

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
БАЛАНСОВОЙ СТРУКТУРЫ ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ОТБОРА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ЕГО ВЛИЯНИЯ НА РЕЧНОЙ СТОК
ПРИ СНИЖЕНИИ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД¹

© 2019 г. С. О. Гриневский¹, *, В. С. Спорышев¹

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,

Россия 119991 Москва

*e-mail: sogrin@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 06.05.2016 г.

После доработки 05.07.2018 г.

Принята к печати 06.10.2018 г.

На формирование балансовой структуры эксплуатационного дебита береговых водозаборов, эксплуатирующих горизонт грунтовых вод либо гидравлически связанные с ним межпластовые воды, могут оказывать влияние процессы перестройки водного баланса в зоне аэрации, вызванной снижением уровней грунтовых вод. При этом на участках их естественного неглубокого залегания снижение уровней за счет эксплуатации вызывает сокращение эвапотранспирационной разгрузки и увеличение инфильтрационного питания подземных вод. Эти процессы отражаются в структуре баланса эксплуатационных запасов как составляющие естественных и привлекаемых ресурсов и уменьшают воздействие эксплуатации на речной сток. На примере анализа опыта эксплуатации действующего Судогодского водозабора Владимирской области по данным наблюдений и методами геогидрологического моделирования количественно охарактеризованы изменения эвапотранспирационной разгрузки и инфильтрационного питания подземных вод при водоотборе и их роль в балансовой структуре запасов месторождения и воздействии эксплуатации на речной сток.

Ключевые слова: запасы подземных вод, водозабор, ущерб речному стоку, моделирование.

DOI: 10.31857/S0321-0596463247-258

ВВЕДЕНИЕ

Эксплуатация подземных вод в речных долинах так называемыми береговыми, или приречными, водозаборами широко распространена как в России, так и за рубежом. В таких условиях баланс эксплуатационного водоотбора $Q_э$, м³/сут, в большинстве случаев практически полностью обеспечивается перехватом (инверсией) естественного потока подземных вод (естественные ресурсы) ΔQ_{ep} , м³/сут, и привлечением (фильтрационными потерями) транзитного речного стока (привлекаемые ресурсы) $Q_{пр}$, м³/сут, что обеспечивает стабильный во времени (стационарный) режим эксплуатации:

$$Q_э = \Delta Q_{ep} + Q_{пр}. \quad (1)$$

Количественное соотношение двух основных элементов баланса эксплуатационного водоотбора в годовом и многолетнем режиме может меняться под влиянием гидрологических и климатических факторов. Эти же факторы обуславливают сезонные и многолетние вариации уровней подземных вод, в то время как их понижения зависят только от дебита эксплуатации и при его постоянстве остаются стабильными за счет балансовой обеспеченности водоотбора естественными и привлекаемыми ресурсами [10].

Одной из важнейших проблем, требующей решения на этапе подсчета запасов приречных месторождений, является необходимость адекватной количественной оценки воздействия эксплуатации подземных вод на речной сток, которая становится особо актуальной при ограниченном транзитном стоке реки [4]. В условиях преимущественно руслового дренирования подземного потока суммарное сокращение речного стока под воздействием эксплуатации подзем-

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-00841, полевые исследования) и РНФ (проект 16-17-10187, моделирование).

ных вод ΔP практически равно дебиту эксплуатации ($\Delta P \approx Q_3$).

Для береговых водозаборов, эксплуатирующих горизонт грунтовых вод либо гидравлически связанные с ним межпластовые воды, балансовая структура формирования эксплуатационных запасов может быть более сложной за счет перестройки водного баланса в зоне аэрации (ЗА), вызванной снижением уровней грунтовых вод (УГВ). Известно, что в годовом водном балансе ЗА в зависимости от глубины залегания УГВ преобладает либо поступление влаги на УГВ – инфильтрационное питание (ИП), либо ее отток, вызванный эвапотранспирационными процессами при близком к поверхности залегании УГВ, – эвапотранспирационная разгрузка (ЭТР) подземных вод [8]. При этом вызванное эксплуатацией снижение УГВ на участках его естественного неглубокого залегания вызывает сокращение ЭТР и увеличение ИП (рис. 1). Эти процессы отражаются в формировании балансовой структуры эксплуатационных запасов (1): в первом случае как часть инверсированных водозабором естественных ресурсов потока $\Delta Q_{\text{этр}}$, м³/сут, а во втором – как дополнительные привлекаемые ресурсы ΔQ_w , м³/сут:

$$\Delta Q_{\text{ер}} = \Delta Q_p + \Delta Q_{\text{этр}}, \quad Q_{\text{пр}} = Q_{\text{ф}} + \Delta Q_w, \quad (2)$$

где ΔQ_p , м³/сут – сокращение разгрузки подземных вод в реку; $Q_{\text{ф}}$, м³/сут – фильтрационные потери реки. В этом случае сокращение речного стока от работы водозабора ΔP , м³/сут, вызванное уменьшением подземного питания реки ΔQ_p и ее фильтрационными потерями $Q_{\text{ф}}$, будет меньше дебита эксплуатации:

$$\Delta P = \Delta Q_p + Q_{\text{ф}} < Q_3. \quad (3)$$

При гидрогеологическом обосновании эксплуатации подземных вод в речных долинах

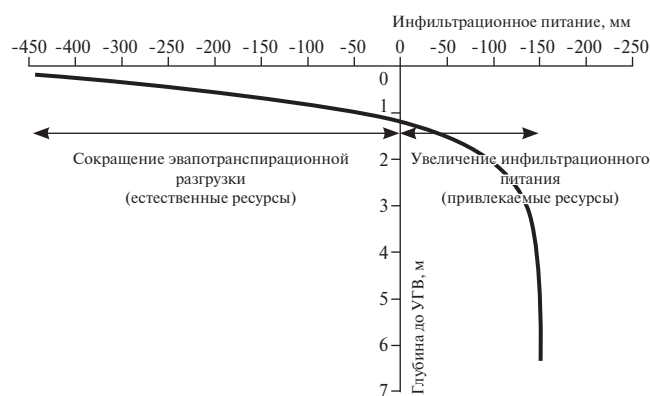


Рис. 1. Изменение инфильтрационного питания и эвапотранспирационной разгрузки подземных вод при снижении УГВ.

