

УДК 502/504:556.18

В. Ф. ЖАБИН, Д. В. КОЗЛОВ, Л. Д. РАТКОВИЧ, Е. В. ФРИЗЕНА

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Московский государственный университет природообустройства»

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВМЕСТНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Дан анализ взаимодействия подземных и поверхностных вод. Приведены составляющие баланса и параметры потока подземных вод. Рассмотрены вопросы питания и расходования подземных вод, испарения с поверхности грунтовых вод, сопротивления в зоне контакта поверхностных и подземных вод. Определены факторы защищенности подземных вод.

Баланс подземных вод, питание и разгрузка подземных вод, коэффициент фильтрации, единичный расход инфильтрационного потока грунтовых вод, ущерб речному стоку, защищенность подземных вод.

There is considered an interaction of ground and surface water. Components of balance and parameters of ground water flow are given. Questions of ground water feeding and discharge, evaporations from the ground water surface, resistance in the contact zone of surface and ground water are considered. There are defined factors of ground water protectability.

Balance of ground water, feeding and discharge of ground water, filtration factor, unit discharge of ground water infiltration flow, damage to a river flow, ground water protectability.

Совместное нахождение поверхностных и подземных вод в верхней части земной коры определяет тесную взаимозависимость их балансов, отражающих изменение количественных и качественных составляющих. Процессы притока Π и оттока Q подземных вод (ПВ) связывают области питания и разгрузки их в естественных и в нарушенных хозяйственной деятельностью условиях. Приток подземных вод во многом обусловлен питанием их в пределах водосборного бассейна (водосбора). Площади водосборов (тыс. км²) принято считать так: малых рек ≤ 1 ; средних 1...10; больших >10 .

Изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод позволяет решать большие экологические и хозяйственные

задачи на основе анализа влияния изменения экологических условий водосбора на режим и параметры взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Анализ экологической ситуации, обусловленной изменением режима подземных вод, предполагает оценку подтопления территории их распространения, изменения их ресурсов (объема и качества), а также условий взаимосвязи с поверхностными водами.

Взаимодействие подземных и поверхностных вод. Закономерной является взаимосвязь атмосферных процессов, поверхностных и подземных вод в глобальном цикле водообмена. Баланс подземных вод целесообразно рассматривать в границах симметричного потока, направленного от водораздела к дрене

(рис.1). Морфологический водораздел не всегда совпадает с водоразделом подземных вод, который определяется наивысшим положением свободной поверхности в этом сечении $h_1 = h_{\max}$ и условием $(dq/dx)_{x=1} = 0$. Составляющие водного баланса должны определяться независимо друг от друга, как в естественных условиях, так и при нарушении последних в результате хозяйственной деятельности. Анализ стационарного состояния выполняют для среднесуточных значений составляющих водного баланса. Изменение составляющей баланса приводит к его нарушению, хотя разбалансированная гидрогеохимическая природная система стремится к равновесному (устойчивому) состоянию в новых условиях. Для восстановления или улучшения прежнего состояния необходимы мероприятия по регулированию гидрогеохимических процессов с учетом динамики антропогенного воздействия.

