

УДК 631.432.001.5

МЕТОДЫ РАСЧЕТА БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД ПРИ УСЛОВИИ ДВУХМЕРНОГО ИХ ДВИЖЕНИЯ

ЯКУШИН Л. М., ЗАМАРАЕВ А. Г.
(Кафедра почвоведения)

Для изучения закономерностей формирования ресурсов подземных вод в естественных условиях и прогнозирования изменений их режима при орошении и осушении земель, составления водных и солевых балансов на той или иной территории, а также для решения ряда других вопросов требуется накопление данных о водном балансе грунтовых вод. В настоящей работе рассматриваются методы расчета баланса грунтовых вод, для которого используются данные наблюдений за их уровнем режимом.

Применительно к сложным гидрогеологическим условиям наиболее эффективным считается метод конечных разностей [1], предложенный Г. Н. Каменским [3]. В обобщенной форме уравнение баланса грунтовых вод, используемое в этом случае, записывается следующим образом по А. В. Лебедеву [4]

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t + W \Delta t, \quad (1)$$

где Q_1 и Q_2 — боковой приток и отток грунтовых вод для балансового участка, м³/сут; ω — площадь балансового участка, м²; W — интенсивность питания грунтовых вод атмосферными осадками или расход грунтовых вод на испарение, м/сут; ΔH — изменение уровня грунтовых вод, м, за время Δt , сут; μ — водоотдача пород, доли единицы.

Приток и отток грунтовых вод рассчитывается по формуле Дарси. Грунтовый поток в разрезе (в вертикальной плоскости) принимается за одномерный, т. е. в первом приближении движение воды в потоке рассматривается как горизонтальное. Но при питании грунтовых вод атмосферными осадками в зоне аэрации образуется вертикальный поток, в связи с чем возникает вопрос, как этот поток при достижении уровня грунтовых вод сразу переходит в горизонтальный. Для ответа на него необходимо проследить путь атмосферных осадков после достижения ими уровня грунтовых вод, т. е. построить линии движения их в грунтовом потоке. Чтобы упростить задачу, примем следующие условия: питание грунтовых вод атмосферными осадками равно горизонтальному оттоку грунтовых вод ($W = \text{const}$ и $h_1 = \text{const}$); зона аэрации и водоносный горизонт представлены однородной толщей песков, подстилаемых абсолютным водопором; грунтовые воды дренируются совершенной дренажной системой.

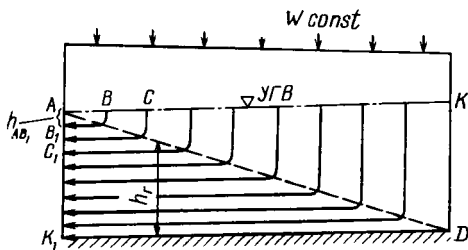


Рис. 1. Схема движения воды в грунтовом потоке.

На рис. 1 поверхность грунтового потока от области дренирования (линия AK_1) до водораздела (точка K) разделена на конечное число равных участков. Рассмотрим формирование потоков воды на участке AB длиной L_{AB} и шириной 1 м. При интенсивности питания грунтовых вод W вертикальный поток, достигающий уровня грунтовых вод на участке в единицу времени, составит величину

$$q_{e_1} = W L_{AB}. \quad (2)$$

Для оттока этого количества воды к области дренирования необходим горизонтальный поток с расходом $q_{e_2} = q_{e_1}$.