и ее воздействия на речной сток такие процессы перестройки водного баланса в ЗА, вызванные снижением УГВ, часто не учитываются, что приводит к завышению прогнозного сокращения речного стока. Исследования, проведенные на Судогодском месторождении подземных вод (МПВ), показывают, что при определенных условиях такие “дополнительные” статьи баланса эксплуатационного водоотбора могут быть весьма значимыми.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУДОГОДСКОГО МПВ И РЕЗУЛЬТАТОВ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Судогодский водозабор подземных вод для водоснабжения г. Владимира расположен в долине р. Судогды и эксплуатирует гжельско-ассельский водоносный комплекс, представленный трещиноватыми известняками мощностью 30–50 м. Водовмещающие породы комплекса характеризуются большой неоднородностью фильтрационных свойств – проводимость меняется от 250 до 5000 м²/сут, при этом максимальные значения приурочены к долине р. Судогды. Гжельско-ассельский водоносный комплекс на всей рассматриваемой территории, за исключением отдельных участков долины реки, перекрыт толщей глин татарского возраста мощностью до 20 м, а на водораздельных пространствах – еще юрскими глинами и четвертичными глинами моренного генезиса, отделяющими его от маломощного грунтового комплекса покровных, аллювиальных и ледниковых отложений. В долине реки перекрывающие глины частично или полностью размыты (рис. 2), что обеспечивает хорошую гидравлическую связь гжельско-ассельского водоносного комплекса с грунтовым, представленным здесь относительно мощной толщей преимущественно песчаных аллювиальных и флювиогляциальных отложений. На таких участках переуглубленной долины р. Судогды, которые характеризуются интенсивной заболоченностью и неглубоким залеганием УГВ, формируется основная разгрузка подземных вод гжельско-ассельского водоносного комплекса. К зоне размыва татарских глин, обеспечивающей тесную гидравлическую связь эксплуатируемого комплекса как с грунтовыми водами, так и с р. Судогдой, приурочены водозаборные участки Судогодского МПВ, разведанного в 1977 г.

Началу освоения месторождения предшествовали активные протесты жителей г. Судогды и Судогодского района, которые выражали

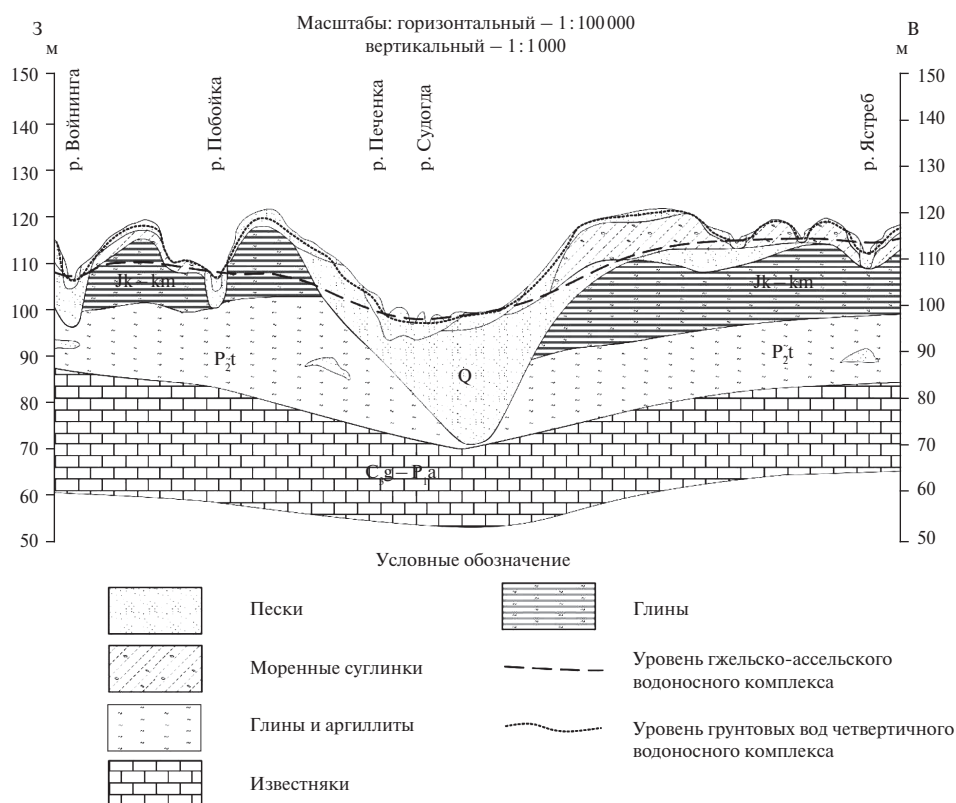


Рис. 2. Гидрогеологический разрез через долину р. Судогды.

беспокойство по поводу возможного обмеления рек, исчезновения ручьев и родников, усыхания лесов под влиянием водоотбора. В связи с этим в 1989 г. в ходе Московской гидрогеологической экспедиции под руководством Д.И. Ефремова и И.С. Пашковского выполнена прогнозная экологическая оценка последствий освоения Судогдского месторождения, которая показала, что эксплуатация подземных вод гжельско-ассельского комплекса вызовет снижение УГВ, что в свою очередь приведет к увеличению ИП и сокращению ЭТР подземных вод.

Эти процессы наряду с процессами ежегодного весеннего затопления низкой поймы р. Судогды существенно снижают влияние эксплуатации подземных вод на сток реки и в балансовом отношении способны обеспечить ~20% дебита проектного водоотбора 60 тыс. м³/сут. За счет этого ожидаемые величины ущерба стоку р. Судогды при подсчете запасов месторождения в 1977 г. были сильно завышены, и сокращение стока реки будет меньше дебита эксплуатации. По прогнозным расчетам, в устье р. Судогды оно составит ≤21% от минимального меженного речного стока 95%-й обеспеченности, что допустимо.

Для контроля влияния отбора подземных вод на речной сток и водный баланс природных ландшафтов территории еще до начала эксплуатации Судогдского месторождения на нем были организованы наблюдения за уровнями подземных вод и расходом р. Судогды в рамках гидролого-гидрогеологического мониторинга. Анализ этих данных в течение первых лет эксплуатации месторождения, проведенный специалистами ЗАО «Геолинк-Консалтинг» в 2002 г. под руководством И.С. Пашковского, в целом подтвердил предварительные прогнозы масштабов водно-балансового влияния водоотбора. По данным гидрометрической съемки в рамках работ «Геолинк-Консалтинг» в 2002 г., суммарная величина сокращения стока р. Судогды составила всего 69% от величины фактического расхода водозабора (54 тыс. м³/сут), а понижения УГВ прослеживаются по большинству наблюдательных скважин, достигая 3 м на водозаборных участках, что подтверждает результаты прогнозного моделирования.