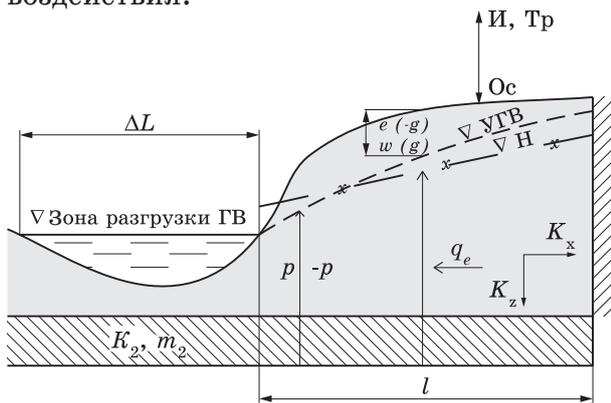


Рис. 1. Составляющие баланса и параметры потока подземных вод: И, T_p – испарение, транспирация соответственно; O_c – атмосферные осадки; $w(g), e(-g)$ – соответственно питание и испарение грунтовых вод; $p, -p$ – составляющая взаимосвязи грунтовых и напорных вод (питание и разгрузка); q_e – естественный приток грунтовых вод (динамические запасы); ΔL – дополнительное фильтрационное сопротивление в зоне разгрузки грунтовых вод; K_x, K_z – горизонтальная и вертикальная составляющие водопроницаемости водоносных фильтрационно-анизотропных горных пород, коэффициенты фильтрации; K_2, m_2 – коэффициент фильтрации и мощность относительного водоупора между грунтовым и напорным потоками подземных вод, со свободной и пьезометрической поверхностями соответственно; l – длина потока грунтовых вод.

Основное питание подземных вод происходит при инфильтрации благодаря нисходящему движению воды от поверхности земли к их зеркалу. Разгрузка осуществляется в виде родникового стока, подземного стока в гидрографическую сеть, испарения со свободной поверхности, а также в виде перетекания в нижележащий водоносный слой.

Различное соотношение составляющих водного баланса на поверхности земли и в зоне неполного водонасыщения (зоне аэрации) определяет величину питания (расходования) грунтовых вод через капиллярную кайму. Результирующее питание, выраженное в миллиметрах, принято называть инфильтрационным w , а расходование – испарением e . Интенсивность процессов w и e измеряют в метрах в сутки – как правило, это постоянная величина в течение расчетного периода времени. Коэффициент инфильтрации \bar{n} в определенных условиях может быть равен коэффициенту подземного стока. При неизменной норме испаряемости коэффициент инфильтрации оценивают по формуле [1]:

$$\bar{n}_1 = \bar{n}_0 \left(1 + \frac{N_1 - N_0}{N_0}\right); \tag{1}$$

$$\bar{n}_0 = \frac{w_0}{N_0},$$

где \bar{n}_0 – среднесуточный коэффициент инфильтрации при норме осадков N_0 и слое инфильтрационного питания w_0 ; \bar{n}_1 – то же в изменившихся условиях по водности при норме осадков N_1 .

Отношение величин атмосферных осадков и испаряемости E_0 за один и тот же промежуток времени определяет водный режим зоны неполного насыщения и условия питания грунтовых вод. Эта предпосылка и анализ экспериментального материала по различным климатическим областям позволили получить следующие соотношения, справедливые для равнинных территорий и нормального просачивания.

N_0/E_0	$\leq 0,1$	0,6	0,7	1,0
\bar{n}_0	$\approx 0,07$	0,085	0,09	0,11
N_0/E_0	1,2	1,3	1,4	–
\bar{n}_0	0,13	0,16	0,2	–

Испарение с поверхности грунтовых вод (далее – испарение) определяет наряду с инфильтрацией направленность влагообмена в зоне аэрации, влияет на

почвообразовательный процесс, повышает содержания солей в грунтах и грунтовых водах. Испарение может равняться доле естественных ресурсов грунтовых вод и иногда представлять собой основную расходную статью их баланса, обеспечивая стабилизацию свободной поверхности. Этот фактор значим при анализе гидрохимического режима зоны аэрации и подземных вод.

Исследование связи испарения с глубиной грунтовых вод и свойствами грунтов ненасыщенной зоны [1] привело к зависимости

$$\bar{e}_j = \gamma_0 R \sum_1^n \frac{E_j - E_{j-1}}{E_0}; \quad (2)$$

$$\bar{e}_j = \frac{e_j}{E_j}, \quad R = -\text{Ei}\left(-\frac{z^2}{4at}\right),$$

если $\frac{z^2}{4at} \leq 0,05$, $R = 4,6 \lg \frac{1,5\sqrt{at}}{z}$,

где γ – коэффициент пропорциональности (экспериментальный); e_j – испарение грунтовых вод; E_j, E_0 – испарение с открытой водной поверхности за месяц и год соответственно; Ei – интегральная экспоненциальная функция; $a = \lambda / (c \cdot \sigma)$ – коэффициент температуропроводности, $\text{м}^2/\text{сут}$ (λ – коэффициент теплопроводности, $\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{сут} \cdot ^\circ\text{C})$; c – теплоемкость, $\text{ккал}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$; σ – объемный вес грунта, $\text{кг}/\text{м}^3$; t – общая продолжительность процесса, сут ; z – средняя мощность зоны аэрации, м .

