948, 1950— 1951, 1953—1973, 1975— 1980	347	342	434

Продолжение табл. 1

Метеостанция (пост)	z км	Период наблюдений, годы	Средний слой осадков за период наоб- людения, мм	Средний многолет- ний слой осадков, мм	
				по данным измерений	исправ- ленный
Печи	635	1954—1980	523	513	652
Самарка	496	1931—1932, 1936, 1938, 1941,—1965, 1967—1977, 1979—1980	373	373	474
Северный поселок	793	1941—1967	587	594	754
Секисовка	450	1957—1980	697	696	884
Сенное	600	1931, 1936, 1938, 1940— 1943, 1947—1964, 1966— 1980	676	676	859
Сержиха	680	1953—1970	872	870	1105
Совхоз «Большевик»	390	1962—1980	214	217	276
Согорное	1700	1965—1980	385	384	488
Среднегор- ное	600	1949, 1951—1980	519	524	665
Таянты	200	1953—1968	362	358	455
Тополь Мис (Приозерная)	392	1942—1961, 1963—1979	177	178	226
Ульба-Пере- валочная	300	1954—1980	629	631	801
Урунхай	1350	1949—1980	544	539	685
Урыль	1100	1942—1943, 1945—1980	442	448	569
Усть-Камено- горск	285	1930—1947, 1949—1980	476	476	619
Усть-Язловая	600	1954—1980	750	746	947
Хутор Басова	400	1964—1978, 1980	500	483	613
Черновая	850	1954—1980	331	327	415
Черняевка	435	1954—1980	183	180	229
Шемонаиха	329	1936—1980	428	428	544
Энбек (Кара- тогай)	550	1954, 1956—1965	221	209	265

(бассейн р. Бухтарма). Для оценки годовых осадков в высокогорной зоне применен метод косвенного расчета их величин, предложенный А. Н. Кренш и В. Т. Ходаковым, И. С. Соседовым [5]. В

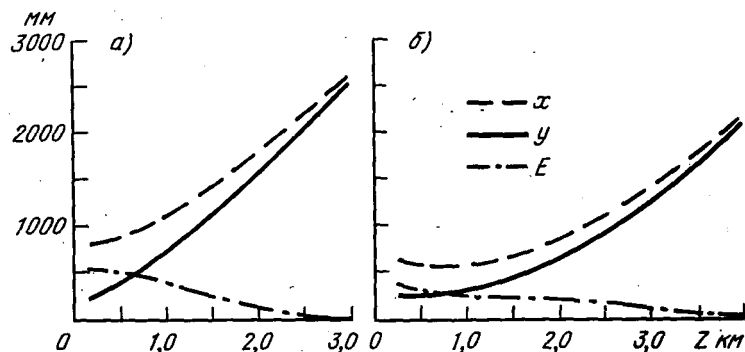


Рис. 1. График изменения осадков (x), стока (y) и испарения (E) с высотой местности:

a — в суммарном бассейне рек Ульба, Уба, Тургусун; б — в бассейне р. Бухтарма

Таблица 2

Средний многолетний слой осадков по данным суммарных осадкомеров

№ осадкомера	z км	Средний многолетний слой осадков, мм	Исправленное среднее многолетнее значение осадков, мм
Бассейн р. Белая Берель			
1	2,740	992	1091
2	2,000	1307	1438
3	2,080	1032	1135
4	2,190	890	979
5	1,600	787	866
6	1,700	725	797
7	1,300	575	632
Бассейн р. Сарым-Сакты			
1	2,300	890	979
2	2,520	843	927
3	2,350	826	909
4	2,450	985	1083
5	1,830	512	563
Бассейн р. Ульбы			
1	1,770	1677	1845
2	2,650	1441	1585
2-а	2,650	1338	1472
3	1,600	1544	1698
3-а	1,600	1402	1542
4	1,900	1370	1507
5	1,280	1338	1472
6	1,550	1063	1169
7	1,200	1772	1949
9	2,110	1071	1178
10	2,000	1979	2174

Бол. Буконь — с. Джумба (Малоросийка)	758	1,150	1958—1980	8,13	10,7	338	8,13	10,7	338
Мал. Буконь — с. Малая Буконь	190	1,000	1962, 1964, 1973, 1976—1980	1,10	5,79	183	1,41	7,42	234
Лайлы — с. Самарское	126	0,830	1971—1975	0,58	4,60	145	0,38	3,02	95,1
Курчум — с. Вознесенское	5840	1,350	1938—1945, 1947—1980	60,3	10,3	326	60,3	10,3	326
Женишке — колхоз Женишка, с. Теректыбулак	361	0,940	1963—1966, 1968—1969	1,35	4,01	126	1,26	3,74	118
Нарым — с. Большое Нарымское	1960	1,050	1955—1980	9,03	4,61	145	9,24	4,71	149
Бухтарма — с. Берель	1850	2,200	1958—1980	28,9	15,6	493	29,5	15,9	503
Бухтарма — с. Печи, выше устья р. Соколовки	6860	1,850	1940—1943, 1945—1946, 1948—1980	107	15,6	492	109	15,9	501
Бухтарма — устье р. Березовки (с. Лесная Пристань)	10700	1,550	1958, 1960—1980	206	19,3	607	215	20,1	634
Бухтарма — с. Заводинский	14900	1,340	1932—1942, 1948—1956	235	15,8	498	238	16,0	504
Белая Берель (Берель) — с. Берель	1040	2,200	1958—1980	25,7	24,7	779	24,3	23,4	737
Урыль — с. Урыль	158	1,800	1959—1980	1,62	10,3	323	1,60	10,1	319
Черновая — с. Черновая	481	1,700	1954—1980	5,82	12,1	382	6,17	12,8	405
Сарымсақты — с. Согорное	629	1,700	1954—1960, 1962—1980	6,25	9,94	313	7,37	11,7	370
Белая — с. Белое (Белая) Черемолка (Язовая) — с. Голубовка	945	1,630	1954—1980	15,7	16,6	524	17,3	18,3	577
Хамир — с. Масляха	449	1,200	1959—1960, 1962—1980	5,56	12,4	391	5,98	13,3	420
Левая Березовка — с. Среднегорное	396	0,620	1963—1967, 1969	21,0	53,0	1672	20,8	52,5	1657
	251	0,850	1948—1955, 1959—1960, 1962—1970, 1972—1980	1,00	3,98	126	1,07	4,26	134
Тургусун — с. Кутыха	1200	1,470	1927—1931, 1949—1955, 1959—1962, 1965—1980	46,0	38,3	1209	46,8	39,0	1230
Пихтовка — г. Серебрянка	67,9	0,840	1952, 1970—1980	0,77	11,3	358	0,68	10,0	316
Таинты — с. Таинты	181	1,300	1954—1968	2,18	12,0	380	2,08	11,5	363

Продолжение табл. 3

Река-пункт	Водосбор		Период наблюдений	Средний за период наблюдений			Средний за многолетний период		
	площадь, км ²	средняя высота, мм		расход, м ³ /с	модуль стока л/с, с 1 км ²	слой стока, мм	расход, м ³ /с	модуль стока л/с, с 1 км ²	слой стока, мм
Танты — с. Огневка	1000	1,000	1959, 1961—1963	5,13	5,13	162	5,19	5,19	164
Смолянка — с. Северное	49,0	0,840	1965—1980	1,09	22,2	702	0,85	16,3	515
Аблайкетка — хр. Басова	1690	0,680	1963—1978, 1980	5,15	3,05	96,1	5,57	3,30	104
Ульба — с. Белый Луг, выше устья р. Кедровки	1120	1,300	1926, 1929—1930, 1934—1936, 1939—1943, 1945—1951	34,5	30,8	972	34,7	31,0	977
Ульба — с. Ульба Перевалочная	4900	0,960	1932—1935, 1938—1939, 1942—1954, 1956—1980	99,0	20,2	637	99,9	20,4	643
Громотуха — с. Громотуха (з. Нечунаева)	400	1,900	1926—1927, 1929, 1931—1936, 1947—1957, 1968—1980	18,1	45,2	1427	18,7	46,8	1474
Тишиха в 0,4 км выше устья	38	1,700	1934—1936, 1938, 1947	1,88	49,5	1500	1,78	46,8	1477
Тихая — 1-й р-н Ульбастрой (Лесной Кордон, с. Шаравка)	560	1,100	1926—1927, 1929—1932, 1934—1935, 1938—1962	10,8	19,3	608	9,80	17,5	552
Бол. Таловка — в 0,5 км выше устья	32	1,000	1941—1942, 1965—1970	0,60	18,8	591	0,51	15,9	503
Мал. Таловка — Кордон, 1,5 км выше устья	22	0,850	1939—1942, 1951, 1957—1958	0,35	15,9	502	0,30	13,6	430
Журавлиха — г. Лениногорск (Красный Яр)	209	1,200	1940—1946, 1956—1958	6,94	33,2	1047	6,39	30,6	964
Шаравка — с. Шаравка	55	1,300	1939—1951, 1954—1955, 1958—1967, 1969—1980	2,70	49,1	1548	2,68	48,7	1537
Кедровка-устье	84,7	1,450	1935, 1939—1957	2,40	28,3	894	2,22	26,2	827
Бобровка — с. Бобровка	113	0,740	1962—1980	0,92	8,14	257	0,93	8,23	260
Мал. Ульба — с. Горно-Ульбинка	2170	1,100	1931—1933, 1952—1956, 1958, 1960—1980	47,3	21,8	687	47,6	21,9	692

Сержиха — с. Сержиха	226	1,025	1954—1955, 1957, 1959—1970	6,10	27,0	851	6,01	26,6	839
Уба — с. 8-е Марта	1530	1,350	1962—1969, 1972—1980	38,8	25,4	800	40,1	26,1	825
Уба — с. Каражуха	3200	1,250	1967—1980	103	32,2	1015	99,8	31,2	984
Уба — Большие Пороги (з. Дмитриева)	3580	1,250	1926—1937, 1961— 1962, 1964	94,6	26,4	833			
Уба — с. Шемонаха	8470	0,900	1936—1939, 1941—1949, 1951— 1963, 1965—1980	182	21,5	678	182	21,5	678
Мал. Убинка — с. Быструха	972	0,760	1955—1957, 1959—1961, 1963—1980	18,3	18,8	594	18,7	19,2	607
Прав. Убинка — с. Алек- сандровка	329	0,800	1958, 1960—1980	7,08	21,5	679	6,97	21,2	668
Ключ Орловка — с. Орловка	27,0	0,790	1949—1976, 1978—1980	0,33	12,2	385	0,31	11,5	362
Бол. Речка — с. Большая речка	267	0,590	1962—1965, 1967, 1969—1980	2,86	10,7	338	2,83	10,6	334
Кызылсу — с. Остриковка	1220	0,570	1971—1975, 1979— 1980	2,00	1,64	51,7	2,06	1,69	53,3
Чар — с. Николаевка	1800	0,860	1958—1965, 1967, 1969—1980	4,63	2,57	81,1	4,79	2,66	83,9
Бухтарма — с. Печи выше устья р. Соколовки (без «вложенных» бассейнов)	1757	1,492	—	—	—	—	22,8	13,0	410
Бухтарма — с. Заводинский (без «вложенных» бассейнов)	6144	0,775	—	—	—	—	79,8	13,0	410
Ульба — с. Ульба Перевал- очная (без «вложенных» бассейнов)	2130	0,643	—	—	—	—	29,5	13,8	435
Уба — с. Караужиха (без «вложенных» бассейнов)	1670	1,158	—	—	—	—	59,8	35,8	1129
Мал. Убинка — с. Быструха (без «вложенных» бассейнов)	616	0,737	—	—	—	—	11,4	18,5	585
Уба — с. Шемонаха (без «вложенных» бассейнов)	4031	0,676	—	—	—	—	60,7	15,0	475

соответствии с этим методом годовая сумма осадков на высоте фирновой линии принята равной снегозапасам, величина которых определяется как произведение годовой суммы, положительных темпе-

Таблица 4

Поправки к измеренным годовым суммам осадков

Метеостанция	z км	Величина поправки
Ленингорск	0,809	1,23
Усть-Каменогорск	0,285	1,30
Бухтарма	0,373	1,28
Катон-Карагай	1,081	1,29
Зыряновск	0,457	1,18

ратур воздуха на коэффициент сляивания ($\text{мм}/^{\circ}\text{C}$). Зависимости $x_1=f(z)$ дают возможность определить приближенные значения годовых осадков для отдельных высотных зон и их средний слой в речных бассейнах, а также позволяют проследить изменение градиентов осадков с высотой местности. Градиенты изменяются в пределах 700—900 мм/км в бассейнах рек Уба, Ульба и 300—500 мм/км в бассейне р. Бухтарма. Зависимости среднего годового

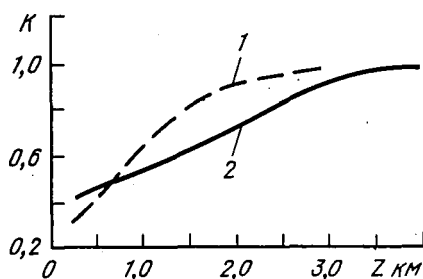


Рис. 2. Изменение коэффициентов стока с высотой местности:

1 — в суммарном бассейне рек Ульба, Уба, Тургусун; 2 — в бассейне р. Бухтарма

стока Y от средней высоты z получены для тех же районов (рис. 1). Использование для построения зависимости $y=f(z)$ стока малых речных бассейнов и его величин с дополнительных площадей, определенных для «вложенных» водосборов, дает основание полагать, что она в достаточной степени отражает зональность стока, обусловленную климатическими факторами. Это в определенной мере подтверждает хорошее согласование значений стока, полученных с помощью зависимостей $x=f(z)$ и наблю-

давшихся в замыкающих створах речных бассейнов. Градиенты стока в бассейнах рек Ульба, Уба составляют 1000—900 мм/км, а в бассейне р. Бухтарма они изменяются в пределах 340—640 мм/км.

Зависимости $x=f(z)$ и $y=f(z)$ позволили с помощью уравнения водного баланса за многолетний период $x-y=E$ определить приближенные среднемноголетние значения зонального испарения E мм. Зависимость полученных значений испарения от высоты местности для рассматриваемых бассейнов приведена на рис. 1. В бассейнах рек Уба, Ульба и Тургусун испарение закономерно уменьшается от 580 мм на высоте 0,3—0,5 км до 40—80 мм на высотах

более 2,5 км. В бассейне р. Бухтарма испарение изменяется от 300—350 мм на высотах 0,3—0,5 км до 40—120 мм на высотах более 3,0 км.

Коэффициенты стока в низкогорных зонах (0,3—0,5 км) рассматриваемых бассейнах равны 0,3—0,4. С возрастанием высоты они закономерно увеличиваются, приближаясь на высотах более 2,5 км к единице (рис. 2).

В заключение следует отметить, что полученные результаты являются предварительными. Для их уточнения в дальнейшем целесообразно использовать метод дифференциального анализа гидрометеорологических процессов [5]. Значительные трудности при выполнении более детальных воднобалансовых исследований обусловлены слабой гидрометеорологической изученностью высокогорных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алюшинская Н. М. Вертикальная зональность и распределение стока на территории Алтая. — Учен. зап. ЛГУ им. А. Л. Жданова. Сер. геогр., 1955, № 199, вып. 10, с. 137—158.
2. Браславский А. П., Чистяева С. П. Определение исправленных атмосферных осадков по методике ГГО — КазНИИ. — Труды КазНИГМИ, 1979, вып. 65, с. 3—94.
3. Литовченко А. Ф. Результаты исследований точности учета осадков в горах. — В кн.: Вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971, с. 9—27.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь. Горный Алтай и Верхний Иртыш. — Л.: Гидрометеониздат, 1969, т. 15, вып. 1, с. 46—61.
5. Соседов И. С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах (на примере Северного склона Заилийского Алатау). — Алма-Ата; Наука, 1976. — 151 с.
6. Соседов И. С., Болдырев В. М. Карта среднего годового стока рек Восточного Казахстана. — В кн.: Вопросы географии Казахстана. Алма-Ата, 1961, с. 162—173.
7. Соседов И. С., Гальперин Р. И. Годовое количество осадков на территории Восточного Казахстана. — В кн.: Вопросы гидрологии Казахстана. Алма-Ата, 1963, с. 46—71.
8. Судаков П. А. Зональность распределения атмосферных осадков в хребте Заилийского Алатау. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждение, 1966, вып. 12, с. 99—104.

С. К. ДАВЛЕТГАЛИЕВ

О СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ МЕСЯЧНОГО СТОКА РЕК, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДОМ КАНОНИЧЕСКОГО РАЗЛОЖЕНИЯ

В настоящее время при проведении различных водноэнергетических и водохозяйственных расчетов широко используются статистические модели речного стока. Предложено множество методов моделирования. По нашему мнению, одним из наиболее рациональных является метод канонического разложения.

В работах [1, 2] рассмотрена возможность применения метода канонического разложения для моделирования речного стока в одном или нескольких створах одновременно. При этом случайная функция $Q(t)$ в дискретном ряде точек представляется линейной комбинацией некоррелированных случайных величин

$$Q(t) = m_Q(t) + \sum_{i=1}^n v_i \varphi_i(t), \quad (1)$$

где $m_Q(t)$ — математическое ожидание процесса Q_t ; V_1, V_2, \dots, V_n — некоррелированные случайные величины, математические ожидания которых равны нулю; $\varphi_i(t)$ — координатные функции.

Аналогичная формула применяется и для многомерного канонического разложения [1]. Во всех случаях значения $\varphi_i(t)$ и дисперсии D_i определяются системой рекуррентных формул. При этом используются данные корреляционных моментов.

Формирование коэффициентов разложения V_i производится по таблице координат интегральных кривых распределения Пирсона типа III вводом в таблицу величины коэффициента асимметрии и вероятности. В результате интерполяции получается $\Delta X_i = \frac{X - \bar{X}}{\sigma_i}$,

коэффициенты $V_i = \Delta X_i \sqrt{D_i}$.

Значения V_i и $\varphi_i(t)$ могут быть как положительными, так и отрицательными (даже комплексными). При определенных сочетаниях их знака и повышенных значениях V_i и $\varphi_i(t)$ сумма $\sum_{i=1}^n v_i \varphi_i(t)$ с отрицательным знаком может существенно превысить $m_Q(t)$, что по выражению (1) приводит к получению отрицательных чисел. Этот недостаток метода особенно проявляется при небольших значениях $m_Q(t)$ и больших дисперсиях D_i , поэтому данный алгоритм формирования V_i нельзя использовать на реках казахстанского типа, имеющих значительные коэффициенты вариации месячного стока. Практическое применение метода, по-видимому, ограничивается значениями $C_v \leq 0,4 \div 0,5$, что характерно для многих горных рек. Вторым недостатком метода связан с жестким заданием соотношения $C_s = 2C_v$.

Указанные недостатки могут быть устранены, если формулу (1) использовать для получения нормированных нормально распределенных случайных величин с заданной корреляцией с последующей их трансформацией в распределение, отличающееся от нормального. В этом случае последовательность моделирования сводится к следующему:

1. Ввод исходных данных — реализация месячных величин стока и таблицы $K(P, C_v)$ для распределения С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля при соответствующих соотношениях между C_v и C_s ;
2. Вычисление математических ожиданий, дисперсий и матрицы корреляционных моментов;

3. Вычисление координатных функций и дисперсий случайных коэффициентов;

4. Получение нормированно нормально распределенных случайных чисел с заданными стандартными отклонениями σ_i и нулевыми математическими ожиданиями. Эта операция выполняется с помощью стандартной подпрограммы CAUSS из математического обеспечения ЭВМ ЕС-1022;

5. Моделирование величин стока по выражению (1) и нормирование их путем деления на стандартные отклонения исходных рядов;

6. Обращение к стандартной подпрограмме NDTR с целью получения вероятности переменных, установленных в пункте 5;

7. Перевод нормально распределенных случайных чисел в интервале (0—1) с помощью линейного преобразования в новый интервал (0,001—99,9), как это рекомендуется в [3]:

$$P = \frac{d-c}{b-a}z + c - a = 99,899z + 0,001,$$

где $[a-b]$ — исходный интервал $[0-1]$, $[c-d]$ — преобразованный интервал $[0,001-99,9]$;

8. Вход по полученным значениям обеспеченности в таблицу трехпараметрического гамма-распределения при заданных C_v и C_s/C_v и вычисление модульных коэффициентов стока путем интерполяции табличных значений для исходных C_v, P . Для этого используется интерполяционная формула Ньютона с неравномерным шагом [3];

9. Оценка точности параметров моделирования. При этом достаточно иметь лишь значения коэффициентов асимметрии.

Модель канонического разложения сохраняет математические ожидания, дисперсии и корреляционную матрицу [6].

Пусть $m_Q(t_k), Q(t_k)$ — вектора, представляющие собою среднее и фактическое значение стока k -го интервала времени. Тогда любой k -й вектор процесса $Q(t)$ с учетом уравнения (1) может быть записан:

$$Q(t_k) = m_Q(t_k) + \sum_{i=1}^{k-1} V_i \varphi_i(t_k) + V_k. \quad (2)$$

Применив операцию математического ожидания к равенству (2) и учитывая, что математические ожидания V_i, V_k равны нулю, найдем

$$Q(t_k) = m_Q(t_k). \quad (3)$$

Уравнение (3) показывает, что модель сохраняет среднее.

Чтобы показать сохранение дисперсии, перенесем $m_Q(t)$ в левую часть уравнения (2) и возведем разность в квадрат

$$[Q(t_k) - m_Q(t_k)]^2 = \sum_{i=1}^{k-1} V_i^2 [\varphi_i(t_k)]^2 + 2 \sum_{i=1}^{k-1} V_i V_k \varphi_i(t_k) + V_k^2 \quad (4)$$

Применив операцию математического ожидания и учитывая, что для некоррелированных переменных $M[V_i, V_k] = 0$, из (4) получим

$$D(Q) = \sum_{i=1}^{k-1} [\varphi_i(t_k)]^2 D_i + D_k.$$

Далее, имея в виду, что

$$D_k = K_Q(t_k, t_k) - \sum_{i=1}^{k-1} [\varphi_i(t_k)]^2 D_i,$$

определим $D(Q) = K_Q(t_k, t_k)$.

Способность модели воспроизводить ковариационную (корреляционную) матрицу можно показать, рассматривая две любые компоненты процесса $Q(t)$, например $Q(t_2)$ и $Q(t_3)$ и, вычислив для них ковариацию

$$M\{[Q(t_2) - m_Q(t_2)][Q(t_3) - m_Q(t_3)]\} = M\{[V_1 \varphi_1(t_2) + V_2] [V_1 \varphi_1(t_3) + V_2 \varphi_2(t_3) + V_3]\}. \quad (5)$$

Раскрыв правую часть выражения [3] и учитывая, что математическое ожидание некоррелированных переменных равно нулю, получим

$$K[Q(t_2), Q(t_3)] = \varphi_1(t_2) \varphi_1(t_3) D_1 + \varphi_2(t_3) D_2. \quad (6)$$

Подставив известное значение функции

$$\varphi_2(t_3) = \frac{1}{D_2} [K(t_2, t_3) - \varphi_1(t_2) \varphi_1(t_3) D_1]$$

в (6), будем иметь

$$K[Q(t_2), Q(t_3)] = K_Q(t_2, t_3).$$

В общем случае формула (5) записывается

$$\begin{aligned} & M\{[Q(t_i) - m_Q(t_i)][Q(t_j) - m_Q(t_j)]\} = \\ & = M\left\{\left[\left(\sum_{i=1}^{k-1} V_i \varphi_i(t_k) + V_k\right)\left(\sum_{i=1}^{l-1} V_j \varphi_i(t_k) + V_j\right)\right]\right\} \end{aligned}$$

или

$$K = [Q(t_i), Q(t_j)] = \begin{cases} \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(t_k) \varphi_i(t_j) D_i + \varphi_k(t_j) D_k & \text{при } 1 < i < j, \\ \varphi_k(t_j) D_1 & \text{при } i = 1. \end{cases} \quad (7)$$

Если в (7) подставим соответственно при $1 < i < j$ и $i = 1$ известные значения

$$\begin{aligned} \varphi_k(t_j) &= \frac{1}{D_k} \left[K_Q(t_i, t_k) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(t_k) \varphi_i(t_j) D_i \right], \\ \varphi_i(t_j) &= \frac{D_k}{D_1}, \end{aligned}$$

то получим

$$K[Q(t_1), Q(t_2)] = K_Q(t_1, t_2),$$

$$K[Q(t_1), Q(t_1)] = K_Q(t_1, t_1),$$

Таким образом показано, что смоделированные ряды, построенные с помощью модели канонического разложения, и наблюдаемые ряды неотличимы по математическому ожиданию, дисперсии и корреляционной матрице. Это положение проверено на примере рек М. Алматинка, Нарын, Кулунда и Сочи, расположенных в разных географических зонах. При моделировании рядов их длина принималась равной 100, 300, 500, 1000, 2000 км.

В табл. 1 приведены нормы Q и коэффициенты вариации C_v среднемесячных расходов воды для наблюдаемых и смоделированных рядов рек М. Алматинка и Кулунда. Сравнение статистических характеристик показывает удовлетворительное совпадение их даже при длине ряда $n=100$. Увеличение продолжительности испытаний до $n=2000$ не приводит к существенному изменению величин m_Q, C_v .

В табл. 2 приведены треугольные корреляционные матрицы среднемесячных расходов воды р. М. Алматинка для наблюдаемых и смоделированных рядов, причем первая строка верхней треугольной матрицы соответствует наблюдаемым рядам, вторая строка этой же матрицы, первая и вторая строки нижней треугольной матрицы — смоделированным рядам соответственно при n равным 100, 300, 1000. Данные табл. 2 показывают возможность сохранения корреляционной матрицы. При этом малые значения коэффициентов корреляции несколько лучше воспроизводятся при $n=300$ и 1000, чем при $n=100$. Однако если длительность смоделированных рядов превышает 300, то влияние продолжительности испытаний становится несущественным.

Аналогичные результаты получены для всех рассмотренных рек. Экспериментальные исследования подтверждают сохранение и коэффициентов асимметрии C_s . В отличие от других статистических характеристик для их воспроизводства требуется относительно большое число испытаний. Удовлетворительное совпадение значений C_s наблюдаемых (принятое соотношение $C_s/C_v=1+6$) и смоделированных рядов р. М. Алматинки независимо от C_v имеет место при $n=300$, во всех остальных рассмотренных случаях — при $n \geq 500$. Для $n=100$, в отдельные месяцы они могут сильно отличаться. Результаты расчетов по четырем рекам представлены в табл. 3.

Известно [4, 5], что изменение начала гидрологического года приводит к изменению статистических характеристик стока. Поэтому, естественно, возникает вопрос, как это положение сказывается на координатных функциях и смоделированных значениях гидрографа стока методом канонического разложения.

От изменения начала года зависит последовательность расположения статистических характеристик стока. Это существенным об-

Таблица 1

Коэффициенты вариации наблюдаемых (1-я строка) и смоделированных рядов

Длина ряда n	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
р. М. Алматинка — г. Алма-Ата												
40	1,19	1,13	1,16	1,69	3,00	3,67	4,02	3,78	2,37	1,71	1,52	1,30
100	1,19	1,12	1,17	1,68	2,75	3,44	3,88	3,70	2,35	1,68	1,48	1,26
300	1,18	1,12	1,16	1,71	3,07	3,84	4,12	3,88	2,38	1,75	1,55	1,31
500	1,18	1,13	1,16	1,69	3,00	3,71	4,04	3,79	2,39	1,72	1,52	1,28
1000	1,19	1,13	1,16	1,71	3,00	3,73	4,09	3,81	2,40	1,72	1,52	1,30
2000	1,19	1,13	1,16	1,70	3,01	3,71	4,08	3,81	2,38	1,72	1,52	1,30
40	0,24	0,18	0,16	0,27	0,31	0,35	0,27	0,20	0,22	0,19	0,20	0,21
100	0,20	0,22	0,17	0,28	0,27	0,33	0,26	0,18	0,20	0,18	0,18	0,18
300	0,24	0,18	0,16	0,28	0,32	0,37	0,29	0,20	0,22	0,20	0,20	0,20
500	0,25	0,19	0,16	0,28	0,31	0,36	0,29	0,20	0,22	0,20	0,19	0,19
1000	0,23	0,18	0,16	0,27	0,32	0,36	0,28	0,20	0,22	0,19	0,19	0,20
2000	0,24	0,18	0,16	0,28	0,31	0,36	0,28	0,20	0,22	0,19	0,19	0,20
р. Кулунда — с. Шимолино												
32	0,236	0,157	0,136	16,2	28,5	10,4	4,23	1,76	1,10	1,13	1,33	0,610
100	0,239	0,161	0,140	16,6	28,8	10,5	4,33	1,84	1,16	1,16	1,36	0,610
300	0,262	0,171	0,151	14,9	23,1	9,19	3,72	1,54	1,08	1,13	1,33	0,616
500	0,256	0,169	0,149	16,7	26,8	10,1	4,14	1,76	1,13	1,15	1,35	0,577
1000	0,236	0,155	0,141	16,1	28,1	10,2	4,14	1,76	1,12	1,15	1,35	0,592
2000	0,238	0,160	0,141	16,4	28,2	10,4	4,31	1,81	1,16	1,20	1,39	0,623
32	0,94	1,06	1,12	0,95	0,69	0,56	0,77	0,94	0,87	0,74	0,83	0,88
100	0,94	1,09	1,17	0,98	0,71	0,57	0,78	0,97	0,92	0,77	0,82	0,85
300	1,04	1,20	1,27	0,93	0,62	0,55	0,72	0,91	0,92	0,78	0,82	0,84
500	0,94	1,08	1,20	1,00	0,69	0,55	0,71	0,92	0,89	0,77	0,83	0,88
1000	0,96	1,11	1,19	0,97	0,70	0,56	0,76	0,93	0,93	0,81	0,84	0,86
2000	0,94	1,08	1,17	0,98	0,71	0,57	0,78	0,97	0,92	0,77	0,82	0,85

Таблица 2

Треугольные корреляционные матрицы среднемесячных расходов воды р. М. Алматы для наблюдаемых (1-я строка) и смоделированных (2-я строка) рядов

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	1,00	0,72	0,55	0,04	0,05	-0,22	-0,11	0,05	-0,08	-0,12	-0,14	0,12
II	1,00	0,76	0,62	-0,12	-0,04	-0,35	-0,31	-0,03	-0,15	-0,16	-0,18	-0,01
III	0,73	1,00	0,62	0,23	0,16	0,03	0,07	0,26	0,11	0,06	0,12	0,35
IV	0,73	1,00	0,76	0,14	0,06	-0,08	-0,12	0,18	-0,01	-0,07	0,00	0,27
V	0,59	0,72	1,00	0,38	0,14	0,12	0,20	0,13	0,13	0,09	0,08	0,15
VI	0,56	0,68	1,00	0,24	0,10	-0,02	0,01	0,09	0,04	0,03	0,03	0,19
VII	-0,02	0,15	0,34	1,00	0,40	0,51	0,54	0,32	0,39	0,32	0,42	0,36
VIII	-0,01	0,19	0,36	1,00	0,39	0,53	0,58	0,27	0,38	0,32	0,41	0,39
IX	-0,04	0,03	0,13	0,44	1,00	0,72	0,65	0,32	0,41	0,44	0,53	0,55
X	0,01	0,13	0,15	0,40	1,00	0,66	0,60	0,17	0,29	0,29	0,40	0,41
XI	-0,27	-0,06	0,10	0,58	0,73	1,00	0,82	0,66	0,72	0,72	0,72	0,60
XII	-0,27	-0,01	0,11	0,52	0,70	1,00	0,82	0,60	0,69	0,63	0,64	0,55
I	-0,19	-0,06	0,16	0,60	0,64	0,85	1,00	0,66	0,67	0,64	0,59	0,53
II	-0,18	0,01	0,17	0,54	0,62	0,83	1,00	0,58	0,65	0,55	0,54	0,48
III	0,01	0,22	0,20	0,39	0,34	0,68	0,67	1,00	0,79	0,71	0,58	0,52
IV	0,00	0,21	0,14	0,32	0,32	0,65	0,66	1,00	0,78	0,66	0,54	0,52
V	-0,10	0,02	0,16	0,47	0,45	0,77	0,74	0,81	1,01	0,88	0,82	0,67
VI	-0,13	0,06	0,11	0,40	0,39	0,73	0,69	0,80	1,00	0,85	0,82	0,69
VII	-0,14	0,04	0,11	0,37	0,46	0,73	0,67	0,70	0,88	1,00	0,87	0,70
VIII	-0,16	0,02	0,10	0,33	0,42	0,70	0,66	0,72	0,88	1,00	0,87	0,68
IX	-0,14	-0,02	0,11	0,47	0,55	0,73	0,64	0,60	0,84	0,88	1,00	0,85
X	-0,16	0,08	0,08	0,43	0,52	0,71	0,60	0,60	0,83	0,88	1,00	0,80
XI	-0,02	0,24	0,19	0,37	0,55	0,62	0,54	0,53	0,69	0,72	0,84	1,00
XII	-0,02	0,32	0,18	0,37	0,54	0,60	0,54	0,54	0,67	0,72	0,85	1,00

Таблица 3

Коэффициенты асимметрии наблюдаемых (1-я строка) и смоделированных рядов

Длина ряда л	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	р. М. Алматинка — г. Алма-Ата											
40	0,47	0,36	0,31	0,54	0,61	0,70	0,54	0,40	0,44	0,39	0,40	0,40
100	0,66	1,09	0,72	0,74	0,06	0,45	0,46	0,20	0,02	0,35	—	0,10
300	0,43	0,64	0,28	0,44	0,46	0,55	0,48	0,46	0,50	0,66	0,38	0,28
500	0,43	0,57	0,30	0,65	0,49	0,52	0,50	0,34	0,39	0,51	0,40	0,28
1000	0,46	0,43	0,41	0,52	0,74	0,83	0,64	0,46	0,48	0,44	0,44	0,49
2000	0,45	0,45	0,37	0,57	0,65	0,74	0,59	0,43	0,50	0,46	0,40	0,44
	р. Нырын — г. Уч-Курган											
47	0,30	0,26	0,30	0,59	0,49	0,61	0,58	0,48	0,42	0,38	0,31	0,29
100	0,30	1,00	0,87	0,61	0,09	0,95	0,49	0,32	—	0,15	0,33	0,44
300	0,30	0,54	0,35	0,53	0,36	0,45	0,47	0,49	0,24	0,18	0,23	0,24
500	0,29	0,52	0,35	0,70	0,43	0,40	0,51	0,48	0,30	0,26	0,27	0,28
1000	0,33	0,40	0,37	0,61	0,50	0,61	0,56	0,50	0,38	0,27	0,36	0,37
2000	0,38	0,38	0,39	0,56	0,59	0,63	0,62	0,48	0,47	0,48	0,41	0,42
	р. Кулунда — с. Шимолно											
32	1,88	2,12	2,24	1,90	1,38	1,13	1,53	1,88	1,74	1,48	1,66	1,76
100	2,00	3,40	3,16	1,58	1,40	2,76	2,29	1,59	2,69	1,09	1,39	1,06
300	1,70	2,79	2,66	1,49	1,01	1,47	1,31	1,60	1,89	1,61	1,49	1,61
500	1,76	2,72	2,57	2,10	1,25	1,20	1,18	1,60	1,70	1,45	1,46	1,48
1000	1,77	2,23	2,35	1,88	1,39	1,18	1,26	1,61	1,79	1,45	1,41	1,43
2000	1,66	2,10	2,21	1,83	1,41	1,32	1,63	1,78	1,76	1,48	1,46	1,48
	р. Сочи — с. Пластунка											
43	0,98	0,87	0,72	0,60	0,74	1,66	1,10	1,18	0,93	1,28	1,27	1,01
100	1,16	2,02	0,61	0,74	0,06	2,00	1,38	1,08	1,03	1,15	1,12	0,75
300	0,88	1,39	0,43	0,55	0,62	1,45	1,13	1,12	0,83	1,31	1,10	1,16
500	0,90	1,26	0,57	0,70	0,63	1,47	1,10	1,12	0,89	1,21	1,08	1,08
1000	0,94	1,00	0,60	0,61	0,67	1,92	1,01	1,08	0,95	1,21	0,99	0,96
2000	0,91	0,94	0,60	0,54	0,77	1,73	1,04	1,11	0,92	1,25	1,01	1,01

