

УДК 556.3.012:556.332.6(574.3)

О СЛУЧАЙНЫХ ПОГРЕШНОСТЯХ ОЦЕНОК ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД БАЛАНСОВО-ГИДРОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Канд. геол.-мин. наук М.М.Бураков

Исследуются случайные погрешности оценок питания подземных вод балансово-гидрометрическим методом на примере балансового участка на склоне сопки Букпа в Северном Казахстане. Показана низкая достоверность подобных оценок. Случайные инструментальные и методические погрешности параметров инфильтрации могут достигать почти 200 %.

В условиях Казахстана наиболее надежным источником водоснабжения являются пресные и слабоминерализованные подземные воды. В качестве критерия надежности служит продолжительность водоотбора из их месторождений, которая должна быть не менее 50-100 лет. Это обуславливает необходимость ограничения водоотбора величиной питания подземных вод. Следовательно, исключительно актуальной становится задача достоверной оценки последнего, т.е. естественных ресурсов. В гидрологии аналогичная задача рассматривается с позиций анализа формирования потерь талого стока [11].

В работе [1] изложены существующие принципиальные подходы к оценке естественного питания грунтовых вод. Там же подробно исследованы систематические погрешности подобных оценок, возникающие при реализации одного из этих подходов балансово-гидрометрическим методом, который предполагает изучение баланса воды на поверхности выделенного участка с отнесением невязки на счет инфильтрации. Цель настоящей работы состоит в рассмотрении влияния на достоверность определения

питания подземных вод балансово-гидрометрическим методом случайных погрешностей измеряемых и рассчитываемых составляющих водного баланса.

Терминами достоверность или точность будем обозначать далее характеристику качества опыта (измерения и расчета), устанавливающую, насколько измеряемый (подсчитываемый) параметр отвечает действительному. Точность оценивается величинами погрешностей (систематических и случайных). По происхождению различаются следующие их виды [14]: личные, зависящие от физических особенностей наблюдателя; инструментальные, определяемые качеством измерительных приборов, их неисправностью; внешние, обусловленные влиянием на приборы внешней среды; методические; погрешности модели и классификации.

Мерами питания подземных вод являются инфильтрация I и коэффициент инфильтрации K . Для балансового участка инфильтрация рассчитывается обычно как разность между количеством эффективных осадков X (или запасов воды в снеге S перед началом снеготаяния), поверхностным стоком Y в замыкающем створе участка и испарением E за период снеготаяния, а коэффициент инфильтрации - как отношение величин инфильтрации и эффективных осадков:

$$I = X - Y - E, \quad K = \frac{I}{X}. \quad (1)$$

В концептуальной модели питания грунтовых вод, как отмечалось в [1], не учитываются процессы переноса в зоне аэрации. Это пренебрежение обуславливает грубейшую систематическую погрешность модели в оценках питания подземных вод, вызванную, с одной стороны, полнейшей неопределенностью в выборе величины эффективных осадков [1], а с другой - отсутствием каких-либо данных о поглощении влаги зоной аэрации водоносного горизонта или комплекса. Очевидно, что выявить и исключить ее, оставаясь в рамках балансово-гидромет-

рического метода, отражающего лишь одну особенность процесса питания, принципиально невозможно.

Другой важнейшей причиной низкой достоверности оценок питания подземных вод является то, что инфильтрация и коэффициент инфильтрации получаются путем расчетов, в которых используются величины измерений и вычислений, имеющие свои случайные погрешности. Погрешности такого рода в большинстве геолого-географических исследований оцениваются как предельные [8,18]. В документах на измерительные приборы, используемые в гидрогеологической практике, также указываются предельно допустимые случайные погрешности. Вероятность их фиксирована и весьма мала, тогда как часто возникает необходимость оценок погрешностей со значительно большими вероятностями. Поэтому в различных руководствах по метрологии рекомендуются вычисления случайных погрешностей, исходя из выражений для средних квадратичных отклонений характеристик и параметров, имеющих ясно выраженный вероятностный характер. Вместе с тем, как видно из модели (1), суммарные погрешности определения составляющих баланса могут превышать по абсолютной величине инфильтрацию, делая ее незначимой. Соответственно, чтобы судить в принципе о достоверности установленных значений инфильтрации и коэффициента инфильтрации необходимо оценить предельно допустимые погрешности всех составляющих баланса. В дальнейшем будем ориентироваться именно на предельные погрешности, полагая, что они гарантируют от занижения погрешности характеристик питания подземных вод и равны 4-5 средним квадратичным отклонениям [18].