Теплофизические характеристики грунтов зоны неполного насыщения зависят от их состава, влажности, а также от морфогенетических особенностей и структуры порового пространства. Заметное влияние оказывает минерализация грунтовых вод. Для ориентировочных расчетов при песчано-глинистом составе грунтов зоны аэрации значения коэффициента температуропроводности можно выбирать в диапазоне $(1...2) \cdot 10^{-2} \text{м}^2/\text{сут}$ ($\gamma_0 \leq 0,08$), затем уточнять выбранные характеристики по результатам эксперимента.

Практически полное прекращение испарения наступает при достижении поверхностью грунтовых вод «критической» глубины, которую можно отождествлять с климатической характеристикой региона z_k (по аналогии с глубиной промерзания). Для ее расчета при определении годовой величины испарения по формуле (2) рекомендуется использовать предложение В. А. Ковды:

$$z_k \approx (170 \text{ см} + 8t \text{ } ^\circ\text{C}) \approx \phi \sqrt{at}, \quad (3)$$

где t – среднегодовая температура воздуха в регионе, $^\circ\text{C}$.

Определение соотношений напоров по всей длине потока, как в горизонте грунтовых вод, так и в находящихся под ним пластах, необходимо при оценке составляющих баланса подземных вод.

Если по пути движения потока грунтовых вод не происходит их питания или расходования, то в этом случае в уравнении общего водного баланса $\Pi = Q$. Во всех остальных случаях величина оттока подземных (грунтовых) вод будет отличаться от притока к границе балансового участка на величину, равную разгрузке (родниковой, испарению) или питанию (инфильтрационному, напорному) в пределах участка. В дальнейших рассуждениях будем использовать интегральную величину питания грунтовых вод с учетом ее изменение по длине потока.

При анализе взаимодействия поверхностных и подземных вод большое значение имеет сопротивление в зоне их контакта ΔL , прямо пропорциональное потерям напора в пределах зоны кольтации («дополнительный слой») [2]. Величину сопротивления принято выражать в метрах эквивалентной дополнительной длины потока, полученной расчетным путем или графическим построением [3, 4].

Формулы для расчета этого параметра и условия их применения приведены в табл. 1.

Таблица 1

Аналитические способы определения сопротивления дрен

Расчетная схема	Строение пласта	Расчетная формула ΔL
Водоем или водоток шириной $2b_r$	Однородно-анизотропный	$\Delta L_1 \approx 0,5am_d, \quad a = \sqrt{\frac{k_x}{k_z}}$ (4)
	Двухслойный [3, 4]	$\Delta L_\bullet = \Delta L_2 \text{cth}\left(\frac{2b_r}{\Delta L_2}\right), \quad \Delta L_2 = \sqrt{\frac{k_2 m_2 m_{1d}}{k_1}}$ (5)
Береговая дрена, по С. Ф. Аверьянову	Однородно-анизотропный	$L_{bd} = \frac{1}{1 + \frac{L_{nd}}{x_d + \Delta L}}, \quad L_{nd} = 1,47am_d \lg \frac{1}{\sin \frac{\pi d}{2am_d}}$ (6)

В формуле (6), по которой определяется общее сопротивление береговой дрены L_{bd} , перед m_d добавляется множитель, учитывающий фильтрационную анизотропию, как в формуле (4).

Из табл. 1 ясно, что практически все дренирующие границы потоков грунтовых вод имеют дополнительное фильтрационное сопротивление, которое необходимо учитывать путем замены действительной координаты x на расчетную: $X = x + \Delta L$.