Согласно закону Дарси

$$q = KhI, \quad (3)$$

где K — коэффициент фильтрации; h — мощность потока воды; I — градиент напора или уклон грунтового потока. Величину h при известных K , I и $q_{e_2} = q_{e_1}$ можно рассчитать, используя формулу (3). Пусть в области дренирования грунтового потока она будет равна h_{AB_1} (рис. 1). Тогда поток воды с расходом $q_{e_2} = q_{e_1}$ будет существовать в определенной части водоносного горизонта (на рис. 1 это площадь фигуры ABB_1). На участке BC $L_{BC} = L_{AB}$, $q_{e_2} = q_{e_1}$, $q_{e_2} = q_{e_1}$, а горизонтальный поток должен существовать в области ниже площади распространения потока q_{e_1} . Поэтому поток q_{e_2} , достигнув уровня грунтовых вод, на некотором отрезке пути (не менее h_{AB_1}) должен продолжать двигаться в вертикальном направлении, и лишь потом будет формироваться горизонтальный поток q_{e_2} . Указанные потоки $q_{e_2} = q_{e_1}$ будут двигаться в пределах площади фигуры BCC_1B_1 , а мощность горизонтального потока составит $h_{B,C_1} = h_{AB}$. Подобным образом можно проследить пути движения воды, поступающей на уровень грунтовых вод в пределах других участков. Линии BB_1 , CC_1 ... $КДК_1$ представляют собой линии тока воды, разграничивающие ее потоки на различных участках.

Как видно из рис. 1, поток грунтовых вод в указанных условиях получился двухмерным в разрезе, а не одномерным. В нем можно выделить площади, занятые вертикальным и горизонтальным потоками, которые на рис. 1 разделены линией AD . Площадь горизонта, занятая вертикальным потоком, увеличивается от области дренирования к водоразделу, а мощность горизонтального потока воды уменьшается вплоть до нуля. Так как интенсивность питания грунтовых вод постоянна по площади, то и скорость оттока воды с горизонтальным потоком на всей площади его распространения будет постоянной, а, следовательно, постоянен и градиент напора грунтового потока при неизменной мощности водоносного горизонта. Таким образом, прохождение увеличивающегося от водораздела к области дренирования горизонтального потока воды обеспечивается при увеличении мощности этого потока, а не величины I , как это подразумевалось при расчете по методу конечных разностей Г. Н. Каменского. В последнем случае, принимая поток грунтовых вод за одномерный, мощность водоносного горизонта отождествляли с мощностью горизонтального потока.

В подтверждение двухмерности потока грунтовых вод можно сказать следующее. Если бы он был одномерным, то наличие только горизонтальной составляющей скорости течения воды должно было бы привести к осушению всей толщи пласта у водораздела, чего не происходит. Указанное выше относится и к случаю, когда $W=0$, только при этом горизонтальный поток грунтовых вод будет обеспечиваться не за счет атмосферных осадков, а за счет сработки запасов грунтовых вод.

Таким образом, двухмерное в разрезе движение грунтовых вод, видимо, является наиболее типичным. Принимаемый в расчетах, как правило, плоско-параллельный характер грунтового потока в верти-

кальном сечении обосновывают тем, что его длина во много раз превышает мощность, в связи с чем можно пренебречь изменением напоров по глубине потока [7]. Но если в грунтовом потоке выделять зоны с вертикальным и горизонтальным движением воды (рис. 1), что, по всей видимости, соответствует действительности, то никакое соотношение между его мощностью и горизонтальной протяженностью не может привести к принципиальным изменениям линий тока воды, т. е. в этом случае нельзя использовать предпосылку Дюпюи о постоянстве напоров по вертикали, а следовательно, принимать грунтовый поток за одномерный в разрезе. Для двумерного потока грунтовых вод, когда известны только h , I и K , нельзя рассчитать q_e .

Эта задача разрешима только для установившегося или квазиустановившегося движения воды при известных граничных условиях, когда можно рассчитать h_e в рассматриваемом сечении, а затем и q_e .