Настоящее исследование особенностей формирования баланса эксплуатационного водоотбора и его влияния на речной сток проведено на основе анализа 20-летнего опыта эксплуатации Судогдского водозабора, 20-летних рядов

наблюдений за уровнями подземных вод, трех гидрометрических съемок на площади бассейна р. Судогды (1989, 2002 и 2014 гг.), непрерывных рядов наблюдений за расходом реки на стационарном гидрологическом посту, а также результатов современного гидрогеологического обследования месторождения, выполненного АО “Геоцентр-Москва” в рамках переоценки его эксплуатационных запасов.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА И ОЦЕНКИ УЩЕРБА СТОКУ р. СУДОГДЫ

Анализ данных наблюдений за режимом уровней подземных вод на месторождении показывает, что их снижение в центральной части водозабора сформировалось в первый год эксплуатации. Затем при постоянном водоотборе на месторождении уровни гжельско-ассельского водоносного комплекса и УГВ практически не изменяются во времени (рис. 3), а колебания уровней по скважинам обусловлены только естественными сезонными климатическими и гидрологическими факторами. Это говорит о стабилизации гидрогеодинамических условий на месторождении и балансовой обеспеченности эксплуатационного водоотбора. При этом область влияния Судогодского водозабора относительно невелика (рис. 4), максимальные понижения уровней гжельско-ассельского водоносного комплекса в районе водозаборных узлов не превышают 8 м, а вызванные эксплуатацией понижения УГВ достигают 2.2–3.2 м и зафиксированы в радиусе до 5 км.

Оценка влияния эксплуатации Судогодского водозабора на сток р. Судогды выполнена по материалам меженных гидрометрических съемок 1989, 2002 и 2014 гг., которые характеризуют сток реки до пуска водозабора, в первые годы его ра-

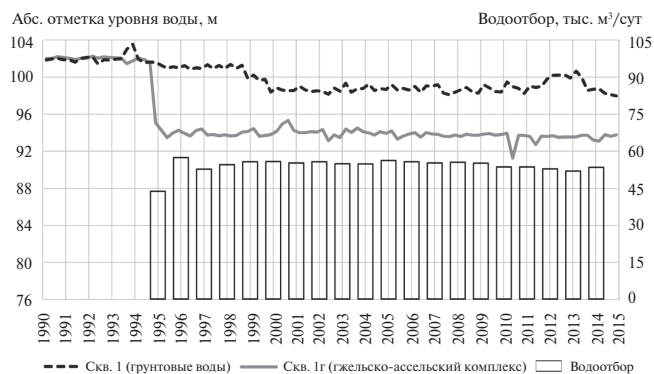


Рис. 3. Режим водоотбора и уровней подземных вод грунтового горизонта и гжельско-ассельского водоносного комплекса.

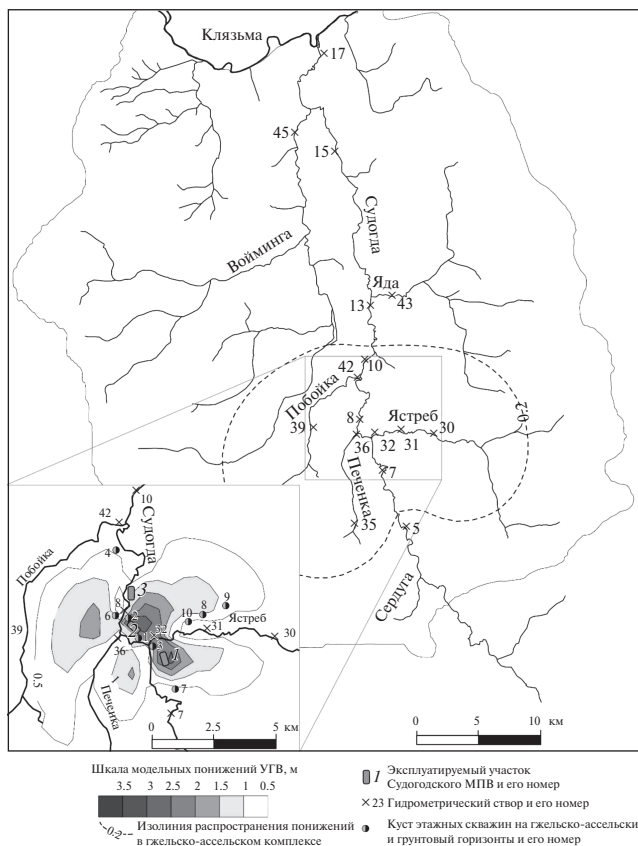


Рис. 4. Картограмма расположения гидрометрических створов, наблюдательных скважин и расчетных понижений уровней подземных вод на Судогодском МПВ.

боты и в современных условиях – спустя 20 лет после начала эксплуатации подземных вод на месторождении. Сопоставление меженных расходов реки в годы разной естественной водности по сети гидрометрических створов основано на допущении, что ущерб стоку, сформировавшийся в стационарных балансово-гидрогеодинамических условиях при отборе подземных вод с постоянной производительностью, не зависит от водности года.

В этом случае количественным показателем степени нарушения стока реки может быть изменение безразмерного относительного приращения Q_i^* меженного расхода Q , м³/с, на участке между створами i и $i-1$:

$$Q_i^* = Q_i / Q_{i-1} \tag{4}$$

Анализ матрицы относительных приращений расходов по створам р. Судогды (табл. 1) показывает, что если по данным 2002 г. изменения речного стока зафиксированы лишь в непосредственной близости от водозабора (створы 7–8), то по данным измерений 2014 г. зона нарушения

Таблица 1. Матрица относительного приращения летнемежных расходов по опорным створам р. Судогды

Год	№ створа Q_i	Q_{i-1}						
		5	7	8	10	13	15	17
1989	5	1.00						
2002								
2014		1.00						
1989	7	1.42	1.00					
2002			1.00					
2014		1.45	1.00					
1989	8	1.75	1.23	1.00				
2002			1.01	1.00				
2014		1.69	1.16	1.00				
1989	10	1.91	1.34	1.09	1.00			
2002			1.11	1.10	1.00			
2014		1.70	1.17	1.01	1.00			
1989	13	2.39	1.68	1.37	1.25	1.00		
2002			1.42	1.40	1.27	1.00		
2014		2.05	1.41	1.21	1.20	1.00		
1989	15	2.51	1.77	1.44	1.32	1.05	1.00	
2002			1.42	1.41	1.28	1.01	1.00	
2014		2.33	1.60	1.38	1.37	1.14	1.00	
1989	17	2.80	1.97	1.60	1.47	1.17	1.11	1.00
2002								
2014		2.64	1.82	1.56	1.55	1.29	1.13	1.00

стока значительно расширилась – до створа 13 (рис. 4).