Заметим, что в формулу (5) входит половина ширины естественной дрены, которая может быть определена так: $b_r \geq 3\Delta L_2$ для анизотропного двухслойного строения ложа водоема или водотока.

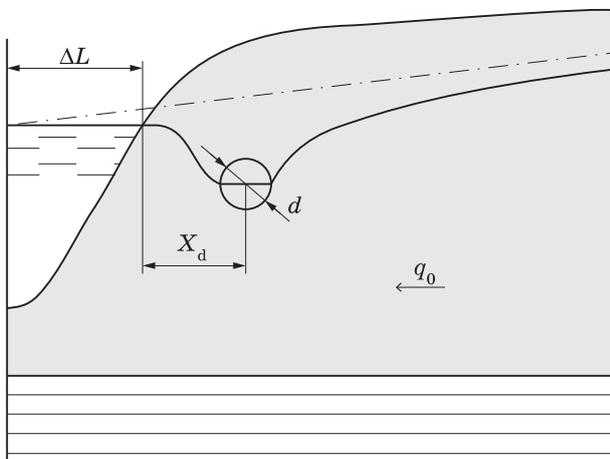


Рис. 2. Береговая дрена, ряд скважин (расчетная схема): ΔL – дополнительное фильтрационное сопротивление, м; X_d – расстояние от уреза воды до центра скважины, м; d – диаметр скважины, м; q_0 – единичный установившийся расход, м²/сут

Единичный установившийся расход, т.е. удельная величина динамических запасов в условиях естественной дренированности

$$q_0 = \omega l. \tag{7}$$

Однако расход воды, поступающий в дрена, распределится в зависимости от ее несовершенства и условий формирования потока подземных вод. Так, единичный расход инфильтрационного потока грунтовых вод q_r , поступающего в реку, следуя рекомендациям С. Ф. Аверьянова, определим так:

$$q_r = q_0 \frac{2L_{bd}}{1 + L_{bd}} \tag{8}$$

при $L_{nd} = \Delta L, (x_d = 0) \Rightarrow L_{bd} = 0,5$ и $q_r \approx 0,67q_0$.

При этом на урезе разгружается $q_{ro} = 0,33q_0$. Иными словами, независимо от величины сопротивления на урезе

водотока (водоема) разгружается около 1/3 расхода потока ГВ, идущего с водораздела. Близкий по значению результат получается, если использовать решение В. М. Шестакова с заменой x на X [4].

В этом случае расход грунтовых вод в каждом сечении:

$$\text{под рекой} - q_x = T \frac{\Delta H_0}{\Delta L} e^{-\frac{x+\Delta L}{\Delta L}} = q_0 e^{-\frac{x+\Delta L}{\Delta L}}; \tag{9}$$

$$\text{на урезе} - x = 0 \text{ и } q_{ro} = q_0 e^{-1} \approx 0,368q_0.$$

Тот же результат получается при решении дифференциального уравнения:

$$-\frac{dq}{dX} = \frac{q}{\Delta L}; -\ln q = \frac{X}{\Delta L} + C; X = 0; q = q_0. \tag{10}$$

$$-\ln \frac{q_x}{q_0} = \frac{X}{\Delta L}; q_x = q_0 e^{-\frac{x+\Delta L}{\Delta L}}; q_{x=0} \approx 0,368q_0. \tag{11}$$

Определим ширину зоны разгрузки в реке, считая от уреза. При $x = 2\Delta L$ и $q_r = 0,05q_0$ поток грунтовых вод разгрузится только на 95%. При меньшей ширине реки «проскок» потока грунтовых вод под рекой будет больше, на что необходимо обращать внимание при проектировании береговых скважинных водозаборов в зонах возможного загрязнения грунтовых вод на противоположном берегу.

Аналитические расчеты дополнительного сопротивления затруднительны, поэтому наиболее пригодными для практического использования являются данные измерений положения свободной поверхности стационарного потока грунтовых вод вблизи зоны разгрузки.