На основе изложенного выше можно сделать вывод, что расчет баланса грунтовых вод с использованием уравнения (1) при отождествлении мощности горизонтального потока с мощностью водоносного горизонта ($h=h_e$) не дает представления о действительном балансе грунтовых вод. Это наглядно проявляется при $W=0$ и квазиустановившемся режиме сработки уровня грунтовых вод. В данном случае решение балансового уравнения (1) обычно приводит к неправдоподобным результатам. В указанных условиях расход грунтового потока в области дренирования равен изменению запасов грунтовых вод на площади их распространения в единицу времени. Для единичного расхода грунтового потока (шириной 1 м) эта зависимость может быть выражена в виде:

$$q_e = q_e = \frac{\Delta H}{\Delta t} \mu L, \quad (4)$$

где $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ — изменение уровня грунтовых вод в единицу времени (скорость сработки); L — расстояние от водораздела грунтовых вод до области дренирования.

Поскольку на некотором участке у области дренирования h_e лишь немного меньше h и можно принять $h=h_e$, то для расчета q_e можно использовать также формулу (3). Приравнявая значения q_e по формулам (3) и (4), выразим зависимость скорости сработки уровня грунтовых вод от различных параметров

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{KhI}{\mu L}. \quad (5)$$

Величину $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ при $I=1$ мы назовем удельной скоростью сработки уровня грунтовых вод $V_{y\partial}$ при $W=0$ и квазиустановившемся уровненом режиме грунтовых вод:

$$V_{y\partial} = \frac{\Delta H}{\Delta t I} = \frac{Kh}{\mu L}. \quad (6)$$

Величину местного подземного стока воды с единицы площади q_e можно рассчитать по формулам:

$$\text{при } W=0 \quad q_e = q_e = \frac{\Delta H}{\Delta t} \mu; \quad (7)$$

$$\text{при } W = \text{const} \quad q_e = q_e = V_{y\partial} I \mu. \quad (8)$$

Таким образом, введенный обобщенный параметр грунтового потока $V_{y\partial}$ позволяет рассчитать местный подземный сток при $W \neq 0$, а также предложить новое балансовое уравнение грунтовых вод, дающее возможность определить величину инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды

$$W\Delta t = V_{y\partial} I\mu\Delta t + \Delta H\mu, \quad (9)$$

где ΔH — разность уровней грунтовых вод в конце H_{t_2} и начале H_{t_1} расчетного периода $\Delta H = H_{t_2} - H_{t_1}$. Приведенный метод расчета $W\Delta t$ в отличие от подобных методов В. Г. Ткачук [9] и К. И. Сычева [8] позволяет учесть изменение уклона грунтового потока во времени, но для его использования необходимо иметь три режимные скважины, расположенные по углам треугольника (для определения величины I), а не одну. Этот метод применим, по-видимому, только для участков с преимущественно горизонтальным потоком воды и простых рассмотренных условий, к которым необходимо добавить постоянство во времени параметров L , μ , h . В некоторых случаях их изменения можно принять во внимание или пренебречь ими. В природе значительную часть времени существует неустановившийся режим движения грунтовых вод. Использование для расчета баланса грунтовых вод в этих условиях уравнения (9) может привести к значительной ошибке, величину которой трудно оценить. Поэтому для определения области применимости уравнения (9) необходимо проведение дополнительных исследований на разных моделях, которые помогут разобраться в характере движения воды в грунтовом потоке при различных режимах.

Для нахождения такого метода расчета баланса грунтовых вод, на результаты которого влияет минимальное число параметров, в грунтовом двух- или трехмерном потоке следует выделить участки с одномерным движением воды (на рис. 1 линия АД разделяет грунтовый поток на вертикальный и горизонтальный). В этом случае изменение во времени расхода воды на единицу площади грунтового потока будет зависеть только от изменения градиента напора вдоль одномерного потока воды. Е. Л. Минкиным [6] предложено уравнение баланса грунтовых вод для вертикального их движения (в суглинках, подстилаемых песками)

$$\mu\Delta H = W\Delta t - K \frac{H_1 - H_2}{a} \Delta t, \quad (10)$$

где H_1 и H_2 — средние за период Δt абсолютные отметки уровней воды в верхнем и нижнем пьезометрах, расположенных вдоль вертикального потока; a — расстояние между серединами фильтров скважин.