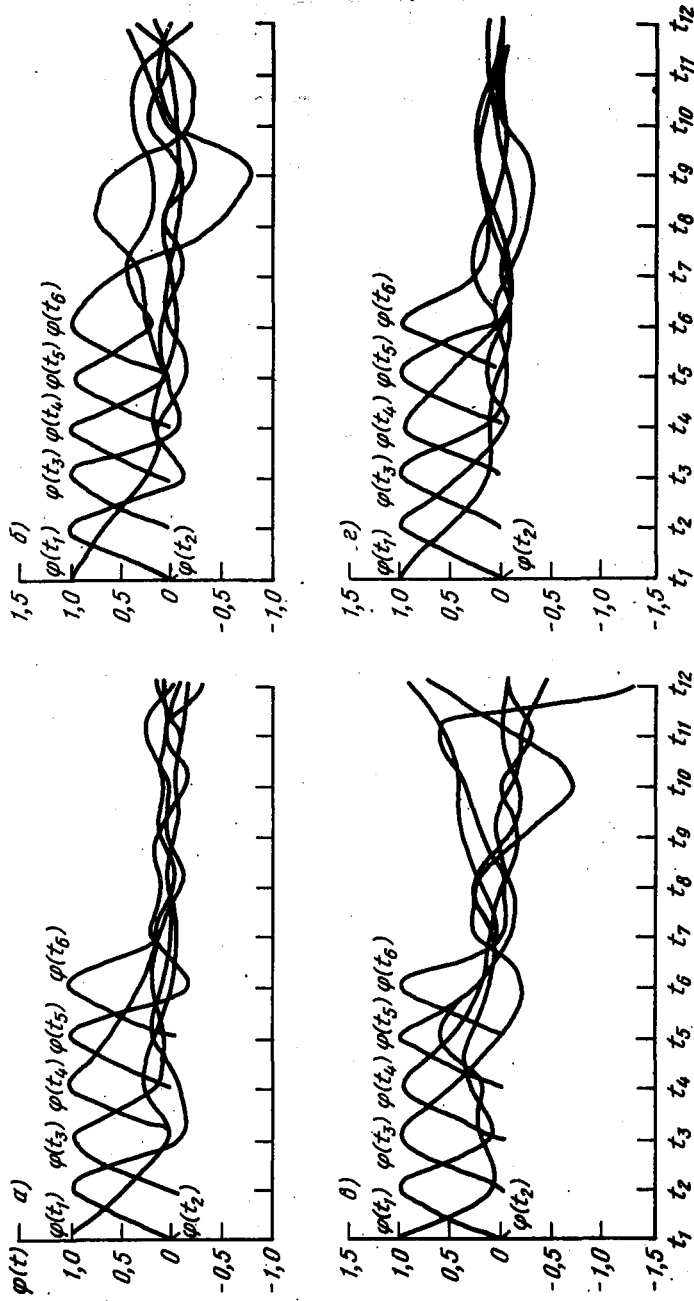


Рис. 1. Координатные функции месячного стока р. М. Алмагитна — г. Алма-Ата при разных началах года:
 а — 1 января, б — 1 апреля, в — 1 июля, г — 1 октября

Значение статистических параметров и экстремальных месячных расходов воды (м³/с)
Р. М. Алматинки при разных началах года

Начало года	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	Норма стока Q											
1,01	1,19	1,13	1,16	1,69	3,00	3,67	4,02	3,79	2,37	1,71	1,52	1,30
1,01	1,20	1,13	1,17	1,71	2,94	3,64	4,02	3,80	2,77	1,71	1,50	1,30
1,04	1,17	1,11	1,14	1,72	3,03	3,75	4,08	3,76	2,37	1,72	1,53	1,31
1,07	1,10	1,13	1,17	1,70	2,97	3,63	4,08	3,81	2,40	1,73	1,52	1,30
1,10	1,20	1,13	1,16	1,70	3,06	3,74	4,08	3,78	2,36	1,73	1,53	1,30
	Коэффициент вариации C _v											
1,01	0,23	0,18	0,16	0,27	0,31	0,35	0,27	0,20	0,22	0,19	0,20	0,21
1,01	0,26	0,19	0,16	0,28	0,31	0,36	0,29	0,20	0,22	0,20	0,19	0,19
1,04	0,23	0,17	0,15	0,29	0,32	0,37	0,28	0,20	0,22	0,20	0,21	0,21
1,07	0,23	0,18	0,16	0,28	0,31	0,36	0,29	0,20	0,23	0,20	0,20	0,21
1,10	0,25	0,19	0,16	0,26	0,32	0,36	0,28	0,21	0,22	0,21	0,21	0,22
	Коэффициент асимметрии C _s											
1,01	0,47	0,36	0,31	0,54	0,61	0,70	0,54	0,40	0,43	0,39	0,40	0,41
1,01	0,43	0,64	0,28	0,44	0,46	0,55	0,48	0,46	0,51	0,66	0,38	0,28
	0,48	0,48	0,34	0,63	0,57	0,66	0,54	0,41	0,51	0,48	0,37	0,39

1,04	0,33 0,37	0,22 0,39	0,31 0,41	0,49 0,54	0,96 0,72	1,01 0,85	0,54 0,68	0,25 0,40	0,33 0,43	0,25 0,39	0,47 0,45	0,27 0,40
1,07	0,58 0,43	0,50 0,40	0,27 0,29	0,30 0,54	0,62 0,70	0,76 0,80	0,49 0,54	0,70 0,50	0,52 0,51	0,40 0,47	0,22 0,34	0,32 0,36
1,10	0,42 0,52	0,30 0,36	0,24 0,36	0,43 0,49	0,57 0,60	0,55 0,56	0,40 0,56	0,27 0,42	0,51 0,53	0,34 0,38	0,55 0,46	0,48 0,49

Максимальные расходы воды Q_{max}

1,01	2,26	2,16	1,98	3,04	5,73	7,75	7,64	6,00	4,41	3,11	2,54	2,09
1,04	1,91	1,68	1,63	3,50	7,53	11,6	8,16	5,67	3,96	2,80	2,61	2,06
1,07	2,42	1,78	1,71	2,94	6,00	9,43	8,32	7,66	4,92	2,87	2,30	2,25
1,10	2,09	1,78	1,67	3,14	6,18	8,08	7,48	6,01	4,39	2,92	3,04	2,55

Минимальные расходы воды Q_{min}

1,01	0,60	0,66	0,70	0,74	1,15	1,13	1,65	2,17	1,26	1,03	0,86	0,63
1,04	0,59	0,61	0,72	0,75	1,16	1,01	1,88	1,94	1,12	0,88	0,78	0,68
1,07	0,52	0,69	0,76	0,63	1,01	1,02	1,80	2,05	1,13	0,90	0,76	0,69
1,10	0,58	0,66	0,73	0,78	1,07	1,27	1,63	2,08	1,23	0,87	0,86	0,64

Примечание. В числителе приведены коэффициенты асимметрии при $l=300$, в знаменателе — при $l=1000$. Данные Q , C_p , C_f приведены в первой строке, соответствуют наблюдаемым рядам, остальные — смоделированным.

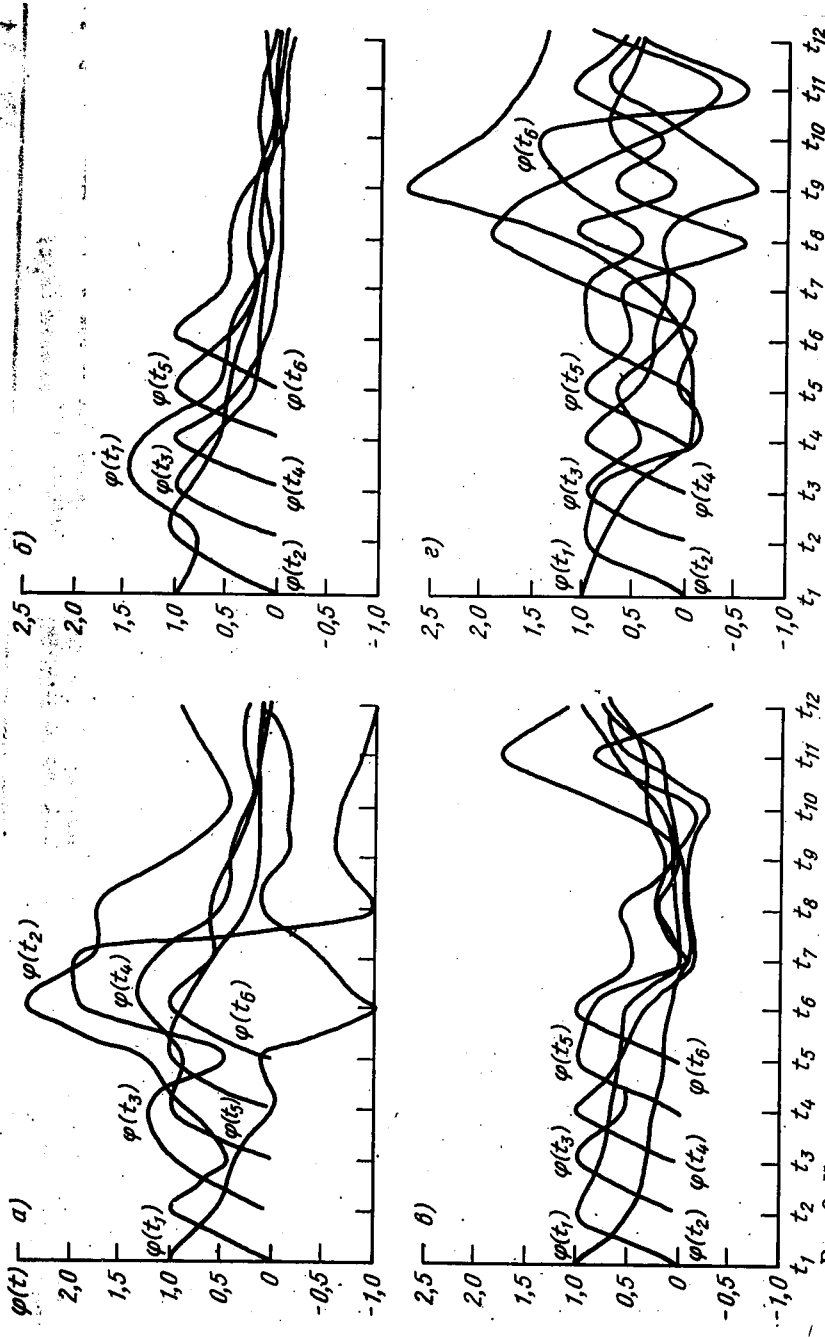


Рис. 2. Координатные функции месячного стока р. Сочи — с. Пластушка при разных началах года:
 усл. обозначения см. рис. 1

разом сказывается на D_i и $\varphi_i(t)$. Зависимость координатных функций от выбора исходного вектора хорошо можно проследить на примере р. М. Алматинки. Здесь значительно изменяется как абсолютное значение, так и формы координатных функций. На р. М. Алматинке максимальные значения $\varphi_i(t)$ колеблются от 1,5 до 3,0, а на р. Кулунда — от 1,3 до 117. При отсчете начала года с 1 апреля они имеют более упорядоченный вид с плавным спадом (рис. 1). Подобная закономерность установлена на всех реках Казахстана.

Для р. Сочи отмеченная закономерность не обнаружена. Значения координатных функций во всех случаях получились небольшими, что, вероятно, объясняется слабостью связи между расходами смежных месяцев, причем сглаженная форма функций наблюдается при начале года с 1 января и 1 октября (рис. 2).

Сглаженную форму функции $\varphi_i(t)$ удобно аппроксимировать аналитическими выражениями. Это важно для экономии оперативной памяти ЭВМ, особенно в случае многомерного канонического разложения.

Исследования показали (табл. 4), что при одних и тех же исходных случайных числах выбор начала года не сказывается на средних и коэффициентах вариации смоделированных рядов, т. е. не зависит от изменения D_i и $\varphi_i(t)$. Это наблюдается для всех рассмотренных рек даже при $n=300$. В то же время коэффициенты асимметрии при $n=300$ существенно изменяются. Однако если n увеличить до 1000 лет, выбор начала года не влияет на значения C_s . Экстремальные значения смоделированных рядов также не чувствительны к изменению начала года.

Данные рек Сочи и Кулунда показывают, что лишь в отдельных случаях (при $C_v \geq 0,8 \div 1,0$) максимальные расходы могут существенно меняться.

Из изложенного вытекают следующие выводы:

1. Использование нормально распределенных случайных последовательностей с дальнейшей их трансформацией в заданный закон распределения позволяет исключить возможность появления отрицательных смоделированных переменных.

2. Модель канонического разложения наилучшим образом сохраняет заданные параметры — среднее, дисперсии и корреляционную матрицу.

3. Для проверки соответствия исходных и смоделированных рядов достаточно вычислить лишь коэффициенты асимметрии.

4. Изменение начала года существенно влияет на абсолютные значения и формы координатных функций. Оно не сказывается на статистических характеристиках смоделированных рядов. Экстремальные значения полученных реализаций также мало чувствительны к изменению начала года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бусалаев И. В., Давлетгалиев С. К. Описание речного стока в нескольких ствах методом многомерного канонического разложения. — Метеорология и гидрология, 1982, № 3, с. 81—87.

2. Бусалаев И. В., Давлетгалиев С. К., Куперман И. Г. Применение метода канонических разложений для моделирования речного стока. — В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Алма-Ата, Наука, 1973, вып. 10, с. 143—152.
3. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 424 с.
4. Сванидзе Г. Г., Киласония А. Н., Григория Г. Л. Изменение оценок статистических характеристик процесса речного стока в зависимости от начала гидрологического года. — Труды IV гидрологического съезда, 1975, т. 3, с. 215—223.
5. Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 296 с.
6. Spolia S. K., Shander S. Streamflow Simulation. A model on canonical expansions. — J. Hydrol., 1977, vol. 35, N 3—4, p. 279—298.

О. В. МЕЗЕНЦЕВА

ПРОГНОЗ ОБЪЕМА ПОЛОВОДЬЯ НА ПРИМЕРЕ САЛАИРО-КУЗНЕЦКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ОБЬ—ЕНИСЕЙ

Обычно прогноз весеннего стока основывается на анализе гидрометрических данных и увлажненности осенне-весеннего периода [2—4, 6, 9]. При этом возникает трудность в определении ресурсов увлажнения непосредственно речных бассейнов в связи с недостаточной густотой сети пунктов наблюдений.

Рядом исследователей [1, 5, 7, 10] при разработке методов прогноза объема весеннего стока использованы зависимости в виде экспоненты

$$Y = H - P_0(1 - e^{-H/P_0}) \quad (1)$$

или гиперболической тангенсоиды

$$Y = H - P_0 \operatorname{th} \frac{H}{P_0}, \quad (2)$$

где Y — слой весеннего стока, мм; $H = X + S$ — слой водопада, мм; X — осадки за период снеготаяния и в первые дни после схода снега, мм; S — снеготаяния, мм; P_0 — водоудерживающая емкость речного бассейна, интегрально учитывающая испарение, инфильтрацию, а также гидравлические условия формирования стока.

Приведенные уравнения (1), (2) теоретически обоснованы для случая равномерного поступления воды по всей площади речного бассейна. В действительности слой водопада и его составляющие не постоянны по площади бассейна, а изменяются от точки к точке [5].

В отличие от этих моделей нами использована гиперболическая кривая n -го порядка

$$Y = H - P_0 \left[1 + \left(\frac{P_0}{H} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \quad (3)$$

где основные параметры те же; n — параметр, учитывающий гидравлические условия формирования стока (шероховатость и уклон

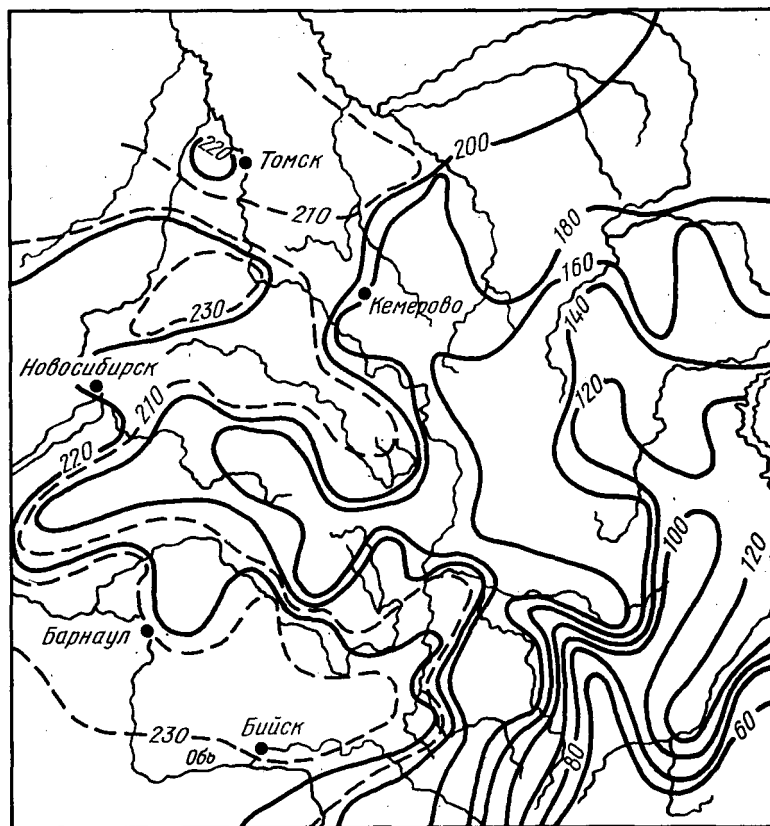
местности [8]); P_0 — величина, характеризующая стокорегулирующую способность ландшафта, мм.

Среднее многолетнее значение P_0 рассчитывалось по формуле (4), полученной из выражения (3):

$$P_0 = \bar{X}_{X-IV} \left[\left(1 - \frac{\bar{Y}_{IV-VI}}{\bar{X}_{X-IV}} \right)^{-n} - 1 \right]^{-1/n}, \quad (4)$$

где \bar{X}_{X-IV} — средняя многолетняя сумма осадков за период октябрь — апрель, мм; \bar{Y}_{IV-VI} — средний многолетний сток за апрель—июнь, мм.

Расчеты P_0 были выполнены для 188 метеорологических пунктов изучаемой территории. Исходные данные о весеннем стоке в точ-



Карта изолиний средней многолетней стокорегулирующей способности ландшафта P_0 мм

ках были получены с помощью расчета средних многолетних водных балансов по методу гидролого-климатических расчетов [8]. В основе этого метода лежит совместное решение уравнений водного

и теплового балансов с принятой нелинейной моделью убывания влажности почвы по глубине. Расчеты водных балансов производились на ЭВМ «Минск-32».

Полученные результаты расчетов P_0 обобщены в виде схематической карты изолиний среднего многолетнего значения P_0 (рисунки).

Характер распределения изолиний P_0 указывает на изменение стокорегулирующей способности ландшафта от равнинной части территории к горам с 220 до 60 мм. Выделяются возвышенные районы Салаирского кряжа со значениями $P_0 = 160 \div 180$ мм и Кузнецкого Алатау со значениями $P_0 = 140 \div 160$ мм.

Значительно уменьшаются значения P_0 и в Хакасии, районе, примыкающем к вдхр. Красноярской ГЭС. Это обусловлено не только хорошей дренированностью, но и невысокими суммами атмосферных осадков района Хакасии.

Таблица 1

Характеристика точности расчетных зависимостей

Зона	Интервал P_0 мм	$P_{\text{оср}}$ мм	S мм	$\frac{S}{\sigma}$	Число случаев, % (в пределах)			Число точек N	$P_{\text{оср}} N$
					S	$1,5 S$	$2 S$		
I	220—250	235	4,9	0,086	72,0	90,0	96,0	50	11650
II	180—220	200	7,6	0,122	67,6	86,5	95,9	74	14948
III	140—180	160	8,4	0,098	65,6	87,5	96,9	32	5152
IV	100—140	120	4,1	0,058	70,8	87,5	100,0	24	2978
V	50—100	75	2,7	0,170	87,5	87,5	87,5	8	592

После разбивки территории на 5 зон по интервалам P_0 и определения его средних значений для каждой зоны были вычислены значения \bar{Y}_{IV-VI} по формуле (3) в 188 пунктах. Значения среднеквадратической ошибки расчета стока S даны в табл. 1. Для каждой зоны в пределах $2S$ наблюдается более 87,5% всех случаев. Ошибка изменяется от 0,058 до 0,17.

Среднее по всей исследуемой территории значение P_0 равно 188 мм.

Учитывая обычную точность исходных данных, используемых для подобного вида прогнозов, можно сделать вывод о достаточно высокой точности расчета весеннего стока за средний год путем применения даже средних зональных значений P_0 .

Величина P_0 , как видно из формулы (4), не постоянная и изменяется год от года. Но в связи с изложенным можно предположить возможность использования средних многолетних значений P_0 для расчета весеннего стока как для среднего года, так и за любой конкретный год. Для проверки этой гипотезы в 30 метеопунктах исследуемой территории для 44-летних рядов значений X_{x-IV}

Y_{IV-VI} были определены их статистические параметры C_v и C_s . Это позволило построить кривые обеспеченности приведенных величин. Но так как предшествующие суммы осадков и весенний сток конкретного года — величины не равнообеспеченные, то определить величину и обеспеченность прогнозируемого стока Y_{IV-VI}, P можно лишь с помощью кривой обеспеченности весеннего стока, построенной с использованием предшествующих осадков конкретного года X_{X-IV}, P при среднем значении регулирующей способности P_0 и принятого для данных условий формирования стока значения па-

Таблица 2

Вероятностные значения X_{X-IV}, P и Y_{IV-VI}, P , рассчитанные для метеостанции Болотное

Характеристика	Обеспеченность, %										
	1	3	5	10	25	50	75	90	95	97	99
X_{X-IV}	549	487	457	413	346	283	226	189	169	157	136
Y_{IV-VI} по (3)	322	262	233	192	133	82	44	25	17	13	8
Y_{IV-VI} по ряду	318	267	243	208	155	106	66	37	24	15	2

раметра n . Рассчитанный подобным образом сток будет равнообеспечен с осадками конкретного года. В качестве примера в табл. 2 приведены вероятностные значения X_{X-IV}, P и Y_{IV-VI}, P , полученные для метеостанции Болотное, их определение производилось по следующим параметрам:

$$C_{v_{X_{X-IV}}} = 0,303; C_{s_{X_{X-IV}}} = 0,763; \bar{X}_{X-IV} = 294 \text{ мм};$$

$$C_{v_{Y_{IV-VI}}} = 0,590; C_{s_{Y_{IV-VI}}} = 0,889; \bar{Y}_{IV-VI} = 116 \text{ мм};$$

$$P_0 = 233 \text{ мм}; n = 3.$$

Сравнение прогнозируемого стока проводилось с ежегодными значениями слоя весеннего стока за апрель—июнь, рассчитанными по гидролого-климатическому методу [8]. При этом критерии точности проводимых расчетов $\frac{S}{\sigma}$ попадали в интервал 0,4—0,7. Это говорит о достаточно высокой точности ежегодных прогнозов весеннего стока по данной методике.

Приведенные результаты исследований позволяют сделать вывод о возможности использования средних многолетних значений P_0 — стокорегулирующей способности ландшафта — для прогноза объема весеннего стока за период апрель—июнь с двухмесячной заблаговременностью по данным о суммарном увлажнении за предшествующий осенне-зимне-весенний период ($\bar{X}-IV$), характеризующийся той или иной вероятностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинина Л. К. и др. Определение водопоглотительной способности водосборов для расчета и прогноза стока на период весеннего половодья / Вершинина Л. К., Крестовский О. И., Леонова Н. Е., Соколова Н. В. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 71—80.
2. Бураков Д. А. Гидрологический анализ весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. — Вопросы географии Сибири, 1977, вып. 10, с. 69—89.
3. Бураков Д. А. Математическая модель расчета гидрографа весеннего половодья для равнинных заболоченных бассейнов. — Метеорология и гидрология, 1978, № 1, с. 63—71.
4. Бураков Д. А. Основы гидрологических прогнозов объема и максимума весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. — Вопросы географии Сибири, 1978, вып. 11, с. 3—49.
5. Бураков Д. А. Прогноз объема, максимума и гидрографа половодья равнинных рек в заболоченных районах Западной Сибири. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 167—179.
6. Жидиков А. П. и др. Комбинированная модель для прогноза расходов весеннего половодья / Жидиков А. П., Левин А. Г., Нечаева Н. С., Попов Е. Г. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 115—124.
7. Комаров В. Д., Макарова Т. Т. Исследование влияния глубины промерзания почвы на талый сток рек степной и лесостепной зон. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 107—114.
8. Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса. — Омск, 1976. — 74 с.
9. Попов Е. Г. Анализ формирования стока сибирских равнинных рек. — М.: Гидрометеондат, 1956. — 132 с.
10. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. — М.: Гидрометеондат, 1963. — 395 с.

С. П. ЧИСТЯЕВА

О МЕТОДАХ РАСЧЕТА УРОВНЯ ВОДЫ оз. БАЛХАШ

Методы расчета уровня воды оз. Балхаш можно разделить на две группы: эмпирические и воднобалансовые. В эмпирических методах уровень озера находится по связям с гидрометеорологическими факторами. Ряд таких связей предложен В. И. Коровиным [2]. Эмпирические связи имеют формальный характер и не отражают физическую сущность процесса формирования уровня озера. Применение их правомерно только для тех условий, для которых они были установлены.

Воднобалансовые методы основаны на решении уравнения водного баланса. В свою очередь, воднобалансовые методы подразделяются на календарный и вероятностный. Календарный метод базируется на прогнозе элементов водного баланса в календарной последовательности. В связи с отсутствием надежных методов сверхдолгосрочных прогнозов стока и метеорологических условий некоторые исследователи составляли фоновые календарные прогнозы уровня оз. Балхаш. М. Н. Тарасов и другие [5] исходили из

средних многолетних значений отдельных слагаемых водного баланса, за исключением притока р. Или, который задавался проектом. Р. Д. Курдин [3] разработал более совершенный фоновый прогноз уровня озера. В его основу положены определенные тенденции изменений всех составляющих водного баланса озера.

В условиях Или-Балхашской системы (Капчагайское водохранилище, р. Или, оз. Балхаш) невозможно выявить однозначную тенденцию на будущее элементов водного баланса, поэтому вероятностные методы наиболее приемлемы для расчетов уровня оз. Балхаш.

В основу вероятностных расчетов могут быть положены как реальные (наблюденные) сочетания группировок лет различной водности р. Или и рек, впадающих в Восточный Балхаш, так и моделированные ряды поверхностного притока в озеро с учетом отъемов воды на орошение и наполнение Капчагайского водохранилища, включая потери на испарение.

Вероятностный расчет уровня сводится к построению безусловных или условных кривых обеспеченностей. Условные кривые обеспеченности строятся на каждый год по заданному наполнению озера. Такие кривые можно построить методом композиции путем сложения кривых обеспеченности, например, кривых обеспеченности наполнения и суммарного притока воды в озеро, как это сделал Т. Т. Искендеров [4]. А. Н. Жиркевичем [1] тоже построены условные кривые обеспеченности уровня оз. Балхаш по моделированным, с помощью методики Д. Я. Ратковича, 1500-летним рядам притока к Капчагайскому водохранилищу, испарения из него и притока к Восточному Балхашу при различных вариантах развития ирригации в бассейне.

Множество условных кривых обеспеченности сливается в одну безусловную кривую обеспеченности, которая характеризует установившийся режим уровня при заданном водохозяйственном мероприятии и на нее не оказывают влияния начальные стадии наполнения озера. По существу, построение безусловных кривых обеспеченности — это прогноз уровня на далекую перспективу с учетом различных вариантов режима озера.

Безусловные кривые обеспеченности можно построить, минуя расчет условных кривых. Такой подход был реализован нами [6, 7], используя наблюдаемое сочетание группировок лет, начиная с заданного установившегося режима наполнения озера.

Для составления вероятностного прогноза уровня оз. Балхаш необходимо располагать следующим материалом:

1. Прогноз водоотъема из рек бассейна озера, включая изъятие стока на орошение и наполнение Капчагайского водохранилища.

2. Естественные ряды элементов водного баланса озера: осадки, испарение, приток.

3. Способ расчета уровня озера.

Уровень воды в озере обычно определяется из уравнения водного баланса методом итерации по зависимости $W=f(H)$, задаваясь уровнем в конце расчетного интервала времени (H_n) и соответ-

вующим ему объемом (W_k) и проверяя затем этот объем по уравнению водного баланса. Необходимость итерации обусловлена тем, что испарение вычисляется по средней за расчетный интервал времени площади озера. Заранее она неизвестна и поэтому в первом приближении задается равной начальной площади.

Рассмотрим способ расчета уровня по уравнению водного баланса, в котором необходимость подбора отпадает. Для этого функцию $F=f(H)$ выразим в виде прямой линии

$$F_k = F_n + m(H_k - H_n), \quad (1)$$

где F_n, F_k — площади водной поверхности водоема; m — тангенс угла отрезка прямой в интервале от H_k до H_n ; H_n, H_k — уровни воды в начале и конце расчетного интервала времени.

При наличии аналитического выражения $F=f(H)$ m можно найти, как $\frac{dF}{dH}$. Если имеются только графики или таблицы $F=f(H)$, то m принимается равным $\frac{\Delta F}{\Delta H}$. При этом значение ΔH выбирается примерно равным изменению уровней за расчетный интервал времени.

Среднюю площадь за расчетный интервал времени определяем как

$$F_{\text{ср}} = 0,5(F_n + F_k). \quad (2)$$

Подставляя в (2) вместо F_k выражение (1), получаем формулу для расчета средней площади

$$F_{\text{ср}} = F_n + 0,5 m \Delta H, \quad (3)$$

где $\Delta H = H_k - H_n$.

Выражения для объема водоема на конец расчетного интервала времени представим в двух видах

$$W_k = W_n + \Sigma V - F_{\text{ср}} U \quad (4)$$

и

$$W_k = W_n + F_{\text{ср}} \Delta H, \quad (5)$$

где ΣV — алгебраическая сумма приходных и расходных слагаемых водного баланса, кроме объема видимого испарения; U — слой видимого испарения за расчетный интервал времени, равный разности слоев испарения и атмосферных осадков.

Выражение (4) является уравнением водного баланса, записанным относительно W_k . Конечный объем воды, записанный в виде (5), представляет собой сумму двух объемов: начального и объема приращения $F_{\text{ср}} \Delta H$.

Если в основное уравнение водного баланса (4) подставить вместо W_k его значение в виде (5) и вместо $F_{\text{ср}}$ выражение (3), то появится возможность однозначно решить уравнение водного баланса относительно приращения уровня (ΔH).

После подстановки (5) и (3) в (4) получается

$$(F_n + 0,5 m \Delta H) (\Delta H + U) - \Sigma V = 0. \quad (6)$$

Раскрыв скобки, записываем (6) в виде квадратного уравнения

$$0,5 m \Delta H^2 + (F_n + 0,5 m U) \Delta H + (F_n U - \Sigma V) = 0, \quad (7)$$

которое решаем относительно ΔH

$$\Delta H = -\frac{F_n + 0,5 m U}{m} + \sqrt{\frac{(F_n + 0,5 m U)^2}{m^2} - \frac{F_n U - \Sigma V}{0,5 m}}. \quad (8)$$

Так как $\Delta H = H_k - H_n$, то (8) преобразуем и запишем относительно H_k

$$H_k = H_n - \frac{F_n}{m} - 0,5 U + \sqrt{\left(\frac{F_n}{m} + 0,5 U\right)^2 + \frac{2}{m} (\Sigma V - F_n U)}. \quad (9)$$

Из формулы (9) следует, что

$$\text{при } \Sigma V = 0 \quad H_k = H_n - U,$$

$$\text{при } \Sigma V = 0 \text{ и } U = 0 \quad H_k = H_n,$$

$$\text{при } m \rightarrow \infty \quad H_k = H_n,$$

$$\text{при } m = 0 \quad H_k = H_n + \frac{\Sigma V}{F_n} - U.$$

Формула (9) была использована нами для расчета уровня оз. Балхаш в бытовых условиях и при осуществлении различных водохозяйственных мероприятий [6, 7]. По-видимому, она может быть пригодна для расчета среднего уровня и других водоемов, например, Аральского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жиркевич А. Н. О возможном изменении уровня воды и минерализации оз. Балхаш в ближайшие десятилетия. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 18—20.
2. Коровин В. И. Влияние гидрометеорологических условий на сток рек и уровень озер бассейнов рек Верхнего Иртыша и Балхаш-Алакольской впадины. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 378 с.
3. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Прогноз изменения водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш на ближайшие десятилетия. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 64—86.
4. Искендеров Т. Т. Водный баланс оз. Балхаш. — Метеорология и гидрология, 1968, № 2, с. 60—68.
5. Тарасов М. Н., Угланов И. Н., Кореновская И. М. Предварительный прогноз изменения минерализации воды оз. Балхаш в связи с хозяйственной деятельностью человека. — Труды ГГИ, 1974, вып. 220, с. 58—66.
6. Чистяева С. П. Математическая модель процесса формирования неоднородного поля характеристик водной массы слабопроточного водоема. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 68—79.

7. Чистяева С. П. Методика оценки влияния комплексного использования водных ресурсов бассейна оз. Балхаш на его уровенный режим и распределение минерализации воды по акватории. — В кн.: Сборник докладов Второй всесоюзной конференции молодых ученых Гидрометслужбы СССР. М., Гидрометеониздат, 1977, с. 142—149.

С. К. АХМЕТОВ

ВЫДЕЛЕНИЕ СТОКОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ УРОВНЯ ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ р. УРАЛ

Изучение гидрологического режима устьевой области р. Урал важно для развития многих отраслей народного хозяйства. Достаточно сказать, что дельта р. Урал является уникальным местом воспроизводства ценных пород рыб — осетровых.

Однако до настоящего времени гидрологический режим устьевой области изучен недостаточно. Совершенно не исследованы кратковременные колебания уровня воды в дельте, вызванные сгонами-нагонами на Северном Каспии. Вместе с тем именно непериодические колебания уровня воды в дельте являются в период межени определяющими.

Для изучения степени влияния сгонно-нагонных колебаний уровня моря на режим уровня воды устьевого участка реки возникает необходимость разложения уровня воды в дельте на естественные составляющие — морскую и стоковую. Под стоковой составляющей уровня понимается свободная поверхность потока при определенном расходе воды и отсутствии сгонно-нагонных колебаний, под морской — алгебраическая разность между фактически наблюдаемым уровнем и его стоковой составляющей.

Знание стоковой составляющей уровня позволит вычислять для дельты р. Урал величины сгонов-нагонов, производить анализ водного режима и русловых деформаций в зоне переменного подпора, согласовывать нули глубин карт на устьевых участках рек, на реке, на море и др.

Существует много методов выделения стоковой составляющей уровня. Общим для них является то, что в конечном итоге строится зависимость уровня воды на устьевом участке реки от уровня воды в вершине дельты и уровня моря в период отсутствия сгонов-нагонов. Различаются методы выбором периода времени, в течение которого на устьевом взморье отсутствуют непериодические колебания.