По рекомендации В. М. Шестакова, когда инфильтрация отсутствует, то

$$\Delta L = \frac{H_1 - H_p}{H_2 - H_1} \cdot x_2 - x_1. \tag{12}$$

При инфильтрации к величинам H_1, H_2 добавляются слагаемые $\omega x_1^2 / 2T, \omega x_2^2 / 2T$ соответственно.

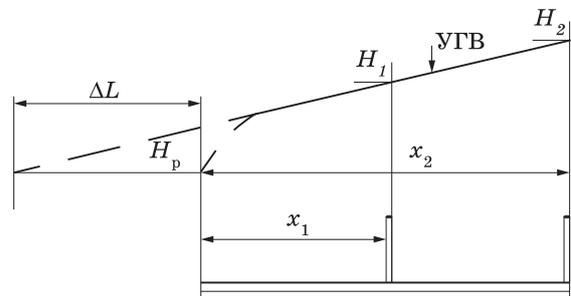


Рис. 3. К расчету дополнительного фильтрационного сопротивления

Экспериментальные методы определения ΔL представлены в [4].

Для горных районов наряду с вариантами питания водотоков характерны случаи потерь речного стока

характерны. В долинах горных рек формирование подземного стока в верхнем и среднем течениях происходит в основном за счет потерь из русла водотока \bar{P} , в то время как в нижнем наблюдается увеличение стока реки за счет разгрузки подземных вод. Величину одностороннего удельного водообмена ПВ и реки можно определить по разнице расходов реки в двух створах, расположенных на расстоянии Y , км:

$$q_r = \frac{43,2(Q_2 - Q_1)}{Y} \quad (13)$$

Для замкнутого экранированного водоема И. С. Пашковский рекомендует следующую формулу:

$$Q = 2\pi T \Delta H b r_0 \frac{I_1(br_0)}{I_0(br_0)}, \quad (14)$$

где Q – расход на перетекание, м³/сут; T – коэффициент водопроницаемости; ΔH – превышение пьезометрического уровня водоносного горизонта над поверхностью водоема, м; r_0 – приведенный радиус водоема, м; $I_1(br_0)$, $I_0(br_0)$ – модифицированные функции Бесселя первого и нулевого порядков соответственно; $b^2 = \sqrt{k_1/(T_2 m_1)}$.

При работе водозабора, когда общий дебит Q складывается из двух составляющих – речных вод (привлекаемых ресурсов) и притока ПВ со стороны водораздела (динамических запасов), Ф. М. Бочеввер полагает [5], что

$$Q_r = \frac{2Q}{\pi} \arctg \frac{Y_0}{X} - 2q_0 Y_0, \quad y_0 = X \sqrt{\frac{Q}{\pi X q_0}} - 1. \quad (15)$$

Половина зоны захвата естественно по потоку подземных вод:

$$B = \frac{Q}{\pi q_0} \arctg \frac{X}{Y_0} + Y_0. \quad (16)$$

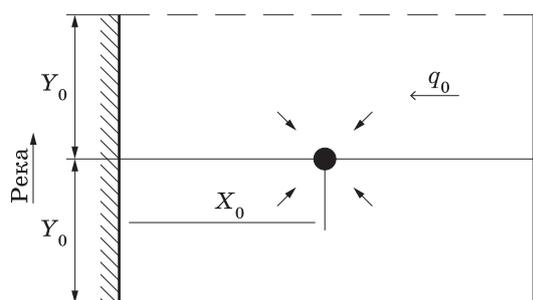


Рис. 4. Скважинный водозабор у реки

Например, если дебит водозабора Q_r составляет 5186 м³/сут, $X = 522$ м, $Y_0 = 1047$ м, то из реки поступает $Q_p = 2561$ м³/сут. Со стороны водораздела при $q_0 = 0,525$ м²/сут поступает примерно 2625 м³/сут. При размерах зоны захвата $2B \approx 5000$ м.

При отсутствии естественного притока производительность водозабора обеспечивается целиком за счет фильтрации из реки. При этом 80...85 % дебита водозабора обеспечиваются на длине $2Y_0 \approx 6X$ за счет притока из реки. Соотношение расходов позволяет прогнозировать качество воды, направляемой потребителю.