Для проведения расчетов по уравнению (10) необходимо, кроме данных режимных наблюдений по кусту из двух скважин, располагать экспериментально полученными параметрами μ и K . При этом следует учитывать, что величина K даже в пределах одной литологической разности пород изменяется в значительных пределах и часто зависит от направления фильтрации, а обычные опытно-фильтрационные исследования дают осредненные величины K , характеризующие в основном горизонтальное движение воды, поэтому они не могут быть использованы для расчетов вертикального потока воды. По-видимому, по этой причине уравнение (10) не получило распространения для расчета баланса грунтовых вод. Но для расчета величины вертикального потока воды достаточно знать ее зависимость от разности $H_1 - H_2$ и водоотдачу (если $\mu = \text{const}$). В связи с этим расчет вертикального местного подземного стока воды и баланса грунтовых вод может быть осуществлен по следующим уравнениям:

$$q_s = \mu f(H_1 - H_2) \quad (11)$$

$$W\Delta t = \mu f(H_1 - H_2)\Delta t + \Delta H\mu. \quad (12)$$

Эти формулы использованы для исследования баланса грунтовых вод на балансовых площадках с системой режимных скважин, заложенных на опытном поле в учхозе «Михайловское» Подольского района Московской области.

Ниже будут описаны методические приемы и приведены необходимые исходные данные для количественной характеристики всех составляющих баланса грунтовых вод.

Опытное поле располагается на пологом склоне лощины с уклонами поверхности 0,005—0,045. Почва дерново-подзолистая среднесуглинистая, глубина профиля 2 м. Ниже залегают флювиогляциальные суглинки с линзами мелкозернистых песков и супесей, подстилаемые на глубине 5—9 м моренными суглинками днепровского оледенения мощностью 5,5—7,5 м. Под мореной залегают флювиогляциальные пылеватые пески мощностью 2,2—4,5 м, сменяющиеся суглинками того же генезиса. Толща четвертичных отложений подстилается известняками карбона. В надморенных флювиогляциальных отложениях распространены грунтовые воды, а в песках, залегающих под мореной, заключены напорные воды. На большей части площади уровни грунтовых вод залегают на более высоких абсолютных отметках, чем напорные (на 0,5—2,0 и более метров), что обеспечивало возможность перетекания грунтовых вод в напорные и только на дне лощины картина была обратной. В четвертичных отложениях величина потока грунтовых и напорных вод, разгружающихся на дне лощины, сравнительно небольшая из-за низких фильтрационных свойств отложений (средний коэффициент фильтрации суглинков 0,05, пылеватых песков — 0,23 м/сут). Как показали расчеты по формуле (3), этот поток обеспечивает вынос атмосферных осадков, достигающих уровня грунтовых вод за год (~100 мм) на полосе, примыкающей к лощине, ширина которой не превышает 90 м. За пределами указанной полосы, в том числе и на балансовых площадках, удаленных от дна лощины не менее чем на 170 м, во всей толще четвертичных отложений существует нисходящий поток воды, направленный в лежащие ниже известняки карбона. Поэтому для расчета баланса грунтовых вод может быть использовано уравнение (12). Исследования проводили на балансовых площадках, где были оборудованы кусты расположенных режимных скважин, фильтры которых установлены в грунтовых и напорных водах. Величину местного подземного стока воды за период Δt , выраженную в миллиметрах, рассчитывали по формулам:

$$\text{при } W=0 \quad U = \Delta H \mu, \quad (13)$$

$$\text{при } W \neq 0 \quad U = \mu f(H_1 - H_2) \Delta t. \quad (14)$$

Для расчета инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды использовали балансовое уравнение (12). Для определения водоотдачи пород μ изучали распределение влажности в почвогрунтовой толще в различные сроки в период снижения уровня грунтовых вод. Она составила для суглинков в зоне колебания уровня грунтовых вод 0,027.