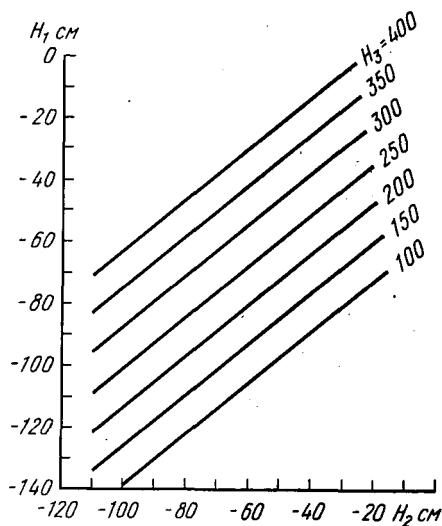
Для разложения уровня воды в дельте р. Урал на стоковую и морскую составляющие строилась зависимость уровня воды у г. Гурьева от уровня у поселков Махамбет и Пешной. Гидрологические посты в указанных пунктах расположены соответственно в дельте, вершине дельты и на взморье. При установлении зависимости использовались данные наблюдений за периоды, когда скорость ветра на взморье не превышала 2—4 м/с. Полученная связь ока-

залась непригодной для расчетов. Затем был опробован объективный и физически обоснованный, по мнению автора, метод, разработанный в ААНИИ В. В. Ивановым [2]. Суть метода заключается в исключении кратковременных колебаний уровня и в сохранении колебаний с большими периодами. Задача сводится к определению оптимального периода осреднения. Для его выявления производится корреляционный и спектральный анализ колебания уровня воды в вершине дельты и уровня моря. Оптимальный период осреднения, согласно методу Иванова, для дельты р. Урал оказался равным двум суткам. Осреднение производилось методом скользящих средних. По полученным данным была вновь построена зависимость уровня воды у г. Гурьева от уровня воды у поселков Махамбет и Пешной. Связь оказалась лучше той, которая строилась для периодов с небольшими скоростями ветра. Однако использовать ее для расчетов нельзя, так как общий коэффициент корреляции равен 0,71, а средняя квадратическая ошибка составила 12 см.

Вызвано это, по-видимому, двумя причинами. Во-первых, г. Гурьев расположен гораздо ближе к морю, чем к пос. Махамбет. Во-вторых, уровень р. Урал в период межени изменяется за счет водности незначительно, тогда как уровень моря постоянно колеблется в пределах десятков сантиметров. Тем самым в период межени уровень воды на устьевом участке р. Урал определяется в первую очередь уровнем моря. Следует учесть и то, что метод Иванова разработан для таких крупных рек, как Енисей, Обь, Колыма, а р. Урал в период межени очень маловодна. По этой причине в устье р. Урал проникают не только кратковременные стгонно-нагонные колебания уровня Каспийского моря, но и сезонные.

В работе [1] указывается, что в связи с наличием ритмичности в атмосферных процессах с периодом 5—9 сут можно ожидать аналогичную ритмичность и в изменениях высот уровня моря, поскольку они связаны с атмосферной циркуляцией над морем, поэтому в дальнейших исследованиях период осреднения принимался 5 сут. Брать период осреднения более 5 сут нецелесообразно, так как при этом будут сказываться изменения стока реки в вершине дельты.

На рисунке представлена зависимость между сглаженным уровнем



Зависимость сглаженных за 5 сут уровней воды у г. Гурьева (H_1) от осредненных за этот же период уровней у пос. Пешной (H_2) и уровней у пос. Махамбет (H_3)

нем на устьевом участке реки, уровнем в вершине дельты и фоновым уровнем моря. Связь получилась пригодной для расчетов. Общий коэффициент корреляции равен 0,95, а его вероятная ошибка составила 0,01. Среднеквадратичное отклонение равно 4 см.

Полученная зависимость описывается следующей формулой:

$$H_{\Gamma} = 0,83 H_{\Pi} + 0,25 H_{\text{М}} - 81,$$

где H_{Γ} — сглаженный за 5 сут уровень воды у г. Гурьева; H_{Π} — сглаженный за 5 суток уровень воды у пос. Пешной; $H_{\text{М}}$ — уровень воды у пос. Махамбет.

Установленную связь можно использовать для расчета стоковой составляющей уровня только у г. Гурьева. Несмотря на это она позволяет сделать вывод о том, что существенное влияние на уровень воды в дельте р. Урал оказывают сгоны-нагоны на Северном Каспии с периодом 5 сут, поэтому для выделения стоковой составляющей уровня в других пунктах дельты необходимо:

1) произвести сглаживание уровней воды в интересующих пунктах дельты и взморья, принимая период сглаживания равным 5 сут;

2) построить связи между сглаженными уровнями в дельте, уровнями моря и уровнями в вершине дельты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюбкин И. А., Топорков Л. Г. О ритмичности в неперiodических колебаниях уровня Восточно-Сибирского моря. — Труды ААНИИ, 1966, т. 277, с. 141—147.
2. Иванов В. В. Метод расчета стоковой составляющей уровня в устьях рек. — Труды ААНИИ, 1968, т. 283, с. 12—29.

Л. П. ОСТРОУМОВА

ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТА ТРАНСФОРМАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА ПРИ ДВИЖЕНИИ ЕГО НАД ВОДОЕМОМ СЛОЖНОЙ КОНФИГУРАЦИИ

При расчете испарения с водной поверхности [3] используются осредненные для всего водоема значения влажности (e_2) и температуры воздуха (t_2). Их значения находятся путем пересчета влажности (e'_2) и температуры воздуха (t'_2), измеренных на ближайшей континентальной метеостанции по зависимостям:

$$e_2 = e'_2 + (0,8 e_0 - e'_2) M_{\text{ср. в}}, \quad (1)$$

$$t_2 = t'_2 + (t_{\text{п}} - t'_2) M_{\text{ср. в}}, \quad (2)$$

где e_0 — максимальная упругость водяного пара при температуре воды ($t_{\text{п}}$), гПа; $M_{\text{ср. в}}$ — осредненный для всего водоема коэффициент

циент трансформации, зависящий от протяженности водной поверхности (x) и разности температур воды и воздуха (Δt).

В работе [3] коэффициент $M_{\text{ср. в}}$ рекомендуется рассчитывать по средней длине разгона воздушного потока над водоемом ($L_{\text{ср}}$). Сначала находится средняя протяженность водной поверхности для данного направления ветра (L_i) как среднее арифметическое из длин ряда профилей. Осредненная же для всех направлений длина разгона ($L_{\text{ср}}$) определяется как средневзвешенная из L_i с учетом повторяемости каждого из восьми направлений ветра:

$$L_{\text{ср}} = \frac{1}{100} [L_{\text{с-ю}}(N_{\text{с}} + N_{\text{ю}}) + L_{\text{з-в}}(N_{\text{з}} + N_{\text{в}}) + L_{\text{с.-з-ю.-з}}(N_{\text{с.-з}} + N_{\text{с.-в}}) + L_{\text{с.-з-ю.-з}}(N_{\text{с.-з}} + N_{\text{ю.-з}})], \quad (3)$$

где $L_{\text{с-ю}}$, $L_{\text{з-в}}$ и т. д. — средняя длина разгона воздушного потока по соответствующим направлениям профилей, км; $(N_{\text{с}} + N_{\text{ю}})$, $(N_{\text{з}} + N_{\text{в}})$, $(N_{\text{с.-з}} + N_{\text{с.-в}})$ и т. д. — сумма повторяемости направлений ветра для двух взаимно противоположных румбов, %.

При криволинейной зависимости $M_{\text{ср. в}} = f(L_{\text{ср}})$ эти рекомендации неточны. Вычисление средней величины функции по среднему значению аргумента приводит к завышению $M_{\text{ср. в}}$ и в конечном итоге к занижению слоя испарения воды.

Более совершенная методика определения $M_{\text{ср. в}}$ приводится в работе [1]. Ее отличие от предыдущей методики состоит в том, что сначала определяется коэффициент трансформации для одного профиля ($M_{\text{ср}}$), а затем находятся средневзвешенные по длине профилей их значения по каждому направлению ветра и только после этого вычисляется средневзвешенная величина $M_{\text{ср. в}}$ с учетом повторяемости всех направлений ветра. Основой этого подхода к оценке среднего над водоемом коэффициента трансформации является определение коэффициента $M_{\text{ср}}$ для данного профиля.

Величину $M_{\text{ср}}$ в случае изолированного водоема можно определить по зависимости $M_{\text{ср}} = f(x, \Delta t)$, помещенной в работе [3], или по формуле (2). Методика расчета $M_{\text{ср}}$ для водоема, к которому вплотную примыкает другой водоем или увлажненная территория (например, пойма реки), предложена в работе [1].

В реальных условиях встречаются водоемы со сложной конфигурацией, когда проложенный профиль пересекает два участка водоема, разделенных сушей. Подобный случай может иметь место и при необходимости учета влияния соседнего водоема на $M_{\text{ср. в}}$ данного водного объекта, поэтому ниже предполагается прием, позволяющий определить средний коэффициент трансформации на расчетном участке профиля 3—4 с учетом влияния на нее предшествующего водоема 1—2, расположенного на расстоянии X_c от основного водоема (рис. 1).

Сначала рассмотрим ход изменения влажности воздуха и коэффициента трансформации на профиле 1—4. Масса воздуха, проходя над участком водоема 1—2, увлажняется. В точке 2, на подветренном урезе, влажность воздуха и коэффициент трансформации

увеличиваются и становятся равными $e_{2,1}$ и M_1 . Двигаясь над участком суши 2—3, воздух иссушается, т. е. происходит ретрансформация. Значения влажности ($e_{2,2}$) и коэффициент трансформации (M_2) уменьшаются. Проходя над участком 3—4 воздушная масса вновь увлажняется.

Для правильного расчета коэффициента трансформации, а следовательно, и влажности воздуха, на участке 3—4 необходимо учесть влияние первого участка водной поверхности на ход трансформации над основным водоемом. В случае отсутствия соседнего водоема коэффициент трансформации и влажность воздуха изме-

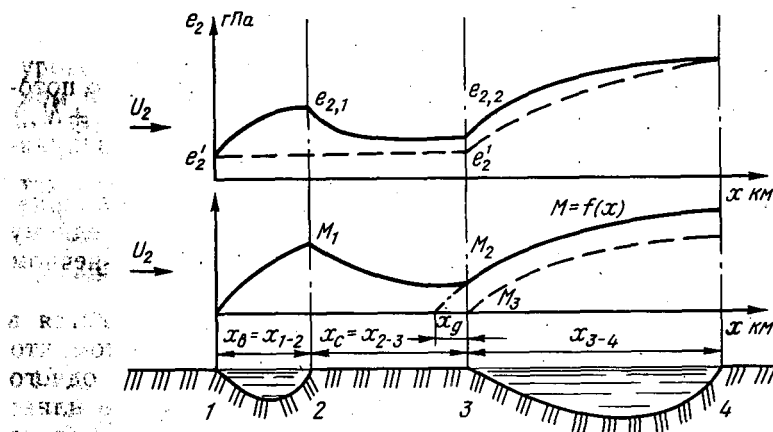


Рис. 1. Схема изменения влажности воздуха (e_2) и коэффициента трансформации (M) для сложного профиля: 1—2 — участок водной поверхности; 2—3 — участок суши; 3—4 — рассматриваемый водоем

нялись бы, как показано пунктиром на рис. 1. На урезе основного водоема коэффициент трансформации (M_3) был бы равен 0, а влажность воздуха — ее значению для натекающей на водоем воздушной массы (e'_2). При сложном профиле влажность в этой точке за счет увеличения ее над предшествующим водоемом будет больше $e_{2,2}$, а коэффициент трансформации $M_2 > M_3$. Учет влияния этого эффекта на средний коэффициент трансформации над рассматриваемым водоемом можно приближенно осуществить путем увеличения протяженности водной поверхности (участок 3—4) на длину условного водоема x_1 , который примыкал бы непосредственно к основному водоему в точке 3 и обеспечивал увеличение влажности воздуха от e'_2 до $e_{2,2}$ и изменение коэффициента трансформации от M_3 до M_2 .

Влажность в точке 3 может быть вычислена с учетом трансформации на участке 1—2 и ретрансформации на участке 2—3 путем использования формулы, приведенной в работе [1]:

$$e_{2,2} = e_2 + (0,8 e_0 - e'_2) (1 - M_c) M_2, \quad (4)$$

где M_1 — коэффициент трансформации в точке 2 для участка водоема 1—2; M_c — коэффициент трансформации в точке 3 для участка суши 2—3. Влажность воздуха в точке 3 можно получить, предположив, что участки 1—2 и 2—3 заменены длиной условного водоема водоема X_d . Тогда

$$e_{2,2} = e'_2 + (0,8 e_0 - e'_2) M_d, \quad (5)$$

где M_d — коэффициент трансформации над условным водоемом X_d в точке 3.

Из уравнений (3) и (4) следует, что

$$M_d = (1 - M_c) M_2. \quad (6)$$

Для вычисления коэффициента трансформации в точке 3 условного водоема можно использовать эмпирическую зависимость [2]:

$$M_d = 1 - \exp[-B(X_d - 0,04)^{0,39}], \quad (7)$$

где $B = 0,2 - 0,17 \operatorname{th}(0,1 \Delta t) \exp[-0,1(X_d - 0,04)]$; Δt — разность температур воды и воздуха.

Из (6) находим длину условного водоема

$$X_d = [\ln(1 - M_d)/(-B)]^{1/0,39} + 0,04. \quad (8)$$

Уравнение (7) трансцендентное. Оно решается методом итерации. После установления величины X_d при определении среднего значения коэффициента трансформации $M_{ср_{3-4}}$ на участке 3—4 может быть использована зависимость $M = f(X, \Delta t)$ в случае протяженности водной поверхности, равной $X_{3-4} + X_d$.

Среднее значение коэффициента трансформации участка водоема от точки 3 до точки 4 находится по формуле

$$M_{ср_{3-4}} = \frac{1}{x_{i+1} - x_i} \int_{x_i}^{x_{i+1}} M_d dx, \quad (9)$$

где $x_i = x_d$, $x_{i+1} = x_{3-4} + x_d$.

Достаточной точности вычисления $M_{ср_{3-4}}$ можно достигнуть с помощью приближенного метода интегрирования по формуле Симпсона, разделяя участок 3—4 на десять частей. По рассчитанным этим методом значениям $M_{ср_{3-4}}$ далее определяется величина $M_{ср}$, в по методике, изложенной в работе [1].

При практическом использовании предложенной методики возникает вопрос, при каких сочетаниях $x_b = x_{1-2}$ и $x_c = x_{2-3}$ целесообразно учитывать увлажняющее влияние предшествующего участка водной поверхности. На рис. 2 показана связь величин x_b и x_c для трех заданных значений $\Delta t = 0^\circ\text{C}$, $\Delta t = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta t = -10^\circ\text{C}$,

обеспечивающих точность вычисления величины $M_d = 0,01$ (см формулу (5)). Если задаться точностью оценки величины $M_d = 0,01$, то учет влияния предшествующих увлажненных территорий или водоемов на трансформацию влажности воздуха над расчетным водоемом целесообразно осуществлять в тех случаях, когда точки, соответствующие данному сочетанию x_b и x_c попадают на поле рис. 2 левее изображенных на нем линий.

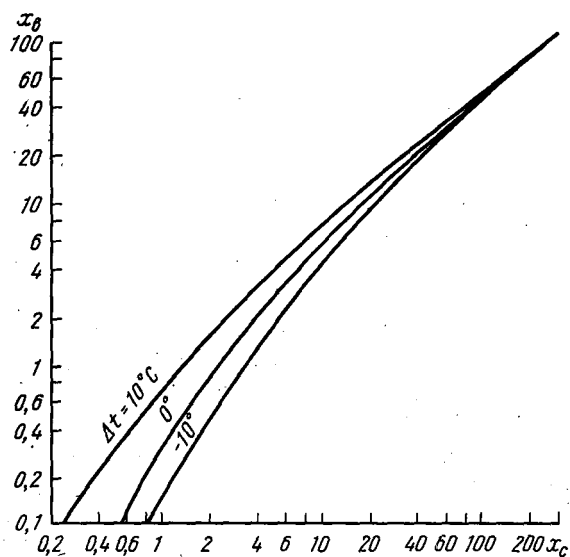


Рис. 2. График сочетаний между x_b и x_c при ошибке коэффициента трансформации 0,01

нее определить средний на профиле коэффициент трансформации ($M_{ср}$) и слой испарения с поверхности водоема.

Учет увлажнения воздуха над водной поверхностью соседнего водоема или дельты реки позволит правильно

Учет увлажнения воздуха над водной поверхностью соседнего водоема или дельты реки позволит правильно

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Чистяева С. П. Расчет испарения с поверхности оз. Балхаш по усовершенствованной методике. — Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 3—44.
2. Браславский А. П., Остроумова Л. П. Новая формула для расчета коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при его движении над водной поверхностью (см. настоящий сборник).
3. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 83 с.

Л. П. ОСТРОУМОВА

УЧЕТ СЛОЖНОЙ КОНФИГУРАЦИИ ВОДОЕМА ПРИ РАСЧЕТЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ НАТЕКАЮЩЕГО ВОЗДУХА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ПРИБРЕЖНОЙ МЕТЕОСТАНЦИИ

Показания прибрежной метеостанции наиболее репрезентативны для оценки средних над водоемом метеорологических элементов, поэтому при расчетах испарения с водной поверхности целесо-

образно пользоваться данными наблюдений такой метеостанции. Кроме того, в ряде случаев она может быть единственной. В работе [1] изложена методика расчета средней температуры и влажности воздуха над водоемом по данным наблюдений за этими метеоэлементами, характеризующими натекающую на водоем воздушную массу. В связи с этим при использовании показаний прибрежные метеостанции для расчета по этой методике они должны приводиться к условиям натекающего на водоем воздуха. Так, влажность (e_2') и температура (t_2') натекающего на водоем воздуха рассчитываются для ряда профилей, соответствующих восьми направлениям ветра, по формулам:

$$e_2' = e_{2,н} - (0,8 e_0 - e_{2,н}) \frac{(1 - M_0)M}{1 - (1 - M_0)M}, \quad (1)$$

$$t_2' = t_{2,н}' - (t_п - t_{2,н}) \frac{(1 - M_0)M}{1 - (1 - M_0)M}, \quad (2)$$

где $e_{2,а}$ — влажность воздуха на прибрежной метеостанции, гПа; e_0 — максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности воды, гПа; M_0 — коэффициент ретрансформации температуры и влажности воздуха над участком суши от уреза водоема до метеостанции; M — коэффициент трансформации на наветренном урезе водоема; t_2 — температура воздуха на прибрежной метеостанции, °С; $t_п$ — температура поверхности воды водоема, °С.

Окончательные значения e_2' и t_2' натекающего на водоем воздуха вычисляются как средневзвешенные из их значений с учетом повторяемости восьми направлений ветра.

Расчетные зависимости (1) и (2) вычисляются для случая, когда профиль проходит через один участок водной поверхности. При сложной конфигурации водоема или наличии вблизи водоема других водных объектов профиль, как показано на рисунке, может пересекать два участка водной поверхности, разделенных участком суши. Для такого профиля расчетную зависимость, приведенную в работе [1], необходимо усовершенствовать. Задача может быть сведена к учету влияния участка профиля 3—5 на влажность и температуру воздуха в точке 3. В работе [3] предлагается заменять участок профиля 3—5 протяженностью условного водоема X_d с такой же трансформирующей способностью. Из-за ретрансформации на участке 3—4 размер условного водоема меньше X_4 , если $X_3 > 0$. При $X_3 = 0$ $X_d = X_4$.

Как показано в работе [3], протяженность условного водоема можно найти по формуле

$$X_d = [\ln(1 - M_{X_d}) / (-B)]^{0,39} - 0,04, \quad (3)$$

где M_{X_d} — коэффициент трансформации над условным водоемом X_d в точке 3; B — параметр, зависящий от разности температур воды и воздуха и длины условного водоема.

Используя (3) и новые формулы для M_c и M в работе [2], запишем (1) и (2) следующим образом:

$$e'_2 = e_{2,п} - (0,8e_0 - e_{2,п}) \frac{(1 - M_c) M_{X_R}}{1 - (1 - M_c) M_{X_R}}, \quad (4)$$

$$t'_2 = t_{2,п} - (t_{п} - t_{2,п}) \frac{(1 - M_c) M_{X_R}}{1 - (1 - M_c) M_{X_R}}, \quad (5)$$

где M_{X_R} — коэффициент трансформации для водоема протяженностью $X_R = X_2 + X_4$.

Необходимость учета влияния предшествующей водной поверхности X_4 зависит от соотношения X_4 и X_3 и может быть оценена с помощью графика, приведенного в работе [3].

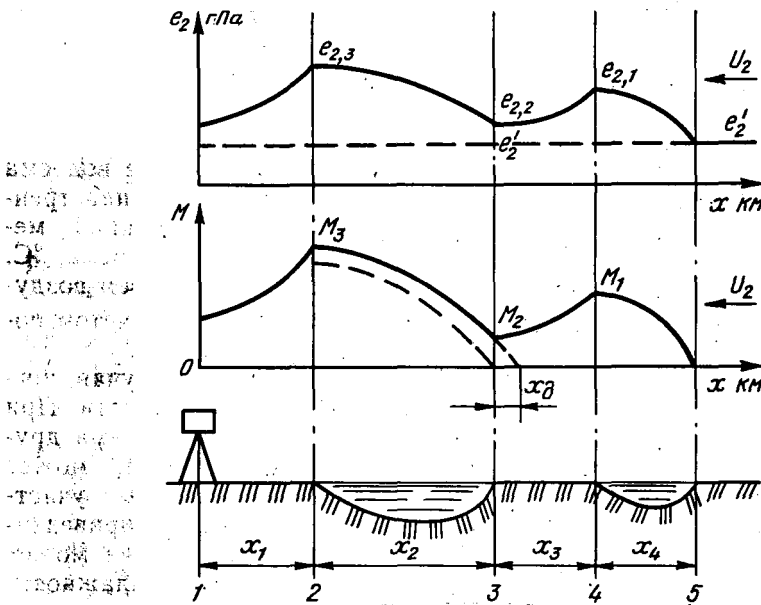


Схема изменения влажности воздуха (e_2) и коэффициента трансформации (M) на сложном профиле: 1-2 — участок суши от уреза до прибрежной метеостанции; 2-3 — рассматриваемый водоем; 3-4 — участок суши; 4-5 — участок водной поверхности

Приведем пример расчета e'_2 для использования данных прибрежной метеостанции для сложного профиля, характеризующегося значениями длин участков $X_1=0,1$ км, $X_2=1$ км, $X_3=0,1$ км, $X_4=20$ км.

Используя формулы для вычисления M_c и M [2], определим по (4) и (5) значения e'_2 и t'_2 с учетом и без учета дополнительной водной поверхности. Результаты расчетов приведены в таблице.

Сопоставление значений влажности и температуры натекающего на водоем воздуха, рассчитанных с учетом и без учета влияния второго участка водной поверхности при $X_1=0,1$ км, $X_2=1$ км, $\Delta t = t_{\text{п}} - t_2 = 2^\circ\text{C}$

$t_{2, \text{н}}$	$e_{2, \text{н}}$	$t_{\text{п}}$	e_0	M_c	M	$\frac{(1-M_c) M}{1 - (1-M_c) M}$	e'_2	t'_2
При $X_4=0$								
21,0	14,7	23,0	28,1	0,16	0,15	0,15	13,5	20,7
При $X_4=20$ км, $X_3=0,1$ км								
21,0	14,7	23,0	28,1	0,13	0,42	0,57	10,2	19,8

Данные таблицы свидетельствуют о том, что в рассматриваемом примере недоучет влияния второго участка водной поверхности при вычислении влажности и температуры натекающего воздуха по показаниям прибрежной метеостанции приводит к завышению их значений соответственно на 3,3 гПа и $0,9^\circ\text{C}$.

Таким образом, при сложной конфигурации водоемов или при наличии вблизи другого водоема (увлажненной территории) изложенная методика позволит существенно уточнить температуру и влажность натекающего воздуха по наблюдениям прибрежных метеостанций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Чистяева С. П. Расчет испарения с поверхности оз. Балхаш по усовершенствованной методике. — Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 3—44.
2. Браславский А. П., Остроумова Л. П. Новая формула для расчета коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при его движении над водной поверхностью (см. настоящий сборник).
3. Остроумова Л. П. Оценка коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при движении его над водоемом сложной конфигурации (см. настоящий сборник).

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, Л. П. ОСТРОУМОВА

НОВАЯ ФОРМУЛА ДЛЯ РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТА ТРАНСФОРМАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА ПРИ ЕГО ДВИЖЕНИИ НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Как известно, после натекания воздушного потока с суши на водную поверхность температура и влажность воздуха в приводном слое его обычно изменяются, что необходимо учитывать при расчетах испарения воды с поверхности водного объекта. С 1969 г. дей-

ствует нормативный документ [8], в котором осредненную на профиле температуру (\bar{t}_2) и влажность воздуха (\bar{e}_2) на высоте 2 м над водной поверхностью рекомендуется вычислять по формулам (1) и (2), используя температуру (t'_2) и влажность (e'_2) натекающего на водоем воздуха:

$$\bar{t}_2 = t'_2 + (t_n - t'_2) M_{\text{ср}}, \quad (1)$$

$$\bar{e}_2 = e'_2 + (0,8 e_2 - e'_2) M_{\text{ср}}, \quad (2)$$

где t_n — температура воды у поверхности водного объекта; e_0 — максимальная упругость водяного пара при этой температуре; $M_{\text{ср}}$ — коэффициент трансформации для вычисления осредненных на профиле значений \bar{t}_2 и \bar{e}_2 .

Для определения $M_{\text{ср}}$ в работе [7] дается таблица $M_{\text{ср}} = f(x, \Delta t)$, где x — длина профиля и $\Delta t = t_n - t'_2$. Эта таблица дает возможность находить величину только для трех градаций Δt : $\Delta t < 4^\circ\text{C}$, $-4^\circ\text{C} < \Delta t < 10^\circ\text{C}$ и $\Delta t > 10^\circ\text{C}$. В 1977 г. зависимость $M_{\text{ср}} = f(x, \Delta t)$ была уточнена [1, 2] и для нее предложена формула

$$M_{\text{ср}} = 1 - \exp[-(0,13 + B_2)(X - 0,04)^{0,432}], \quad (3)$$

где

$$B_2 = \frac{0,69 - 0,0344(\Delta t + 10)^{1,3}}{[1 + 0,265(\Delta t + 10)]^{1,3} [1 + 0,09(X - 0,04)^{0,76}]}$$

Формула (3) дает возможность более детально учитывать влияние разности температур воды и воздуха на ход изменения температуры и влажности воздуха над поверхностью водных объектов. Однако структура ее недостаточно совершенна: при $\Delta t < -10^\circ\text{C}$ возникает затруднение при возведении отрицательного числа в дробную степень 1,3, а при некоторых значениях Δt $M_{\text{ср}}$ становится отрицательным, что противоречит физическому смыслу. В связи с этим возникла необходимость в выводе новой зависимости для расчета коэффициента $M_{\text{ср}}$.

Как известно [3], коэффициент трансформации $M_{\text{ср}}$, по которому рассчитываются средние на профиле значения температуры и влажности воздуха над водной поверхностью, находится по формуле

$$M_{\text{ср}} = \frac{1}{x} \int_0^x M dx, \quad (4)$$

где M — коэффициент трансформации, определяемый по зависимости $M = f(x)$ и используемый для расчета температуры и влажности воздуха на высоте 2 м над водной поверхностью в пункте, находящемся на расстоянии x от подветренного берега, поэтому первоначально рассматривалась зависимость $M = f(x)$.

Общую структуру новой формулы, предлагаемой для определения коэффициента M , принимаем в соответствии с результатами

приближенного решения уравнения турбулентной диффузии, предложенного в [3]:

$$M = 1 - U \exp \left(- \int_0^x \frac{B \alpha_1}{\rho h \alpha_2 U_h} dx \right), \quad (5)$$

где x — горизонтальная координата по направлению ветра; ρ — плотность воздуха; B — коэффициент пропорциональности в формуле $E' = B(q_0 - q')$; E' — слой испарения воды; q_0 — максимальная удельная влажность воздуха при температуре поверхности воды; q' — удельная влажность воздуха в воздухе над водой, на верхней границе слоя пониженной турбулентности;

$$\alpha_1 = \frac{q'}{q},$$

где q — удельная влажность воздуха на высоте h над водной поверхностью;

$$\alpha_2 = \frac{\frac{1}{h} \int_0^h U \frac{\partial q}{\partial x} dz}{U_h \left(\frac{dq}{dx} \right)_h} = f(x),$$

где U — скорость ветра; U_h — то же на высоте h над водной поверхностью; z — вертикальная координата, направленная вверх от поверхности воды.

Коэффициент B приближенно пропорционален U_h , а α_1 и α_2 можно считать функциями x и Δt , поэтому

$$- \int_0^x \frac{B \alpha_1}{\rho h \alpha_2 U_h} dx = f_1(x, \Delta t) \quad (6)$$

и

$$M = 1 - \exp [f_1(x, \Delta t)]. \quad (7)$$

Вид функции $f_1(x, \Delta t)$ устанавливается по данным наблюдений в натуре за изменением температуры и влажности воздуха над водными объектами. Для этого используем сведения, опубликованные в работах [3, 4]. Сводка их приведена в табл. 1 и 2.

Из уравнения (7) следует, что

$$f_1(x, \Delta t) = \ln(1 - M).$$

Влияние Δt на вид функции $f_1(x, \Delta t)$ будет сказываться только тогда, когда Δt будет отличаться от нуля. Поэтому, выбирая из табл. 1 и 2 данные при Δt в пределах от -2 до 2°C , можно установить вид функции $f_2(x)$. График $\ln(1 - M) = f_2(x)$, построенный по этим данным (рис. 1 а, б), позволяет сделать вывод о том, что при $\Delta t \approx 0^\circ\text{C}$ функцию $f_2(x)$ можно аппроксимировать в логарифмических координатах прямой линией, т. е.

$$f_2(x) = ax^m.$$

Таблица 1

Значения коэффициента M в формуле (10), вычисленные по данным измерений температуры воздуха на высоте 2 м перед натеканием воздушного потока на водную поверхность и в конце его пути над водоемом

Пункт наблюдения	Период наблюдения	Расстояние от берега по направлению ветра, х км	Температура воздуха, °С			$\Delta t = t_{\text{п}} - t_2$, °С	M	Источник
			поверхности воды $t_{\text{п}}$	над сумей t_2	над водоем t_3			
Рыбинское водохранилище	1948—1952	12,5	17,2	12,9	14,3	4,3	0,30	[1]
		29,0	17,0	12,3	14,2	4,7	0,40	
		40	17,1	12,9	14,5	4,2	0,38	
		45	17,6	13,5	15,0	4,1	0,37	
		39	18,5	14,2	16,4	4,3	0,51	
Веселовское водохранилище	1949	2,1	18,9	12,5	13,5	6,4	0,16	[1]
		2,1	20,4	23,8	22,8	-3,4	0,30	
		1,4	18,9	12,5	13,7	6,4	0,19	
		1,3	20,4	23,8	22,5	-3,4	0,38	
		8,0	18,2	22,8	20,8	-4,6	0,43	
		8,0	14,8	10,7	12,0	4,1	0,32	
		2,1	22,5	20,0	20,4	2,5	0,16	
		2,1	18,9	22,2	21,0	-3,3	0,36	
		0,7	22,5	20,0	20,2	2,5	0,08	
		0,7	18,9	22,2	21,3	-3,3	0,27	
		0,7	20,0	24,0	23,0	-4,0	0,25	
		2,1	20,0	24,0	22,7	-4,0	0,33	
		0,7	22,6	19,7	20,2	2,9	0,17	
		2,1	22,6	19,7	20,5	2,9	0,28	
		1,4	20,7	25,4	23,7	-4,7	0,36	
2,1	20,7	25,4	23,9	-4,7	0,32			
1,4	14,8	8,4	11,0	6,4	0,40			
2,1	14,8	8,4	10,7	6,4	0,36			
оз. Валдайское	—	1,0	13,7	16,6	15,6	2,9	0,34	[1]
		1,0	16,3	12,8	13,2	3,5	0,11	
оз. Аргаяш	1941	1,8	20,3	24,5	22,7	-4,2	0,43	[1]
Цимлянское водохранилище	1952	31,0	3,2	-1,6	0,0	4,8	0,33	[6]
	1954	24,5	0,3	-7,6	-4,7	-6,3	0,37	
		19,0	0,6	-4,4	-3,6	-3,8	0,16	
		24,2	0,6	-9,2	-6,5	-8,6	0,28	
		30,7	0,7	7,7	4,0	-7,0	0,53	
		17,1	1,7	11,4	6,1	-9,7	0,54	
		24,1	1,4	5,7	3,5	-4,3	0,51	
—	—	0,1	0,0	-18,0	-17,0	-18,0	0,06	[3]
р. Ангара	1955—1957	0,3	0,0	-7,8	-7,6	-7,8	0,026	[7]
Клязьминское водохранилище	1952—1953	1,0	—	—	—	—	0,08	[6]
		9,0	0,0	-18,9	-16,1	-18,9	0,15	[5]
оз. Сандыкуль	1955	1,4	15,3	13,3	13,5	2,0	0,10	Архив ГГИ
оз. Кожаккуль	1955	4,0	17,2	14,7	15,2	2,5	0,20	

Продолжение табл. 1

Пункт наблюдения	Период наблюдения	Расстояние от берега по направлению ветра, х км	Температура воздуха, °С			$\Delta t = t_{\text{п}} - t_2$, °С	М	Источник
			поверхности воды $t_{\text{п}}$	над сушей t_1 , t_2	над водой t_2			
оз. Джаман-Джаркуль	1955	0,7	18,5	15,1	15,3	3,4	0,06	
		0,7	20,5	23,9	23,3	-3,4	0,18	
оз. Бозай-гыр	1955	0,8	17,4	13,8	14,2	3,6	0,11	
		0,9	15,5	19,9	19,2	-4,4	0,16	
оз. Арык-Балык	1955	0,36	12,8	8,8	9,2	4,0	0,10	Архив
		0,36	14,6	18,8	17,8	-4,2	0,24	
оз. Базиль-куль	1957	0,2	18,3	24,0	22,7	-5,7	0,23	
		0,2	16,7	11,4	12,2	5,3	0,15	
оз. Кокан	1956, 1957	0,4	17,2	14,8	15,1	2,4	0,13	
		0,4	19,0	17,5	17,9	1,5	0,26	
оз. Шортан-куль	1956	1,0	17,3	16,1	16,3	1,2	0,17	
оз. Бак-ланье	1958	1,0	0,0	14,1	12,2	-14,1	0,13	
оз. Белое	1958	1,0	18,2	16,1	16,4	2,1	0,14	
Горьковское водохранилище	VII 1958	5,1	19,0	17,8	18,2	1,2	0,33	Архив Волжской гидромет-обсерватории
	VIII 1958	5,1	18,8	16,0	16,8	2,8	0,29	
о. Сокольский	IX 1958	5,6	10,6	7,4	8,3	3,2	0,28	
	X 1958	3,5	6,9	5,0	5,5	1,9	0,26	
	VII 1959	7,0	19,4	16,6	17,4	2,8	0,28	
	IX 1959	4,6	11,2	7,5	8,4	3,7	0,24	
	X 1959	5,6	3,4	0,1	1,1	3,3	0,30	
	VII 1960	7,6	22,4	21,5	21,9	0,9	0,45	
	VIII 1960	7,6	18,6	16,6	17,2	2,0	0,30	
	IX 1960	5,1	12,8	9,8	10,6	3,0	0,27	
	X 1960	5,1	5,3	1,4	2,9	3,9	0,38	
	Горьковское водохранилище, мыс дамбы № 9	VIII 1959	1,5	19,9	16,6	17,4	3,3	
IX 1959		3,5	12,7	7,5	9,2	5,2	0,35	
X 1959		2,9	4,6	0,1	1,4	4,5	0,29	
VII 1960		0,8	19,6	16,6	17,5	3,0	0,30	
IX 1960		2,6	14,3	9,8	10,9	4,5	0,25	
Горьковское водохранилище	X 1960	2,6	6,5	1,4	2,7	5,1	0,25	
	VIII 1959	7,0	19,6	16,6	17,7	3,0	0,37	
Пункт открытого моря	IX 1959	7,0	12,0	7,5	8,9	4,5	0,31	
	X 1959	7,6	4,0	0,1	1,4	3,9	0,33	
Новосибирское водохранилище о. Лысая гора	VIII 1960	4,6	19,5	16,6	17,4	2,9	0,28	Архив Новосибирской гидрометобсерватории
	IX 1960	8,0	14,2	9,8	11,0	4,4	0,27	
Новосибирское водохранилище о. Лысая гора	VII 1961	8,8	22,2	19,6	20,3	2,6	0,27	
	VIII 1961	7,0	20,0	16,0	17,5	4,0	0,38	
	IX 1961	7,5	14,8	10,3	12,3	4,5	0,44	