Для иллюстрации точности расчетов воспользуемся конкретными опытными данными по балансовому участку на склоне сопки Букпа в Северном Казахстане, кочующими, как показательный и характерный пример оценки коэффициента инфильтрации атмосферных осадков, из публикации в публикацию [7,10 и др.]. На этом участке запасы влаги в снежном покрове и их потери при снеготаянии определялись по данным систематических снегомерных съемок. Сток

талых вод измерялся на стоковой площадке водосливом, а испарение - специальными снеговыми испарителями. Результаты измерений характеристик поверхностного и подземного стока, а также величины осадков X_1 , выпавших за период снеготаяния на участке, и испарения сведены в табл 1.

Таблица 1

Составляющие водного баланса на участке Букпа

Составляющая баланса, мм	Г о д							Сред- нее
	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	
S	37,0	61,2	74,5	28,0	16,0	9,7	48,0	39,2
Y	12,9	9,2	17,7	16,8	8,0	3,9	13,0	11,6
E	10,0	24,5	25,3	5,6	3,2	3,4	19,2	13,0
I	14,0	27,5	32,0	5,6	4,8	2,4	15,8	14,6
X_1	22,3	34,2	30,8	13,6	20,4	9,5	24,1	22,1

Попытаемся оценить случайные инструментальные и методические погрешности инфильтрации и коэффициента инфильтрации. Согласно [6], если задана дифференцируемая функция

$$y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$$

и известны предельные абсолютные погрешности Δ_{x_i} ($i = 1, 2, \dots, n$) аргументов x_i , то

$$\Delta_y = \sum_{i=1}^n \left| \frac{\partial y}{\partial x_i} \right| \Delta_{x_i} \quad (2)$$

Применив формулу (2) к выражениям (1), после несложных преобразований получим

$$\Delta_I = \Delta_x + \Delta_y + \Delta_E, \quad \Delta_K = \frac{\Delta_I}{X} + \frac{I \cdot \Delta_x}{X^2}, \quad (3)$$

где Δ_I , Δ_x , Δ_y , Δ_E и Δ_K - предельные абсолютные погрешности соответственно инфильтрации, эффективных атмосферных осадков, поверхностного стока, испарения и коэффициента инфильтрации.

Рассмотрим подробнее методические подходы к оценкам составляющих погрешностей инфильтрации и коэффициента инфильтрации в уравнениях (3). Из гидрометрии [2,17] известно, что относительная погрешность изменения расхода потока воды, в том числе и водосливами, составляет около 5 %. Однако в нашем случае это не единственная составляющая вероятной погрешности поверхностного стока Δ_y . Так, в приведенной таблице сток дан в миллиметрах водного столба, т.е. оценен объем талых вод W , прошедший через стоковую площадку за весь период снеготаяния, и отнесен к площади водосбора на балансовом участке F : $Y = W/F$. Соответственно необходимо учесть еще и погрешности измеренной площади водосбора Δ_F и вычисленного объема поверхностного стока Δ_w .

Объем талых вод W можно представить как

$$W = \int_0^T [Q(t) \pm \Delta_Q] dt, \quad (4)$$

где $Q(t)$ - измеренное в момент времени t мгновенное значение расхода потока воды; Δ_Q - предельная абсолютная погрешность $Q(t)$; T - период снеготаяния. Отсюда следует, что для точного вычисления объема талых вод необходимо непрерывное измерение расхода Q . Однако на практике он измеряется дискретно, через определенные промежутки времени t_j . Поэтому вместо (4) используется уравнение

$$W = \sum_{j=1}^N [Q_j \pm \Delta_{Q_j}] t_j \pm \Delta'_w. \quad (5)$$

Здесь N - количество интервалов, на которые разбивается график $Q = f(t)$; $j = 1, 2, \dots, N$; Q_j - средний расход потока воды за интервал времени

t_j ; Δ'_w - погрешность на неполное подобие площади фигуры, ограниченной истинным графиком $Q(t)$ и полученным по ограниченному числу измерений.