Ущерб речному стоку при работе водозабора подземных вод теоретически будет всегда, однако величина его зависит от строения, питания и гидрогеологических параметров системы подземных вод, расстояния от уреза реки, величины сопротивления в зоне разгрузки ΔL и времени эксплуатации t . Соответствующие расчеты подробно представлены М. М. Черепанским [2]. Для инженерной оценки этого фактора можно использовать уравнение М. Хантуша:

$$\frac{Q_r}{Q_w} \approx \operatorname{erfc} \bar{R}; \quad \bar{R} = \frac{L + \Delta L}{2\sqrt{at}}, \quad (17)$$

где L – расстояние водозабора от реки, м; a – коэффициент пьезопроницаемости (уровнепроницаемости), м²/с.

Справедливо считать, что

$$\bar{Q} = \frac{Q_{ст}}{Q_r} = \frac{\alpha Q_w}{Q_r},$$

где α – доля статических запасов, не связанных с поверхностным стоком.

При уменьшении испарения с поверхности грунтовых вод величина α увеличивается на расчетную величину инверсии испарения β . Тогда допустимо полагать, что

$$\alpha + \beta \approx \operatorname{erf} \bar{R}. \quad (18)$$

В данном соотношении критерием сравнения целесообразно выбирать зимний меженный сток реки обеспеченностью 50 % и более.

В табл. 2 приведены результаты расчета потерь речного стока при отборе подземных вод в Калужской области РФ с водозабора площадью 24,56 тыс. км². Здесь при работе 700 водозаборов, эксплуатирующих напорный водоносный комплекс в известняках нижнего карбона, образовалась региональная депрессионная воронка диаметром 20 км.

В таблице использованы данные Геоцентра (Москва) и ЗАО Совинтервод. Величина водоотдачи трещиноватых известняков принята 0,05, понижение при отборе подземных вод составляет при этом 30 м. Зная значение водопроницаемости, можно оценить «обобщенную»

Оценка статической составляющей запасов подземных вод (ПВ) и ущерба речному стоку (округлено)

Водные ресурсы, тыс. м ³ /сут			Вре- мя от- бора, сут	Пони- жение, м	Статические запасы		$\frac{Q_{ст}}{Q_{отб}}$	ПЭЗ, связан- ные с рекой	Ущерб реч- ному стоку, %
Отбор ПВ (1998– 2008), $Q_{отб}$	Прогнозные эксплуата- ционные за- пасы (ПЭЗ)	Межен- ный сток рек			V, м ³	$Q_{ст}$, тыс. м ³ / сут			
250	3612	3601	7300	30	$1,6 \cdot 10^8$	22	0,09	3287	91

водоотдачу, учитывающую изменение характеристик пласта, вертикальный переток и другие факторы, проявившиеся при эксплуатации водоносной системы [5]. Обобщенный модуль подземного стока близок к $1,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$.

Заметим, что определение ущерба речному стоку в сопоставлении с прогнозными эксплуатационными запасами имеет в большей степени теоретическое значение. При фактическом отборе подземных вод (250 тыс. м³/сут) этот показатель составляет около 6 %. В случае полного использования эксплуатационных запасов (877 тыс. м³/сут) потери речного стока равны 22 %.

Динамика загрязнения подземных вод. Очевидно, что экологическая обстановка на земной поверхности, проникновение вредных веществ в первый водоносный горизонт и дальнейшее распространение загрязнения непосредственно связаны с условиями питания и разгрузки грунтовых вод. Защищенность подземных вод от загрязнения определяется наличием слабоводопроницаемых отложений, препятствующих проникновению загрязняющих веществ с поверхности земли в водоносные системы. Факторы, определяющие защищенность подземных вод, можно разбить на три группы – природные, техногенные, физико-химические.

К основным природным факторам относятся следующие: наличие в разрезе слабоводопроницаемых отложений; глубина залегания подземных вод; состав, фильтрационные и сорбционные свойства перекрывающих пород; соотношение уровней исследуемого горизонта и вышележащего (верховодки).