Таблица 2

Значения коэффициента M в формуле (11), вычисленные по данным измерений упругости водяного пара, содержащегося в воздухе на высоте 2 м перед натеканием воздушного потока на водную поверхность и в конце его пути над водоемом

Пункт наблюдения	Период наблюдения	Расстояние от берега по ветру x км	Температура поверхности воды t_w , °C	Упругость водяного пара в воздухе, гПа		$\Delta t = t_H - t_2$, °C	M	Источник
				над сушей e_2	над водой в конце пути e_1			
Рыбинское водохранилище	1947—1948	36	19,5	13,7	15,8	-3,8	0,47	[1]
		39	18,7	12,8	14,7	-3,2	0,42	
		28	17,8	12,5	14,1	-3,6	0,42	
		45	16,3	11,4	12,8	-3,2	0,41	
		13	18,6	13,3	15,1	-4,1	0,47	
		12	17,5	12,5	14,0	-3,9	0,43	
		13	17,4	13,1	14,5	-5,0	0,50	
		13	16,8	12,0	13,6	-3,8	0,48	
		81	16,6	12,8	13,8	-5,3	0,44	
		81	17,4	12,0	13,6	-3,2	0,41	
		Веселовское водохранилище	1949	1,7	19,2	10,7	12,8	
1,0	18,3			12,8	13,6	-3,6	0,20	
2,8	18,3			12,8	14,4	-3,6	0,40	
9,4	19,8			13,7	15,6	-3,5	0,40	
1,7	18,5			9,9	12,2	1,9	0,32	
2,5	18,5			9,9	12,7	1,9	0,39	
1,7	12,9			8,2	8,9	0,0	0,19	
2,5	12,9			8,2	9,4	0,0	0,32	
1,1	20,0			15,9	16,4	-6,5	0,18	
2,5	19,2			10,7	12,8	1,0	0,30	
9,3	22,6			15,1	17,0	-2,8	0,28	
2,8	21,8			16,0	16,8	-4,8	0,16	
0,85	23,9			11,3	12,7	4,6	0,11	
0,44	24,4			11,0	12,8	5,6	0,13	
1,9	23,6			12,4	13,2	2,4	0,07	
2,09	24,2			11,9	12,6	3,8	0,06	
1,5	17,9			11,2	12,4	-1,2	0,23	
2,7	17,9			11,2	12,8	-1,2	0,31	
0,3	21,4			9,4	9,9	5,8	0,05	
2,1	24,2			12,4	14,7	3,0	0,20	
1,4	24,2	12,4	14,3	3,0	0,16			
0,3	24,2	12,4	13,5	3,0	0,09			
оз. Аргаяш	1941	3,3	21,5	16,6	17,1	-5,9	0,13	[1]
		3,6	19,0	11,2	13,2	-0,1	0,31	
		3,2	21,8	17,2	18,1	-6,7	0,24	
оз. Валдайское	1941	1,0	15,6	12,0	12,6	-5,0	0,27	[1]
		3,0	17,6	14,2	14,7	-3,0	0,26	
оз. Красавица	1941	0,3	16,0	11,2	11,4	-3,1	0,06	[1]
		0,3	15,8	9,1	9,4	0,8	0,06	
		1,0	16,7	12,5	12,8	-4,7	0,11	
Водохранилище им. В. И. Ленина	1952	0,3	20,2	11,9	12,3	-0,2	0,06	[1]
		31	3,2	3,7	4,8	4,3	0,44	
Цимлянское водохранилище	1954	24	0,3	2,6	3,5	6,7	0,37	[6]
		19	0,6	3,5	3,8	2,6	0,19	
		24	0,6	2,4	3,1	8,3	0,26	

Продолжение табл. 2

Пункт наблюдения	Период наблюдения	Расстояние от берега по ветру x км	Температура поверхности воды $t_{\text{п}}$ °С	Упругость водяного пара в воздухе, гПа		$\Delta t = t_{\text{п}} - t_2$ °С	М	Источник
				над сушей e_2	над водой в конце пути e_1			
оз. Кожаккуль	1955	3,8	18,6	9,5	11,4	2,8	0,25	Архив ГГИ
оз. Джаман-Джаркуль	1955	0,7	18,6	10,7	11,9	0,4	0,19	
		0,7	20,5	10,7	12,3	2,3	0,19	
оз. Бозайгыр	1955	0,8	17,4	8,4	9,6	4,0	0,16	
		0,9	15,5	8,7	10,1	1,4	0,26	
оз. Арык-Балык	1955	0,36	12,8	8,6	9,2	-1,0	0,19	
		0,38	14,6	8,5	9,2	1,0	0,15	
оз. Шортанкуль	1956	1,0	17,3	11,0	11,8	-1,5	0,13	
оз. Белое	1958	1,0	18,2	11,8	12,6	-2,0	0,16	
оз. Кокан	1956	0,4	17,1	12,0	12,6	-3,5	0,17	
	1957	0,4	19,0	12,6	13,4	-2,6	0,16	
Горьковское водохранилище	VII 1958	5,1	19,0	13,4	14,6	-3,9	0,29	Архив Волжской гидромет-обсерватории
	VIII 1958	5,1	18,8	14,2	15,0	-5,2	0,26	
о. Сокольский	IX 1958	5,6	10,6	8,3	9,0	-2,5	0,37	
	VI 1959	5,1	17,6	13,4	14,6	-5,2	0,44	
	VII 1959	7,6	21,4	16,8	18,3	-6,2	0,42	
	VIII 1959	7,0	19,4	12,5	14,1	-2,0	0,29	
	IX 1959	4,6	11,2	8,4	9,2	-2,2	0,36	
	VI 1960	5,6	18,2	13,4	14,4	-4,5	0,30	
	VII 1960	7,6	22,4	16,3	18,5	-4,6	0,41	
	VIII 1960	7,6	18,6	13,5	14,6	-4,4	0,30	
	IX 1960	5,1	12,8	10,5	11,5	-5,0	0,54	
	X 1960	5,1	5,3	5,6	6,1	-0,6	0,33	
Горьковское водохранилище, мыс дамбы № 9	VI 1959	3,0	17,1	13,4	13,9	-5,7	0,23	
	VII 1959	1,5	20,7	16,8	17,2	-7,1	0,15	
	VIII 1959	1,5	19,9	12,5	13,8	-1,5	0,22	
	IX 1959	3,5	12,7	8,4	9,4	-0,7	0,31	
	X 1959	2,9	4,6	5,3	5,9	-0,3	0,40	
	VI 1960	3,0	17,2	13,4	14,7	-5,6	0,25	
	VII 1960	1,4	22,0	16,3	17,6	-5,0	0,27	
	VIII 1960	0,8	19,6	13,5	14,9	-3,4	0,29	
	IX 1960	2,6	14,3	10,5	11,5	-3,5	0,38	
	X 1960	2,6	6,5	5,6	6,6	0,6	0,45	
Горьковское водохранилище, пункт открытого моря	VI 1958	5,1	15,7	12,3	12,8	-5,3	0,26	
	VII 1958	4,9	19,1	13,0	15,0	-3,8	0,37	
	VIII 1958	5,1	19,0	14,2	15,4	-5,1	0,35	
	IX 1958	7,6	11,3	8,3	9,4	-1,8	0,46	
	VI 1959	7,0	17,3	13,4	14,3	-5,5	0,37	
	VII 1959	7,6	21,0	16,8	18,1	-6,6	0,42	
	VIII 1959	7,0	19,6	12,5	14,1	-1,8	0,28	
	IX 1959	7,0	12,0	8,4	9,6	-1,4	0,43	
	X 1959	7,6	4,0	5,3	5,8	-0,9	0,42	
	VI 1960	7,6	17,5	13,4	14,5	-5,4	0,42	

Продолжение табл. 2

Пункт наблюдения	Период наблюдения	Расстояние от берега по ветру x км	Температура поверхности воды $t_{\text{п}}$, °C	Упругость водяного пара в воздухе, гПа		$\Delta t = t_{\text{п}} - t_{\text{в}}$, °C	M	Источник
				над сушей e_2	над водой в конце пути e_1			
	VII 1960	5,1	21,9	16,3	18,0	-5,1	0,36	
	VIII 1960	4,6	19,5	13,5	15,0	-3,5	0,32	
	IX 1960	8,0	14,2	10,5	11,0	-3,6	0,20	
Новосибирское водохранилище, урез воды в районе о. Лысая гора	V 1961	8,5	14,1	8,5	10,3	0,5	0,41	Архив Новосибирской гидрометеобсерватории
		7,5	16,3	10,6	12,5	-1,7	0,45	
		8,8	22,2	15,1	16,9	-3,2	0,29	
		7,0	20,0	13,6	14,8	-3,2	0,24	
		7,5	14,8	9,5	11,0	-1,0	0,38	
оз. Балхаш	V 1960—	46	13,7	7,1	10,9	-4,5	0,72	[4]
	1968	98	14,4	7,0	11,7	-6,4	0,79	
		66	13,7	9,1	11,3	-4,8	0,63	
	VII 1960—	46	23,5	10,4	20,7	-6,2	0,83	
	1968	98	23,5	10,8	19,2	5,1	0,70	
		66	23,3	10,7	18,4	5,1	0,64	
	X 1960—	46	11,0	5,4	8,8	-1,5	0,68	
	1968	98	10,2	7,1	8,7	0,8	0,57	

Проведенные на рис. 1 линии соответствуют значениям $a = -0,19$ и $m = 0,4$. В общем виде

$$a = f_3(x, \Delta t).$$

Для установления вида функции $f_3(x, \Delta t)$ рассмотрим физическую сущность влияния Δt на увеличение, например, влажности воздуха при его движении над поверхностью водного объекта. Когда температура воды выше температуры воздуха и Δt положительна, происходит повышение температуры воздуха в приводном слое, формируется сверхадиабатическая стратификация, увеличивается коэффициент турбулентного обмена, усиливается относительная влажность пара, находящегося в воздухе, и интенсивность нарастания влажности воздуха замедляется. Это замедление с увеличением Δt происходит нелинейно, так как коэффициент турбулентного обмена растет примерно пропорционально $\Delta t^{1/3}$.

При отрицательном значении Δt возникает инверсионная стратификация в воздухе над водной поверхностью и коэффициент турбулентного обмена уменьшается, но при этом он не может стать меньше нуля. Кроме того, по мере движения воздушной массы над водной поверхностью температура воздуха постепенно приближается к температуре воды (1), что приводит к уменьшению Δt , которое по мере удаления от подветренного берега стремится к нулю. Следовательно, влияние начальной разности $\Delta t = t_{\text{п}} - t'_{\text{в}}$ по мере увеличения x уменьшается. Наконец, следует учесть, что увеличение

влажности воздуха на высоте 2 м начинается на некотором расстоянии от уреза воды. По данным измерений на Веселовском водохранилище это расстояние составляет 40 м.

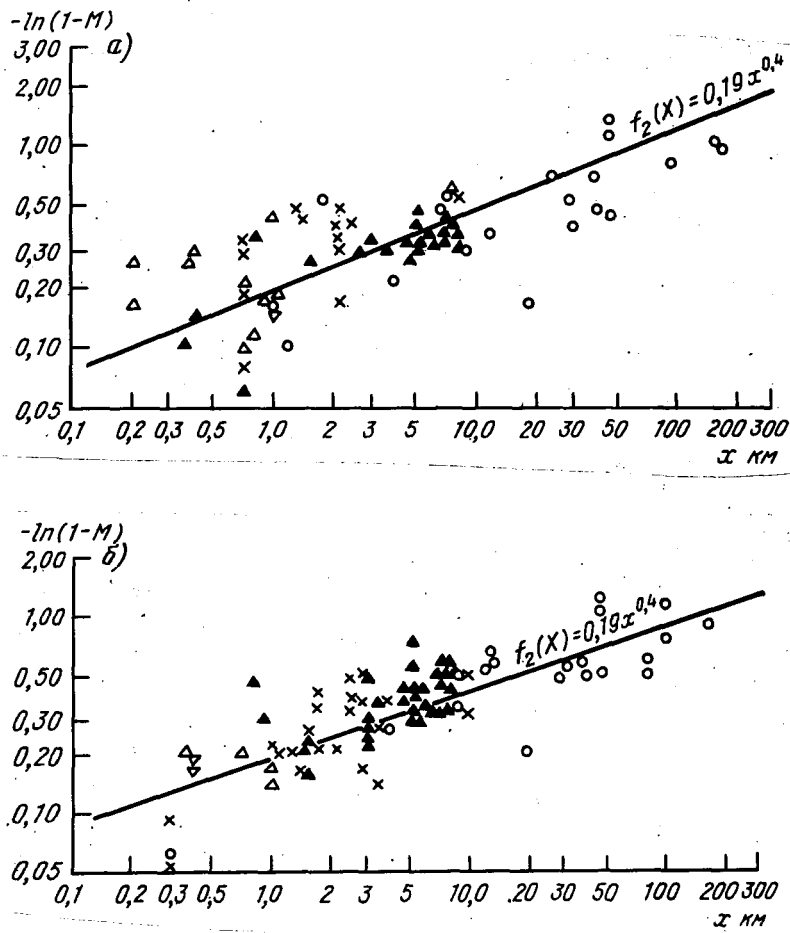


Рис. 1. Зависимость $-\ln(1-M)=f(x)$ по данным измерений температуры воздуха над водными объектами:
а — по табл. 1, б — по табл. 2

Приведенным выше соображениям удовлетворяет формула

$$f_3(x, \Delta t) = a_1 + a_2 \operatorname{th}(a_3 \Delta t) \exp[-a_4(x - 0,04)], \quad (8)$$

где a_1 , a_2 , a_3 и a_4 — параметры, которые должны быть найдены по данным натурных наблюдений. Пределы, к которым стремится величина $f_3(x, \Delta t)$ при граничных значениях x и Δt , показаны в табл. 3.

Численные значения параметров формулы (8) определены по данным измерений температуры и влажности воздуха в натуре (табл. 4, 5). Они были сгруппированы по величинам x и Δt . Осредненные результаты приведены в табл. 4. По этим данным путем

Таблица 3

Пределы функции $f_3(x, \Delta t)$ при граничных значениях переменных x и Δt в уравнении (8)

x км	Δt °C	$f_3(x, \Delta t)$
0,04	0	a_1
0,04	$+\infty$	$a_1 + a_2$
0,04	$-\infty$	$a_1 - a_2$
∞	0	a_1
∞	$+\infty$	a_1
∞	$-\infty$	a_1

Таблица 4

Осредненные значения измеренных в натуре значений температуры и влажности воздуха над водными объектами

x км	Δz °C	$\Delta t_{п}$ °C	e_2' гПа	e_2 гПа	Число случаев	M
Влажность воздуха						
1,13	-6,3	19,1	14,5	15,2	6	0,22
0,96	-1,1	19,2	10,9	12,0	27	0,16
3,32	-6,4	18,8	14,1	15,1	10	0,31
3,12	-2,8	14,1	8,8	10,3	10	0,37
6,74	-6,5	19,0	14,0	15,4	18	0,39
7,08	-3,9	13,2	9,4	10,5	11	0,40
22,0	-6,5	18,0	12,8	14,5	7	0,46
24,5	2,0	1,2	3,0	3,8	4	0,34
97,6	-6,4	18,6	10,5	15,2	8	0,71
63,3	-4,0	11,6	6,5	9,5	3	0,67
Температура воздуха						
0,2	-5,7	18,3	24,0	22,7	1	0,23
0,25	6,6	8,4	1,8	2,3	2	0,08
0,1	18,0	0	-18,0	-17,0	1	0,06
1,0	-14,1	0	14,1	12,2	1	0,13
1,6	-0,9	19,1	20,0	19,5	15	0,56
1,75	6,4	16,8	10,4	12,2	4	0,28
3,7	3,3	12,3	8,9	9,8	6	0,26
3,05	5,2	9,6	4,4	6	2	0,31
6,8	2,8	15,0	12,2	13,1	18	0,32
9,0	18,9	0	-18,9	-16,1	1	0,15
23,9	-8,4	1,2	9,6	5,0	2	0,54
31,5	3,2	13,1	10,0	11,1	7	0,35
22,2	7,6	0,5	-7,1	-4,9	3	0,29
41,3	4,2	17,7	13,5	15,3	3	0,43

Таблица 5

Результаты оптимизационных расчетов параметров в формуле (9) по данным наблюдений за изменением влажности воздуха над водными объектами

m	a_1	a_2	a_3	a_4	Средняя абсолютная ошибка
		m			
0,30	-0,19	0,08	0,12	0,1	0,34
0,38					0,160
0,39					0,143
0,40*					0,132
0,41					0,133
0,42					0,144
0,50					0,341
		a_1			
0,4	-0,17	0,08	0,12	0,1	0,177
	-0,18				0,150
	-0,19*				0,132
	-0,20				0,146
	-0,21				0,167
		a_2			
0,4	-0,19	0,04	0,12	0,1	0,147
		0,06			0,136
		0,08*			0,132
		0,10			0,141
		0,12			0,148
		a_3			
0,4	-0,19	0,08	0,06	0,1	0,145
			0,08		0,137
			0,10		0,135
			0,12*		0,132
			0,15		0,137
			0,20		0,142
		a_4			
0,4	-0,19	0,08	0,12	0	0,202
				0,05	0,142
				0,09	0,135
				0,10*	0,132
				0,11	0,135
				0,15	0,144

* Оптимальные значения параметров.

оптимизации на ЭВМ найдены значения параметров m , a_1 , a_2 , a_3 и a_4 . За критерий оптимальности принималась минимальная абсолютная ошибка величин t_2 и e_2 . Результаты оптимизационных расчетов (их окончательный вариант) показаны в табл. 5. Оптимальными оказались следующие значения искомых параметров: $m=0,4$, $a_1=-0,19$, $a_2=0,08$, $a_3=0,12$ и $a_4=0,1$. Таким образом, расчетная зависимость получила вид (рис. 2 а)

$$M = 1 - \exp \{ \{ -0,19 + 0,08 \operatorname{th}(0,12 \Delta t) \exp [-0,1 (x - 0,04)] \} (x - 0,04)^{0,4} \}. \quad (9)$$

Результаты оптимизационных расчетов свидетельствуют также о правильности проведения линий на рис. 1 с угловым коэффициентом 0,4 и косвенно подтверждают предположение о том, что влияние Δt уменьшается с увеличением x . Действительно, если $a_4=0$, что соответствует отсутствию влияния Δt на $f_1(x, \Delta t)$, то средняя абсолютная ошибка e_2 увеличится в 1,5 раза по сравнению с результатами расчета при оптимальном значении $a_4=0,1$.

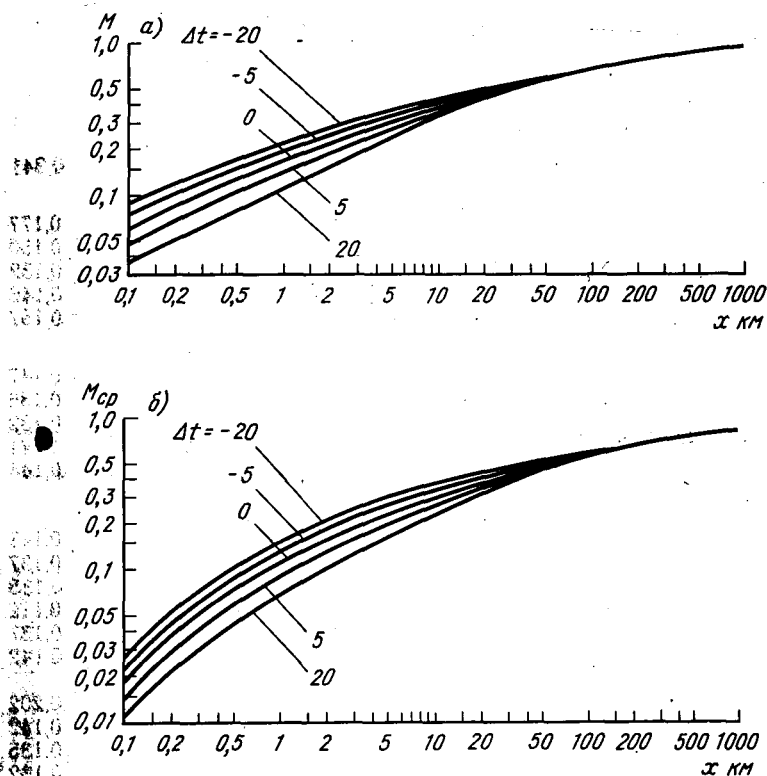


Рис. 2. График $M=f(x)$, построенный по формуле (9) (а), и $M_{cp} f(x)$, построенный по формуле (12) (б)

Средние абсолютные ошибки вычисления температуры и влажности воздуха над водной поверхностью по формулам

$$t_2 = t'_2 + (t_n - t'_2) M \quad (10)$$

и

$$e_2 = e'_2 + (0,8 e_0 - e'_2) M \quad (11)$$

при значениях коэффициента трансформации, полученных по зависимости (9), оказались равными $0,2^\circ\text{C}$ и $0,1$ гПа, т. е. практически равны точности измерения этих метеорологических элементов.

Переход от коэффициента M к искомому коэффициенту $M_{\text{ср}}$ осуществляется по формуле (4) (рис. 2 б).

Для облегчения расчетов предлагается приближенная формула

$$M_{\text{ср}} = \frac{M_{x_0} + \alpha M \frac{x_0 - 0,04}{2}}{2 + \alpha} \left(1 - \frac{0,04}{x_0} \right), \quad (12)$$

где M_{x_0} — значение коэффициента трансформации M , найденное по формуле (9) при x , равном полной протяженности водной поверхности (x_0 км) на профиле; $\frac{x_0 - 0,04}{2}$ — то же при протяженности водной поверхности (км), равной $\frac{x_0 - 0,04}{2}$;

$$\alpha = 15 \{ 1 - \exp [-0,4 (x_0 - 0,04)^2] \}.$$

Наибольшее отклонение $M_{\text{ср}}$, вычисленное по формуле (12), от истинного его значения, определенного по формуле (4), составляет 0,005. Это соответствует ошибке расчета e_2 всего 0,1 гПа при реальной наибольшей разности $0,8 e_0 - e'_2$ около 15—20 гПа или ошибке расчета t_2 менее 0,1°C, поскольку разность $t_n - t'_2$ обычно не превышает 10—20°C.

Новые формулы (9) и (12), предлагаемые для расчета коэффициентов трансформации M и $M_{\text{ср}}$ лучше удовлетворяют физическому смыслу этих коэффициентов во всех возможных диапазонах разности температур воды и воздуха и размеров водоемов. Они обеспечивают более высокую точность расчета температуры и влажности воздуха над поверхностью водных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. — Л.: Гидрометеониздат, 1954. — 212 с.
2. Браславский А. П. К вопросу о трансформации характеристик воздушной массы при движении ее над водоемом. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 114—117.
3. Браславский А. П. К вопросу о расчете изменения влажности и температуры воздуха при движении воздушного потока над водной поверхностью. — Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1963, вып. 1, с. 138—157.
4. Браславский А. П., Чистяева С. П. Расчет испарения с поверхности оз. Балхаш по усовершенствованной методике. — Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 3—43.
5. Воронцов П. А. О трансформации воздуха над ограниченной водной поверхностью в зимнее время. — Труды ГГО, 1954, вып. 4(109), с. 32—45.
6. Коноводов Б. П. Влияние водоемов на температуру и влажность воздуха над ними перед замерзанием и очищением. — Труды ЦИП, 1957, вып. 58, с. 63—101.
7. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследование тепловпотерь с открытой водной поверхности в зимнее время. — Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 54—84.
8. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 83 с.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ И ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ВЕЛИЧИНУ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ оз. БАЛХАШ

Возрастающий водозабор из рек Балхашского бассейна приводит к падению уровня в оз. Балхаш. Началом наиболее интенсивного водозабора из рек Балхашского бассейна можно считать 1970 год, когда началось заполнение Капчагайского водохранилища. В ближайшие годы вряд ли следует ожидать стабилизации отбора воды из рек Балхашского бассейна. Так, уже идет строительство Большого Алма-Атинского канала для удовлетворения потребности в воде сельскохозяйственных районов Алма-Атинской области. Проектируется и строится ряд водохранилищ для нужд орошения. В этих условиях нужны достаточно четкие и объективные данные о закономерностях формирования составляющих водного баланса оз. Балхаш, позволяющие рассматривать ожидаемый уровень и минерализацию воды при различных объемах водоотбора и потерь воды на испарение. Не менее важно знать и балансовые соотношения двух частей озера — Восточного и Западного Балхаша.

Основные потери воды в оз. Балхаш связаны с испарением с его поверхности. По данным многочисленных расчетов, выполненных разными авторами в предыдущие годы, испарение со всего озера в среднем не превышает 1000 мм, испарение с Западного Балхаша на 40—60 мм больше, чем с Восточного [4, 5, 9]. При этом некоторые авторы [1, 4] вводили поправки и оговорки, снижающие расчетный слой испарения.

Морфометрические и морфологические характеристики Восточного и Западного Балхаша имеют большие различия, которые позволяют считать эти две части озера как бы самостоятельными (табл. 1).

Таблица 1

Морфометрические и морфологические характеристики
двух частей оз. Балхаш при уровне 340,5 м абс

Часть озера	Площадь, км ²	Объем, км ³	Глубина, м		Ширина, км		Длина, км
			средняя	максимальная	средняя	максимальная	
Западный Балхаш	10804	52,1	4,79	12	36,5	71	296
Восточный Балхаш	6771	58,4	8,79	26	22,2	47	300

Восточный Балхаш сравнительно глубокий водоем с вытянутой формой котловины. При площади, составляющей 41,6% площади всего озера, в его чаше сосредоточено 61,6% объема воды.

Сочетание таких факторов, как большая глубина, сравнительно малые и вытянутые размеры водной поверхности на Восточном Балхаше, малая глубина и большие размеры зеркала Западного Балхаша, обуславливает различие в гидрометеорологических характеристиках в двух частях озера.

Средние месячные значения t_p , t_2 , e_2 , u_2 и R

Таблица 2

Элемент	Месяц							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Западный Балхаш								
t_p °C	4,8	13,8	21,0	24,0	22,2	16,4	9,6	3,0
t_2 °C	7,2	14,8	21,5	23,9	22,0	16,3	8,5	0,4
e_2 гПа	8,3	12,6	17,1	18,9	17,3	13,0	8,4	5,2
u_2 м/с	4,8	4,7	4,6	4,3	4,5	4,6	4,5	4,6
R ккал/см ²	10,49	13,37	14,13	13,08	10,81	7,09	2,95	0,16
Восточный Балхаш								
t_p °C	3,5	12,2	19,7	23,0	22,0	17,5	11,3	4,4
t_2 °C	6,4	13,8	20,3	23,4	22,0	16,8	9,4	1,8
e_2 гПа	6,6	11,6	16,0	17,7	15,7	12,5	8,4	6,0
u_2 м/с	4,3	4,4	4,5	4,5	4,8	4,9	4,8	4,6
R ккал/см ²	10,56	12,86	14,58	12,84	11,11	7,16	3,06	0,29

В табл. 2 приведены средние месячные значения температуры (t_2) и влажности (e_2) воздуха, температуры поверхности воды (t_p) и скорости ветра (u_2), полученные по материалам экспедиционных наблюдений на озере за период 1960—1978 гг. Там же даны месячные значения радиационного баланса (R), для определения которых использованы материалы специальных теплобалансовых наблюдений на озере в течение 6 лет (1965—1966, 1968, 1975—1977 гг.).

Методика расчета средних месячных значений этих элементов описана в работе [8]. Репрезентативность и точность средних месячных значений оценивались величиной доверительного интервала ($t\sigma$) (t — нормированное отклонение, равное 1,96; σ — средняя квадратическая ошибка) и относительной средней квадратической ошибкой ($m_{\bar{x}}$).

Статистические параметры $t\sigma$ и $m_{\bar{x}}$ температуры поверхности воды в основном не превышают соответственно $\pm 0,4^\circ\text{C}$ и 2—5%. Только в апреле и ноябре их значения достигают $\pm 0,7^\circ\text{C}$ и 7—9%. В таких же пределах колеблются $t\sigma$ и $m_{\bar{x}}$ температуры и влажности воздуха.

Скорость ветра принималась по данным береговых метеостанций ГМО Балхаш и о. Алгазы без изменений, так как общий для этих двух метеостанций переходный коэффициент от скорости ветра над сушей к скорости ветра над водной поверхностью [6] равен единице. Отклонения расчетных значений радиационного баланса от средних за период наблюдений не превышает 4—5%. Таким образом, материалы наблюдений над элементами, определяющими испарение с обеих частей озера, достаточно репрезентативны.

Анализ данных табл. 1 и 2 показывает, что температура поверхности воды и воздуха Западного Балхаша с апреля по август выше, чем Восточного, а с сентября наоборот. Этот факт объясняется тем, что средняя глубина Восточного Балхаша (8,79 м) почти в два раза больше средней глубины Западного Балхаша (4,79 м). Кстати, глубина обуславливает большую прозрачность воды Восточного Балхаша. В конечном итоге (через альбедо воды) это приводит к более высоким значениям R по сравнению с Западным Балхашом.

Сравнивая значение e_2 над Западным и Восточным Балхашом, следует иметь в виду, что его формирование над водной поверхностью происходит в основном за счет температуры поверхности воды и времени пребывания воздушной массы над водой.

В условиях Балхаша начальные параметры (температура и влажность) воздушной массы, натекающей на воду Восточного и Западного Балхаша, можно считать одинаковыми. Однако упругость водяного пара (e_2) почти в течение всего сезона (апрель—октябрь) над Западным Балхашом больше даже тогда, когда температура поверхности воды в восточной части озера выше. Объяснение этому факту следует искать в неодинаковом времени пребывания воздушной массы над водной поверхностью Восточного и Западного Балхаша. Средняя ширина Западного Балхаша составляет 36,5 км, Восточного — 22,2 км. Это обстоятельство приводит к более глубокой трансформации воздушной массы (обогащению водяными парами) над акваторией Западного Балхаша, что в конечном итоге дает и более высокие значения e_2 . Таким образом, сравнение основных параметров, определяющих испарение с поверхности воды в двух частях озера, не дает основания полагать, что с Западного Балхаша испаряется больший слой воды. Действительно, при равенстве u_2 средний за сезон (апрель—ноябрь) радиационный баланс (табл. 2) Восточного Балхаша больше, а значение e_2 меньше.

Для определения количественного соотношения испарения с двух частей озера и величину потерь на испарение со всего озера по данным табл. 2 произведены расчеты с использованием следующих формул:

$$E = 0,14 n (1 + 0,72 u_2) (e_n - e_2), \quad (1)$$

$$E = 0,154 n (e_n - e_2) u_2, \quad (2)$$

$$E = \frac{R - \Delta Q}{60 \left(1 + 0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e} + \frac{t_n}{600} \right)}, \quad (3)$$

где E — слой испарения за расчетный период, мм; n — количество дней в расчетном периоде; e_n — максимальная упругость водяного пара, определяемая по температуре поверхности воды; ΔQ — изменение теплозапасов, кал/см².

$$t\Delta = t_n - t_2; \Delta e = e_n - e_2.$$

Формула (1) является общеизвестной формулой ГГИ [6]. Вывод формулы (2) приведен в работе [7]. Формула (3) вытекает из уравнения теплового баланса озера при использовании отношения Боуэна (для исключения турбулентного теплообмена) и неучете компонент, составляющих менее 1,5% от радиационного баланса.

Метод теплового баланса и его расчетная формула (3) являются физически наиболее обоснованными. Кроме этого, значение испарения в тепловом балансе оз. Балхаш очень велико, что увеличивает надежность расчетов по формуле (3) особенно тогда, когда достаточно точно определена главная компонента теплового баланса — радиационный баланс.

Приведенные формулы были выбраны после расчетов испарения по ним с использованием наиболее достоверных данных теплосбалансовых и градиентных наблюдений, производившихся в 1965—1966, 1968, 1975—1977 гг. в точке озера, расположенной в 3 км от берега.

Таблица 3

Результаты расчетов испарения по формулам, мм

Часть озера	(1)	(2)	(3)
Западный Балхаш	811	927	1144
Восточный Балхаш	979	1052	1236
Все озеро	839	979	1182

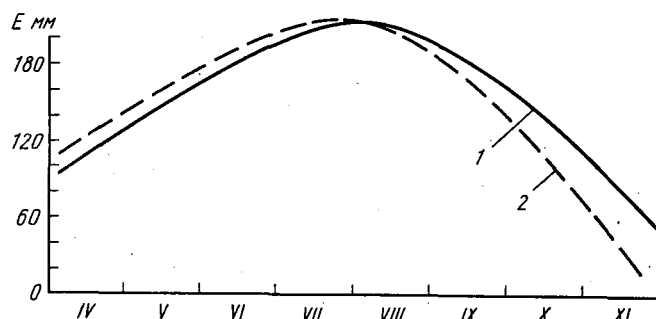
Сравнивая результаты расчетов испарения по формулам (1), (2) с результатами расчетов по формуле (3) (как наиболее объективной и физически обоснованной), видим (табл. 3), что самые близкие результаты дает формула (2). Отклонения по ней в среднем за 22 расчетных месяца составили 2%. Отклонение по формуле (1) равно 16%. На то, что формула (1) в засушливой зоне дает заниженные (до 15%) результаты, указывали и другие авторы [1, 2].

В целом для всего озера расхождения в значениях испарения, рассчитанных по формулам (1), (2) и (3) составляют соответственно 29 и 17%. Достоверность полученных значений испарения по формуле (3) подтверждают также результаты подобных расчетов для Кенгирского водохранилища [3], расположенного севернее оз. Балхаш на 110—120 км. Согласно этим расчетам, испарение с Кенгирского водохранилища с апреля по октябрь равно 1130 мм, а с учетом ноября, как и для оз. Балхаш, находится в пределах 1180—1190 мм. Из табл. 3 следует другой не менее важный вывод. С Восточного Балхаша испаряется больший слой воды, чем с поверхности Западного Балхаша. Превышение подтверждается расчетами по всем трем формулам, но имеет разные значения.

Для определения достоверной величины превышения испарения проведен следующий анализ. Так как ΔQ в формуле (3) за сезон составляет не более 1—1,5% от величины радиационного баланса

могут быть ошибки только одного знака для обеих частей озера и почти равные по величине (в пределах 5%).

Расчет испарения по формуле (4) показал (табл. 4), что для Западного Балхаша оно равно 1162 мм, для Восточного — на 42 мм больше.



Сезонный ход испарения (E) с поверхности Восточного (1) и Западного (2) Балхаша

На рисунке показан сезонный ход испарения. Из него видно, что интенсивность испарения с двух частей озера в течение сезона неодинакова. В первую половину (апрель—июль) она выше на Западном Балхаше, во вторую половину (август—ноябрь) — на Восточном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросов В. И. Озеро Балхаш. — Л.: Наука, 1973. — 164 с.
2. Браславский А. П., Шергина К. П. Потери воды на испарение из водохранилищ зоны Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1965. — 226 с.
3. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 168 с.
4. Курдин Р. Д., Мельничукова С. Г., Мирошниченко С. М. О водном балансе оз. Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 47—76.
5. Огнева Т. А. Опыт расчета испарения с поверхности воды и теплообмена с воздухом оз. Балхаш. — Труды ГГО, 1958, вып. 78, с. 120—126.
6. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 82 с.
7. Федюшин И. А. Определение потерь воды на испарение с поверхности оз. Балхаш разными методами. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1981, вып. 9, с. 21—25.
8. Федюшин И. А. Состояние изученности метеорологического режима приводного слоя оз. Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1981, вып. 9, с. 15—20.
9. Юнусов Г. Р. Гидрологический режим оз. Балхаш. — Труды III гидрологического съезда, 1954, т. IV, с. 192—200.

БРИЗЫ НА оз. БАЛХАШ И ИХ УЧЕТ ПРИ РАСЧЕТЕ ИСПАРЕНИЯ

В [3] все водоемы делятся на три группы в зависимости от их размеров. В частности, большие водоемы площадью 40 км², для которых характерно наличие участков, отличающихся по глубине защищенности или гидрометеорологическим условиям, относятся к третьей группе.