К сожалению, в специальной литературе не удалось обнаружить нормативную величину абсолютной Δ'_w или относительной δ'_w погрешности W . Из курса гидрометрии известно только, что для сходной по постановке задачи относительная погрешность оценки живого сечения потока в способе "площадь-скорость" измерения расхода воды не превышает 3 % [2,8,17].

Вероятные случайные погрешности определения площади водосбора F , влияние их на выбор масштаба топографических карт, по которым она оценивается, подробно исследованы в работе [8]. С учетом выводов из этой работы условно примем предельную относительную погрешность площади водосбора (δ_F) равной 3 %.

Предельно допустимая относительная погрешность поверхностного стока δ_y вычисляется по формуле

$$\delta_y = \delta_w + \delta_F,$$

где $\delta_w = \delta_Q + \delta'_w$, а δ_Q - предельная относительная погрешность $Q(t)$. Для участка Букпа она составляет 11 %. Отсюда несложно рассчитать и Δ_y на каждый год наблюдений (табл.2).

Перейдем к оценке абсолютных погрешностей Δ_S измерения запаса влаги в снеге перед началом снеготаяния. Предположим, что эффективные атмосферные осадки ограничиваются его величиной, т.е. $X = S$. На основе первичных измерений величина S , как известно [15], вычисляется по формуле

$$S = S_C + S_{CB} + S_B + S_K, \quad (6)$$

где S_C , S_{CB} , S_B и S_K - запас воды соответственно в слоях снега, ненасыщенного и насыщенного водой, слой талой воды и запас воды в ледяной корке, мм. Поскольку для детальной оценки погрешностей всех составляющих в (6) в упомянутых выше работах ис-

ходных данных явно не достает, несколько упростим постановку задачи. Положим S_c имеющим максимальную по порядку величины предельно допустимую относительную погрешность δ_{S_c} . Тогда относительная погрешность запаса влаги в снежном покрове δ_s целиком будет определяться δ_{S_c} [6]. Примем также, что запас воды в снежном покрове обусловлен только запасом влаги в ненасыщенном водой слое снега. В таком случае вместо полного выражения

$$S_c = 10\rho [h - (z_{св} + z_B)]$$

для запаса воды в этом слое [15] можно записать

$$S_c = 10\rho h, \quad (7)$$

где ρ - плотность снега, г/см³; h - средняя высота снежного покрова без ледяной корки, см; $z_{св}$ и z_B - соответственно средняя толщина слоя снега, насыщенного водой, и слоя талой воды, вычисленные по измерениям в точках определения плотности снежного покрова, см.

Таблица 2

Предельно допустимые погрешности составляющих водного баланса на участке Букпа

Предельно допустимая погрешность, мм	Г о д							Среднее
	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	
Δ_s	4,1	4,8	5,2	3,9	3,7	3,2	4,5	4,2
Δ_y	1,4	1,0	1,9	1,8	0,9	0,4	1,5	1,3
Δ_E	0,6	1,1	1,1	0,4	0,3	0,3	0,9	0,7
Δ_I	6,1	6,9	8,2	6,1	4,9	3,9	6,9	6,1

Примем расчетное значение плотности снега $\rho = 0,25$ г/см³. Тогда расчетная высота слоя снега h (см) перед началом снеготаяния на балансовом

участке окажется следующей: 15 (1952 г.), 25 (1953 г.), 30 (1954 г.), 11 (1955 г.), 6 (1956 г.), 4 (1957 г.) и 19 (1958 г.).