При этом выше по течению от водозабора (на участке между створами 7–5) относительное приращение расхода реки практически не изменилось, что позволяет рассматривать створ 7 как верхнюю границу зоны нарушения стока. В этом случае значения Q_i^* , рассчитанные по отношению к створу 7, использовались как коэффициенты для “восстановления” ненарушенных расходов реки ниже по течению, соответствующих водности 2002 и 2014 гг. Далее по их разнице с измеренными значениями рассчитано сокращение стока на участках, которое формируется между створами 7–13 и в сумме составляет $0.43 \text{ м}^3/\text{с}$ – 69% от среднего дебита водозабора ($0.62 \text{ м}^3/\text{с}$).

Величины суммарного сокращения стока р. Судогды, по данным 2002 и 2014 гг., оказались практически одинаковы, что подтверждает стабилизацию влияния работы водозабора на гидрогеодинамическую обстановку территории, т.е. водозабор работает в стационарном режиме, емкостные составляющие в балансе водоотбора равны нулю водозабора. При этом ущерб меженному стоку р. Судогды 95%-й вероятности превышения на границе области влияния во-

доотбора (створ 13, расход $1.94 \text{ м}^3/\text{с}$) составил 22%, а в устье (створ 17, расход $2.27 \text{ м}^3/\text{с}$) – 19%. Следует отметить, что по результатам гидрометрических работ нарушения стока по притокам р. Судогды не отмечено. Это объясняется затрудненными условиями их взаимодействия с подземными водами за счет развития за пределами долины р. Судогды мощной толщи юрских и пермских глинистых отложений, в связи с чем модули ненарушенного меженного стока по притокам ($0.1–0.3 \text{ л/с км}^2$) на порядок меньше, чем по р. Судогде ($1–2.3 \text{ л/с км}^2$).

Таким образом, полученные результаты подтвердили, что сокращение речного стока из-за работы водозабора, вызванное уменьшением подземного питания р. Судогды и потерями ее транзитного стока, меньше дебита эксплуатации. Это доказывает, что существуют и другие источники формирования эксплуатационных запасов месторождения, которыми, вероятно, являются уменьшение ЭТР и увеличение ИП, обусловленные наблюдаемым снижением УГВ в области влияния водоотбора. При этом полученные величины сокращения стока р. Судогды служат фактической основой для эпигнозного моделирования опыта эксплуатации Судогодского МПВ с целью уточнения условий формирования балансовой структуры его эксплуатационных запасов.

МЕТОДИКА ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Эпигнозное моделирование опыта эксплуатации Судогодского МПВ требует разработки геогидрологической модели, которая учитывает процессы перестройки водного баланса в ЗА при снижении УГВ и изменение условий взаимодействия подземных и речных вод при сокращении стока, вызванного водоотбором. Методические подходы к разработке геогидрологических моделей подробно рассмотрены в работах [1, 6, 9]. В составе геогидрологической модели геофильтрационная модель дополняется внутренними нелинейными граничными условиями, характеризующими ИП и ЭТР в зависимости от глубины УГВ и взаимодействие подземных и речных вод с учетом изменяющегося под воздействием эксплуатации гидрологического режима водотока. В такой постановке геогидрологическая модель Судогодского МПВ состоит из трех взаимосвязанных блоков – геофильтрационного, модели формирования ИП и ЭТР и модели взаимодействия подземных и речных вод.

Геофильтрационная модель Судогодского МПВ разработана в границах водосборного бассейна среднего и нижнего течения р. Судогды (рис. 4). На севере область моделирования ограничена р. Клязьмой, где задается граничное условие 1-го рода. Режим потока в естественных условиях и при водоотборе стационарный. Изучаемый разрез ограничен регионально выдержанной толщей шелковских глин верхнего карбона и моделируется двумя водоносными слоями (грунтовый горизонт и гжельско-ассельский водоносный комплекс) и одной разделяющей толщей, представленной комплексом слабопроницаемых моренных, юрских и пермских глинистых отложений, которая локально отсутствует в долине р. Судогды (рис. 2). Численная реализация геофильтрационной модели выполнена в вычислительном комплексе PMWin (ver. 8.0.43) с расчетным модулем геофильтрации ModFlow [11] на равномерной расчетной сетке размерами 224 на 200 блоков с шагом 250 м.

Геофильтрационные параметры модели получены по результатам обобщения разведочных работ на месторождении. Коэффициенты фильтрации грунтового горизонта, представленного на большей части территории маломощными песчано-суглинистыми отложениями, меняются от 0.1 до 1–2 м/сут, и лишь в границах переуглубленной долины р. Судогды достигают 5 м/сут. Фильтрационные свойства эксплуатируемого гжельско-ассельского комплекса характеризуются величинами проводимости от 250 до 5000 м²/сут с максимальными значениями в долине реки. Коэффициенты перетока через разделяющую слабопроницаемую толщу меняются от 10⁻⁴ 1/сут на водораздельных пространствах до 10 1/сут в области ее размыва. На внутренних границах модели в зависимости от ландшафтных условий и положения УГВ задаются ИП и ЭТР грунтового горизонта, а также условия взаимодействия подземных вод и речных вод, которые определяются в соответствующих блоках гео-гидрологической модели. При моделировании опыта эксплуатации Судогодского МПВ водо-заборные скважины задаются граничными условиями второго рода с постоянным среднегодовым дебитом.

Модель формирования ИП и ЭТР состоит из двух взаимосвязанных расчетных модулей. В первом моделируется трансформация атмосферной влаги на поверхности земли и выполняется расчет водного баланса в одномерной вертикальной колонке, верхняя условная граница которой соответствует кровле растительного по-

крова, а нижняя — поверхности почвы. В этом расчетном модуле вычисляется расход поступления влаги в ЗА, формирующийся с учетом неравномерности поступления осадков, процессов их задержания и испарения растительностью, условий снегонакопления и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, а также стокообразования. Численная реализация моделей этих процессов осуществлена в программном коде SurfBal [6].