Независимо от размеров водоемов в Указаниях рекомендованы единые методики температуры и влажности воздуха, скорости ветра над водой. Обязательным условием является учет средней длины разгона воздушного потока над водоемом, от которой зависит коэффициент трансформации.

Для определения средней длины разгона воздушного потока на плане водоема строятся две системы прямоугольных сеток из параллельных профилей, ориентированных в первом случае с севера на юг и с запада на восток, а во втором — с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. При этом предполагается, что воздушный поток всегда пересекает водоем в направлении, зарегистрированном на одной-двух береговых метеостанциях. Расчеты выполняются по формуле

$$L_{\text{ср}} = \frac{1}{100} [L_{\text{с.-ю}} (N_{\text{с}} + N_{\text{ю}}) + L_{\text{в.-з}} (N_{\text{в}} + N_{\text{з}}) + L_{\text{с.-з-ю.-в}} (N_{\text{с.-з}} + N_{\text{ю.-в}}) + L_{\text{с.-в-ю.-з}} (N_{\text{с.-в}} + N_{\text{ю.-з}})], \quad (1)$$

где $L_{\text{ср}}$ — средняя длина разгона воздушного потока над водоемом, км; $L_{\text{с.-ю}}$, $L_{\text{в.-з}}$ и т. д. — средняя длина разгона воздушного потока по соответствующим направлениям и профилям, км; $(N_{\text{с}} + N_{\text{ю}})$, $(N_{\text{в}} + N_{\text{з}})$ и т. д. — суммы повторяемостей направлений ветра для двух взаимоположенных румбов, %.

Не возражая против теории трансформации воздушного потока при его переходе с суши на воду (и наоборот), отметим только, что в существующих методиках необоснованно применяется общий подход при определении средней длины разгона воздушного потока над водоемом независимо от его размеров.

Известно, что на водоемах, относящихся к третьей группе, в теплое время года наблюдаются местные ветры (бризы), вносящие существенное изменение в схему общей циркуляции воздушной массы над водоемом и прилегающей к нему территории. На противоположных берегах таких водоемов имеют место ветры противоположных направлений. Это исключает возможность применения описанной общей схемы определения средней длины разгона.

* Публикуемая статья носит дискуссионный характер. Для учета бризов при расчетах испарения необходимы дальнейшие исследования.

На примере оз. Балхаш покажем наличие в теплое время года (апрель—октябрь) бризовой циркуляции, являющейся одним из главных климатообразующих факторов на озере и его побережье.

Основными причинами, обуславливающими появление бризовой циркуляции, являются различия в теплофизических и радиационных характеристиках воды и суши. За счет этих различий образуются большие горизонтальные градиенты температур, которые в свою очередь порождают барический градиент, приводящий к образованию местных ветров-бризов.

В таблице приведены многолетние средние месячные значения разности между температурой почвы и температурой воды оз. Балхаш в 6 и 15 ч.

Разность между температурой поверхности почвы и температурой воды, °С

Время, ч	Месяц							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
6	-2,3	-4,6	-5,1	-6,2	-7,4	-8,2	-8,7	-9,1
15	20,2	22,6	24,3	22,0	22,3	18,4	0,0	1,2

Как видно из приведенных данных, в утренние часы почва холоднее воды, а в дневное время нагревается настолько, что максимальные разности температур (по срочным наблюдениям) доходят до 30—40°С. Уместно отметить, что на Севане, где также отмечаются бризы, максимальные разности температур не превышают 13,2°С.

Над сильно прогретой сушей наблюдаются восходящие потоки воздуха, а над водой — нисходящие. Это приводит к циркуляции, схема которой подробно описана в специальной литературе [4].

Преобладающим направлением ветра на оз. Балхаш является северо-восточное [2]. Однако начиная с апреля повторяемость противоположных румбов увеличивается и почти в течение трех месяцев сравнивается с повторяемостью ветров северных направлений (рис. 1). С сентября повторяемость ветров южных румбов уменьшается. Одновременно наблюдается уменьшение и разности дневных температур почвы и воды. В октябре и ноябре разность дневных температур приближается к нулю, разность ночных температур увеличивается. Следствием этого является возрастание повторяемости ветров северо-восточного направления.

На рис. 2 приведена суточная повторяемость ветров двух противоположных и наиболее повторяющихся направлений за апрель—ноябрь. Она также свидетельствует о наличии бризов, причем смена дневного бриза (с озера на сушу) на ночной (с суши на озеро) происходит в 20—22 ч, а ночного на дневной — в 10—11 ч.

Глубина распространения бризов неодинакова для различных водоемов и в первую очередь определяется, по-видимому, разностью температур двух подстилающих поверхностей. Так, на Балтийском море [1] с моря на сушу бризы распространяются до

30 км, с суши на море — на 8—9 км. Разовые (рейдовые) и суточные серии наблюдений на вертикали, расположенной в 10 км от берега, показывают, что на Балхаше глубина проникновения бризов с суши на озеро колеблется от 8 до 12 км. Материалов наблю-

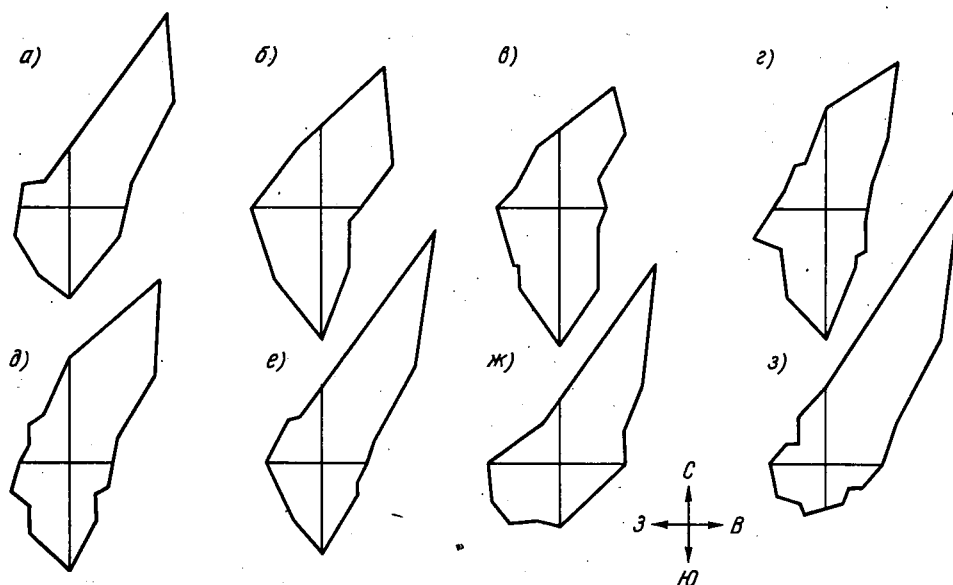


Рис. 1. Многолетние средние месячные розы повторяемости направлений ветра по метеостанции ГМО Балхаш:

а, б, в, г, д, е, ж, з — апрель, май, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь соответственно

дений за глубиной распространения бризов с озера на сушу не имеется. Однако можно предположить, что она не менее 15—20 км, так как по визуальным наблюдениям метеостанции аэропорта (9 км от берега) дым труб ТЭЦ, расположенной на берегу озера, распространяется в сторону суши на многие километры от аэропорта.

Бризовая циркуляция не обеспечивает не только единого воздушного потока над озером, но и постоянства скорости ветра от середины озера к его берегам. Нами не раз наблюдалось такое явление, когда на рейдовой вертикали (10 км от берега) отмечался очень слабый ветер или штиль, а на берегу скорость ветра по данным метеостанции ГМО Балхаш достигала 7—9 м/с. В этих условиях критерий, получаемый при проведении синхронных наблюдений за скоростью ветра на берегу и на озере в фиксированной точке, не может быть распространен на всю акваторию озера.

Таким образом, бризовая циркуляция на Балхаше в теплый период года составляет существенную долю в общем ветровом режиме озера. При расчетах с этим необходимо считаться, внося некоторые уточнения в методику расчета средней длины разгона воздушной (L_{cp}) над крупными водоемами.

При расчетах, например, для Западного Балхаша $L_{\text{ср}}$ по формуле (1) равняется 41 км. Если исходить из того, что глубина распространения бриза на воду составляет в среднем 10 км, то средняя длина разгона воздушного потока по каждому из двух противоположных направлений будет равна 20 км, т. е. $L_{\text{с-ю}}$, $L_{\text{в-з}}$ и т. д. будут равны 20 км. Тогда формула (1) переписывается так:

$$L_{\text{ср}} = \frac{1}{5} (N_{\text{с}} + N_{\text{ю}} + N_{\text{в}} + N_{\text{з}} + N_{\text{с.-в}} + N_{\text{ю.-з}} + N_{\text{с.-з}} + N_{\text{ю.-в}}). \quad (2)$$

Расчеты по формуле (2) показали, что $L_{\text{ср}}$ для Западного Балхаша равно 20 км.

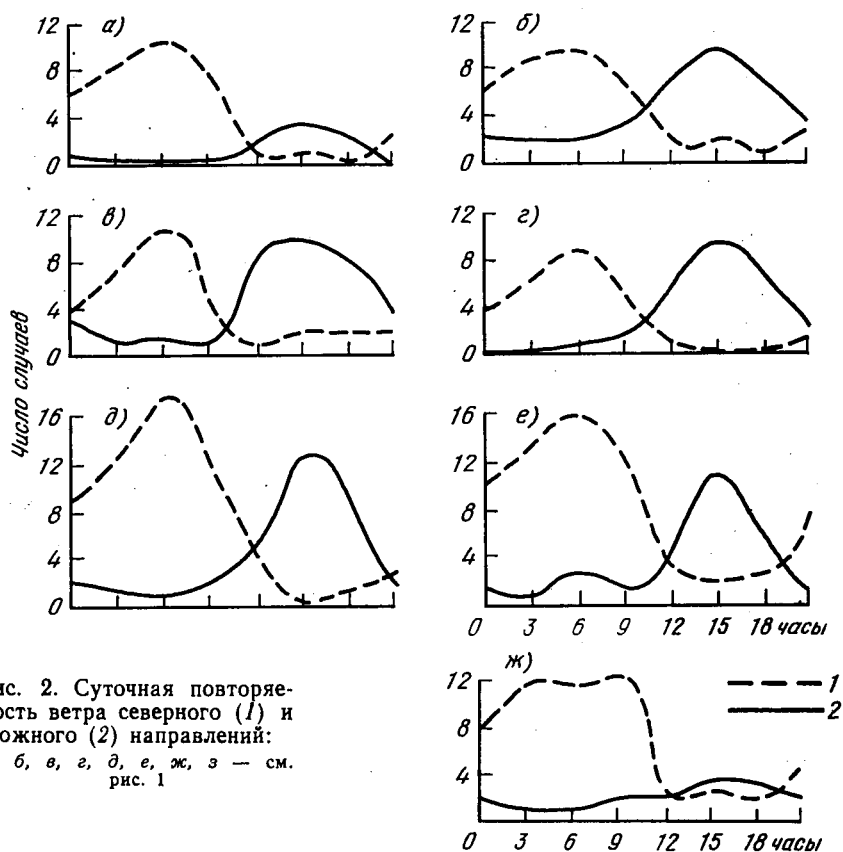


Рис. 2. Суточная повторяемость ветра северного (1) и южного (2) направлений: а, б, в, г, д, е, ж, з — см. рис. 1

Таким образом, при использовании методики ГГИ [3] для расчетов температуры и влажности воздуха над оз. Балхаш в теплый период года $L_{\text{ср}}$ необходимо принимать равным 20 км, а соответствующий ей коэффициент трансформации (M) — 0,34 вместо 0,44 при $L_{\text{ср}} = 41$ км.

Нами произведены расчеты температуры и влажности воздуха для Западного Балхаша одновременно с использованием двух значений коэффициента трансформации — 0,34 и 0,44. Сравнение результатов расчетов показало, что учет бризовой циркуляции приводит к изменению температуры и влажности воздуха на 2—5%. Однако важно не только уточнение, но и принципиально новый подход к теории трансформации воздушного потока в условиях бризовой циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берг Л. С. Основы климатологии. — М.: Учпедгиз, 1938, т. 3. — 450 с.
2. Климат Казахстана / Под ред. А. С. Утешева. — Л.: Гидрометеоздат, 1959. — 359 с.
3. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 82 с.
4. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 567 с.

В. П. ПОПОВА

О РАСЧЕТЕ ДАТ УСТАНОВЛЕНИЯ ЛЕДОСТАВА НА КАПЧАГАЙСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Капчагайское водохранилище создано в 1970 г. в результате перекрытия р. Или в узком Капчагайском ущелье. Водохранилище вытянуто с востока на запад. Площадь его зеркала при достижении проектной отметки 485,0 м должна составить 18,47 км², объем — 28,14 км³.

Стационарные гидрометеорологические наблюдения на водохранилище начаты в 1971 г. у г. Капчагай. В 1974 г. открыты посты у пос. Карачок в 109 км выше ГЭС, а в 1978 г. — вблизи у р. Чилик. Таким образом, даже у г. Капчагай продолжительность наблюдений лишь немного превышает 10 лет.

Первые ледовые явления (забереги) на водохранилище наблюдаются в ноябре—январе. Наиболее рано они отмечались 18 ноября 1976—1977 гг., а наиболее поздно — 5 января 1971—1972 гг. Средняя дата появления ледовых явлений на водохранилище приходится на 22 декабря. Сроки установления ледостава также изменяются в широких пределах. Например, зимой 1973/74 гг. ледостав образовался через 2 дня после появления заберегов, зимой 1979/80 г. — через 32 дня. Самая ранняя дата начала ледостава наблюдалась 6 декабря 1973—1974 гг., самая поздняя — 23 января 1980—1981 гг. Средняя дата установления ледостава приходится на 29 декабря.

Как известно, для выявления основных особенностей ледового режима любого водоема и для разработки методики долгосрочного прогноза начала ледостава необходимо, чтобы период наблюдений

за ледовыми явлениями составил 25—30 лет. В связи с этим имеющегося ряда наблюдений на Капчагайском водохранилище недостаточно; для решения таких задач требуется его удлинение расчетным путем, используя данные метеорологических наблюдений за прошлые годы и морфометрические характеристики водохранилища.

Для удлинения рядов дат начала ледостава на Капчагайском водохранилище использован метод, предложенный Л. Г. Шуляковским*. При этом определенные трудности были связаны с отсутствием измерений скорости течения воды и батиметрической съемки ложа водохранилища.

Расчет дат замерзания по методу Шуляковского производился на ЭВМ ЕС-1022. В качестве исходных данных использовались среднесуточная температура воздуха, скорость ветра и облачность на метеостанциях Капчагай и Или. Метеостанция Капчагай действует с 1971 г., а метеостанция Или существовала до 1971 г. и закрыта в связи с тем, что она находилась в зоне заполнения Капчагайского водохранилища. Основанием для объединения данных наблюдений на метеостанциях Или и Капчагай в один ряд послужило наличие тесной единой связи температуры воздуха на этих метеостанциях и на метеостанции Чилик.

Скорость течения принималась равной 0,005 м/с. Такая скорость получена в результате расчета по притоку воды в водохранилище и площади поперечного сечения последнего. Расчет дат замерзания за период 1971—1981 гг. производился при постоянной скорости течения воды и переменной глубине участка поста. Значения глубины задавались в диапазоне 2—8 м с интервалом 0,2 м. На основании этих расчетов для каждого года определились оптимальные значения глубин, при которых получалось наилучшее совпадение рассчитанных и фактических дат замерзания. Полученные таким способом значения глубин для каждого поста осреднялись. При этом осредненная глубина водохранилища в районе г. Капчагай оказалась равной 4,6 м, у пос. Карачок — 6,2 м, в 109 км выше ГЭС — 5,6 м.

Следующим этапом исследований было выяснение возможности использования осредненных глубин для определения дат замерзания. Расчеты показали (табл. 1), что за исключением отдельных лет между рассчитанными и фактическими данными существует достаточно хорошая сходимости. Так, коэффициент связи между рассчитанными и фактическими датами для поста у г. Капчагай равен 0,95, у пос. Карачок — 0,83 м, для поста, расположенного в 109 км выше ГЭС — 0,82. Наибольшее отклонение рассчитанных дат от фактических для поста у г. Капчагай приходится на зиму 1973/74 г. и составляет 39 дней. По-видимому, это объясняется аномальными условиями замерзания водохранилища в этом году. Для поста у пос. Карачок максимальное отклонение получилось

* Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. — М.: Гидрометеиздат, 1960. — 267 с.

Фактическая (числитель) и расчетная (знаменатель) даты начала ледостава
на Капчагайском водохранилище

Год	Г. Капчагай	Пос. Карачок	109 км выше ГЭС	В среднем по водохранилищу
1971/72	8 I/15 I (-7)	—	—	—
1972/73	6 I/30 XII (7)	—	—	—
1973/74	5 XII/13 I (-3,9)	—	—	—
1974/75	10 XII/7 XII (3)	9 XII/10 XII (-1)	2 XII/13 XII (-11)	7 XII/10 XII (-3)
1975/76	6 XII/10 II (-4)	8 XII/9 XII (-1)	7 XII/14 XII (-7)	7 XII/11 XII (-4)
1976/77	9 XII/9 XII (0)	24 XII/9 XII (15)	18 XII/13 XII (5)	17 XII/10 XII (7)
1977/78	20 XII/29 XII (-9)	29 XII/30 XII (-1)	26 XII/3 I (-8)	25 XII/31 XII (-6)
1978/79	14 I/20 I (-6)	15 I /15 I (0)	15 I/23 I (-8)	15 I/19 I (-4)
1979/80	6 I/9 I (-3)	18 I/14 I (4)	17 I/13 I (4)	14 I/12 I (-2)
1980/81	23 I/26 I (-3)	21 I/20 I (1)	23 I/30 I (-7)	22 I/25 I (-3)
1981/82	26 XII/16 XII (10)	27 XII/26 XII (1)	27 XII/22 XII (5)	27 XII/21 XII (6)

Примечание. В скобках — разность между фактической и расчетной датами.

15 дней (зима 1976/77 г.). В данном случае можно предположить, что некачественными были наблюдения. Действительно, в 1976 г. установление ледостава наблюдалось у г. Капчагай 9 декабря, в 109 км выше ГЭС — 18 декабря у пос. Карачок — 24 декабря, а весь период замерзания на водохранилище длился 15 дней. В другие годы такого продолжительного периода установления ледостава не отмечалось.

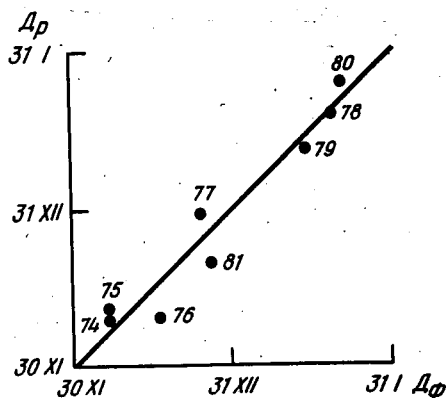
Для исключения ошибок в наблюдениях сроков замерзания водохранилища полученные даты осреднялись и сравнивались с осредненными фактическими датами (рисунок). Теснота связи оценивается коэффициентом корреляции 0,85.

Таким образом, исследование показали, что осреднение глубины можно использовать для расчетов дат установления ледостава, в частности, для удлинения рядов дат замерзания Капчагайского водохранилища.

Расчет возможных дат начала ледостава на Капчагайском водохранилище до его заполнения производился для участков водохранилища у г. Капчагай, пос. Карачок и в 109 км выше ГЭС на период 1950—1970 гг. Для расчета использовались данные наблюдений на метеостанции Или. Скорость течения принималась 0,005 м/с, а осредненные глубины для перечисленных постов — соответственно равными 4,2, 6,2 и 5,6 м. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Произведенные исследования позволяют уточнить сроки начала ледостава на Капчагайском водохранилище. Наиболее рано ледостав устанавливался 30 ноября 1952 г. у пос. Карачок, наиболее поздно — 23 января 1981 г. в районе г. Капчагай и в 109 км выше ГЭС. Средние даты наступления ледостава оказались следующими: у г. Капчагай — 24 декабря, у пос. Карачок — 26 декабря, в 109 км выше ГЭС — 28 декабря.

Определенный интерес представляет вопрос, насколько изменились сроки установления ледостава в связи с построением Капчагайского водохранилища. Ответить на этот вопрос можно основываясь на данных табл. 2, в которой, кроме дат замерзания Капчагайского водохранилища, приведены даты начала ледостава на участке р. Или в зоне затопления водохранилища. Сопоставление дат показывает, что в результате создания водохранилища ледостав устанавливается на 10 дней позже, чем на реке.



Связь рассчитанных D_p и фактических D_f дат замерзания Капчагайского водохранилища

Таблица 2

Расчетная дата начала ледостава до создания Капчагайского водохранилища

Год	Начало ледостава на р. Или до создания водохранилища	Г. Капчагай	Пос. Карачок	109 км выше ГЭС	В среднем по водохранилищу
1950/51	30 XI	2 XII	3 XII	7 XII	4 XII
1951/52	22 XI	8 I	4 I	12 I	8 I
1952/53	20 XI	1 XII	30 XI	4 XII	2 XII
1953/54	21 XII	18 XII	17 XII	23 XII	19 XII
1954/55	28 XI	4 XII	4 XII	7 XII	5 XII
1955/56	31 XII	4 I	31 XII	7 I	4 I
1956/57	31 XII	24 XII	30 XII	4 I	30 XII
1957/58	4 I	5 I	2 I	7 I	5 I
1958/59	3 I	3 I	30 XII	5 I	2 I
1959/60	13 XII	7 XII	18 XII	23 XII	16 XII
1960/61	22 XII	27 XII	24 XII	30 XII	27 XII
1961/62	20 XII	22 XII	19 XII	25 XII	22 XII
1962/63	1 XII	15 XII	13 XII	17 XII	15 XII
1963/64	22 XII	3 I	1 I	8 I	4 I
1964/65	11 XII	14 XII	17 XII	23 XII	18 XII
1965/66	22 XII	27 XII	24 XII	30 XII	27 XII
1966/67	5 XII	31 XII	31 XII	6 I	3 I
1967/68	30 XI	4 I	2 I	7 I	4 I
1968/69	23 XII	26 XII	25 XII	1 I	28 XII
1969/70	—	13 I	10 I	19 I	14 I
1970/71	—	25 XII	24 XII	29 XII	26 XII

Таким образом, исследования позволили установить, что для расчета дат начала ледостава на Капчагайском водохранилище можно использовать метод Шуляковского. Это дало возможность произвести удлинение рядов наблюдений дат образования ледостава. Полученные новые данные могут быть использованы при разработке методики долгосрочных прогнозов ледостава на Капчагайском водохранилище.

С. П. ЧИСТЯЕВА

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА АРАЛЬСКОГО МОРЯ

В настоящее время, когда отмечается понижение уровня Аральского моря, актуальность постановки задачи об исследовании изменений ледового режима моря в связи с его обмелением не вызывает сомнений.

В данной работе рассматривается ледовый режим моря за 1961—1980 гг. и дается оценка его изменения по сравнению с предыдущим периодом.

Ледовые условия Аральского моря изучались до 1965 г. прежде всего для нужд народного хозяйства, а в последнее время в основном для решения научных проблем. Период времени до 1961 г. условно называют «естественным», а последующий период, характеризующийся резким падением уровня воды, принято считать, «нарушенным» влиянием хозяйственной деятельности.

Выводы об изменении ледового режима сделаны на основании следующих материалов:

данные прибрежных ледовых наблюдений морских гидрометеорологических станций за зимы с 1961/62 по 1979/80 гг.;

данные ледовых авиаразведок;

Атлас льдов Аральского моря [1];

Справочник основных гидрологических характеристик по Аральскому морю [9];

исследования ледового режима моря А. Н. Сачковой [7], В. В. Оганесян [5], В. С. Ромашина [6], В. Н. Купецкого [4], А. Н. Косарева [3], С. Н. Темникова [10].

Ледовый режим Аральского моря прежде всего зависит от метеорологических условий и не остается постоянным для различных лет.

На восточном и северо-восточном побережьях гидрометеорологические наблюдения ведутся на станциях Аральское море, Уялы, Баян и ранее проводились на ст. Узун-Каир. В южной части моря располагаются станции Тигровый и Муйнак, на западном берегу — ст. Актумсык, а в центральной части моря — на островах Барса-Кельмес и Лазарева.

За зимний сезон принимается период с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже 5°C с учетом перехода развития растительности от одной фазы к другой [2].

В течение последних 20 лет (1961—1980 гг.) сроки наступления холодного периода и его продолжительность изменились по сравнению с «естественным» периодом (табл. 1). Зимний сезон в среднем для всего моря наступает на полтора месяца раньше (15 сентября) и заканчивается 2 апреля, что на 6 дней раньше по сравнению с предыдущим периодом. Продолжительность зимнего сезона в среднем увеличивалась на 47 дней и составила 201 день.

Похолодание в южной части моря наступает на 16 дней позже, чем в Малом море. До 1961 г. продолжительность холодного периода увеличивалась с севера на юг на 22—25 дней.

В табл. 2 приведены среднемноголетние значения метеозаказов за «естественный» период, заимствованные из монографии О. М. Житомирской [2], и за периоды осреднения 1961—1970, 1961—1980, 1971—1980 гг. Они свидетельствуют о том, что метеорологические условия зимнего сезона в среднем за последние 20 лет практически не изменились. Исключение составляет ст. Актумсык. В результате отступления моря эта станция оказалась вне его влияния. Вероятно поэтому температура зимнего сезона здесь понизилась в два раза, от $-3,1$ до $-5,9^{\circ}\text{C}$.

Таблица 1

Продолжительность зимнего сезона по периодам

Период осреднения, гг.	Зимний сезон		
	начало	конец	продолжительность
Аральское море			
1941—1960	23 X	7 IV	166
1961—1980	10 IX	1 IV	203
Узун-Каир			
1941—1960	1 XI	7 IV	157
Баян			
1961—1980	11 IX	4 IV	206
Актумсык			
1941—1960	8 XI	8 IV	151
1961—1980	11 IX	28 III	199
Уялы			
1942—1960	6 XI	2 IV	147
1961—1980	14 IX	30 III	198
Барса-Кельмес			
1949—1960	8 XI	10 IV	153
1961—1980	17 IX	3 IV	199
Тигровый			
1941—1960	15 XI	13 IV	149
Лазарева			
1961—1980	26 IX	12 IV	199
Средние по всем станциям			
1941—1960	5 XI	8 IV	154
1961—1980	15 IX	2 IV	201

Характерной чертой зимнего сезона являются устойчивые низкие температуры. Средние температуры воздуха холодного периода распределяются внутри района по широте. Наиболее высокие значения температуры отмечаются на южных станциях Муйнак и о. Лазарева. К северу температура убывает, достигая минимума на ГМО Аральское море.

Аральское море зимой доступно для вторжения холодных воздушных масс с севера. Вследствие этого здесь возможны резкие понижения температуры воздуха, особенно значительные в январе—феврале. Наиболее низкие температуры за весь период наблюдений отмечались в районе Аральского моря в 1969 г. Так, абсолютный минимум температур в Аральске составил -38°C ; Баяне -36°C , Актумсыке -37°C , Уялы -31°C , на о. Барса-Кельмес -33°C , на о. Лазарева -28°C . До 1961 г. абсолютный минимум в Аральске достигал -36°C , в Муйнаке -25°C .

Таблица 2

Среднемноголетние значения метеозаказов за холодный период

Период осреднения	Месяц	Температура воздуха, °С	Направленные ветра	Скорость ветра, м/с	Влажность воздуха	Общая облачность, балл
Аральское море						
До 1961 г.	XI	-2,0	—	—	4,5	5,6
	XII	-9,0	—	—	2,7	6,1
	I	-13,5	—	—	2,3	6,0
	II	-12,7	—	—	2,1	5,5
	III	-4,4	—	—	4,1	5,8
Средние 1961—1980 гг.		-8,3	CB	4,9	3,2	5,8
До 1961 г.	XI	-0,2	CB	5,1	4,8	5,8
	XII	-7,3	CB	5,2	3,2	6,3
	I	-13,2	CCB	5,2	2,2	5,8
	II	-12,7	CB	5,2	2,2	4,9
	III	-2,8	CB	5,4	4,2	5,9
Средние		-7,2	CB	5,2	3,3	5,7
Уялы						
До 1961 г.	XI	2,8	—	—	6,8	5,5
	XII	-4,0	—	—	4,4	6,2
	I	-9,6	—	—	2,7	6,2
	II	-7,9	—	—	3,2	5,4
	III	-0,2	—	—	5,4	5,5
Средние 1961—1980 гг.		-3,8	B	5,1	4,5	5,7
До 1961 г.	XI	2,3	CB	4,6	5,9	5,5
	XII	-3,6	BCB	5,0	4,0	6,3
	I	-8,6	BCB	5,0	2,9	5,6
	II	-8,6	CB	4,9	2,9	4,5
	III	-0,5	CB	5,1	4,9	5,4
Средние		-3,8	CB	4,9	4,1	5,4
Барса-Кельмес						
До 1961 г.	XI	3,3	—	—	6,4	6,6
	XII	-3,4	—	—	4,2	6,9
	I	-9,2	—	—	2,8	6,0
	II	-9,7	—	—	2,7	6,4
	III	-2,7	—	—	4,7	6,2
Средние 1961—1980 гг.		-4,4	B	7,3	4,2	6,4
До 1961 г.	XI	3,9	B	5,9	6,4	6,1
	XII	-2,8	BCB	6,2	4,4	7,1
	I	-8,8	CB	5,7	2,9	5,7
	II	-9,6	CB	5,4	2,7	4,6
	III	-1,9	CCB	5,5	4,5	5,4
Средние		-3,8	CB	5,7	4,2	5,8

Продолжение табл. 2

Период осреднения	Месяц	Температура воздуха, °С	Направление ветра	Скорость ветра, м/с	Влажность воздуха	Общая облачность, балл
Баян (Узун-Каир)						
До 1961 г.	XI	0,8	—	—	5,4	5,8
	XII	-6,2	—	—	3,2	6,3
	I	-11,0	—	—	2,8	6,1
	II	-10,0	—	—	2,6	5,5
	III	-2,9	—	—	4,6	5,7
Средние 1961—1980 гг.		-5,8	СВ	5,0	3,7	5,8
	XI	1,1	ВСВ	4,9	5,4	5,6
	XII	-5,5	ВСВ	4,9	3,7	6,4
	I	-11,2	ВСВ	5,1	2,5	5,3
	II	-11,1	СВ	5,2	2,5	4,4
	III	-2,1	ВСВ	5,3	4,4	5,3
Средние		-5,8	ВСВ	5,1	3,7	5,4
Актумсык						
До 1961 г.	XI	3,5	—	—	7,4	6,7
	XII	-2,2	—	—	3,1	7,5
	I	-7,0	—	—	3,2	7,2
	II	-8,0	—	—	3,1	7,0
	III	-1,8	—	—	5,1	6,4
Средние		-3,1	СВ	6,2	4,8	7,9
Средние 1961—1980 гг.	XI	0,9	ВЮВ	4,6	5,3	6,3
	XII	-5,9	ВЮВ	4,4	3,6	6,9
	I	-11,8	ВЮВ	4,6	2,3	6,1
	II	-11,1	ВЮВ	4,8	2,4	5,1
	III	-1,6	ВЮВ	5,3	4,3	6,1
		-5,9	ВЮВ	4,7	3,8	6,1
Лазарева						
1961—1980 гг.	XI	6,0	В	6,1	7,2	6,4
	XII	0,2	В	6,4	5,2	7,9
	I	-5,6	ВЮВ	5,8	3,6	7,0
	II	-7,2	СВ	4,8	3,2	5,2
	III	-1,4	СВ	4,7	5,0	5,9
Средние		-1,6	ВСВ	5,5	4,8	6,4

Положительные температуры зимой связаны с проникновением в район Аральского моря тропического воздуха. Обычно тропический воздух поступает в теплых секторах циклонов, которые быстро окклюдируются [2], поэтому зимние оттепели держатся очень недолго. Когда море покрыто льдом и снегом, тропический воздух охлаждается снизу и обуславливает более низкие максимумы тем-

ператур. Абсолютные максимумы температуры в январе до 1961 г. достигали 13°C, а в последнее десятилетие (1970—1980 гг.) — не превышали 10°C.

На сроки ледообразования и разрушения льда существенно влияет ветровой режим. Над Аральским морем в холодное время года господствуют ветры северо-восточного направления, повторяемость которых в среднем составляет 20—25% при средней скорости около 5—6 м/с. Увеличение повторяемости северо-восточных ветров до 30—33% отмечается на западном (Актумсык) и южном (Муйнак) берегах. В январе среднемноголетняя повторяемость ветров северо-восточного и восточного направлений составляет от 24 до 32%. В северо-восточной части моря довольно часто отмечаются северные ветры повторяемостью до 22%. Ветры других направлений зимой наблюдаются редко, их повторяемость в большинстве случаев не превышает 10—14%.

Таблица 3

Пределы сумм холода для трех типов зим

Месяц	Тип зимы	Предел сумм холода, °С	Число зим с данным типом	
			1945—1960	1961—1980
Ноябрь	М	Менее 30	3	12
	У	30—100	9	8
	С	Более 100	3	0
Декабрь	М	Менее 125	3	6
	У	150—300	8	12
	С	Более 300	4	2
Январь	М	Менее 300	2	2
	У	300—550	10	15
	С	Более 550	3	3
Февраль	М	Менее 450	3	1
	У	450—950	11	10
	С	Более 950	1	5
Март	М	Менее 500	2	1
	У	500—1000	10	13
	С	Более 1000	3	6
Зима	М	Менее 500	2	2
	У	500—1000	10	12
	С	Более 1000	3	6

Примечание. Здесь и в табл. 5, 6 С — суровая, У — умеренная, М — мягкая зимы.

В холодное время года абсолютная влажность в районе Аральского моря колеблется довольно слабо — от 3,2 гПа (г. Аральск) до 5,2 гПа (о. Лазарева). Наибольшие значения облачности (6,0—7,5 баллов) приходятся на декабрь—январь. На эти же месяцы приходится и наибольшее число дней со снегом.

Зимы в некоторые годы бывают особенно суровыми или очень мягкими. В качестве критерия суровости зим принята сумма отри-

цательных температур воздуха, называемая в работе [7] суммой холода. А. И. Сачковой [7] подсчитаны средние суммы холода за период 1945—1960 гг. станций Уялы, Муйнак, Актумсык, Аральское море. Сумма холода за период 1961—1980 гг. определена нами для станций Уялы, о. Лазарева, Актумсык, Аральское море.

По степени суровости в [7] предложено выделять три типа зим — суровые (С), умеренные (У), мягкие (М). В табл. 3 приведены предельные суммы холода, по которым определяются эти типы и показана повторяемость различных типов в районе Аральского моря. В период 1945—1980 гг. наиболее часто наблюдались умеренные зимы. Их повторяемость составила 63%. Суровые зимы отмечались 9 раз, мягкие — 4. Из числа суровых зим 6 приходится на «нарушенный» период.

Таблица 4

Колебания сумм холода (°С) в наиболее мягкие и суровые месяцы и зимы

	XI	XII	I	II	III	Зима
1945—1960 гг.						
Наименьшая сумма холода	2	102	114	147	188	188
Год	1947	1951	1958	1958	1958	1957/58
Наибольшая сумма холода	139	382	636	1189	1303	1303
Год	1950	1950	1947	1951	1951	1950/51
1961—1980 гг.						
Наименьшая сумма холода	1	45	261	366	389	389
Год	1972	1972	1966	1966	1966	1965/66
Наибольшая сумма холода	92	385	979	1351	1505	1505
Год	1977	1977	1977	1969, 1977	1969	1969

Зимы «нарушенного» периода по степени суровости стали холоднее в среднем на 200°С (табл. 4). Так, в самую теплую зиму «естественного» периода (1957/58 г.) сумма холода равна 188°С [7], а «нарушенного» — 389°С (1965/66 г.), в самую холодную зиму соответственно — 1303°С (1950/51 г.) и 1505°С (1968/69 г.). В связи с этим несколько изменился и ледовый режим, о чем свидетельствуют данные, помещенные в табл. 5 и 6.