Плотность снега при снегомерной съемке измеряется весовым снегомером ВС-43. Высоту пробы снега отсчитывают по шкале весового цилиндра с точностью до 1 см. Предельно допустимая погрешность взвешивания пробы снега составляет $\pm 2,5$ г [15]. Площадь поперечного сечения цилиндра $F_{\text{ВС}} = 50 \text{ см}^2$, а его диаметр равен $80 \pm 0,2$ мм [16]. Поскольку вероятная погрешность диаметра цилиндра мала, предельная относительная погрешность площади сечения цилиндра $\delta_{F_{\text{ВС}}}$ не превышает 0,5%. В дальнейшем ее в расчетах учитывать не будем.

Плотность снега на основе измеренных величин рассчитывается по формуле

$$\rho = \frac{m}{F_{\text{ВС}} h}, \quad (8)$$

где m - измеренная масса пробы снега, г. Расчетные значения m с учетом полученных выше значений высоты снега h и принятой плотности снега ρ равны: 185 (1952 г.), 310 (1953 г.), 375 (1954 г.), 140 (1955 г.), 75 (1956 г.), 50 (1957 г.) и 240 (1958 г.).

Теперь имеются все необходимые данные для оценки предельных погрешностей запаса воды в снежном покрове. Последние, как следует из (2), (6), (7) и принятой последовательности расчетов, определяются по формуле

$$\delta_s = \delta_m + 2\delta_h,$$

где δ_m и δ_h - соответственно предельно допустимые относительные погрешности массы и высоты пробы снега. В величине δ_s , как и в предыдущем случае, учтена трехпроцентная погрешность, обусловленная осреднением запаса воды в снежном покрове по площади водосбора на балансовом участке. Полученные погрешности δ_s в целом хорошо согласуются с оцен-

ками, приведенными в [3,4].

По полученным таким путем значениям δ_s были произведены пересчеты их в абсолютные погрешности Δ_s на каждый год наблюдения. Последние представлены в табл. 2.

Большое внимание экспериментальному изучению испарения (возгонки) снега на территории Казахстана уделялось в 50-60-е годы. Результаты его измерений и обобщения для различных регионов можно найти в многочисленных публикациях. В это же время разработано приборное и методическое обеспечение подобных экспериментов. В 50-е годы широко применялся цилиндрический испаритель с площадью поперечного сечения $F_{\text{и}} = 100 \text{ см}^2$ и высотой 6 см [13]. Взвешивание испарителя производилось с точностью до 0,1 г при продолжительности опыта $t \geq 12 \text{ ч}$ и с точностью до 0,02 г при $t < 12 \text{ ч}$. В связи с подтаиванием снежных монолитов в испарителях смена последних в период снеготаяния осуществлялась не два раза (в 7 и 19 ч), как обычно, а несколько раз в сутки.

Высота слоя испарившейся влаги в одном замере (E , мм) вычисляется из уравнения

$$E = \frac{10(m_1 - m_2)}{F_{\text{и}} \cdot \rho_{\text{в}}}, \quad (9)$$

где m_1 и m_2 - масса испарителя со снежным монолитом соответственно в начале и в конце опыта; $\rho_{\text{в}}$ - плотность воды ($\rho_{\text{в}} = 1,0 \text{ г/см}^3$). Применяв формулу (2) к выражению (9), после несложных преобразований получаем

$$\Delta_E = \frac{10 \cdot (\Delta_{m_1} + \Delta_{m_2})}{F_{\text{и}} \cdot \rho_{\text{в}}} + \frac{10(m_1 - m_2) \Delta_{F_{\text{и}}}}{F_{\text{и}}^2 \cdot \rho_{\text{в}}}. \quad (10)$$

Здесь вследствие более высокого порядка малости опущено слагаемое, содержащее $\Delta_{\rho_{\text{в}}}$.