Результаты моделирования водного баланса на поверхности земли определяют условие на верхней границе второго расчетного модуля, представленного моделью одномерного вертикального влагопереноса от поверхности почвы до УГВ с учетом испарения из почвы и транспирационного отбора влаги корнями растений, реализованной в широко известном программном коде HYDRUS-1D [13]. При этом величина ИП или ЭТР оценивается как нисходящий или восходящий расход влаги через нижнюю границу модели влагопереноса, где задается напор, равный высоте положения УГВ.

Использование одномерных моделей ИП и ЭТР для количественной характеристики этих процессов в границах изучаемой территории осуществляется на основе ее районирования по комплексу метеорологических, ландшафтных и гидрогеологических факторов в сочетании определяющих различия формирования ИП и ЭТР; при этом детальность такого районирования зависит от масштаба исследований [6]. В рассматриваемых границах бассейна р. Судогды метеорологические условия принимались постоянными, и для моделирования использованы многолетние ряды суточных величин осадков, минимальной, средней и максимальной температуры и влажности воздуха, а также высоты снежного покрова за период с 1965 по 2012 г. по метеостанции г. Владимира. В качестве основных факторов, определяющих неоднородность условий ИП и ЭТР, рассматривались тип растительного и почвенного покрова, состав и строение ЗА, а также глубина УГВ. Возможные сочетания этих характеристик определяют типичные для данной территории условия ИП и ЭТР, для которых проводится моделирование, и его результаты характеризуют соответствующие этим условиям ландшафты территории.

По типу растительного покрова на данной территории выделены закрытые залесенные участки (“лес”) и открытые площади с травянистой растительностью (“поле”). Детальное изучение почвенного покрова центральной

части рассматриваемой территории, выполненное в процессе геоэкологического обследования 1989 г., показало, что основные различия литологического состава почв проявляются на разных геоморфологических элементах бассейна и напрямую связаны с составом материнских пород ЗА, что позволило выделить следующие типы разрезов:

песчаный — на водораздельных пространствах, сложенных песчаными московско-днепровскими водно-ледниковыми отложениями;

супесчаный — в пределах развития аллювиальных и аллювиально-флювиогляциальных отложений надпойменных террас р. Судогды;

суглинистый — на участках развития с поверхности днепровской морены;

торфяной (болотный) — на заболоченных участках поймы и 1-й надпойменной террасы р. Судогды, сложенных торфами мощностью до 3–5 м, подстилаемых аллювиальными супесчаными отложениями.

По общему характеру связи ИП с глубиной УГВ (рис. 1) и с использованием карты гидроизогипс грунтовых вод на период разведки месторождения выделены следующие интервалы глубин их залегания, по которым проведено районирование рассматриваемой территории:

0–1 м — пойменные и заболоченные участки в долинах рек, где превалирует ЭТР;

1–3 м — высокие поймы и речные террасы, где ИП или ЭТР определяются ландшафтными условиями;

3–5 м — склоны и поверхности водоразделов, где ИП зависит от УГВ;

>5 м — водораздельные пространства, где ИП практически не зависит от УГВ.

Для расчетов трансформации осадков на поверхности земли использованы средние характеристики выделенных типов растительности и почвы, определяющие различия процессов задержания, испарения влаги и стокообразования, принятые по литературным данным [5], а параметры снеготаяния подбирались на основе сопоставления фактической и расчетной высоты снежного покрова (рис. 5).

При моделировании влагопереноса важно учитывать различие водно-физических свойств почвенных слоев и материнских пород ЗА, которые обусловлены процессами почвообразования и проявляются даже при однотипном литологическом составе, а в верхних почвенных горизонтах зависят также и от типа растительности, развитой на поверхности [4]. В связи с этим разрез схематизирован тремя расчетными слоями: верхние почвенные горизонты типа А; иллювиальный горизонт типа В, материнские породы ЗА. В модели влагопереноса для этих слоев задаются кривые зависимости высоты всасывания и коэффициента влагопереноса от влажности, описываемые уравнениями Ван-Генухтена [13]. Параметры этих кривых рассчитаны

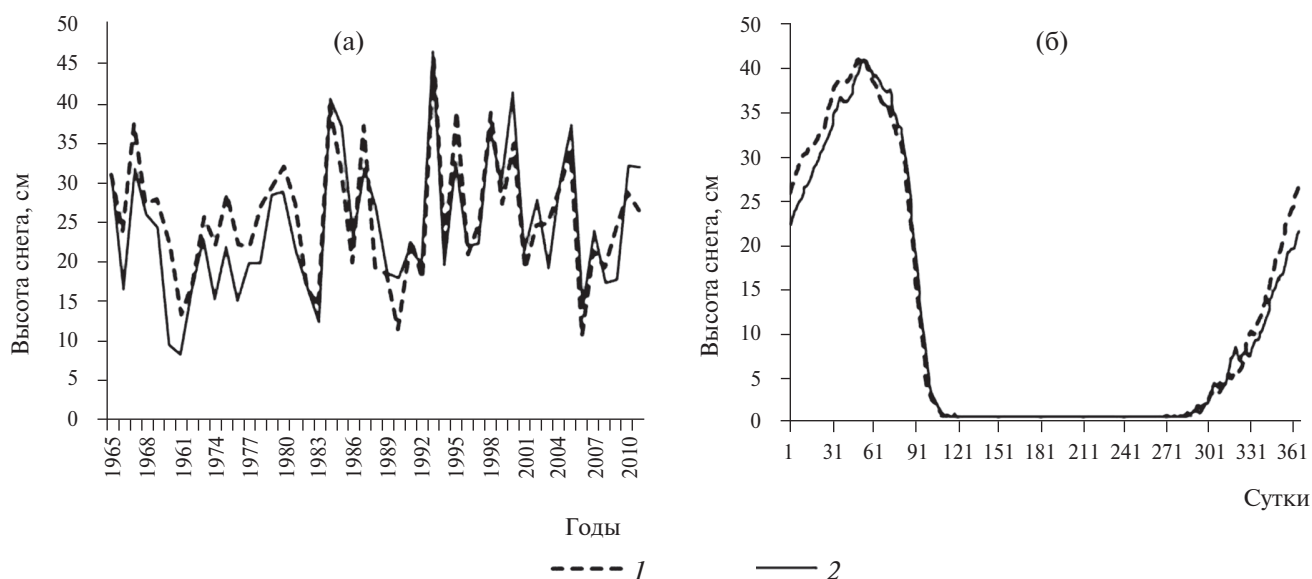


Рис. 5. Сопоставление модельной (1) и фактической (2) среднезимней высоты снежного покрова за расчетный период 1965–2012 гг. (а); среднемноголетней внутригодовой динамики накопления и таяния снега (б).