Группа факторов, контролирующая загрязнение подземных вод, включает такие свойства загрязнителей, как их миграционная способность, плотность, сорбируемость, химическая консервативность или время распада (разложения),

взаимодействие загрязняющих веществ с горными породами и подземными водами.

К техногенным факторам следует отнести условия накопления, хранения, сброса загрязняющих веществ, а также их очистку, утилизацию и транспортировку в штатной и аварийной ситуациях. Исследования в этой области показывают, что ликвидация любого начавшегося загрязнения поверхностных вод – весьма сложная в техническом отношении, трудоемкая и дорогостоящая задача. В отдельных случаях загрязнение грунтовых вод оказывается необратимым. В этой связи выполнение прогнозных оценок по загрязнению с предварительной реализацией специальных гидрогеологических исследований, а также профилактические (предупредительные) мероприятия оказываются более выгодными в технико-экономическом отношении, чем борьба с последствиями загрязнения подземных вод.

Основным агентом переноса химических веществ и бактерий ниже поверхности земли является вода, с которой, как и с водовмещающими породами, эти вещества взаимодействуют, меняют химический состав и концентрацию. Миграция и трансформация химических соединений происходит в результате процессов молекулярной диффузии, движения воды, дисперсии, сорбции, ионного обмена, растворения и кристаллизации [1, 3, 4].

Биохимический и температурный обмен между речными и подземными водами происходит в зоне гипорейка [4], включающей частично или полностью «дополнительный слой». Мощность зоны зависит от строения и состава аллювия, скорости и направленности водообмена между рекой и подземными водами. Латеральные размеры зоны гипорейка увеличиваются при образовании стариц и меандр. Колебания размеров тесно связаны с факторами формирования и существования зоны, и антропогенное

вмешательство в процесс взаимодействия речных и подземных вод может привести к сокращению размеров зоны или к ее исчезновению.

Процессы, происходящие в зоне сопряжения поверхностных и подземных вод, требуют постоянного мониторинга как основы планирования совместного использования водных ресурсов [1].

Выводы

Отбор подземных вод приводит к уменьшению поверхностного стока, что особенно сказывается на состоянии малых и средних рек в период межени. Ущерб речному стоку необходимо учитывать при оценке эксплуатационных запасов подземных вод.

Запасы подземных вод, не связанные с поверхностным стоком, соответствуют статическим и упругим запасам водоносных систем, а также потерям подземных вод при испарении с их поверхности.

Разгрузка подземных вод в реки зависит от сопротивления ложа водотока (водоема), являющегося его характеристикой (дополнительный слой).

Качественный водообмен поверхностных и подземных вод происходит в контактной зоне гипорейка, мониторинг которой необходим при использовании водных ресурсов.

1. Манукьян Д. А., Жабин В. Ф. Гидрогеоэкологические проблемы в задачах

природообустройства. – М.: ФГОУ ВПО МГУП, 2006. – 194 с.

2. Черепанский М. М. Теоретические основы гидрогеологических прогнозов влияния отбора подземных вод на речной сток. – М.: НИИ-ПРИРОДА, 2005. – 260 с.

3. Шестаков В. М. Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – 233 с.

4. Шестаков В. М., Невечеря И. К., Авилина И. В. Методика оценки ресурсов подземных вод на участках береговых водозаборов – М.: Изд-во Книжный дом «Университет», 2009. – 192 с.

5. Бочевер Ф. М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. – М.: Недра, 1968. – 325 с.

Материал поступил в редакцию 04.04.11.

Жабин Виктор Федорович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Тел. 8 (495) 312-34-70

Козлов Дмитрий Вячеславович, доктор технических наук, профессор, ректор
E-mail: kozlovdu@mail.ru

Раткович Лев Данилович, кандидат технических наук, профессор
Тел. 8 (499) 976-21-56

E-mail: levkivr@mail.ru

Фризена Елена Владимировна, магистр
Тел. 8 (909) 647-08-20

E-mail: elenafrizena87@mail.ru