В литературных источниках, содержащих анализируемый водный баланс на участке Букпа, не дос-

тает исходного первичного материала для оценки ряда членов уравнения (10). В связи с этим введем некоторые упрощения. Так, известно, что в Северном Казахстане снег стаивает в среднем за 13-20 суток [5]. В первом приближении продолжительность снеготаяния за все годы наблюдений будем считать одинаковой и равной 15 суток, в том числе при отрицательной дневной температуре воздуха под влиянием солнечной радиации - 10 суток. Допустим также, что в начальный период снеготаяния (первые 10 суток) смена испарителя производилась дважды днем и один раз ночью, а в оставшиеся 5 суток - соответственно 3 и 2 раза. За расчетный суточный слой испарения снега примем его среднюю ежегодную величину за период снеготаяния, см: 0,67 (1952 г.), 1,63 (1953 г.), 1,69 (1954 г.), 0,37 (1955 г.), 0,21 (1956 г.), 0,23 (1957 г.) и 1,28 (1958 г.).

Учитывая, что испарение с поверхности снега происходит преимущественно в светлое время суток [9,12], для испарителей, устанавливаемых на ночь, $m_1 - m_2 = 0$. Для дневных испарителей принимаем разность $m_1 - m_2$ пропорциональной испарению E , равномерно распределенному по испарителям. Тогда для одного замера слой испарения (в сантиметрах) на балансовом участке в первые 10 и в последующие 5 суток составит соответственно 0,34 и 0,22 (1952 г.), 0,82 и 0,54 (1953 г.), 0,85 и 0,56 (1954 г.), 0,19 и 0,12 (1955 г.), 0,11 и 0,07 (1956 г.), 0,12 и 0,08 (1957 г.), 0,64 и 0,43 (1958 г.). Этим значениям будут соответствовать следующие величины $m_1 - m_2$ в граммах на один замер: 3,4 и 2,2 (1952 г.), 8,2 и 5,4 (1953 г.), 8,5 и 5,6 (1954 г.), 1,9 и 1,2 (1955 г.), 1,1 и 0,7 (1956 г.), 1,2 и 0,8 (1957 г.), 6,4 и 4,3 (1958 г.).

Нетрудно видеть, что предельная погрешность площади испарителя

$$\Delta_{Fi} = 2\pi R \Delta_R,$$

где R - радиус цилиндра испарителя, см; Δ_R - погрешность определения радиуса, см. Положив $\Delta_R = 0,1$

см, получаем $\Delta_{\text{фи}} = 3,5 \text{ см}^2$.

Теперь имеются все необходимые параметры для приближенных оценок $\Delta_{\text{Е}}$. Они сведены в табл. 2.

Окончательным результатом анализа точности определения составляющих баланса на участке Букпа является установление погрешностей инфильтрации Δ_{I} . Эти погрешности, рассчитанные по уравнению (3), также сведены в табл. 2. Сопоставление их с инфильтрацией показывает, например, что в мало-водный период (1955-1957 гг.) ее величины не значимы, поскольку $\Delta_{\text{I}} > I$. В таком случае вообще невозможно ничего говорить о питании подземных вод.

Оценка предельных погрешностей коэффициента инфильтрации атмосферных осадков приводит к еще худшим результатам из (3) следует

$$\delta_{\text{к}} = \delta_{\text{I}} + \delta_{\text{с}},$$

откуда $\delta_{\text{к}}$ (%): 54,7 (1952 г.), 32,9 (1953 г.), 32,6 (1954 г.), 122,9 (1955 г.), 125,2 (1956 г.), 195,5 (1957 г.) и 53,1 (1958 г.).

Приведенная здесь оценка точности определения мер питания подземных вод вследствие отсутствия в упомянутых публикациях первичного материала и результатов его изучения с точки зрения погрешностей установленных составляющих баланса носит приближенный характер. Вместе с тем, она дает представление о точности балансовых исследований в целом.

Таким образом, как уже отмечалось в [1], балансово-гидрометрический метод не обеспечивает строгого и единообразного подхода к оценкам естественных ресурсов подземных вод. Это связано с тем, что водный баланс выделенного участка водоносного пласта рассматривается на поверхности земли вне связи с гидрогеологическими процессами, действительно протекающими в пласте и в зоне аэрации. Неопределенной и ничем не обоснованной является величина эффективных атмосферных осадков, которую необходимо выбрать при расчетах инфильтрации этим методом. В [1] было показано, напри-

мер, что в одних случаях принимается $X = S$, а в других $X = S + X_1$. При существующей тенденции к постоянному пересмотру естественных запасов и ресурсов подземных вод, как правило, с целью их увеличения, эффективные осадки естественно произвольно завышаются.