Зависимость $V = f(H_1 - H_2)$ находили на основе данных урвненного режима грунтовых и напорных вод по кустам режимных скважин при $W=0$.

На рис. 2 в качестве примера приводятся графики колебания уровней грунтовых (скважина 45) и напорных (скважина 45В) вод, на которых выбирали периоды времени с достаточно равномерным снижением их уровней. Средние значения скорости снижения уровня грунтовых вод $V = \frac{\Delta H}{\Delta t}$ и разности в абсолютных отметках уровней $H_1 - H_2$ по скважинам 45 и 45В в выделенные интервалы времени наносили в виде точек на график рис. 3. Зависимость $V = f(H_1 - H_2)$ получилась линейной (прямая ОВС), разброс точек не превышал 15—20%. Этот разброс может определяться изменениями водоотдачи пород (суглинки от легких до тяжелых), а также зависимостью последней от скорости сработки уровня воды. Поскольку эти отклонения

находятся в пределах точности определения величины водоотдачи пород, то при расчетах можно принять $\mu = const$.

Сказанное не относится к случаю резкого несоответствия двух точек на рис. 3 линейной зависимости (прямая ОВС). Эти точки характеризуют режим быстрой сработки уровня грунтовых вод (он условно представлен пунктирной линией ВД) после предшествующего быстрого его подъема. А такой процесс сопровождается увеличением количества заземленного воздуха в верхней части грунтовых вод и соответ-

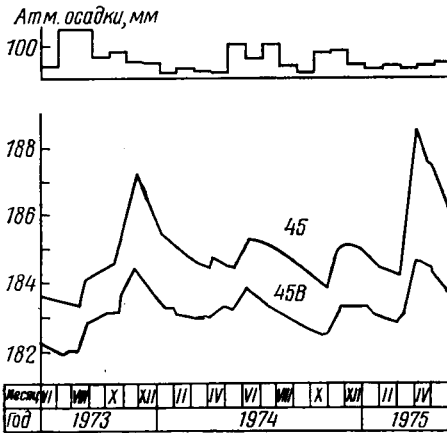


Рис. 2. Графики колебания уровней грунтовых (скважина 45) и напорных (скважина 45В) вод.

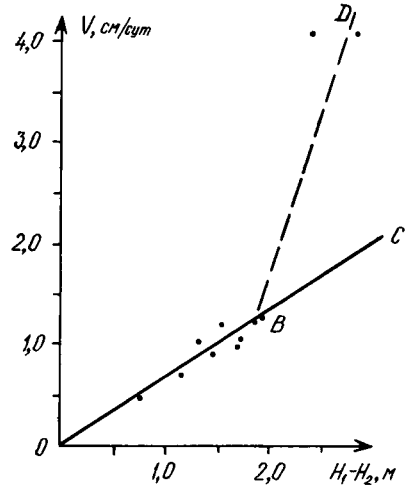


Рис. 3. Зависимость $V=f(H_1-H_2)$ по данным режимных наблюдений в скважинах 45 и 45В.

ствующим уменьшением водоотдачи пород. Указанный режим может быть частично связан с неравномерностью распределения величины W по площади. В этом случае, как и при $W \neq 0$, местный подземный сток воды определяли по формуле (14), $V=f(H_1-H_2)$ находили по графику (рис. 3). При расчете величины инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды по уравнению (12) необходимо, чтобы начало и конец расчетного периода приходились на такой режим спада уровня грунтовых вод, при котором можно принять $\mu = const$ и $W=0$. Критерием для выявления указанного режима служило соответствие фактической скорости сработки уровня грунтовых вод и скорости, полученной по зависимости $V=f(H_1-H_2)$, с ошибкой, не превышающей 20%. В последнем случае величину U рассчитывали по формуле (13), а при других режимах изменения уровня грунтовых вод — по формуле (14).