на основе их корреляционных связей с показателями гранулометрического состава и плотностью пород [12], полученных в результате опробования в шурфах, а для неопробованных разрезов — из опубликованных источников [7] для Владимирской и сопредельных областей.

В используемой модели влагопереноса интенсивность транспирационного отбора влаги корнями растений на глубине ЗА определяется в зависимости от влажности и распределения относительной плотности корней [13]. При этом в расчетах использованы различные модели корневых систем и параметры транспирационного отбора, характерные для древесной и травянистой растительности [2].

В результате проведенного моделирования для каждого определенного сочетания условий ИП и ЭТР на основе суточных значений рассчитаны их среднееголетние величины, характеризующие ненарушенные водоотбором условия. В целом, за счет неоднородности ландшафтных и гидрогеологических условий бассейна среднееголетние величины ИП варьируют от 5 до 140 мм/год, а ЭТР — от 10 до 240 мм/год. Верификация полученных величин проведена на основе сопоставления среднего модуля ИП в границах рассматриваемого бассейна M_w с модулем подземного стока в реки 50%-й вероятности превышения по данным гидрометрических работ. При этом величина M_w рассчитана за вычетом ЭТР:

$$M_w = \frac{\sum_{i=1}^N W_i f_i - \sum_{j=1}^K ET_j f_j}{F}, \quad (5)$$

где W и ET , мм/год — среднееголетние значения ИП и ЭТР; f , км² — соответствующие им площади районов, F , км² — общая площадь бассейна. В результате средний модуль ИП составил 2.07 л/с·км², что несколько меньше рассчитанного по приращению расхода р. Судогды модуля подземного стока в реки — 2.19 л/с·км². Такое расхождение объясняется тем, что рассматриваемая площадь включает в себя также частные бассейны двух притоков р. Клязьмы (рис. 4). Суммарный расчетный расход ЭТР в границах рассматриваемого бассейна весьма значителен и составляет 93.8 тыс. м³/сут, что еще раз подтверждает возможность значимого участия этой статьи баланса подземных вод в формировании дебита водоотбора.

Для эпигнозных расчетов эксплуатации подземных вод моделирование формирования ИП и ЭТР проведено также для всех ландшафтных

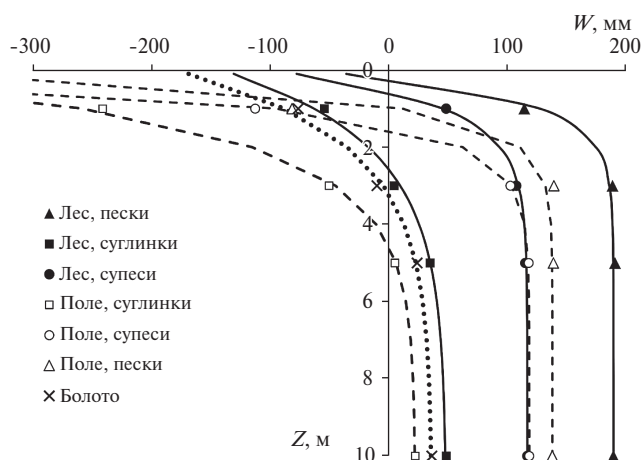


Рис. 6. Расчетные зависимости ИП (+ W) и ЭТР ($-W$) от глубины залегания УГВ (Z) для различных ландшафтных условий бассейна р. Судогды.

условий в рассматриваемом диапазоне глубин УГВ (Z) — от 0 до 10 м. Полученные среднееголетние значения ИП и ЭТР при разных Z (рис. 6) хорошо аппроксимируются уравнением [8]:

$$W = W_p - (W_p - W^0) \exp\left(-\frac{z}{Z_0}\right), \quad (6)$$

где W_p , мм/год — постоянная величина питания при глубоком залегании УГВ; Z_0 , м и W^0 , мм/год — константы. При этом каждый расчетный ландшафт характеризуется критической глубиной УГВ $Z_{кр}$, м, при которой $W = 0$ и условия ИП (+ W) меняются на ЭТР ($-W$):

$$Z_{кр} = -Z_0 \ln \frac{W_p}{W_p - W^0}. \quad (7)$$

Полученные параметры зависимости $W(z)$ (рис. 6) характеризуют изменение ИП и ЭТР при снижении УГВ под влиянием водоотбора и использованы для характеристики условия на верхней границе геофильтрационной модели при эпигнозном моделировании (табл. 2). Для его реализации в программном комплексе ModFlow использованы модули Recharge и EvapoTranspiration (ET). В модуле Recharge заданы максимальные (потенциальные) величины питания W_p , а в модуле ET — линейная зависимость ЭТР от расчетной Z . Для этого при $Z = 0$ задавалось максимальное значение ЭТР (ET^0), полученное как разность между W_p и W^0 , а глубина УГВ Z_c , отвечающая отсутствию ЭТР, получена по кривым (рис. 6) при $W(Z_c) \approx W_p$. В этом случае при совместной работе пакетов Recharge и ET реализуется граничное условие, отвечающее зависимостям $W(Z)$.