В зимы «нарушенного» периода устойчивый молодой лед в среднем для всего моря появляется на 12—23 дня позже, чем в зимы «естественного» периода (табл. 5). Полное очищение ото льда в среднем для всего моря происходит на 3—8 дней раньше (табл. 5).

Среднее число дней со льдом за последние 20 лет уменьшилось во все типы зим на 3—12 дней, а наибольшая толщина льда увеличилась, особенно в суровые зимы (табл. 6).

Ледовый покров на Аральском море образуется ежегодно и создает серьезные затруднения для навигации, прибрежного гидро-

Средние даты начала замерзания и очищения ото льда

Таблица 5

Пункт	Начало замерзания					
	до 1961 г.			после 1961 г.		
	С	У	М	С	У	М
Аральское море	19 XI	24 XI	27 XI	5 XII	3 XII	18 XII
Баян (Узун-Каир)	19 XI	5 XII	30 XI	13 XII	10 XII	12 I
Барса-Кельмес	6 XII	25 XII	23 XI	29 XII	31 XII	20 I
Уялы	26 XI	19 XII	22 I	8 XII	25 XII	10 I
о. Лазарева (Тигровый)	1 XII	16 XII	24 I	9 I	22 I	8 II
Все море	26 XI	12 XII	1 I	19 XII	24 XII	14 I

Пункт	Очищение ото льда					
	до 1961 г.			после 1961 г.		
	С	У	М	С	У	М
Аральское море	17 IV	16 IV	10 IV	17 IV	13 IV	1 IV
Баян (Узун-Каир)	10 IV	11 IV	28 III	5 IV	3 IV	20 III
Барса-Кельмес	16 IV	15 IV	19 IV	13 IV	13 IV	31 III
Уялы	18 IV	31 IV	5 IV	15 IV	25 III	18 III
о. Лазарева (Тигровый)	18 IV	14 IV	16 III	16 IV	6 IV	31 III
Все море	16 IV	11 IV	3 IV	13 IV	6 IV	26 III

технического строительства и рыбного промысла. Наиболее трудными для навигации являются Малое море и восточное побережье.

В прибрежной зоне северного и северо-восточного районов моря лед появляется примерно в начале второй декады декабря вдоль западного берега в третьей декаде декабря. Колебания сроков появления льда в северной и северо-восточной части составляют один месяц, на юго-востоке и юге — полтора месяца, на западном побережье достигают двух месяцев.

В умеренные зимы, которые чаще всего наблюдаются на море, к середине декабря все бухты и заливы северного и северо-восточ-

Таблица 6

Данные ледовых явлений в различные по степени суровости зимы

Пункт	Среднее число дней со льдом						Наибольшая толщина льда, см					
	до 1961 г.			после 1961 г.			до 1961 г.			после 1961 г.		
	С	У	М	С	У	М	С	У	М	С	У	М
Аральское море	150	153	132	148	149	132	100	71	45	113	76	56
Баян (Узун-Каир)	142	131	120	122	119	91	75	61	48	88	61	43
Барса-Кельмес	126	107	63	111	102	87	90	60	22	93	62	33
Уялы	122	103	94	121	102	—	66	42	27	98	53	28
о. Лазарева (Тигровый)	128	108	64	106	92	56	76	48	25	74	43	19
Все море	134	120	95	122	113	92	82	56	33	93	59	36

ного побережья покрываются припаем шириной до 10—15 км. К январю припай распространяется на все Малое море и вдоль восточного и южного побережья. В середине февраля все море покрыто устойчивым припаем. Максимальной толщины припай достигает в феврале, иногда в марте, примерно через месяц после наступления минимальной температуры воздуха. Самый мощный припай образуется в северной части моря и достигает 65—70 см. На широте ГМС Уялы толщина припая уменьшается до 45—50 см, а на юге не превышает 35—45 см. В суровые зимы мощность припая в Малом море может достигать 1 м.

Распределение плавучего льда в открытой части моря в основном определяется режимом ветра. Так, под влиянием северо-восточных и восточных ветров возможно большое скопление льда в южной части моря.

Процессы весеннего разрушения льда начинаются в среднем во второй половине марта. В конце марта припай разрушается повсеместно на юге и западе, в первой декаде апреля и в северной части моря. Однако в годы с холодной весной на отдельных участках северного и восточного побережий он может сохраняться до 20—25 апреля. Полное очищение ото льда происходит в начале апреля, на юге, юго-востоке и севере — в середине апреля.

Сопоставление ледового режима за рассматриваемые периоды позволило выявить, что в «нарушенный» период увеличилась толщина ледяного покрова, лед образуется позже и разрушается быстрее, а метеорологические условия практически не изменились, поэтому есть основание считать, что ледовый режим моря изменился из-за резкого падения уровня и связанного с ним уменьшения объема водной массы от 1000 до 800 км³. Действительно, одновременно с уменьшением объема воды увеличилась соленость от 10 до 19‰ и более, в результате чего произошло понижение температуры замерзания водной массы моря от $-0,53^{\circ}\text{C}$ (при солености 10‰) до $-1,09^{\circ}\text{C}$ (при солености 20‰). Эти значения температуры получены по формуле Ганзека и позволяют объяснить позднее замерзание и раннее очищение ото льда Аральского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас льдов Аральского моря. — Ташкент: ФОЛ УГМС УзССР, 1970. — 64 с.
2. Житомирская О. М. Климатическое описание района Аральского моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 67 с.
3. Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. — М.: Изд-во МГУ, 1975. — 272 с.
4. Купецкий В. Н. Замерзает ли Аральское море? — Изв. ВГО, 1959, т. 91, вып. 6, с. 542—546.
5. Оганесян В. В. Особенности ледового режима Аральского моря и возможности его прогнозирования. — Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 123—130.
6. Ромашин В. С. Ледовые авиационные разведки на Аральском море. — Труды ин-та матем. и механ. АН УзССР, 1955, вып. 6, с. 37—46.
7. Сачкова Н. А. О ледовых условиях на Аральском море. — Труды НИИАК, 1965, вып. 17, с. 37—43.

8. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР. — М.: Гидрометеоиздат, 1972, — 236 с.
9. Справочник основных гидрологических характеристик по Аральскому морю. — Ташкент: ФОЛ УГМС УзССР, 1972. — 96 с.
10. Темников С. Н. Ледовитость и суровость зим на Аральском море. — Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 75—81.

Е. И. КОЛЕСНИКОВ, В. И. ПОПОВ

РЕЖИМ СНЕЖНЫХ ЛАВИН В НИЗКОГОРЬЯХ ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И МЕТОДЫ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Алтайская горная система относится к особо лавиноопасным районам Советского Союза [6, 11, 12]. На ее территории встречаются все категории лавиноопасных участков, а также существует большое разнообразие генетических типов лавин. В значительной мере эта характеристика правдива и для казахстанской части региона — Рудного или Западного Алтая.

Важность лавинных исследований в данном районе становится более актуальной в связи с интенсификацией различных отраслей народного хозяйства (горнодобывающей, лесной и др.). За последние 25 лет здесь наблюдалось 7 лавиноактивных зим, причем в 1965/66, 1968/69, 1976/77 гг. массовый сход лавин приобретал катастрофический характер.

Авторы работы [7] различают на Алтае три типа рельефа — альпийский (2000—4500 м), среднегорный (1000—2000 м) и низкогорный (200—1000 м), которые характеризуются различной степенью лавинной опасности. Они определили следующие градации лавинной опасности:

а) исключительная лавинная опасность (сход лавин наблюдается ежегодно, в отдельных очагах несколько раз за зиму);

б) значительная лавинная опасность (единичные лавины сходят ежегодно, не менее одного раза в 5 лет наблюдается массовый сход лавин);

в) средняя лавинная опасность (сход лавин отмечается в отдельных очагах ежегодно, массовый сход лавин — не чаще одного раза в 10—15 лет);

г) незначительная лавинная опасность (отдельные маломощные лавины сходят в исключительно многоснежные зимы).

В данной работе рассматривается низкогорная и, частично, среднегорная части Западного Алтая, на территории которого лавиноопасные участки пересекаются автомобильными и железными дорогами, соединяющими города Усть-Каменогорск, Лениногорск, Зыряновск и Серебрянск. Лавиноопасные участки имеют всхолмленный крутосклонный рельеф, характеризуются преимущественно средней и значительной лавинной опасностью. Несмотря на это при экстремальной обстановке (например, в феврале 1977 г.) лавинная опасность приобретает катастрофический характер. Исключитель-

ная лавинная опасность отмечается только в среднегорном поясе бассейна р. Громотуха, и может оказывать пагубные последствия на водоснабжение г. Лениногорска.

Следует отметить, что в настоящее время здесь используются все меры противолавинной защиты. Однако инженерные сооружения единичны и не завершены, а прогнозирование носит характер фоновой оценки, которая часто является причиной неоправданных простоев транспорта. Более или менее успешно и регулярно применяется только профилактический сброс лавин. В то же время оперативное проведение этих мероприятий на большой территории также затруднительно. По-видимому, наибольший эффект, максимально снижающий простой транспорта и степень риска, могут иметь только надежные методы прогноза в комплексе с профилактикой, так как инженерная защита очень дорогостоящая.

В данной работе изложены методы прогноза основных генетических типов лавин для конкретных низкогорных районов Западного Алтая. При их разработке использованы достаточно достоверные сведения о сходе лавин на участках железных дорог Усть-Каменогорск—Лениногорск, Усть-Каменогорск—Зыряновск, автодороги Усть-Каменогорск—Серебрянск, данные полевых наблюдений за лавинами на снегомерном маршруте в бассейне р. Ульба, на снеговоланной станции Серебрянск и др. Перечисленные данные сопоставлялись с метеорологической обстановкой на ближайших метеостанциях.

В отличие от других горных районов Казахстана, имеющих определенное простирание, Западный Алтай представляет собой систему разноориентированных хребтов или останцевых поднятий, чередующихся с межгорными котловинами. Для него характерна чрезвычайная пестрота климатических условий и связанных с ними условий лавинообразования. Это затрудняет разработку единой прогностической методики для всего региона, поэтому нами выделены три самостоятельных района, существенно отличающихся по генетическим типам лавин, и определены критерии лавинообразования по опорным метеостанциям Зыряновск, Лениногорск, Бухтарма, значительно удаленных друг от друга.

В табл. 1 представлены некоторые характеристики, показывающие разнообразие климатических условий в различных районах Западного Алтая. Контрасты еще более значительны за пределами опорных станций. Например, на плато хребта, у подножия которого расположен г. Лениногорск, высота снега ежегодно достигает 3—4 м и более [8, 10], хотя на метеоплощадке она чаще всего не превышает 1 м. По обобщенным метеоданным, приведенным в табл. 1, район Зыряновска характеризуется антициклональной погодой со штилевым режимом выпадения осадков. Следовательно, здесь должны доминировать лавины свежеснежного типа и лавины, вызванные процессами перекристаллизации. Напротив, в районах Лениногорска и Серебрянска (Бухтарма) наблюдаются значительные скорости ветра и поэтому должны преобладать лавины метелевого типа. Однако детальный анализ метеоусловий в пе-

Таблица 1

Среднемноголетние значения метеорологических элементов по опорным метеостанциям Западного Алтая

Станция	Н м абс	Месяц					
		XI	XII	I	II	III	IV
Температура воздуха, °С							
Зырянск	457	-11,6	-20,3	-23,8	-22,0	-13,9	-0,7
Бухтарма	373	-7,6	-16,0	-18,3	-16,0	-9,6	3,3
Лениногорск	809	-7,8	-12,2	-12,9	-12,7	-7,3	2,1
СЛС Серебрянск	530	-6,7	-13,8	-17,5	-16,2	-8,5	3,5
Скорость ветра, м/с							
Зырянск	457	0,6	0,4	0,3	0,3	0,5	1,0
Бухтарма	373	2,7	3,4	4,0	3,2	3,0	3,0
Лениногорск	809	3,0	3,1	2,6	2,4	2,9	2,8
СЛС Серебрянск	530	—	—	—	—	—	—
Высота снежного покрова, см							
Зырянск	457		42	59	71	76	
Бухтарма	373	3	22	33	40	35	6,3
Лениногорск	809	15	27	36	43	40	10
СЛС Серебрянск	530		44	60	76	79	
Осадки, мм							
Зырянск	457	57	56	41	29	30	38
Бухтарма	373	45	35	21	22	31	32
Лениногорск	809	43	26	14	11	20	45
СЛС Серебрянск	530	56	54	40	50	19	58

Примечания:

1. Высота снежного покрова подсчитана из средних декадных значений по постоянным рейкам за 1960—1980 гг. для снеголавинной станции (СЛС) Серебрянск — за 1970—1980 гг.

2. Значения температуры воздуха, осадков и скоростей ветра взяты из климатических справочников (скорости ветра по станции Лениногорск подсчитаны по метеорологическим таблицам ТМ-1 за 1960—1980 гг., а все элементы для СЛС Серебрянск — за 1970—1980 гг.).

риоды лавинообразования позволил выявить и другие генетические типы лавин.

Данные повторяемости лавин различных типов приведены в табл. 2. Они свидетельствуют о том, что в низкогорьях Западного Алтая преобладают лавины свежеснежного типа (при слабых ветрах) и метелевые (при общих и низовых метелях), а сход лавин, связанных с выпадением осадков, составляет 83—91%. Для района Зырянска количество лавин, отнесенных к метелевому типу, возможно завышено, так как в большинстве случаев при их сходе количество выпавших осадков достигало или даже превышало критическую величину для лавин свежеснежного типа. В то же время метели в этом районе характеризуются кратковременностью (2—4 ч).

Количество лавин сублимационного диафореза (перекристаллизационных) также следует считать приближенным. К ним отнесе-

Таблица 2

Распределение лавин разного генезиса по месяцам (%)
за 1966—1978 гг.

Тип лавин и их характеристика	Повторяемость, % от общего числа лавин	Месяц					
		XI	XII	I	II	III	IV
Бухтарма							
Свежевыпавший снег	25,5	7,7	11,6	26,9	26,9	26,9	—
Метелевые	61,7	7,9	22,2	15,9	28,6	25,4	—
Сублимационный	9,8	—	20,0	70,0	10,0	—	—
диафторез							
Адвекционные	2,7	—	—	—	—	60,0	40,0
Средняя повторяемость лавин:							
дни		0,13	0,58	1,08	1,75	1,12	0,11
%		2,1	12,1	23,1	37,2	24,0	1,5
Лениногорск							
Свежевыпавший снег	12,5	10,0	10,0	50,0	10,0	20,0	—
Метелевые	70,2	3,6	12,5	32,1	28,6	19,6	3,6
Сублимационный	6,2	—	20,0	20,0	60,0	—	—
диафторез							
Адвекционные	11,1	—	—	—	—	55,5	44,5
Средняя повторяемость лавин:							
дни		0,23	0,69	1,85	1,54	1,38	0,46
%		3,7	11,3	30,0	25,0	22,5	7,5
Зыряновск							
Свежевыпавший снег	77,0	2,0	8,0	28,0	38,0	24,0	—
Метелевые	13,8	11,1	11,1	22,2	33,3	22,3	—
Сублимационный	7,7	—	10,0	30,0	10,0	—	—
диафторез							
Адвекционные	1,5	—	—	—	—	40,0	60,0
Средняя повторяемость лавин:							
дни		0,10	0,58	0,69	1,69	1,21	0,16
%		2,4	13,1	15,5	38,1	27,4	3,6

ны все лавины, сход которых происходил при резких изменениях отрицательных температур воздуха, хотя в отдельных случаях при этих условиях он вызван случайными искусственными воздействиями или влиянием других второстепенных факторов.

Абсолютное большинство лавин (90—95%) в низкогорьях Западного Алтая приходится на период декабрь—март. Наибольшая лавинная активность отмечается в феврале (до 38% всего количества лавин за зиму).

Характерной особенностью лавинного режима в низкогорьях Алтая является редкая повторяемость схода мокрых лавин в весенний период (за исключением района Лениногорска, тяготеющего к среднегорному поясу). Это связано с особенностями режима ла-

винообразования вообще (более 90% лавин в холодный период), ветровым перераспределением снега и характером подстилающей поверхности (заросли кустарника в лавиносборах), повышающим устойчивость к весне снежного покрова, уже сильно нарушенного зимними лавинами. Поэтому хотя в марте наблюдается много лавин, по температурному режиму (табл. 1) они относятся еще к зимним лавинам.

Таким образом, первоочередной задачей является разработка методов прогноза лавин свежевыпавшего снега и метелевых, доминирующих в низкогорьях Западного Алтая.

Для определения критериев возникновения лавин свежевыпавшего снега были построены графики связи высоты «старого» снега

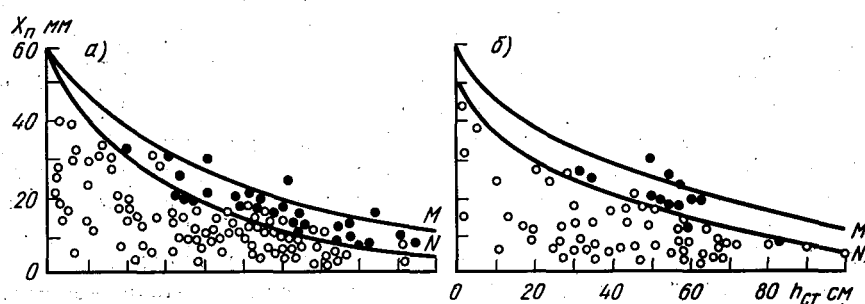
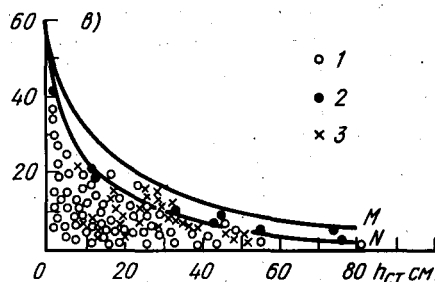


Рис. 1. Связь критических сумм осадков X_p , необходимых для схода лавин с высотой снега $h_{ст}$ перед снегопадом:

a — метеостанция Зырянвск, *б* — снеголавинная станция Серебрянск, *в* — метеостанция Лениногорск; 1 — лавины не сходили, 2 — лавины сходили, 3 — сход лавин при метелях с выпадением осадков; *N* — кривая начальных условий лавинообразования, *M* — кривая условий массового схода лавин



перед началом снегопадов по опорным метеостанциям с минимальной суммой осадков, необходимой для схода лавин (рис. 1), аналогичные графику в работе [15]. По мнению авторов, из всех региональных методик прогноза лавин свежевыпавшего снега наилучшую физическую обоснованность имеет упомянутая методика, которая успешно применяется в других горных районах Казахстана, хотя положение кривых на прогностических графиках существенно различается.

При построении графиков, приведенных на рис. 1, за лавиноопасный период принималась такая ситуация, когда отмечался сход хотя бы одной небольшой лавины на транспортные магистрали или в окрестностях указанных городов (мелкие подвижки снега на склонах, окатыши на графиках учтены как случаи без схода лавин). Сумма выпавших осадков определялась за периоды, в тече-

ние которых перерывы между отдельными снегопадами не превышали одни сутки. В противном случае высота снега находилась на дату начала первого снегопада, наблюдавшегося после перерыва. Следует отметить также, что при построении графиков, приведенных на рис. 1 а и б использовались данные, соответствующие случаям выпадения осадков со сходом или без схода лавин при отсутствии метелей, поэтому эти графики пригодны только для прогноза свежевыпавшего снега при отсутствии метелей. На рис. 1 в показаны все случаи схода лавин, включая метелевые.

Каждый график пригоден для прогноза лавин только на определенной территории: рис. 1 а — участок железной дороги Усть-Каменогорск—Зыряновск; район поселков Зубовска, Лесная Пристань, Богатырево, Путинцево; рис. 1 б — автодороги Усть-Каменогорск—Серебрянск, железная дорога Усть-Каменогорск—Зыряновск и окрестности г. Серебрянска; рис. 1 в — вдоль железной и автомобильной дорог Усть-Каменогорск—Лениногорск, в бассейнах р. Громотухи и верхнего течения р. Убы (Гусляковское и другие месторождения полезных ископаемых).

Прогностический график на рис. 1 а уже несколько лет используется в оперативно-информационной работе снеголавинной станции Серебрянск и дает хорошую оправдываемость. Разграничивающие кривые на рис. 1 б, в построены по расчетным формулам [5] с последующим нанесением незначительной корректировкой по фактическим данным. В связи с тем что в районе Лениногорска доминируют лавины метелевого типа (табл. 2), на рис. 1 в выделены только 9 случаев схода лавин без метелей, но они достаточно четко подтверждают критерии возникновения лавин свежевыпавшего снега в этом районе.

В табл. 3 дана оценка прогностических графиков, которая характеризует степень надежности использования их для практических целей. По районам метеостанций Бухтарма и Зыряновск сведения о лавинах и других метеоданных даны за период 1959—1978 гг., по району метеостанции Лениногорск — за период 1966—1978 гг. Следует отметить, что при оценке графиков, приведенных на рис. 1 а, б, в учитывались только лавины свежевыпавшего снега.

Способ прогнозирования по приведенным графикам сводится к следующему:

1. В зависимости от складывающейся снеголавинной обстановки в том или ином районе низкогорий Западного Алтая выбирается соответствующий прогностический график.

2. По постоянным снегомерным рейкам на площадках опорных метеостанций определяется высота «старого» снега перед началом снегопада и по разграничивающим кривым на графиках определяется критическая величина осадков X_n (мм), необходимая для схода лавин.

3. За первые три часа наблюдений определяется средняя интенсивность выпадения осадков ($i_{0,3}$ мм/ч), которая в дальнейшем должна корректироваться.

Таблица 3

Результаты оценки прогностических графиков

№ рисунка	n_{11}	n_{12}	n_{13}	n_{14}	n_{15}	n_{16}	n_{17}	n_{18}	n_{19}	n_{20}	n_{21}	n	H	Q	P	N
1 а	33	9	2	82	35	91	42	84	126	0,80	0,76	91	94			
1 б	13	3	2	50	15	53	16	52	68	0,80	0,77	93	87			
1 в	9	5	1	50	10	55	14	51	65	0,70	0,62	91	90			
2 (1)	12	6	1	40	13	46	18	41	59	0,69	0,65	88	92			
2 (2)	32	6	3	46	35	52	38	49	87	0,80	0,78	90	91			
2 (3)	8	3	0	14	8	17	11	14	25	0,75	0,62	88	100			
2 (4)	13	12	1	30	14	42	25	31	56	0,51	0,49	77	93			
2 (5)	28	13	1	32	29	45	41	33	74	0,63	0,65	81	96			
2 (6)	13	4	0	9	13	13	17	9	26	0,70	0,76	85	100			
3 (а)	7	2	1	15	8	17	9	16	25	0,73	0,72	88	87			
3 (б)	14	4	1	11	15	15	18	12	30	0,67	0,70	83	93			
3 (в)	7	2	1	8	8	10	9	9	18	0,67	0,67	83	87			
3 (г)	15	6	2	16	17	22	21	18	39	0,58	0,60	79	88			
3 (д)	5	3	0	14	5	17	8	14	22	0,67	0,62	86	100			
3 (е)	15	4	2	8	17	12	19	10	29	0,55	0,59	79	88			

Примечание. n_{11} — число случаев со сходом лавин в соответствующем секторе графика; n_{12} — число случаев без схода лавин в соответствующем секторе; n_{13} — число случаев со сходом лавин в несоответствующем секторе; n_{14} — число случаев без схода лавин в несоответствующем секторе (остальные значения в подтитлах по таблице сопряженности в [2]); P — обеспеченность прогностического графика (%), равная $\frac{n_{11} + n_{12}}{n}$; N — степень предупредительности случаев схода лавин (%), равная $\frac{n_{11}}{n_{11} + n_{12}}$; H и Q — соответственно критерии

Н. А. Багрова и А. М. Обухова [2].

4. Расчет времени наступления лавинной опасности производится по формуле

$$T_n = \frac{X_n}{i_{oc}}$$

Штормовое предупреждение о начале лавиноопасного периода при $X_n \leq 8-10$ мм и $i_{oc} \geq 1$ мм/ч может передаваться вскоре после начала снегопада. При значительной величине X_n (10—20 мм) объявлять опасность целесообразно за 3—5 ч до момента накопления критической величины X_n . Такая стратегия позволяет свести к минимуму неоправданные простои транспорта на важных магистралях и вызвана тем, что в настоящее время отсутствует надежная методика прогноза количества осадков.

Таблица 4

Станция	Месяц						Год
	XI	XII	I	II	III	IV	
Основные сведения о метелях							
Число дней с метелями							
Лениногорск	4	6	5	4	4	0,9	24
Бухтарма	3	4	3	4	4	0,2	18
Зыряновск	1	2	0,8	1	2	0,4	7
Наибольшее число дней с метелью							
Лениногорск	12	20	16	12	13	5	42
Зыряновск	3	5	4	5	6	2	13
Число дней с поземком							
Лениногорск	0,7	1	2	0,9	1	0,03	6
Зыряновск	0,9	0,8	0,7	0,4	0,9	0,2	4
Продолжительность метелей (ч) и в день с метелью (средняя)							
Лениногорск	30	60	49	41	34	5	8,5
Бухтарма							6,9
Зыряновск							2,7

Разграничивающие кривые на графиках характеризуют условия возникновения первых лавин, сошедших преимущественно в наиболее активных индикаторных лавиноборах. Если выпавшие осадки близки к критической величине, то наблюдается сход локальных лавин малого объема. При сумме осадков, значительно превышающей их критическую величину, лавинообразование принимает массовый характер, а лавины достигают больших размеров. Условия массового схода лавин на графиках характеризуют верхние кривые, проведенные по фактическим данным.

Таблица 5

Повторяемость различных скоростей ветра при метелях (%)
и их средние максимальные значения

Станция	Скорость ветра, м/с						Средняя максимальная скорость ветра, м/с	
	<6	6-9	10-13	14-17	18-20	>20	за все метели	в дни с лавинами
Лениногорск	6,3	26,6	29,6	24,3	9,3	3,9	12,8	14,0
Бухтарма	6,4	29,9	42,2	16,5	5,5	0,1	11,1	11,6
Зыряновск	0,2	33,3	37,0	13,5	16,0	—	9,1	9,9

Таблица 6

Повторяемость схода лавин при метелях

Станция	Характеристика	Скорость ветра, м/с						Всего
		<6	6-9	10-13	14-17	18-20	>20	
Бухтарма	Количество метелей	10	57	78	22	5	—	172
Лениногорск		7	18	39	22	29	16	131
Зыряновск		8	25	30	11	8	5	87
Бухтарма	Количество метелей со сходом лавин	2	14	31	12	2	—	61
Лениногорск		0	8	17	5	17	7	54
Зыряновск		2	8	15	6	2	2	35
Бухтарма	% от общего числа дней с метелевыми лавинами	3,3	22,9	50,8	19,7	3,3	—	35,5
Лениногорск		0	14,7	31,5	9,3	31,5	13,0	41,2
Зыряновск		5,7	22,8	42,9	17,2	5,7	5,7	40,2
Бухтарма	Средняя продолжительность метелей, ч	5,8	9,0	9,2	9,1	3,0	—	7,2
Лениногорск		4,4	9,6	14,7	10,8	16,7	12,7	11,3
Зыряновск		2,5	2,1	3,4	3,0	3,2	2,0	2,7
Бухтарма	Средняя продолжительность метелей в дни со сходом лавин	4,0	10,8	9,5	8,0	4,5	—	7,8
Лениногорск		—	8,9	14,5	8,5	17,2	16,5	13,1
Зыряновск		3,0	2,3	3,8	4,1	3,0	1,6	3,0

Окончание лавиноопасного периода объявляется после окончания снегопада и проведения профилактических мероприятий (искусственных сбросов лавин и расчистки лавинных завалов на дорогах).

Периоды катастрофического лавинообразования в Западном Алтае связаны с интенсивными метелями — явлением, типичным для большинства районов данного региона. Наибольшее количество метелей наблюдается в районе г. Лениногорска (табл. 4), а меньше всего в районе Зыряновска. По многим характеристикам (табл. 1, 4, 5, 6) отмечается сходство между районами Лениногорска и Серебрянска. Однако по продолжительности отдельных метелей и максимальной скорости ветра район Лениногорска значи-

тельно превосходит другие территории Западного Алтая. Здесь нередки почти непрерывные метели продолжительностью 2—3, максимум до 5 сут, а скорость ветра часто достигает ураганной силы. Наибольшее количество дней с метелями приходится на декабрь—январь, несколько меньше — на февраль и март. Однако именно к этому времени формируются максимальные снегозапасы в лавиносборах (табл. 2) и возрастает лавинная активность. Что касается метелей без выпадения осадков, то они наблюдались в районе Лениногорска 32 раза, Бухтармы — 30 раз, Зыряновска — 2 раза, причем в районах Лениногорска и Бухтармы они вызвали сход лавин соответственно в четырех и трех случаях.

Анализ материалов наблюдений показал, что далеко не каждая метель может создать лавиноопасную обстановку. В ноябре, например, даже продолжительные метели с выпадением обильных осадков редко вызывают сход лавин, а в феврале он возможен даже при кратковременных, но интенсивных низовых метелях. Только 35—41% метелей сопровождается сходом снежных лавин (табл. 6). Абсолютное большинство метелей и вызванных ими лавин в районах Зыряновска и Бухтармы наблюдается при скоростях ветра V в пределах 6—17 м/с, а в районе Лениногорска — 10—20 м/с и более. При слабых метелях с выпадением осадков ($V < 6$ м/с) лавины сходят редко и только в период максимальных снегозапасов в феврале—марте, низовые метели в этот период вызывают сход лавин при больших скоростях ветра. Низовые метели без выпадения осадков в районах Бухтармы, Лениногорска и Зыряновска составляют соответственно 17, 24 и 2% от общего числа зарегистрированных метелей, причем только в 10—12% случаев со сходом лавин. Средние максимальные скорости ветра по станциям при метелях со сходом лавин (10—14 м/с) несущественно больше средних величин за все метели (9—13 м/с), а по средней продолжительности метелей различия достигают 3—13 ч.

Таким образом, основными факторами лавинообразования при метелях являются: количество атмосферных осадков, продолжительность метелей и максимальная скорость ветра. В комплексе они характеризуют метелевой снегоперенос — важнейший прогностический критерий для лавин данного типа. Не менее важным фактором является высота «старого» снега. Это доказывается тем, что в феврале и марте лавинообразование происходит при значительно меньших значениях основных характеристик (X_n, V_{max}, T_m), чем в начале зимы.

Перечисленные факторы использованы при разработке методов прогноза метелевых лавин в низкогорьях Западного Алтая. Попытка косвенного определения метелевого переноса, как изложено в работах [1, 9], не дала удовлетворительных результатов из-за ненадежности данных о плотности снега и скорости ветра. Сведений, приведенных в работе [4], недостаточно для разработки метода прогноза лавин для рассматриваемого района.

На рис. 2, 3 представлены совмещенные прогностические графики для различных районов низкогорий Западного Алтая. Оценка

степени их надежности приведена в табл. 3. Для построения прогнозических графиков производилось распределение метелей по трем-четырем градациям максимальных скоростей ветра, опреде-

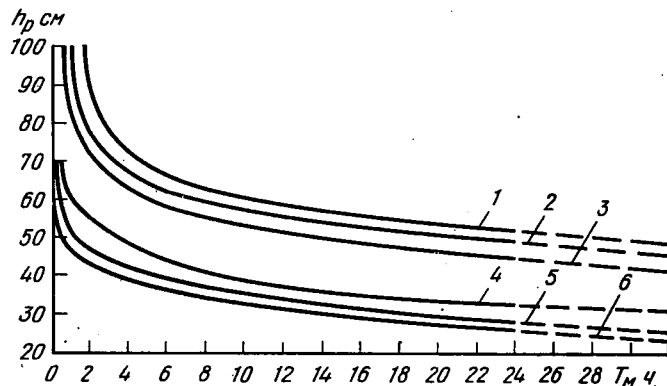


Рис. 2. Номограмма для расчета начала лавноопасного периода при метелях по данным наблюдений на снеговальной станции Серебрянск (1, 2, 3) и метеостанций Бухтарма (4, 5, 6):

1, 4 — при $V = 6 \div 9$ м/с; 2, 5 — при $V = 10 \div 13$ м/с; 3, 6 — при $V = 14 \div 17$ м/с

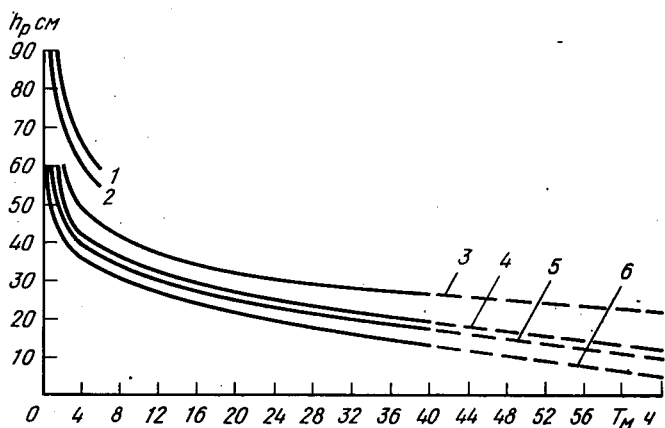


Рис. 3. Номограмма для расчета начала лавноопасного периода при метелях по данным наблюдений на метеостанциях Зырянск (1, 2) и Лениногорск (3, 4, 5, 6):

3 — при $V = 6 \div 9$ м/с; 1, 4 — при $V = 10 \div 13$ м/с; 2, 5 — при $V = 14 \div 17$ м/с; 6 — при $V > 18$ м/с

ленных по флюгеру, с учетом наличия или отсутствия лавин. При этом если перерывы между метелями, не сопровождавшимися сходом лавин, не превышали одни сутки, то продолжительности таких метелей суммировались, т. е. считалось, что наблюдалась одна ме-

тель. Аналогично определялась величина выпавших осадков во время снегопадов, следовавших друг за другом с интервалом менее суток. В случаях схода лавин периоды суммирования осадков и продолжительности метелей ограничивались датами схода лавин. Все необходимые для систематизации выборки производились из метеорологических таблиц ТМ-1 по опорным станциям. Из этих же таблиц взяты данные о высоте снега $h_{ст}$ на метеоплощадках перед началом метелей.

В качестве одного из критериев (h_p), характеризующих условия образования лавин в периоды метелей, принята сумма $h_{ст} + x$. По физическому смыслу она соответствует высоте снега, получаемой в результате учета различной степени влияния «старого» и свежавыпавшего снега, а численно равна сумме высоты снега перед началом метели (см) и величины осадков (мм), выпавших во время метели. В качестве второго критерия принята продолжительность метели T_m .

Сплошные линии на рис. 2 и 3 проведены между точками, соответствующими благоприятным и неблагоприятным условиям для схода лавин при различных градациях скоростей ветра (соответственно верхняя и нижняя части графиков). Пунктирные линии экстраполированы на отдельные точки. В целом достаточно четко прослеживаются некоторые пороговые значения h_p , которые в зависимости от скорости ветра варьируют в пределах 30—35 см для района Бухтармы, 20—30 см для района Лениногорска и 50—60 см для района Серебрянска. Ниже пороговых значений h_p сход лавин возможен, как упоминалось ранее только при сильных ($V > 18$ м/с) и продолжительных ($T_m > 2$ сут) метелях. Пороговые значения ветрового снеготранспорта отмечаются также в Хибинах, исключительно метелевым районе страны [1, 9].

Для построения графиков рис. 2 использованы материалы наблюдений на снеголавинной станции Серебрянск за 1971—1980 гг. и данные за период 1959—1970 гг., восстановленные по графикам связи с метеостанцией Бухтарма. Этот график наряду с рис. 2 (4, 5, 6) может служить для прогнозирования лавин в районе автодороги Усть-Каменогорск—Серебрянск. Расчетное время начала лавиноопасного периода по обоим графикам получается одинаковым. Например, если на метеостанции Бухтарма $h_{ст} = 20$ см, $X_{ст} = 15$ мм, $V = 15$ м/с; на метеоплощадке снеголавинной станции Серебрянск $h_{ст} = 35$ см, $X = 20$ мм, то расчетное время по обоим графикам составляет 8 ч.