Низка достоверность результатов балансовых исследований и вследствие значительных случайных погрешностей в измерениях и вычислениях отдельных составляющих водного баланса. Поэтому при оценках естественных ресурсов подземных вод следует избегать применения балансово-гидрометрического метода. Во всяком случае нельзя применять балансовое уравнение для определения инфильтрации. Ее величина должна находиться независимыми методами, а баланс может использоваться только для контрольных расчетов с целью увязки его составляющих.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бураков М.М. О достоверности оценок питания подземных вод в Центральном Казахстане балансово-гидрометрическим методом // Гидрометеорология и экология. - 1995. - № 4. - С.18-30.
2. Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 448 с.
3. Вершинина Л.К., Белова Л.Б. Оценка погрешностей определения характеристик снежного покрова в северо-восточных районах ЕТС // Тр. ГГИ. - 1979. - Вып. 259. - С. 113-121.
4. Вершинина Л.К., Леонова Н.Е. Оценка ошибок интерполяции и осреднения по площади запасов влаги в почве // Тр. ГГИ. - 1979. - Вып. 259. - С. 129-141.
5. Гидрогеология СССР. - Т. XXXIII. Северный Казахстан. - М.: Недра, 1966. - 364 с.
6. Демидович Б.П., Марон И.А. Основы вычислительной математики. - М.: Наука, 1970. - 664 с.
7. Жапарханов С.Ж., Кунанбаев С.Б., Масалин И.М. Месторождение Васильковское // Гидрогеология горнорудных объектов Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1980. - С. 5-26.

8. Железняков Г.В., Данилевич Б.Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 240 с.
9. Завьялова Ю.П., Прохоров И.И. Испарение снега в условиях Северного Казахстана // Тр. КазНИГМИ. - 1960. - Вып. 15. - С. 124-136.
10. Казбеков А.К. Формирование подземных вод в пределах Кокчетавской низкогорной и мелкосопочной возвышенности // Изв. АН КазССР. - Сер. геол. - 1986. - N 1. - С. 45-52.
11. Калужный И.Л., Павлова К.К. Формирование потерь талого стока. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 160 с.
12. Кузнецов В.И. Испарение со снежного покрова // Тр. ГГИ. - 1964. - Вып. 109. - С. 3-56.
13. Кузьмин П.П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова // Тр. ГГИ. - 1953. - Вып. 41(95). - С. 34-52.
14. Мудров В.И., Кушко В.Л. Методы обработки измерений. (Квазиправдоподобные оценки). - М.: Советское радио, 1976. - 192 с.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. - Вып.3. - Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 301 с.
16. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. - Вып. 10. Инспекция гидрометеорологических станций и постов. - Ч. 1. Инспекция метеорологических наблюдений на станциях. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 240 с.
17. Орлова В.В. Гидрометрия. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 460 с.
18. Оценка точности определения водопроницаемости горных пород / Н.И.Ильин, С.Н.Чернышев, Е.С.Дзекцер и др. - М.: Наука, 1971. - 151 с.

Институт гидрогеологии
и гидрофизики МНАН РК

ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫНЫҢ КОРЕКТЕНУІН БАЛАНСТЫ-
ГИДРОМЕТРЛІК ӘДІСПЕН БАҒАЛАУДЫҢ КЕЗДЕЙСОҚ
ҚАТЕЛІКТЕРІ ЖАЙЫНДА

Бураков М.М.

Солтүстік Қазақстандағы Бүкпе шоқысының баурайындағы баланстық телімнің мысалында жерасты суларының коректенуін балансты-гидрометрлік әдіспен бағалаудың кездейсоқ қателіктері зерттеледі. Бұл сияқты бағалаудың дұрыстығы көрсетілген. Жерге сіңу өлшемдерінің кездейсоқ аспаптық және әдістемелік қателіктері 200% жетуі мүмкін.