Таблица 2. Параметры зависимости среднесуточного инфильтрационного питания от глубины залегания УГВ для рассматриваемых типов ландшафтных условий

Тип растительности (ландшафта)	Состав пород ЗА	Параметры кривой $W(Z)$				Параметры ЕТ для ModFlow	
		W_p , мм/год	W^0 , мм/год	Z_0 , м	$Z_{кр}$, м	ET^0 , мм/год	Z_c , м
Древесная (лес)	Пески	190	-70	0.70	0.22	260	1.0
	Супеси	117	-100	0.90	0.56	217	3.0
	Суглинки	49	-140	1.90	2.57	189	5.0
Травянистая (поле)	Пески	138	-450	0.65	0.94	588	1.0
	Супеси	119	-690	0.75	1.44	809	3.0
	Суглинки	23	-550	1.40	4.53	573	5.0
Болото	Супеси	37	-180	1.80	3.20	217	5.0

Модель взаимодействия подземных и речных вод. При эпигнозном моделировании эксплуатации Судогодского МПВ следует учитывать сокращение речного стока при работе водозабора, которое вызывает адекватное уменьшение глубины и уровня водотока. Эти процессы в свою очередь влияют на расход подземных и речных вод. Таким образом, в процессе эксплуатации формируется так называемый зависимый гидрологический режим водотока, который должен рассчитываться в процессе моделирования, что определяет особый вид внутреннего граничного условия на контурах рек геофильтрационной модели [4]. Для его реализации модель фильтрации на основе уравнения баланса сочленяется с гидрологической моделью состояния водотока, основанной на уравнении Шези, которое для широких прямоугольных русел однозначно связывает расход водотока P , м³/с, с его глубиной h_p , м, при постоянстве ширины b , м, и уклона I , б/р:

$$P = Cbh_p \sqrt{h_p I}, \quad C = \frac{K}{n} h_p^{1/6}, \quad (8)$$

в котором C , м^{0.5}/с – коэффициент Шези; n , б/р – коэффициент шероховатости русла; K , м^{1/3}/с – коэффициент, зависящий от размерности расхода, в данном случае $K = 1$. Такое особое граничное условие на реках численно реализовано в расчетном пакете STR, входящем в состав используемой программы моделирования ModFlow [11].

Для параметрического обеспечения модели взаимодействия подземных и речных вод требуется обоснование гидрогеодинамических параметров водотока, важнейший из которых – коэффициент перетока подрусловых отложений χ_0 , а также гидрологических характеристик, входящих в уравнение Шези (8). Значения χ_0 , 1/сут, рассчитаны для участков рек длиной l , м, между

гидрометрическими створами по данным приращения межennaleго расхода реки ΔQ , м³/сут, характеризующего расход русловой разгрузки подземных вод при средней ширине водотока b , м:

$$\chi_0 = \frac{\Delta Q}{lb\Delta H}. \quad (9)$$

При этом средняя разность уровней подземных и речных вод ΔH , при которой происходит разгрузка, приняты равными 0.1 м для р. Судогды и 0.3 м для ее притоков. Гидрологические характеристики водотоков, входящие в уравнение Шези, получены по данным гидрометрических работ, а уклоны водной поверхности рассчитаны по отметкам рек с топографических карт. На основе этих характеристик по (8) рассчитаны коэффициенты шероховатости русла n .

ОЦЕНКА БАЛАНСОВОЙ СТРУКТУРЫ ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ВОДООТБОРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На первом этапе геогеологического моделирования воспроизведены ненарушенные водно-балансовые условия бассейна р. Судогды до начала эксплуатации водозабора. При этом на верхней границе геофильтрационной модели заданы среднесуточные характеристики ИП и ЭТР в соответствии с различием ландшафтных условий и естественной глубины УГВ. На втором этапе проведено эпигнозное моделирование эксплуатации Судогодского МПВ со средним дебитом водозабора 53.4 тыс. м³/сут (0.62 м³/с), в ходе которого гидрологический режим водотоков, а также расходы ИП и ЭТР на верхней границе геофильтрационной модели изменялись под влиянием водоотбора. В процессе моделирования на основе сопоставления расчетных и фактических уровней подземных вод грунтового и гжельско-ассельского горизонтов,

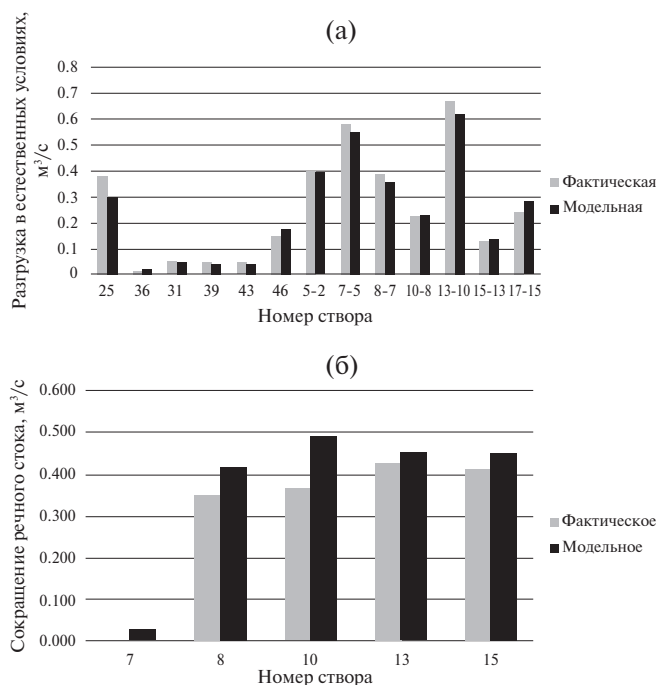


Рис. 7. Сопоставление модельных и фактических: (а) – расходов естественной разгрузки подземных вод; (б) – сокращения стока р. Судогды при водоотборе на участках между гидрометрическими створами.

а также расходов разгрузки на участках водотоков в естественных условиях и величин сокращения речного стока при водоотборе (рис. 7) уточнялись главным образом коэффициенты перетока разделяющей толщи и подрусловых отложений р. Судогды.

В итоге достигнуто удовлетворительное соответствие модельных величин сокращения речного стока данным гидрометрических работ (рис. 7б), при котором невязка не превышает стандартной ошибки гидрометрического измерения расхода. Согласно результатам моделирования, основной ущерб стоку р. Судогды формируется в непосредственной близости от водозаборных узлов (между створами 7–8) и в сумме на участке створов 7–13 составляет 0.43 м³/с (70%) от дебита эксплуатации.

При этом так же, как и по фактическим оценкам, сокращение речного стока происходит по основному руслу р. Судогды, а влияние водоотбора на ближайшие к участкам водозабора притоки (реки Яда, Печенка) практически отсутствует в связи с затрудненными условиями их связи с подземными водами. Некоторое уменьшение сокращения стока за пределами области влияния водоотбора (ниже створа 10), полученное по результатам моделирования, связано с тем, что в эпигнозных расчетах учтено пре-

кращение работы ряда одиночных водозаборов после начала эксплуатации подземных вод на Судогодском МПВ, которые ранее оказывали незначительное влияние на сток реки.