Начало лавиноопасного периода (t_n) по всем графикам определяется по величине h_p , корректируемой в продолжении метели, и разграничивающей кривой для соответствующей градации максимальной скорости ветра. Расчет t_n производится от начала метели, а не от начала выпадения осадков, так как критическая величина осадков может выпасть за определенный период и при отсутствии метелей. Метели, как правило, начинаются в течение или в конце периода выпадения осадков, причем для района Лениногор-

ска существует связь $T_{ос} = 0,7 T_m$, где $T_{ос}$ — продолжительность выпадения осадков, ч; T_m — продолжительность метели, ч.

Коэффициент корреляции этой связи равен 0,87. При отсутствии осадков расчет t_1 производится от начала метели по величине $h_{ст}$ и разграничивающей кривой соответствующей градации. Следует отметить, что сход лавин в таких случаях начинается значительно позже, чем при метелях с выпадением осадков.

В оперативно-информационной работе должны одновременно использоваться все графики, приведенные на рис. 1—3. Прогноз лавин свежавыпавшего снега (по рис. 1) необходимо давать тогда, когда осадки выпадают длительное время и не сопровождаются метелью. Если критическая величина осадков не накопилась и началась метель, при прогнозе лавин следует пользоваться рис. 2 и 3.

Срыв лавин свежавыпавшего или метелевого снега происходит, как известно, при накоплении в зоне отрыва критической снеговой нагрузки. Для лавин свежавыпавшего снега она строго зависит от

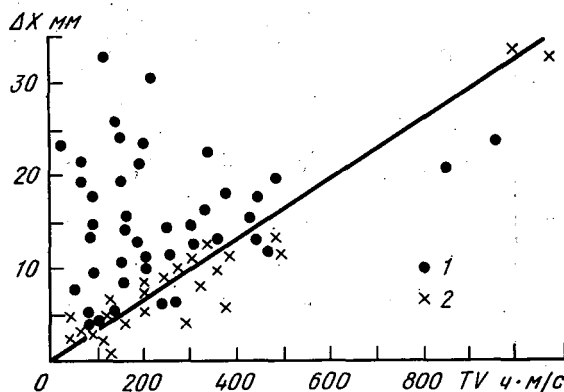


Рис. 4. Связь дефицита осадков (ΔX), необходимых для схода лавин свежавыпавшего снега и определяемых по рис. 1 σ , с характеристикой TV для метеостанции Лениногорск:

1 — лавины не сходили, 2 — лавины сходили

высоты старого снега (рис. 1 σ). Для метелевых лавин такая зависимость не прослеживается. Лавины, однако, сходят. Можно предположить, что дефицит критических осадков (Δx) восполняется за счет аккумуляции метелевого снега. Известно также, что суммарный снегоперенос зависит преимущественно от продолжительности метелей и скорости ветра [3, 14]. При отсутствии непосредственных наблюдений за снегопереносом в зоне отрыва его величину можно ориентировочно подсчитать, используя характеристику TV (произведение продолжительности метели на скорость ветра), которую ранее применил Г. Г. Харитонов [13] для Западного Тянь-Шаня. Он сопоставил TV с суммой температур за метель и получил возможность разграничить случаи со сходом и без схода лавин [9]. В данной работе для района Лениногорска величина TV сопоставля-

Сопоставление расчетного времени начала лавноопасного периода различными методами по метеостанции Леснигорск

h _{ст} см	X _п мм	X _ф мм	ΔX мм	h _{ст} +X _ф	TV	Скорость ветра, м/с			>18
						6-9	10-13	14-17	
10	—	24	3	34	90	$\frac{15}{10-15}$	$\frac{9}{6,9-10}$	$\frac{7}{5,3-6,4}$	$\frac{5}{<5}$
10	27	13	14	23	420	$\frac{64}{47-70}$	$\frac{32}{32-42}$	$\frac{27}{25-30}$	$\frac{18}{<23}$
10	—	5	22	15	660	$\frac{100}{74-110}$	$\frac{56}{51-66}$	$\frac{52}{39-47}$	$\frac{38}{<37}$
19	—	15	3	34	90	$\frac{15}{10-15}$	$\frac{9}{6,9-10}$	$\frac{7}{5,3-6,4}$	$\frac{5}{<5}$
19	18	9	9	28	270	$\frac{40}{30-45}$	$\frac{19}{21-27}$	$\frac{15}{16-19}$	$\frac{11}{<15}$
19	—	4	14	23	420	$\frac{64}{47-70}$	$\frac{32}{32-42}$	$\frac{27}{25-30}$	$\frac{18}{<23}$
23	—	13	2	36	60	$\frac{13}{6,7-10}$	$\frac{7}{4,6-6}$	$\frac{5}{3,5-4,3}$	$\frac{3}{<3,3}$
23	15	7	8	30	240	$\frac{28}{27-40}$	$\frac{14}{18-24}$	$\frac{12}{14-17}$	$\frac{9}{<13}$

23	2	13	25	390	$\frac{54}{43-65}$	$\frac{24}{30-39}$	$\frac{20}{23-28}$	$\frac{15}{<22}$
28	9	2	37	60	$\frac{12}{6,7-10}$	$\frac{7}{4,6-6}$	$\frac{5}{3,5-4,3}$	$\frac{3}{<3,3}$
28	11	6	34	150	$\frac{15}{17-25}$	$\frac{9}{11,5-15}$	$\frac{7}{8,8-10,7}$	$\frac{5}{<8}$
28	2	9	30	270	$\frac{28}{30-45}$	$\frac{14}{21-27}$	$\frac{12}{16-19}$	$\frac{9}{<15}$
35	6	1	41	30	$\frac{8,4}{3,3-5}$	$\frac{4,4}{2,3-3}$	$\frac{3}{1,8-2,1}$	$\frac{2}{<1,7}$
35	7	3	38	120	$\frac{11}{13,4-20}$	$\frac{6,7}{9,2-12}$	$\frac{5}{7,1-8,6}$	$\frac{3}{<6,7}$
35	2	5	37	150	$\frac{12}{17-25}$	$\frac{7}{11,5-15}$	$\frac{5}{8,8-10,7}$	$\frac{3}{<8}$
Среднее соотношение t_n по 2-му и 1-му методам, %.					79	104	96	128

Примечание. В числителе — 1-й метод по рис. 3, в знаменателе — 2-й метод — по рис. 4 и отношению $\frac{7V}{V}$ (max).

лась с дефицитом предполагаемого снегопереноса (ΔX), который определяется по рис. 1 в как разность между X_p (при конкретных значениях $h_{ст}$) и фактически выпавшим количеством осадков (X_f). Зависимость между ними приведена на рис. 4. Ее анализ показывает, что случаи со сходом и без схода лавин имеют четкую границу и первые достаточно тесно группируются вдоль этой границы, если ΔX не приближается к нулю. Некоторое отклонение точек, соответствующих случаям схода лавин, от осредненной прямой вызвано изменчивостью параметра V в продолжении метели за счет кратковременного усиления ветра.

С помощью рис. 4 по конкретным значениям ΔX можно найти значения характеристики TV , а из отношения ее к измеренной максимальной скорости ветра — время накопления дефицита снеговой нагрузки.

В оперативной работе целесообразно периодически дублировать расчет начала лавиноопасного периода по рис. 2—4. Если во время метели ранее измеренная максимальная скорость ветра увеличилась, то весь расчет необходимо производить по последним данным. При продолжительной метели более суток за расчетную величину V_{max} должна приниматься максимальная скорость ветра из восьми сроков наблюдений, а не абсолютная максимальная величина за сутки.

В табл. 7 приведены результаты сопоставления расчетного времени начала лавиноопасного периода, полученного обоими методами. Наилучшее совпадение ($\pm 4\%$) имеет место для случаев, когда скорости ветра равны 10—17 м/с. Если скорости ветра относятся к крайним диапазонам и характеризуются меньшим постоянством, то отклонения расчетного времени составляют 21—28%. Анализ данных табл. 7 показывает также, что хорошее совпадение результатов расчета обоими методами получается при $\Delta X \leq 10$ мм и при больших величинах ΔX и $V > 10$ м/с.

Предлагаемый метод может быть использован при отсутствии наблюдений за интенсивностью метелевого снегопереноса [1] или непосредственно за нарастанием снеговой нагрузки в лавиносборах [9, 16]. Рекомендации, изложенные в [16], сводят к минимуму погрешности измерения снеговой нагрузки и более приемлемы для детальных прогнозов, чем для региональных. Однако в них вызывает некоторое сомнение критерий лавинообразования, принятый равным 2,2—2,7 г/см² (22—27 мм) и постоянным на протяжении всей зимы независимо от ее снежности. Таким образом, в результате выполненных исследований установлено, что в низкогорных районах Западного Алтая доминируют лавины двух генетических типов — свежеснеговой и метелевой, которые совместно составляют 83—91% всех случаев схода лавин. Наиболее активно лавинная деятельность проявляется с декабря по март. В этот период сходит до 90—95% лавин. Предложенные в данной работе методы для различных районов Западного Алтая имеют обеспеченность всех прогнозов 77—93%, а степень предупрежденности случаев схода лавин составляет 87—100%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величинам метелевого переноса и температурного сжатия снега. — В кн.: Вопросы использования и борьба со снежными заносами и лавинами. М., 1956, с. 167—183.
2. Дроздовская Н. Ф., Канаев Л. А., Сезин В. М. Основные проблемы прогнозирования лавинной опасности. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 71(152), с. 35—40.
3. Дюнин А. К. Механика метелей. (Вопросы теории проектирования снегорегулирующих средств). — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — 378 с.
4. Исаков Л. М., Анфилофьев Б. А. Борьба с заносами и лавинами на железных дорогах. — Труды НИИЖТ, 1969, вып. 89, с. 106—111.
5. Колесников Е. И. Способ расчета эмпирических формул для прогноза лавин свежевыпавшего снега в малоизученных горных районах. — В кн.: Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1983.
6. Лосев К. С. Лавины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза). — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 131 с.
7. Попов В. И., Токарев А. А. О лавинной опасности гор Казахстанского Алтая. — Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 32(113), с. 192—201.
8. Попов В. И., Зайцева Л. А. О снежном покрове Западного Алтая. — Сборник работ Алма-Атинской ГМО, 1978, вып. 8, с. 3—10.
9. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 200 с.
10. Ревякин В. С., Попов В. И. Полюс снежности Алтая. — Изв. ВГО, 1976, т. 108, вып. 6, с. 550—554.
11. Ревякин В. С., Кравцова В. И. Снежный покров и лавины Алтая. — Томск: Изд-во Томского ун-та, 1977. — 215 с.
12. Тушинский Г. К. Лавиноопасные районы Советского Союза. — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 199 с.
13. Харитонов Г. Г. Условия образования лавин из метелевого снега в бассейне р. Наугазан и возможности их предсказания. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. географ. наук. Ташкент. Изд-во Ташкентского текстильного ин-та, 1968. — 24 с.
14. Ходаков В. Г. Снежный покров. — В кн.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Полярный Урал. М., Изд-во АН СССР, 1962. — 128 с.
15. Цоман В. Ш., Абдушелишвили К. Л. К методике прогноза схода лавин свежевыпавшего снега в зависимости от метеорологических факторов. — Труды ЗакНИГМИ, 1963, вып. 13, с. 97—100.
16. Judson A. Snow cover and avalanches in the high Alpine zone of western United States. — Physics of Snow and Ice. Sapporo, 1967, vol. 1, p. 2, p. 1157—1168.

Б. А. СМЕРДОВ

О РЕАКЦИИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА СОЛНЕЧНУЮ АКТИВНОСТЬ

Земная атмосфера непрерывно подвергается воздействию ряда космических факторов: корпускулярных потоков, электромагнитных излучений, магнитных и гравитационных полей. Эти факторы, имеющие галактическое, солнечное или планетарное происхождение, оказывают, по мнению многих авторов [3, 6, 8, 9, 11, 12 и др.],

значительное воздействие на циркуляцию атмосферы и протекание ряда гидрометеорологических процессов. Механизм этого воздействия в силу большой сложности остается неясным.

В данной работе делается попытка объяснить с общих позиций некоторые особенности солнечно-атмосферных связей без учета конкретных механизмов взаимодействия. Атмосферная циркуляция рассматривается как генераторный процесс, протекающий в системе атмосфера — тело Земли под воздействием энергии солнечного излучения [1, 9, 10, 14, 19, 22]. В ее составе выделяется широкий спектр колебаний с периодами от долей месяца до десятков и более лет. Эти колебания имеют разную устойчивость в пространстве и во времени [5, 6, 8—11, 13].

На основании этих предположений делается предположение, что при постоянстве потока энергии к Земле, т. е. при отсутствии возмущающих колебаний гелиокосмических факторов, можно ожидать существования в атмосфере стационарного циркуляционного процесса, когда после смены нескольких типов циркуляции колебательная система приходила бы в исходное состояние.

Подобное явление наблюдал Хайд при исследованиях поведения жидкости во вращающемся кольцевом сосуде, в котором между боковыми кольцами, имитирующими полюс и экватор, создавался перепад температуры. В жидкости возникали волны циркуляции, близкие к синусоидальным. Они периодически меняли свою форму и скорость развития, возвращаясь к начальной конфигурации по окончании цикла. Это явление имело сходство с колебаниями зонального индекса [14]. Тенденция к такой закономерности может проследиваться и в реальной атмосфере [1].

Предполагается также, что при стационарных условиях общая циркуляция складывается из простых составляющих, подобных синусоидальным волнам Россби. При этом все составляющие порождаются своими механизмами генерации, в разной степени реагирующими на изменения гелиокосмических факторов.

Пусть A — некоторый параметр, отражающий поведение отдельно взятой циркуляционной составляющей. Его изменения во времени можно описать гармонической функцией

$$A = a \sin(W_A t + \varphi_A), \quad (1)$$

где a — амплитуда колебаний параметра A , t — время, W_A — его круговая частота, φ_A — начальная фаза его колебаний.

В реальной атмосфере механизм генерации циркуляционных движений непрерывно подвергается влиянию гелиокосмических факторов. Наиболее ярко из них проявляется 11-летний цикл солнечной активности. Пусть некоторый его компонент, несущий определенную энергию, воздействует на процесс генерации гармоники. В первом приближении относительные изменения этого компонента во времени могут быть описаны выражением

$$U = \sin(W_U t + \varphi_U), \quad (2)$$

где W_U — круговая частота колебаний фактора U солнечной активности, t — время, φ_U — начальная фаза колебаний U .

Можно назвать ряд типов генераторов, изменения энергии питания которых приводят (если не приняты специальные меры) к изменениям амплитуды и частоты генерируемых ими колебаний. По аналогии с такими генераторами предполагается, что и рассматриваемая гармоническая составляющая циркуляции (1) под воздействием фактора U будет изменять амплитуду и частоту своих колебаний, т. е.

$$A(U) = a(U) \sin(W_A t + \varphi(U)). \quad (3)$$

Зависимости амплитуды и начальной фазы колебаний от фактора U принимаются линейными:

$$a(U) = a(1 + K_a U), \quad (4)$$

$$\varphi(U) = \varphi_A + K_\varphi 2\pi U, \quad (5)$$

где K_a и K_φ — соответственно доли начальной амплитуды и периода колебаний, изменяемые воздействием фактора U .

Преобразование гармоники (1) (под воздействием фактора U) после подстановки (2), (4) и (5) в (3) выразится формулой

$$A(U) = a[1 + K_a \sin(W_U t + \varphi_U)] \sin(W_A t + \varphi_A + 2\pi K_\varphi \sin(W_U t + \varphi_U)). \quad (6)$$

Для анализа свойств функции (6) из нее можно выделить

$$\tilde{a} = a[1 + K_a \sin(W_U t + \varphi_U)], \quad (7)$$

$$\tilde{f} = f_A + 2\pi K_\varphi f_U \cos(W_U t + \varphi_U), \quad (8)$$

$$\tilde{\tau} = \frac{2\pi}{W_A + 2\pi K_\varphi W_U \cos(W_U t + \varphi_U)}, \quad (9)$$

где f_A и f_U — исходные частоты колебаний параметра A и фактора U .

Значения \tilde{a} , \tilde{f} , $\tilde{\tau}$ соответствуют по смыслу амплитуде, частоте и периоду гармонических колебаний, но в отличие от них изменяются во времени. В каждый момент времени T_i они показывают, какими были бы амплитуда, частота и период колебаний функции $A(U)$ при прекращении с этого момента изменений фактора U .

Для построения функций (2), (6)—(9) и анализа их особенностей период исходной гармоники A выбран равным году, наиболее ярко проявляющемуся во всех гидрометеорологических процессах. Период воздействующего на эту гармонику фактора U принят равным 11 годам. Остальные параметры подбирались с целью отчет-

ливого проявления на графиках особенностей поведения функций. При этом оказалось, что значения коэффициентов $K_a=0,500$ и $K_\varphi=0,875$ обеспечивают изменения исходных величин амплитуды (a) и частоты (f_A) в пределах $\pm 1,5$ раза. Результаты расчетов приведены на рис. 1.

Из анализа формул (2), (7)—(9) и соответствующих им графиков следует, что амплитуда \tilde{a} функции $A(U)$ изменяется в одной фазе с фактором U , а частота \tilde{f} и период $\tilde{\tau}$ — со сдвигом на $\pi/2$.

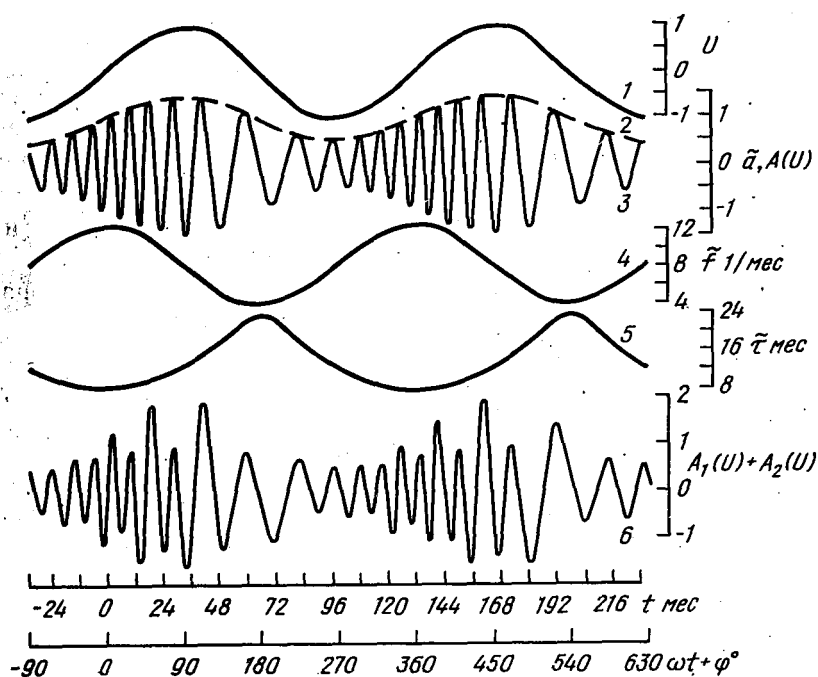


Рис. 1. Схема предполагаемого воздействия солнечной активности на простые гармоники в атмосферной циркуляции:

1 — действующий фактор U солнечной активности; 2 — амплитуда модулированных колебаний \tilde{a} ; 3 — модуляция годовой гармоники воздействием фактора U , $A(U)$; 4 — частота модулированных колебаний \tilde{f} ; 5 — период модулированных колебаний $\tilde{\tau}$; 6 — результирующая сложения гармоник с годовым и двух-летним периодами, промодулированных факторов U , $A_1(U) + A_2(U)$

Следовательно, по данной модели амплитуда циркуляционной составляющей колеблется пропорционально величине U , а частота и период — пропорционально скорости изменения U , т. е.

$$\begin{cases} \tilde{a} = \psi(U), \\ \tilde{f} = \psi\left(\frac{dU}{dt}\right). \end{cases} \quad (10)$$

Эта система уравнений выражает основные особенности элементарного акта реакции на солнечную активность простых составляющих атмосферной циркуляции, чувствительных к ее воздействию.

Анализ натуральных данных показывает, что ряд природных процессов, проявляющих зависимость от солнечной активности, можно разделить на две основные группы. У процессов первой группы изменения параметров совпадают по фазе с многолетним ходом чисел Вольфа. Это наблюдалось, например, при изучении повторяемости бурь на Байкале [22] и мощных барических образований в северном полушарии [20]. Вторую группу составляют процессы, фазы развития которых сдвинуты примерно на $\pi/2$ вперед или назад относительно фаз развития активности Солнца [15, 22]. Сюда относятся процессы формирования типов циркуляции E , C или W [8, 13], колебания температуры воды в Баренцевом море [15], повторяемость гроз в Вене [22] и др.

По данным А. П. Чижевского [22] эпидемии гриппа с XV по XX век в среднем приходились примерно на середины ветвей подъема и спада солнечной активности. В работе Г. Н. Чичасова [23] отмечается появление в годы перед и после максимума солнечной активности неустойчивых типов весен с возвратом холодов. Возможно, что сопутствующие этим веснам неустойчивые погодные условия способствовали развитию эпидемий гриппа в периоды подъема и спада солнечной активности.

В настоящее время подобный сдвиг фаз между ходом некоторых гидрометеорологических процессов и солнечной активностью объясняется влиянием компонентов солнечного излучения, получающих наибольшее развитие в периоды спада запятненности Солнца [3, 5, 17, 24], либо инерцией в механизмах передачи воздействия солнечной активности [7, 15]. Следуя рассматриваемой модели, можно предположить, что часть гидрометеорологических процессов формируется под влиянием особенностей циркуляции, определяющих амплитуду (\tilde{a}) колебаний параметра $A(U)$ — индикатора движений отдельной циркуляционной составляющей. Эти процессы условно могут быть названы амплитудно-зависимыми. Максимального развития они достигают в моменты экстремальных значений фактора U .

Другая часть гидрометеорологических процессов зависит от особенностей циркуляции, связанных с частотой \tilde{f} колебаний параметра $A(U)$. Условно их можно назвать частотно-зависимыми. Максимальное развитие таких процессов совпадает с серединами ветвей подъема или спада значений U .

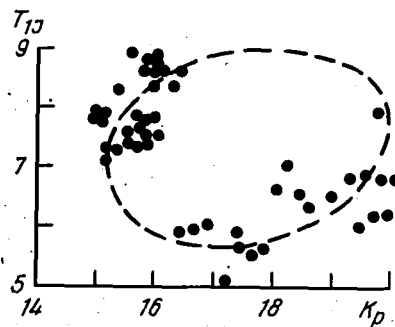
С помощью свойств частотно-зависимых процессов можно объяснить вид связи (рис. 2) между длиной периода первой гармоники T_{11} в колебаниях интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере умеренных широт американской части северного полушария и осредненными по скользящим 21-летиям значениям индекса геомагнитной возмущенности K_p . График заимствован из работы Е. В. Воробьевой [6]. Две группы точек на нем могут быть объ-

единены в одну зависимость, показанную пунктиром, на основе предположения, что короткие циклы T_{11} (нижняя группа точек) формируются на ветви подъема геомагнитной возмущенности, а длинные циклы (верхняя группа точек) — на ветви ее спада. Эллипс образуется как следствие сложения колебаний величин T_{11} и K_p с одинаковыми периодами, но со сдвигом фаз.

Подобные зависимости отмечаются также для колебаний интенсивности зонального переноса в средней тропосфере умеренных широт евразийской части северного полушария для изменчивости двухлетнего цикла [6]. Характер «частотной» зависимости обнаруживает и реакция перепада давления между Азорскими островами и Исландией на воздействие отдельной геомагнитной бури [20].

Если рассматриваемый характер воздействия гелиокосмических факторов на циркуляцию атмосферы имеет место в действительности и развит достаточно широко, то понятие «гармоника» с присущим ей постоянством периода колебания может оказаться условным или ограниченным в применении. Более подходящим в этом случае, возможно, является термин «виртуальная гармоника» и в действительности не наблюдаемый, но способный проявиться как «гармоника» в случае прекращения колебаний гелиокосмических факторов. При этом в колебаниях атмосферных процессов целесообразно искать значения их периодов и характер изменения этих периодов во времени под влиянием гелиокосмических факторов.

Рис. 2. Связь длины периода первой гармоники T_{11} в колебаниях интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере умеренных широт американской части северного полушария с индексом геомагнитной возмущенности K_p



Реальное движение атмосферы можно представить как совокупность множества взаимодействующих между собой элементарных циркуляционных составляющих, непрерывно и в разной степени меняющих амплитуду и период своих колебаний под воздействием гелиокосмических факторов. Для качественной оценки возможного результата взаимодействия таких составляющих был произведен простейший расчет их интерференции без учета сопутствующих эффектов и сил, действующих в условиях реальной атмосферы. Периоды исходных гармоник выбраны равными соответственно одному и двум годам.

Годовой период в ходе гидрометеорологических элементов выражен всюду вследствие годового хода солнечной радиации. Двухлетний период виртуальной гармоники может возникать вследствие инерции в процессе теплообмена между атмосферой и мировым

океаном. Из-за большой теплоемкости воды влияние теплового режима океана передается на следующий год. Кроме того, двухлетние периоды могут появляться под влиянием параметрического резонанса, возбуждаемого в атмосфере годовой составляющей циркуляции [19].

Для отчетливого проявления на графике качественных особенностей результирующей функции двухлетней составляющей параметров приняты $a=0,300$, $K_a=0,800$, $K_\varphi=0,525$. При выборе значений K_a и K_φ предполагалось, что синхронизация двухлетнего цикла силами инерции менее жестка, чем синхронизация годового цикла ходом солнечной радиации, и колебания двухлетнего цикла могут легче поддаваться возмущающим воздействиям внешних факторов, поэтому коэффициенты K_a и K_φ для случая воздействия фактора U на гармонику A_2 приняты большими по сравнению с их величинами для годового периода.

Результаты расчета интерференции двух гармоник приведены на рис. 1 (б). Амплитуда результирующего колебания, как и в случае одиночной гармоники (рис. 1 (а)), изменяется в основном пропорционально фактору U . В колебаниях следующих друг за другом годовых волн наблюдается чередование их размаха. Если считать приведенные на графике колебания упрощенным отображением поведения некоторой циркуляционной составляющей, то подобно известному квазидвухлетнему циклу в колебаниях ряда метеоэлементов [3, 16—18, 21 и др.] характер циркуляции варьирует с периодом около двух лет. На фазе подъема солнечной активности период циклов уменьшается, на фазе спада — увеличивается. Наиболее ярко эти циклы проявляются в периоды около максимума фактора U . При изменениях соотношений между амплитудами виртуальных гармоник и глубинами их модуляции вид результирующих колебаний может значительно изменяться, квазидвухлетние циклы — появляться или исчезать.

Порядок чередования высот частных максимумов квазидвухлетних колебаний, приведенных на рис. 1 (б), противоположен в соседних 11-летиях. Следовательно, различным будет и характер циркуляции в эти периоды. В то же время подобно 22-летним циклам в колебаниях ряда гидрометеорологических элементов [3, 5, 7, 10] он повторяется через 22 года. Такие же особенности выявлены В. А. Белязо [4] при анализе среднесуточных аномалий температуры воздуха осеннего периода для ряда арктических станций. На ветвях спада 11-летних циклов наблюдаются двухлетние колебания этих аномалий, причем в соседних 11-летиях порядок чередования знака аномалии противоположен.

Отличаемая М. Х. Байдалом [3] зависимость 22-летнего цикла от географического положения может быть объяснена изменениями в пространстве условий параметрического возбуждения [19] двухлетней составляющей циркуляции.

При минимальных значениях фактора U результирующие колебания имеют наименьшие различия в соседних 11-летиях

(рис. 1 (б)). Гидрометеорологические явления, формирующиеся в такие периоды, должны повторяться каждые 11 лет. Эта особенность проявляется, например, в повторении через 11 лет крупных засух в Центральной России [24] и Казахстане [2].

По рассматриваемой модели 22-летние циклы появляются при продолжительности периода колебаний солнечной активности, составляющей нечетное число лет. При четном числе лет характер колебаний в соседних 11-летиях является одинаковым и 22-летний цикл не проявится. Следовательно, этот цикл должен иметь зависимость от продолжительности циклов солнечной активности.

С сезонными изменениями притока солнечной радиации и характеристик подстилающей поверхности будут изменяться условия генерации виртуальных гармоник и формироваться иная частотная основа циркуляционного процесса. Происходящие при этом перемены в механизмах генерации могут приводить к изменению их чувствительности к воздействию гелиокосмических факторов, к изменению в пространстве и во времени солнечно-атмосферных связей.

Проверка рассмотренного эффекта воздействия солнечной активности на циркуляцию атмосферы возможна с помощью видоизмененного эксперимента Хайда [14], описанного ранее. При этом необходимо задать колебания температуры наружного или внутреннего кольца с периодом, находящимся в определенном отношении к периоду вращения сосуда. Изменение температуры колец можно заменить на подачу к поверхности воды в сосуде лучистого теплового потока, модулируемого обтюратором, а для лучшего его поглощения ввести в воду краситель.

Если ожидаемый эффект будет проявляться, то число циркуляционных образований должно увеличиваться или стремиться к этому характером перестройки на фазе роста теплопритока и уменьшаться на фазе его спада.

Таким образом, с помощью рассматриваемой модели показана возможность двоякого рода реакции составляющих атмосферной циркуляции на воздействие солнечной активности. Одни особенности этих составляющих изменяются пропорционально действующему фактору солнечной активности, другие — пропорционально скорости его изменения. Такой реакцией атмосферы объясняется разделение на две основные группы гидрометеорологических процессов, проявляющих зависимость от солнечной активности. Одна группа процессов изменяется пропорционально действующему фактору солнечной активности, другая — со сдвигом фазы примерно на четверть периода. При сложении годовой и двухлетней составляющих циркуляции обнаруживаются особенности результирующих колебаний, чередующиеся подобно квазидвухлетним и 22-летним циклам в многолетнем ходе некоторых гидрометеорологических элементов. Восприимчивость атмосферных процессов к воздействию гелиокосмических факторов зависит от фазы развития циркуляции. Теснота солнечно-атмосферных связей определяется частотой возникновения циркуляционных ситуаций, благоприятных проявлению этих связей. Возможность существования рас-

смотренного эффекта воздействия солнечной активности на элементарные составляющие атмосферной циркуляции может быть проверена на гидродинамической модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. — Л.: Гидрометеониздат, 1965, ч. III. — 362 с.
2. Байдал М. Х. Колебания климата Кустанайской области в XX столетии. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 155 с.
3. Байдал М. Х. Сверхдолгосрочный расчет фоновых уровней годовых и летних сумм осадков по территории Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 53, с. 3—30.
4. Белязо В. А. Связь внутримесячных колебаний температуры воздуха с солнечной активностью и ее учет в прогнозах малой заблаговременности для Арктики. — Труды ААНИИ, 1981, т. 373, с. 95—101.
5. Витгинский Ю. И. Солнце и атмосфера Земли. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 351 с.
6. Воробьева Е. В. Временные изменения продолжительности метеорологических циклов и возможные их причины. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 17—24.
7. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 343 с.
8. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменение солнечной активности. — Метеорология и гидрология, 1956, № 10, с. 3—13.
9. Дроздов О. А., Григорьева А. С. О проявлении цикличности в ходе количества атмосферных осадков на территории СССР. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 3—13.
10. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Циклические составляющие в многолетних характеристиках атмосферной циркуляции. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 14—16.
11. Дружинин И. П., Сазонов Б. И., Ягодинский В. Н. Космос—Земля. Прогнозы. — М.: Мысль, 1974. — 288 с.
12. Кокин Г. А., Рязанова Л. А., Тулинов Г. Ф. О влиянии солнечной активности на температурный режим атмосферы в полярной области. — Метеорология и гидрология, 1981, № 6, с. 105—112.
13. Логинов В. Ф. О природе полувекового цикла в тропосфере. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 25—30.
14. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Пер. с англ. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 259 с.
15. Максимов И. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Океан и космос. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 216 с.
16. Метеорология южного полушария / Под ред. Ч. У. Ньютона. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 260 с.
17. Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 35—48.
18. Погосян Х. П. О некоторых особенностях цикличности ветра в экваториальной стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с. 14—26.
19. Решетов В. Д. Циклы колебаний климата и повторений лет-аналогов в сопоставлении с проявлениями солнечно-планетарной цикличности. Физические основы изменения современного климата. Сб. 1-й. — М.: Гидрометеониздат, 1979, с. 7—15.
20. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. — Л.: Гидрометеониздат, 1964. — 131 с.
21. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 166 с.
22. Чижевский А. П. Земные эхо солнечных бурь. 2-е изд. — М.: Мысль, 1976. — 367 с.

23. Чичасов Г. Н. О прогнозе типа весен в Северном Казахстане. — Труды КазНИГМИ, 1976, вып. 57, с. 8—14.
24. Ягодинский В. Н. Космический пульс биосферы. — М.: Знание, 1975. — 144 с.

П. Ф. ЛАВРЕНТЬЕВ

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ОРОШАЕМОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ В КАЗАХСТАНЕ НА БАЗЕ МЕСТНЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

По запасам земельных ресурсов Казахстан относится к числу наиболее богатых по сравнению с другими республиками страны. По данным Института почвоведения Академии наук Казахской ССР в республике имеется 86 млн. га пахотнопригодных земель, из которых 57,5 млн. га требуют орошения, в том числе 16 млн. га без проведения сложных мелиораций. Около 26 млн. га возможных к орошению земель сосредоточено в зонах полупустынь и предгорной степи, 18 млн. га — в зоне каштановых почв сухих степей и 14 млн. га — в зоне черноземных почв северных областей.

По площади регулярного орошения Казахстан занимает третье место в стране (уступая Узбекской ССР и РСФСР), а по площади лиманного орошения и обводнения пастбищ — первое.

Площадь земель под регулярным орошением на 1 января 1981 г. превысила 2 млн. га, к 1985 г. она должна быть доведена до 2,3—2,4 млн. га. Площадь земель под лиманным орошением, не считая заливных земель в поймах рек, на начало 1981 г. составила 0,84 млн. га; к концу одиннадцатой пятилетки она достигнет порядка 1 млн. га.

Надо полагать, что освоение огромных запасов земель, требующих орошения, немисливо без привлечения больших водных масс извне.

Сопоставление располагаемых к использованию водных ресурсов, рассчитанных для года 75%-ной обеспеченности, с потребными объемами воды на нужды водопотребителей (промышленность, население городов и сельских населенных пунктов, регулярное и лиманное орошение, обводнение пастбищ, рыбное хозяйство и др.) и водопользователей, находящихся на территории республики, позволяет сделать следующие выводы*.

Потребность в воде на перспективу, представленная забором свежей воды из источников, превышает располагаемые к исполь-

* Сопоставление проведено в разрезе отдельных водохозяйственных районов: Восточный (Восточно-Казахстанская, Семипалатинская, Павлодарская области); Северный (Целиноградская, Тургайская, Кокчетавская, Северо-Казахстанская и Кустанайская области); Центральный (Джезказганская и Карагандинская области); Юго-Восточный (Галды-Курганская и Алма-Атинская области); Южный (Джамбулская, Чимкентская и Кызыл-Ординская области); Западный (Актюбинская, Уральская, Гурьевская и Мангышлакская области).

зованию местные ресурсы поверхностных и подземных вод. В отдельных водохозяйственных районах дефицит в воде будет иметь место уже на уровне 1985 г., наибольшие его значения намечаются в западном и южном районах.

По второму варианту баланса, расходная часть которого представлена безвозвратными потерями воды, дефицит в воде в ближайшей перспективе сохранится лишь в западном районе.

Кардинально решить вопрос полного удовлетворения потребности народного хозяйства республики в воде, а также обеспечения водоохранных попусков по основным речным бассейнам в обозримой и в более отдаленной перспективе возможно лишь за счет межбассейновых перебросок стока сибирских рек и Волги. Однако, учитывая грандиозность и сложность этой проблемы, вряд ли можно ожидать изменения водохозяйственной обстановки в этих районах за счет стока сибирских рек ранее 1995—2000 гг.