Результаты расчета составляющих баланса грунтовых вод сведены в таблицу, из которой видно, что питание грунтовых вод атмосферными осадками происходило в основном в осенний и весенний периоды и редко во время зимних оттепелей и в летние месяцы. Годовые величины W находились в пределах 73—144 мм, расход наблюдался только на местный подземный сток (72—111 мм в год) — нисходящий поток воды в четвертичных отложениях, направленный в лежащие ниже известняки карбона. Отсутствие испарения с уровня грунтовых вод, залегающих, как правило, глубже 2—3 м, подтвердили результаты лизиметрических наблюдений. Исследования проводили в основном в период многолетнего подъема уровня грунтовых вод [5]. Превышение величины питания над стоком в 1970—1975 гг. составило 98 мм, а в отдельные годы — от 1 до 33 мм, или в среднем 20 мм.

На основе расчета баланса грунтовых вод для опытного поля по трем кустам скважин определены среднегодовые величины местного подземного стока и инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды — соответственно 91 и 112 мм.

Величина среднего многолетнего подземного стока, полученная методом расчленения гидрографии реки, составляет для Московской области 60 мм, а для Калужской — 70 мм в год [2]. При расчете указанным методом не учитывается та часть подземного стока, которая не достигает реки, а расходуется на испарение. Так, на исследуемой площади часть подземного стока, которая разгружается на дне лощины, не образует поверхностного стока, а расходуется только на физическое испарение и транспирацию растений. Исходя из этого можно сделать вывод, что полученная нами среднегодовая величина местного подземного стока воды, характеризующая период подъема уровня грунтовых вод, достаточно точная, а использованная для расчета методики правильно отражает баланс грунтовых вод.

Величина ошибок при расчете составляющих баланса грунтовых вод по изложенной выше методике в основном зависит от точности определения водоотдачи пород. В качестве ограничений ее использования нужно указать на необходимость расположения фильтров куста режимных скважин (длиной 0,5—1 м) вдоль вертикального потока подземных вод на расстоянии, обеспечивающем разность напоров воды в них не менее 20 см (тогда ошибка в определении $H_1 - H_2$ не превысит 5%). Выше было показано, что от области дренирования к водоразделу грунтовых вод увеличивается мощность горизонта, занятого вертикальным потоком воды, и рассмотрен пример ее расчета, а также мощности горизонтального потока в исследуемой толще подземных вод.

Зная величину вертикального потока воды и градиент напора между двумя точками $\left(\frac{a}{H_1 - H_2}\right)$, можно рассчитать коэффициент фильт-

Баланс грунтовых вод за 1970—1975 гг.

Расчетный период	Местный подземный сток U , мм	Изменение запасов грунтовых вод ΔU , мм	Инфильтрация атмосферных осадков в грунтовые воды $\Psi \Delta U$, мм
1/VI—24/X 1970 г.	23	-23	—
25/X—15/XII 1970 г.	12	+58	70
16/XII 1970 — 31/III 1971 г.	27	-27	—
1/IV—31/V 1971 г.	10	-7	3
1/VI 1970 — 31/V 1971 г.	72	+1	73
1/VI—15/X 1971 г.	18	-18	—
16/X—27/XI 1971 г.	16	+90	106
28/XI 1971 — 31/I 1972 г.	26	-26	—
1/II—31/V 1972 г.	32	-32	—
1/VI 1971 — 31/V 1972 г.	92	+14	106
1/VI—27/XI 1972 г.	30	-30	—
28/XI—31/XII 1972 г.	7	+38	45
1/I—27/III 1973 г.	25	-25	—
28/III—31/V 1973 г.	24	+36	60
1/VI 1972 — 31/V 1973 г.	86	+19	105
1/VI—6/VII 1973 г.	8	-8	—
7/VII—9/VIII 1973 г.	9	-3	6
10/VIII—19/XI 1973 г.	30	+80	110
20/XI 1973 — 7/I 1974 г.	23	-23	—
8/I—31/III 1974 г.	27	-27	—
1/IV—31/V 1974 г.	14	+14	28
1/VI 1973 — 31/V 1974 г.	111	+33	144
1/VI—30/VII 1974 г.	15	0	15
31/VII—31/X 1974 г.	28	-28	—
1/XI 1974 — 6/I 1975 г.	19	+15	34
7/I—5/III 1975 г.	14	-14	—
6/III—4/IV 1975 г.	15	+91	106
5/IV—31/V 1975 г.	33	-33	—
1/VI 1974 — 31/V 1975 г.	124	+31	155
В среднем за год	97	+20	117