Результаты моделирования подтвердили также локализацию области балансово-гидрогеодинамического влияния водоотбора (рис. 4). Депрессия напоров в эксплуатируемом гжельско-ассельском горизонте оценивается радиусом ~5 км, а в грунтовом водоносном горизонте область развития понижений УГВ вытянута преимущественно в широтном направлении на расстояние 2–3 км.

Оценка балансовой структуры эксплуатационного водоотбора на Судогодском МПВ, выполненная на основе сопоставления балансов моделей естественных и нарушенных условий, показала, что основной источник формирования дебита водозабора – сокращение разгрузки подземных вод в русло р. Судогды (64%). Доля привлечения транзитного стока реки при этом существенно меньше (19%) 100%-го дебита водозабора, однако имеет практически такую же балансовую значимость в обеспечении дебита водоотбора, что и суммарный вклад увеличения ИП и сокращения ЭТР за счет снижения УГВ (17%) (рис. 8).

ВЫВОДЫ

Проведенные на примере Судогодского МПВ исследования показали, что при определенных условиях на приречных месторождениях



Рис. 8. Балансовая структура эксплуатационного водоотбора на Судогодском МПВ по результатам геогеологического моделирования.

стационарная балансовая структура эксплуатационного водоотбора формируется не только за счет сокращения подземного питания и перехвата части транзитного стока реки, но и за счет изменения условий питания и эвапотранспирационной разгрузки грунтовых вод в области влияния водоотбора. При этом суммарная доля этих “дополнительных” источников формирования эксплуатационных запасов может быть весьма значимой, что существенно снижает непосредственное влияние эксплуатации подземных вод на речной сток.

Результаты регионального моделирования в масштабе всего бассейна р. Судогды не позволяют отдельно оценить вклад процессов изменения условий питания и эвапотранспирационной разгрузки грунтовых вод в обеспечение балансовой структуры водоотбора. Вместе с тем интенсивность развития этих воднобалансовых процессов в ЗА может быть существенно различна на разных элементах ландшафта, что требует дальнейшего анализа на основе крупномасштабного моделирования в границах области основного влияния водоотбора.

На практике оценки запасов приречных МПВ “дополнительные” источники их формирования за счет изменения условий питания и эвапотранспирационной разгрузки грунтовых вод часто не учитываются в связи с объективной сложностью количественной характеристики этих процессов. В этом случае они идут в “запас надежности” оценок, что оправдано с точки зрения обеспечения гарантированного водоотбора. При этом, однако, оценка экологических последствий водоотбора может быть ошибочной, так как масштабы влияния эксплуатации на речной сток и прогнозные снижения УГВ оказываются завышенными.

Формирование рассмотренных процессов балансового обеспечения дебита эксплуатации за счет изменения условий питания и эвапотранспирационной разгрузки грунтовых вод возможно лишь на участках с неглубоким естественным залеганием УГВ при его значительном снижении при водоотборе. Такие условия наиболее характерны для пойменных участков речных долин, при этом роль этих “дополнительных” источников формирования эксплуатационных запасов напрямую зависит от относительной площади таких участков в области гидрогеодинамического влияния водозабора.

Адекватный учет процессов изменения питания и эвапотранспирационной разгрузки грунтовых вод при прогнозных расчетах водоотбора

и его экологических последствий возможен на основе использования рассмотренных геогеологических моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гринецкий С.О.* Оценка инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод на основе геогеологических моделей. Дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2012.
2. *Гринецкий С.О.* Моделирование поглощения влаги корнями растений при расчетах влагопереноса в зоне аэрации и инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 41–52.
3. *Гринецкий С.О.* Схематизация строения и параметров зоны аэрации для моделирования инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 56–67.
4. *Гринецкий С.О.* Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод. М.: Инфра-М, 2012. 152 с.
5. *Гринецкий С.О., Новоселова М.В.* Закономерности формирования инфильтрационного питания подземных вод // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 2. С. 169–180.
6. *Гринецкий С.О., Поздняков С.П.* Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогеологических моделей // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 5. С. 543–557.
7. Информационные ресурсы почвенного института им. В.В. Докучаева. URL: <http://egrpr.esoil.ru/download.php> (Дата обращения 08.06.2015).
8. *Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М.* Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982. 244 с.
9. *Шестаков В.М., Поздняков С.П.* Геогеология. М.: Академкнига, 2003. 173 с.
10. *Штенгелов Р.С.* Формирование и оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. М.: Недра, 1988. 231 с.
11. *Harbaugh A., Banta E., Hill M., McDonald M.* MODFLOW-2000, the U. S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. Reston, Virginia: U. S. Geol. Surv., Open File Rep., 2000. 92 p.
12. *Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.Th.* Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // J. Hydrol. 2001. V. 251. P. 163–176.
13. *Šimůnek J., Šejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M.Th.* The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Ver. 4.08. Riverside, California: Prepr. Depart. of Environ. Sci. Univ. California Riverside, 2009. 296 p.

FEATURES OF THE BALANCE STRUCTURE FORMATION OF GROUNDWATER WITHDRAWAL AND ITS EFFECT ON RIVER FLOW AT A SUBSOIL WATER LEVEL DRAWDOWN

© 2019 S. O. Grinevsky^{1,*} V. S. Sporyshev¹

¹*Lomonosov Moscow State University,
Russia 119991 Moscow*

**e-mail: sogrin@geol.msu.ru*

Received: 06.05.2016

Received version received: 05.07.2018

Accepted: 06.10.2018

The balance structure of the pumpage sources of riverside water-intakes, developing a subsoil aquifer or intermediate water that hydraulically interacts with it, can show the effect of the processes of water balance adjustment in the unsaturated zone to the accompanying subsoil water level drawdown. In this case, because of the shallow depth to subsoil water, its level drop due to water withdrawal causes a decrease in evapotranspiration and an increase in groundwater infiltration recharge. These processes have their effect on the balance structure of usable water resources as components of natural and involved resources and reduce the impact of groundwater pumping on river flow. Analysis of the operational data of the Sudogda waterintake in Vladimir oblast and geohydrological modeling were used to evaluate variations of the groundwater evapotranspiration losses and infiltration recharge and their role in the water balance structure of reserves of a field and in the impact of groundwater withdrawal on river flow..

Keywords: groundwater storage, water withdrawal, damage to river flow, modeling.

DOI: 10.31857/S0321-0596463247-258