До осуществления переброски больших водных масс извне первоочередной задачей является более полное и экономное использование имеющихся ресурсов подземных и поверхностных вод, как формирующихся в пределах Казахской ССР, так и поступающих на ее территорию из сопредельных районов. В этой связи интересно получить ответ на вопрос: какую площадь земель можно оросить за счет местных водных ресурсов и какова динамика изменения этой величины на перспективу?

Прогнозная оценка оросительной способности произведена не на конкретные заданные годы перспективы, а на так называемые расчетные уровни. В качестве исходного уровня принят 1985 г. Для реализации рассматриваемых предложений по первому расчетному уровню потребуются ориентировочно 5—7 лет, по второму — 15—20 лет. Для каждого уровня в зависимости от принятых к использованию ресурсов подземных вод и потребных объемов воды для удовлетворения отраслей народного хозяйства расчеты выполнены в четырех вариантах (табл. 1).

Таблица 1

Расчет оросительной способности водисточников

№ варианта	Ресурсы поверхностных вод	Ресурсы подземных вод	Водопотребление
I	75%-ная обеспеченность	Утвержденные запасы по категориям $A+B+C_1+C_2$	Забор свежей воды из источников
II	То же	То же	Безвозвратные потери
III	»	Утвержденные запасы по категориям $A+B$	Забор свежей воды из источников
IV	»	То же	Безвозвратные потери

Ежегодно возобновляемые ресурсы поверхностных вод в среднем по водности год составляют 108,25 млрд. м³, из которых 60,37 формируются в пределах республики, а 47,88 млрд. м³ — за ее пределами и приносятся реками Иртыш, Или, Чу, Талас, Сырдарья, Урал и другими, более мелкими. Неравномерное распределение поверхностного стока по территории республики, резкие колебания его внутри года и из года в год, а также то обстоятельство, что значительная часть его протекает по территории Казахской ССР в виде транзитного стока, крайне осложняют использование этих ресурсов для нужд народного хозяйства.

Возможные к использованию ресурсы поверхностных вод непосредственно на территории республики определены как разность между объемом стока за год 75%-ной обеспеченности с учетом регулирующей емкости водохранилищ и объемами воды, необходимыми для полного удовлетворения потребностей водопотребителей и водопользователей, находящихся за пределами Казахской ССР, а также попусками воды для поддержания санитарного состояния водотоков и водоемов. Принятая обеспеченность соответствует водообеспеченности доминирующего потребителя воды — регулярно орошения. На эту же обеспеченность рассчитаны потребности отраслей народного хозяйства, использующих воду как среду (судоходство, рыбное хозяйство, заповедники и т. п.), а также различного рода попуски воды.

Речной сток за год 75%-ной обеспеченности с учетом регулирующей емкости водохранилищ в целом по республике рассчитан в объеме 76,76 млрд. м³, при этом 25,41 млрд. м³ приходится на восточный водохозяйственный район; 1,28 — на северный; 0,70 — на центральный; 20,92 — на юго-восточный; 21,87 — на южный и 6,58 млрд. м³ — на западный район.

Отъемы и попуски воды за пределы Казахской ССР в основном приведены по материалам проектных и научно-исследовательских учреждений страны (Союзводпроект, Союзгипроводхоз, Гидропроект, Гидрорыбпроект, Средазгипроводхлопок, Казгипроводхоз и др.). Попуск на все уровни принят постоянным в размере 13,14 млрд. м³, а превышение отъемов воды за пределами республики, по сравнению с таковыми за 1980 г., на втором расчетном уровне составит порядка 10 млрд. м³.

Запасы подземных вод характеризуются данными, приведенными в табл. 2.

Подземные воды в народном хозяйстве республики используются крайне недостаточно: в объеме 2,20 млрд. м³ (против 0,96 млрд. м³ в 1967 г.), что составило 20,9% общих утвержденных запасов по состоянию на 1 января 1981 г. и 32,9% — по категориям А+В.

При разработке водохозяйственных балансов на перспективу рекомендуется в приходную часть баланса включать подземные воды, гидравлически не связанные с поверхностным стоком. К сожалению, мы не располагаем данными, которые могли бы количественно характеризовать этот вид подземных вод на территории

Таблица 2

Запасы подземных вод, млрд. м³/год

Водохозяйственный район	Прогнозные эксплуатационные с манерализацией, г/л					Утвержденные I I 1981 г.	
	до 1	1-3	3-5	5-10	всего	A+B	всего
Восточный	3,30	0,51	2,30	0,71	6,82	0,93	1,45
Северный	0,48	0,62	0,72	1,93	4,75	0,27	0,40
Центральный	0,13	1,71	0,13	1,15	3,12	0,66	1,01
Юго-Восточный	4,00	3,51	—	2,06	9,57	2,36	4,56
Южный	2,53	7,82	0,68	0,43	11,46	1,98	2,54
Западный	0,50	3,35	0,46	1,68	5,99	0,52	0,63
Всего	10,94	18,52	4,29	7,96	41,71	6,72	10,59

республики. Отбор подземных вод в зонах активного водообмена (к которым приурочены наиболее крупные месторождения) неизбежно вызовет сокращение речного стока. На данном этапе нельзя однозначно сказать, сколько надо использовать подземных вод, чтобы это не вызвало сокращение речного стока, поэтому расчеты оросительной способности, в зависимости от степени использования подземных вод, и произведены по вариантам. По первому и второму вариантам подземные воды к использованию на конечный расчетный уровень приняты в объемах общих утвержденных запасов (10,59 млрд. м³), а по третьему и четвертому — в объеме утвержденных их запасов по категориям A+B (6,72 млрд. м³). На промежуточные расчетные уровни оценка возможных к использованию подземных вод произведена интерполяцией между принятыми значениями на конечный расчетный уровень и современным их использованием.

Рекомендуемые к использованию ресурсы поверхностных и подземных вод приведены в табл. 3.

Необходимо отметить, что при оценке ресурсов поверхностных вод, которые могут быть использованы в пределах республики по отдельным водохозяйственным районам, учтено перераспределение стока Иртыша каналами Иртыш—Караганда—Джезказган и Нура-Ишим.

Таким образом, практически возможные к использованию водные ресурсы непосредственно на территории республики по первому и второму вариантам расчета составляют 66,35 млрд. м³ в 1985 г. и 65,22 млрд. м³ на конечный уровень рассматриваемой перспективы, по третьему и четвертому вариантам соответственно 65,98 и 61,35 млрд. м³.

Расходная статья баланса представлена потребными объемами воды на нужды водопотребителей, за исключением регулярного орошения, и на нужды водопользователей, находящихся на территории республики. При этом потребности в воде на нужды водопо-

Таблица 3

Водные ресурсы, возможные к использованию, млрд. м³/год

Расчетный уровень	Водохозяйственный район						Казахская ССР
	восточный	северный	центральный	юго-восточный	южный	западный	
Варианты I и II							
1985 г.	12,68	1,57	2,13	21,90	21,35	6,72	66,35
	0,61	0,23	0,49	1,23	1,13	0,31	4,00
I	12,86	1,63	2,42	22,78	20,57	6,68	66,94
	0,93	0,27	0,66	2,36	1,98	0,52	6,72
II	9,38	1,76	2,77	23,98	6,40	6,40	65,22
	1,45	0,40	1,01	4,56	2,54	0,63	10,59
Варианты III и IV							
1985 г.	12,62	1,57	2,10	21,80	21,21	6,68	65,98
	0,55	0,23	0,46	1,13	0,99	0,27	3,63
I	12,66	1,61	2,31	22,17	20,04	6,55	65,34
	0,73	0,25	0,55	1,75	1,45	0,39	5,12
II	8,86	1,63	2,42	21,78	20,37	6,29	61,35
	0,93	0,27	0,66	2,36	1,98	0,52	6,72

Примечание. В числителе — суммарные водные ресурсы, в знаменателе — подземные.

требителей по первому и третьему представлены забором свежей воды из источников, по второму и четвертому — безвозвратными потерями.

Потребные объемы воды на 1985 г. рассчитаны с учетом объема производства, численности населения, площади обводняемых земель и удельных норм водопотребления, а на первый и второй расчетные уровни — экстраполяцией с учетом тенденций роста водопотребления за предшествующий период. При оценке водопотребления рыбным хозяйством (прудовые, рыбопитомники, нерестово-выростные) использованы материалы Министерства рыбного хозяйства Казахской ССР. Потребные объемы воды на лиманное орошение пересчитаны на 75%-ную обеспеченность.

Требования водопользователей, расположенных на территории республики, на все уровни приняты по материалам проектных работ и характеризуются данными табл. 4.

Объемы воды, потребные на затопление поймы Иртыша, определены в размере 4,15 млрд. м³/год, но часть из них (1,62 млрд. м³), характеризующая безвозвратные потери, отражена при оценке потребностей в воде на данное орошение по Павлодарской области.

Суммарные потребности в воде для удовлетворения народного хозяйства республики, за исключением регулярного орошения, характеризуются данными табл. 5.

Таблица 4

Потребные объемы воды на нужды водопользователей, млрд. м³/год

Бассейн реки	Целевое назначение	Объем
Иртыш	Затопление поймы Иртыша	2,53
Нура	Кургальджинский заповедник	0,10
Или	Поддержание уровня оз. Балхаш на заданной отметке	10,60
Сырдарья	Санитарные попуски, рыбное хоз-во, попуски для охраны природного комплекса	4,95
Урал	Попуски в низовья Урала и Северный Прикаспий для водообеспечения нерестилищ	5,70

Свободные водные ресурсы для регулярного орошения, полученные как разность между возможными к использованию в пределах Казахской ССР ресурсами поверхностных и подземных вод и потребными объемами воды на нужды водопотребителей и водопользователей, за исключением регулярного орошения, приведены в табл. 6.

Таблица 5

Суммарные потребности в воде народного хозяйства, млрд. м³/год

Вариант	1985 г.	Расчетный уровень	
		I	II
I и III	34,15	36,21	39,43
II и IV	30,48	31,26	32,11

Таблица 6

Водные ресурсы, возможные для использования на регулярное орошение земель, млрд. м³/год

Вариант	1985 г.	Расчетный уровень	
		I	II
I	33,10	32,38	28,90
II	36,12	36,03	33,93
III	30,93	30,93	25,27
IV	35,79	34,56	30,17

Располагая данными табл. 6 и удельными нормами расхода воды на один гектар, нетрудно определить, какую площадь земель можно оросить за счет имеющихся местных ресурсов поверхностных и подземных вод и какова динамика изменения этой величины на перспективу при условии водообеспечения в полном объеме других отраслей народного хозяйства республики.

Средневзвешенные оросительные нормы (нетто) приняты на основании имеющихся проработок и скорректированы с учетом сложившихся зон производственной специализации орошаемого земледелия по областям республики. Осредненные оросительные нормы для отдельных водохозяйственных районов характеризуются следующими значениями: восточный — 3,9; северный — 2,8; центральный — 3,8; юго-восточный — 6,3; южный — 9,9 и западный — 4,4 тыс. м³/га.

Для всех упоминавшихся вариантов расчет оросительной способности произведен с учетом трех значений КПД оросительных систем: 0,70; 0,75 и 0,80. Окончательные результаты этих расчетов приведены в табл. 7, которые показывают, что возможная площадь регулярного орошения на конечный уровень рассматриваемой перспективы колеблется от 2450 тыс. га (вариант III, КПД=0,7) до 4120 тыс. га (вариант II, КПД=0,8). Общая площадь орошения, с учетом лиманного, изменяется соответственно от 3660 до 5330 тыс. га.

Остановиться на конкретной цифре, характеризующей возможную площадь орошения за счет местных ресурсов поверхностных и подземных вод, на данном этапе практически невозможно. Это обусловлено тем, что параметры основных факторов, определяющих оросительную способность (КПД оросительных систем, возможные к использованию подземные воды без ущерба поверхностным, степень приближения объема водопотребления к нормативным безвозвратным потерям и др.), также не однозначны. Все же считали возможным высказать некоторые свои соображения.

Во-первых, трудно осредненное значение КПД оросительных систем в целом по республике довести до 0,80. С 1965 г. значение КПД возросло с 0,50 до 0,64. Отчетные данные указывают на то, что по мере увеличения значения КПД средние годовые темпы дальнейшего его прироста снижаются, поэтому наиболее реальным значением КПД на рассматриваемую перспективу является 0,75.

Во-вторых, до настоящего времени не определены перспективы использования подземных вод (не известны объемы, необходимые для удовлетворения потребностей народного хозяйства и возможные объемы освоения без ущерба поверхностному стоку).

И, наконец, практически вряд ли возможно добиться такого положения, чтобы фактически потребляемое количество воды численно было равно нормативным безвозвратным потерям. С другой стороны, при расчетах на безвозвратное водопотребление нельзя исходить из полного использования ресурсов поверхностных вод, не оставляя резерва для сохранения рек и временных водотоков от загрязнения, истощения и вообще как природных объектов. По литературным данным, значение так называемого водоохранного стока ориентировочно оценивается в размере 1/3 годового стока рек 95%-ной обеспеченности. В наших условиях водоохраный сток, рассчитанный таким образом, соизмерим с разницей между потребными объемами воды, представленными забором свежей воды из источников, и безвозвратными потерями.

Сказанное позволяет отдать предпочтение значениям оросительной способности в диапазоне 3,08—3,36 млн. га, рассчитанным по первому и четвертому вариантам при КПД оросительных систем 0,75.

Остановимся на анализе площадей регулярного орошения в отдельных водохозяйственных районах, рассчитанных по первому и четвертому вариантам.

Таблица 7

**Возможные площади орошения за счет местных водных ресурсов
Казахской ССР, тыс. га**

Водохозяйственный район	Расчетный уровень, год	Возможные площади регулярного орошения при КПД оросительных систем			Суммарная площадь регулярного и лиманного орошения при КПД оросительной системы		
		0,70	0,75	0,80	0,70	0,75	0,80
В а р и а н т I							
Восточный	Исходный	1215	1300	1385	1365	1450	1535
Северный	»	—	—	260	260	260	260
Центральный	1985	140	150	160	230	240	250
Юго-восточный	1985	1170	1255	1340	1170	1255	1340
Южный	1985	1085	1145	1210	1115	1175	1240
Западный	1985	—	—	—	480	480	480
КазССР	1985	3610	3850	4095	4620	4860	5105
Восточный	I	1170	1255	1355	1340	1425	1505
Северный	I	—	—	—	300	300	300
Центральный	I	130	140	150	220	830	240
Юго-восточный	I	1245	1335	1425	1245	1335	1425
Южный	I	1005	1065	1120	1045	1105	1160
Западный	I	—	—	—	480	480	480
КазССР	I	3550	3795	4030	4630	4875	5110
Восточный	II	430	460	490	630	660	690
Северный	II	—	—	—	330	330	330
Центральный	II	120	130	140	210	220	230
Юго-восточный	II	1360	1455	1555	1360	1455	1555
Южный	II	985	1040	1095	1045	1100	1155
Западный	II	—	—	—	530	530	530
КазССР	II	2895	3085	3280	4105	4295	4490
В а р и а н т II							
Восточный	Исходный	1365	1460	1560	1515	1610	1710
Северный	1985	120	130	140	380	390	400
Центральный	1985	260	280	295	350	370	385
Юго-восточный	1985	1215	1300	1390	1215	1300	1390
Южный	1985	1130	1195	1265	1160	1225	1295
Западный	1985	—	—	—	480	480	480
КазССР	1985	4090	4365	4650	5100	5375	5660
Восточный	I	1370	1465	1565	1540	1635	1735
Северный	I	70	75	80	370	375	380
Центральный	I	300	320	345	390	410	435
Юго-восточный	I	1305	1395	1490	1305	1395	1490
Южный	I	1065	1125	1190	1105	1165	1230
Западный	I	—	—	—	480	480	480
КазССР	I	4110	4380	4670	5190	5460	5750
Восточный	II	715	765	815	915	965	1015
Северный	II	55	60	65	385	390	395
Центральный	II	355	380	405	445	470	495
Юго-восточный	II	1430	1535	1635	1430	1535	1635
Южный	II	1075	1140	1200	1135	1200	1260
Западный	II	—	—	—	530	530	530
КазССР	II	3630	3880	4120	4840	5090	5330

Продолжение табл. 7

Водохозяйственный район	Расчетный уровень, год	Возможные площади регулярного орошения при КПД оросительных систем			Суммарная площадь регулярного и лиманного орошения при КПД оросительной системы		
		0,70	0,75	0,80	0,70	0,75	0,80
В а р и а н т III							
Восточный	Исходный	1200	1290	1375	1350	1440	1525
Северный	1985	—	—	—	260	260	260
Центральный	1985	135	145	155	225	235	245
Юго-восточный	1985	1160	1240	1325	1160	1240	1325
Южный	1985	1075	1135	1200	1105	1165	1230
Западный	1985	—	—	—	480	480	480
КазССР	1985	3570	3810	4055	4580	4820	5064
Восточный	I	1135	1215	1295	1305	1385	1465
Северный	I	—	—	—	300	300	300
Центральный	I	110	120	130	200	210	220
Юго-восточный	I	1180	1265	1345	1180	1265	1345
Южный	I	970	1025	1080	1010	1065	1120
Западный	I	—	—	—	480	480	480
КазССР	I	3295	3625	3850	4475	4705	4930
Восточный	II	335	360	385	535	560	585
Северный	II	—	—	—	330	330	330
Центральный	II	55	60	65	145	150	155
Юго-восточный	II	1115	1195	1275	1115	1195	1275
Южный	II	945	995	1050	1005	1055	1110
Западный	II	—	—	—	530	530	530
КазССР	II	2450	2610	2775	3660	3820	3985
В а р и а н т IV							
Восточный	Исходный, 1985 г.	1355	1450	1545	1505	1600	1695
Северный	То же	120	130	140	380	390	400
Центральный	>	255	270	290	345	360	380
Юго-восточный	>	1205	1290	1375	1205	1290	1375
Южный	>	1120	1185	1255	1150	1215	1285
Западный	>	—	—	—	480	480	480
КазССР	>	4055	4325	4605	5065	5335	5615
Восточный	I	1330	1425	1520	1500	1595	1690
Северный	I	65	70	75	365	370	375
Центральный	I	280	300	320	370	390	410
Юго-восточный	I	1235	1325	1415	1235	1325	1415
Южный	I	1030	1085	1145	1070	1125	1185
Западный	I	—	—	—	480	480	480
КазССР	I	3940	4205	4475	5020	5285	5555
Восточный	II	620	665	710	820	865	910
Северный	II	20	25	30	350	355	360
Центральный	II	290	310	330	380	400	420
Юго-восточный	II	1190	1270	1355	1190	1270	1355
Южный	II	1035	1095	1155	1095	1155	1215
Западный	II	—	—	—	530	530	530
КазССР	II	3155	3365	3580	4365	4575	4790

В восточном районе возможные площади орошения на первом расчетном уровне составят 1255—1425 тыс. га*. Ко второму расчетному уровню площадь может резко сократиться до 460—665 тыс. га. Это произойдет, если отъемы воды из Иртыша на территории КНР достигнут своих максимальных возможных значений (4,30 млрд. м³/год), приведенных в последних проработках Союзводпроекта. Однако оросительная способность может быть сохранена и даже несколько увеличена по сравнению с первым уровнем, если воду, ныне расходуемую на залив поймы Иртыша, использовать на правильное орошение.

В северном районе без подачи воды извне нельзя серьезно говорить о дальнейшем развитии орошаемого земледелия. По первому варианту даже на первом расчетном уровне в год 75%-ной обеспеченности при условии полного удовлетворения всех водопотребителей и лиманного орошения в размере 260 тыс. га не остается свободных водных ресурсов для гарантированного водообеспечения регулярного орошения. По четвертому варианту оросительная способность регулярного орошения составляет всего лишь 70 тыс. га, а на втором расчетном уровне она снижается до 25 тыс. га.

В центральном водохозяйственном районе местные водные ресурсы с учетом поступления воды по каналу Иртыш—Караганда—Джезказган (при условии забора воды в голове канала в размере 75 м³/с) могут обеспечить регулярное орошение на площади 140—300 тыс. га на первом расчетном уровне и 130—310 тыс. га — на втором.

Юго-восточный район (бассейн оз. Балхаш) является одним из перспективных районов дальнейшего развития орошения. Оросительная способность здесь на конечный расчетный уровень оценивается в размере 1455—1270 тыс. га. Расчеты произведены при условии обеспечении попусков по р. Или в западную часть оз. Балхаш в объеме 10,6 млрд. м³/год, а водные ресурсы Талды-Курганской области предусматривается в полном объеме использовать на нужды народного хозяйства и в первую очередь на орошение.

Напряженное положение складывается в южном районе. Здесь площадь под орошением в 1980 г. превысила 940 тыс. га. При гарантированном поверхностном стоке 75%-ной обеспеченности орошаемое земледелие на уровне 1985 г. может быть водообеспечено на площади 1145—1185 тыс. га. В дальнейшем по мере увеличения потребностей в воде на другие отрасли народного хозяйства площадь возможного орошения будет постепенно сокращаться и на конечный уровень рассматриваемой перспективы она не превысит 1040—1095 тыс. га. Прирост орошаемых земель выше указанных размеров возможен лишь за счет дальнейшего повышения КПД оросительных систем и снижения оросительных норм за счет более широкого внедрения прогрессивных способов полива.

* Здесь и далее первая цифра будет характеризовать возможную площадь орошения, рассчитанную по первому варианту, а вторая — по четвертому варианту, при этом в обоих случаях КПД=0,75.

В западном районе в расчетный год 75%-ной обеспеченности при условии осуществления в полном объеме попусков в месте нерестилищ, расположенных в нижнем течении Урала и Северном Прикаспии (5,7 млрд. м³ ежегодно), а также нормативного обеспечения других отраслей народного хозяйства, в том числе и лиманного орошения на площади 460 тыс. га, уже на данном этапе отсутствуют так называемые свободные водные ресурсы для регулярного орошения. В маловодные годы площади под регулярным орошением обеспечиваются за счет недодачи воды другим водопотребителям и водопользователям. Не в полном объеме удовлетворяются потребности населения городов, поселков городского типа и сельских населенных пунктов, рыбного хозяйства.

Для пополнения водных ресурсов Урала и обводнения земель междуречья Урал—Волга необходимо форсировать завершение проектных проработок и начало строительства канала Волга—Урал, который позволит создать здесь устойчивую базу развития сельского хозяйства и производства кормов для животноводства.

Таковы перспективы развития орошения в республике за счет использования местных водных ресурсов. Рассчитанные площади могут корректироваться за счет уточнения потребных объемов воды на нужды водопотребителей и водопользователей (путем совершенствования технологии использования воды со снижением удельных норм ее расхода) и местных водных ресурсов (регулирование и перераспределение речного стока, более полное освоение подземных вод и определение минерализованных вод).

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Голубцов. Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации.	3
В. В. Голубцов. Об изменении инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов.	18
В. В. Голубцов. Определение потерь воды до начала стокообразования и на спаде гидрографа притока к русловой сети	26
В. В. Голубцов. Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе.	30
В. В. Голубцов, В. И. Ли. Предварительная оценка элементов водного баланса горных бассейнов Западного Алтая	36
С. К. Давлетгалиев. О статистических моделях месячного стока рек, полученных методом канонического разложения	45
О. В. Мезенцева. Прогноз объема половодья на примере Салаирско-Кузнецкого междуречья Обь—Енисей.	58
С. П. Чистяева. О методах расчета уровня воды оз. Балхаш	62
С. К. Ахметов. Выделение стоковой составляющей уровня воды в дельте р. Урал	66
Л. П. Остроумова. Оценка коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при движении его над водоемом сложной конфигурации.	68
Л. П. Остроумова. Учет сложной конфигурации водоема при расчете температуры и влажности натекающего воздуха по данным наблюдений на прибрежной метеостанции	72
А. П. Браславский, Л. П. Остроумова. Новая формула для расчета коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при его движении над водной поверхностью	75
И. А. Федюшин. Анализ условий и факторов, определяющих величину испарения с поверхности оз. Балхаш	88
И. А. Федюшин. Бризы на оз. Балхаш и их учет при расчете испарения.	94
В. П. Попова. О расчете дат установления ледостава на Капчагайском водохранилище	98
С. П. Чистяева. Об изменении ледового режима Аральского моря.	102
Е. И. Колесников, В. И. Попов. Режим снежных лавин в низкогорьях Западного Алтая и методы их прогнозирования.	111
Б. А. Смердов. О реакции атмосферной циркуляции на солнечную активность.	127
П. Ф. Лаврентьев. Перспективы развития орошаемого земледелия в Казахстане на базе местных водных ресурсов	136

В западном районе в т. ч. в период с 1970 по 1974 гг. в связи с...

80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Труды КазНИИ Госкомгидромета, вып. 91

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ И ПРОГНОЗЫ

Редактор *Н. С. Никольская*
Техн. редактор *В. Н. Силкина*
Корректор *Л. Б. Афанасьева*

Сдано в набор 16.01.1984 г. Подписано к печати
24.12.1984 г. Т-24848 Формат 60×90^{1/16}
Бумага писчая. Лит. гарн. Печать офсетная
Печ. л. 9,75. Уч.-изд. л. 11,8. Тираж 470
Индекс М-М-177 Зак. 617 Цена 75 коп.

Московское отделение Гидрометеонздата
123436 Москва, ул. Маршала Рыбалко, д. 8.
Фабрика офсетной печати ВНИИГМИ-МЦД,
г. Обнинск

УДК 556.16.047

Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации. Голубцов В. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 3—18.

Рассматривается усовершенствованная модель формирования стока в горном бассейне. Бассейн представляется в виде трех последовательно соединенных регулирующих емкостей, расположенных одна над другой. Верхняя емкость отождествляется с поверхностным, средняя с почвенно-грунтовым и нижняя с грунтовым стокообразованиями. Размер второй емкости ограничен: при ее заполнении избыточная влага поступает в первую емкость, что соответствует условию выхода почвенно-грунтовых вод, или «верховодки», на поверхность элементарного бассейна. Трансформация интенсивности грунтового и почвенно-грунтового стокообразования в гидрограф стока осуществляется с помощью линейных моделей, а поверхностного стокообразования — с помощью нелинейных моделей.

Показано, что нелинейный характер зависимости притока воды к гидрографической сети от динамических запасов влаги в бассейне обуславливается зависимостью скорости добегаания воды от глубины склоновых потоков.

Трансформация гидрографа притока к русловой сети в гидрограф стока осуществляется с помощью интеграла Дюамеля. Высказывается мнение о возможности использования воднобалансовых моделей для расчета и прогноза водности рек.

Ил. 1. Библ. 26.

УДК 556.16.047

Об изменении инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов. Голубцов В. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 18—25.

Рассматриваются способы моделирования изменения инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов, основанные на использовании показателя льдистости, предложенного В. Д. Комаровым. Предлагается уточнить алгоритм моделирования изменения влагозапасов в период зимних оттепелей.

Ил. 1. Библ. 30.

УДК 556.16.047

Определение потерь воды до начала стокообразования и на спаде гидрографа притока к русловой сети. Голубцов В. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 26—30.

Рассмотрены вопросы моделирования начальных потерь в условиях их неравномерного распределения в пределах элементарного бассейна и потерь на спаде гидрографа притока к гидрографической сети. Отмечается, что в горных бассейнах в связи с большими скоростями добегаания, потерями поверхностного стока на спаде гидрографа притока к русловой сети в ряде случаев можно пренебречь.

Библ. 9.

УДК 556.16.047

Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе. Голубцов В. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 30—35.

Предлагается способ моделирования стокообразования при заполнении поверхностной емкости. Рассматриваются алгоритмы определения максимальной поверхностной емкости элементарного бассейна, заполнения бессточных понижений и инфильтрации.

Библ. 10.

ИТ
Ф
Т
И
И
И

УДК 556.161

Предварительная оценка элементов водного баланса горных бассейнов Западного Алтая. Голубцов В. В., Ли В. И. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 36—45.

Проведен анализ рядов стока и осадков для бассейнов рек Уба, Ульба, Тургусун и Бухтарма. Выделены репрезентативные периоды для определения норм годовых сумм осадков и стока. Выявлены закономерности изменения стока, коэффициентов стока, осадков и испарения с высотой местности.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 8.

И
И
И
И

УДК 556.16.556.072

О статистических моделях месячного стока рек, полученных методом канонического разложения. Давлетгалиев С. К. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 46—58.

Дается усовершенствованная методика моделирования гидрографа речного стока методом канонического разложения. Показано, что в модели сохраняются параметры, определенные по данным наблюдений — средние, коэффициенты вариации и корреляционная матрица. Рассмотрено влияние изменения начала года на координатные функции и результаты смоделированных данных.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 556.06

Прогноз объема половодья на примере Салаир-Кузнецкого междуречья Обь—Енисей. Мезенцева О. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 58—62.

В отличие от известных моделей использована гиперболическая зависимость n -го порядка для расчета слоя весеннего стока по предшествующим осадкам, параметру n , характеризующему уклон местности, и аккумулярующей способности ландшафта P_0 . Расчеты произведены для 188 пунктов с использованием данных об элементах водного баланса, полученных по методу гидролого-климатических расчетов (ГКР). Построена схематическая карта изолиний средних многолетних значений P_0 .

В результате статистического анализа 44-летних рядов весеннего стока и предшествующих осадков в 30 метеопунктах получены критерии точности прогнозов весеннего стока $\frac{S}{\sigma} = 0,4 + 0,7$.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 10.

УДК 556.552.2

О методах расчета уровня воды оз. Балхаш. Чистяева С. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 62—66.

Рассматривается возможность применения для расчета уровня оз. Балхаш эмпирических и воднобалансовых методов.

Предлагается воднобалансовый метод расчета уровня воды, в котором не используется итерация.

Библ. 7.

УДК 556.545 + 556.048

Выделение стоковой составляющей уровня воды в дельте р. Урал. Ахметов С. К. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 66—68.

Рассмотрены способы выделения стоковой составляющей уровня воды в дельте р. Урал. Делается вывод о том, что существенное влияние на уровень воды устьевой области оказывают сгоны-нагоны с периодом 5 сут. Предлагается способ расчета стоковой составляющей уровня у г. Гурьева.

Ил. 1. Библ. 2.

УДК 556.132

Оценка коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при движении его над водоемом сложной конфигурации. Остроумова Л. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 68—72.

Приводится методика расчета среднего коэффициента трансформации для случая, когда профиль пересекает два участка водной поверхности, разделенных сушей. Описываются условия, при которых наиболее целесообразно использование данной методики.

Учет увлажненности воздуха над водной поверхностью позволит правильнее определить средний на профиле коэффициент трансформации и слой испарения с поверхности водоема.

Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.132

Учет сложной конфигурации водоема при расчете температуры и влажности натекающего воздуха по данным наблюдений на прибрежной метеостанции. Остроумова Л. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 72—75.

Рассмотрен вопрос усовершенствования методики расчета влажности и температуры воздуха над поверхностью водоемов со сложной конфигурацией по показаниям прибрежной метеостанции. Показано, что недоучет влияния второго участка водной поверхности приводит к завышению рассчитываемых значений температуры и влажности воздуха над поверхностью водоема.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 551.551.554

Новая формула для расчета коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при его движении над водной поверхностью. Браславский А. П., Остроумова Л. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 75—87.

Предлагается новая формула для расчета коэффициента трансформации, который используется для расчета температуры и влажности воздуха на высоте 2 м над водной поверхностью в пунктах, расположенных на разных расстояниях от подветренного берега. Общая структура формулы принимается в соответствии с результатами приближенного решения уравнения турбулентной диффузии. Численные значения параметров оптимизированы по данным измерений температуры и влажности воздуха на 21-м водном объекте. Средние абсолютные ошибки вычисления температуры и влажности воздуха над водной поверхностью при определении коэффициента трансформации по новой формуле оказались равными 0,2°С и 0,1 гПа. Предлагается также приближенная формула для расчета среднего на профиле коэффициента трансформации.

Табл. 5. Ил. 2. Библ. 8.

УДК 556.132

Анализ условий и факторов, определяющих величину испарения с поверхности оз. Балхаш. Федюшин И. А. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 88—93.

Рассмотрены факторы и условия, определяющие потери на испарение как со всего озера, так и отдельно для двух его частей — Восточного и Западного Балхаша. Многолетняя величина испарения с оз. Балхаш составила 1182 мм. Слой испарения с Западного Балхаша на 40 мм меньше по сравнению с Восточным.

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 9.

УДК 556.556.5

Бризы на оз. Балхаш и их учет при расчете испарения. Федюшин И. А. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 94—98.

В статье рассматривается режим бризовой циркуляции на оз. Балхаш и внесены некоторые изменения в методику расчета средней длины разгона воздушного потока над водоемом в условиях бризовой циркуляции.

Сравнение результатов расчетов показало, что учет бризовой циркуляции приводит к изменению температуры и влажности воздуха на 2—5%.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 4.

УДК 556.555.5.

О расчете дат установления ледостава на Капчагайском водохранилище. Попова В. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 98—102.

Приведена оценка возможности использования метода Л. Г. Шуляковского для расчета дат замерзания Капчагайского водохранилища. Удлинен ряд дат установления ледостава с 1950 г. до заполнения водохранилища. Полученный ряд может быть использован для прогноза дат замерзания Капчагайского водохранилища.

Ил. 1. Табл. 2.

УДК 556.555.5

Об изменении ледового режима Аральского моря. Чистяева С. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 102—111.

Обобщены сведения о ледовом режиме Аральского моря за период резкого спада его уровня. Сделано сравнение режимов замерзания моря в суровые, умеренные и мягкие зимы в периоды до 1961 г. и 1961—1980 гг. Выявлено, что ледовый режим Аральского моря существенно не изменился в течение последних 20 лет по сравнению с периодом до 1961 г.

Табл. 6. Библ. 10.

УДК

УДК

УДК

УДК

УДК

881

УДК 551.578.483

Режим снежных лавин в низкогорьях Западного Алтая и методы их прогнозирования. Колесников Е. И., Попов В. И. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 111—127.

Обобщены многолетние данные наблюдений за режимом лавинообразования и метелей в низкогорьях Западного Алтая. Выявлены основные генетические типы лавин и их повторяемость за многолетний период и по месяцам. Разработаны методы прогноза времени схода лавин доминирующих типов для различных низкогорных районов Западного Алтая — важнейшего территориально-производственного комплекса Восточно-Казахстанской области.

Табл. 7. Ил. 4. Библ. 16.

УДК 551.590.2

О реакции атмосферной циркуляции на солнечную активность. Смердов Б. А. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 127—136.

Рассматривается модель воздействия солнечной активности на циркуляцию атмосферы. Модель позволяет объяснить синфазность и сдвиг по фазе во взаимном ходе некоторых гидрометеорологических процессов и солнечной активности, появление квазидвухлетних и 22-летних циклов, их пространственную и временную изменчивость. Предлагается способ проверки основных выводов на гидродинамической модели.

Ил. 2. Библ. 24.

УДК 338.1 : 626(574)

Перспективы развития орошаемого земледелия в Казахстане на базе местных водных ресурсов. Лаврентьев П. Ф. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 136—146.

Приводятся данные, характеризующие ресурсы подземных и поверхностных вод Казахской ССР и за ее пределами, а также их роль в водохозяйственном балансе. Дается оценка водных ресурсов, возможных для использования непосредственно на территории республики. При условии обеспечения в полном объеме потребностей в воде всех водопотребителей и водопользований определены «свободные» водные ресурсы, которые могут быть использованы на орошение. В зависимости от принятых исходных показателей расчеты оросительной способности водонесущих слоев приведены в динамике и в нескольких вариантах.

Табл. 7.

ВНЕШНИЕ ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ВОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫЙ БАЛАНС

Водные ресурсы Казахстана и за его пределами

Источники водных ресурсов	Объем водных ресурсов (млрд м ³)
Поверхностные воды	100
Подземные воды	100
Воды за пределами Казахстана	100
Итого	300

Водохозяйственный баланс

Назначение	Объем (млрд м ³)
Использование в промышленности	100
Использование в сельском хозяйстве	100
Использование в коммунальном хозяйстве	100
Итого	300

Свободные водные ресурсы

Источники	Объем (млрд м ³)
Поверхностные воды	100
Подземные воды	100
Воды за пределами Казахстана	100
Итого	300

75 коп.

Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, в. 91, 1—148