рации пород вдоль вертикальной оси по формуле

$$K = \frac{V_{\mu a}}{H_1 - H_2} \quad (15)$$

При расчете его по данным режимных наблюдений в скважинах 45 и 45В для толщи пород, сложенной средними и тяжелыми флювиогляциальными и моренными суглинками, получена величина 0,0013 м/сут, что более чем на порядок ниже средних значений коэффициента фильтрации суглинков. Но даже при таком низком значении K обеспечивается сброс воды с вертикальным потоком при градиенте $I=1$ в количестве 475 мм в год. Между скважинами 45 и 45В градиент напора воды находился в пределах 0,1—0,34. Средняя скорость вертикального потока воды в зоне насыщения за исследуемый пятилетний период составила 3,6 м в год. Она получена как частное от деления среднегодовой величины местного подземного стока воды (у скважин 45 и 45В) на водоотдачу пород.

Выводы

1. Движение грунтовых вод обычно принимается при расчетах за одномерное в разрезе. Нами показано, что, как правило, грунтовый поток является двухмерным, причем в нем можно выделить зоны с вертикальным и горизонтальным потоками воды.

2. Для участков с преимущественно горизонтальным потоком воды предложено уравнение баланса грунтовых вод

$$W\Delta t = V_{\mu 0} I \mu \Delta t + \Delta H \mu.$$

Для определения пределов его применимости необходимы дополнительные исследования.

3. Для условий вертикального потока воды предложена методика и рассчитан баланс грунтовых вод по следующему уравнению:

$$W\Delta t = \mu f (H_1 - H_2) \Delta t + \Delta H \mu.$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Вартецкий В. И., Насонов В. Т. К оценке баланса подземных вод по режиму их уровня. «Науч. тр. Ташкент. ун-та», 1973, вып. 434, с. 91—104. — 2. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., Гидрометеоздат, 1967. — 3. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М., Госгеолгиздат, 1943. — 4. Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1963. — 5. Материалы наблюдений за режимом подземных вод на зональных станциях МГД СССР. М., ВСЕГИНГЕО, 1973, вып. 6; 1975, вып. 7. — 6. Минкин Е. Л. Способ

приближенного определения питания грунтовых вод или их расхода на испарение и транспирацию в условиях орошения. Тр. Всесоюз. НИИ гидрогеол. и инж. геол., 1962, сб. 20, с. 90—93. — 7. Мироненко В. А., Шестаков В. М. Основы гидрогеомеханики. М., «Недра», 1974. — 8. Сычев К. И. К методике определения баланса подземных вод. «Разведка и охрана недр», 1967, № 3, с. 47—51. — 9. Ткачук В. Г. Определение приходной части баланса грунтовых вод по сезонным колебаниям уровня. Тр. лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1949, т. II, с. 183—193.

Статья поступила 3 октября 1977 г.

SUMMARY

In calculating the balance of groundwaters their movement in the ground flow is usually taken for one-dimensional in the section. We have proved that a ground flow is, as a rule, two-dimensional, so that one may find in it zones with vertical and horizontal flows. For the areas with predominantly horizontal water flow an equation of groundwaters balance is suggested, though the range of its applicability has not yet been determined. For the conditions of vertical flow the technique of calculating the groundwaters balance has been suggested and the calculation for the period of 1970—1975 was done on the experimental field in Moscow region. The average annual local underground runoff made 91 mm, and infiltration of precipitation into groundwaters made 112 mm.