МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Василевский Петр Юрьевич

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ ПРИ АНТРОПОГЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ХЭЙХЭ)

Специальность 25.00.07 – гидрогеология

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук, доцент С.П. Поздняков

ВВЕДЕНИЕ	5
ЧАСТЬ І. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД И ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМОГО ОБЪЕКТА	11
1. ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В РЕЧН ДОЛИНАХ В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ И ОБОСНОВАНИЕ ЗАДАЧ ИССЛЕДОВАНИЙ	ЫХ I 11
 1.1. Методы оценки параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод	17 17 22 30
1.2. Обзор литературы по проблеме исследования бассейна Эйджина методом геогидрологическ	50 сого 20
моделирования. 1.2.1. Опыт геогидрологического моделирования бассейна Эйджина 1.2.2. Исследования для обоснования параметров и граничных условий моделей 1.2.3. Выводы по обзору проблемы исследования бассейна Эйджина методом геогидрологического моделирова	30 31 33 ания 38
2. ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ УСЛОВИЯ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ХЭЙХЭ 2.1. Положение бассейна Эйджина в структуре межгорного артезианского бассейна Хэйхэ 2.2. Физико-географические, геоморфологические, климатические и гидрологические характеристики бассейна Эйджина	40 40 43
2.3. Антропогенная нагрузка и система регулирования стока нижнего течения р. Хэйхэ	47
2.4. Геологическое строение бассейна Эйджина	48
2.5. Гидрогеологические условия бассейна Эйджина	49
2.5.1. Гидрогеологическое строение потока подземных вод	49
2.5.2. Условия формирования подземных вод	53
2.6. Характеристика экологического состояния бассейна Эйджина	54
ЧАСТЬ II. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКАХ	56
3. ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ЛОКАЛЬНОМ МАСШТАБЕ	56
3.1. Экспериментальная оценка коэффициента фильтрации донных отложений	56
3.1.1. Методика проведения наливов в пьезометры	56
3.1.2. Совершенствование методики обработки наливов в пьезометры	59
3.1.3. Результаты обработки наливов и обсуждение	63
3.1.4. Выводы по результатам оораоотки наливов	68
3.2. Описание системы мониторинга и результаты режимных наблюдений на опытной площад бассейне Эйджина	ке в 69

2

Оглавление

3.3. Моделирование одномерного тепловлагопереноса	74
3.3.1. Обоснование возможности калибрации модели по данным термометрии	75
3.3.2. Обоснование границ и параметров моделей тепловлагопереноса	77
3.3.3. Калибрация моделей тепловлагопереноса и анализ чувствительности	79
3.3.4. Оценка фильтрационных потерь и обсуждение результатов	83
3.3.5. Влияние изменения температуры на величину фильтрационных потерь	84
3.4. Оценка скорости фильтрации из русла реки по данным суточных колебаний температурь донных отложений	ы 87
3.5. Обоснование коэффициента перетока донных отложений для геогидрологического	
моделирования и выводы по экспериментальным исследованиям взаимосвязи подземных и поверхностных вод	91
3.5.1. Обоснование начальных расчетных значений коэффициента перетока донных отложений для регионали	ьного
геогидрологического моделирования	91
3.5.2. Выводы по результатам оценки параметров взаимосвязи в локальном масштабе	92
ЧАСТЬ III. РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА	94
4. ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В РЕГИОНАЛЬНОМ МАСШТАБЕ	94
4.1. Геогидрологическая модель взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долин	ıe94
4.1.1. Геофильтрационная и вычислительная схематизации	96
4.1.2. Калибрация модели по данным наблюдений за уровнями подземных и поверхностных вод	100
4.1.3. Результаты моделирования	101
4.1.4. Оценка чувствительности фильтрационных потерь к значениям параметров модели	104
4.1.5. Обсуждение результатов	107
4.2. Анализ влияния параметров донных отложений и эвапотранспирационной разгрузки на взаимосвязь подземных и поверхностных вод	108
43 Ваниа-Банансарая манань Бассайна Эйлжина	111
	112
4.3.2. Калибрация модели по данным наблюдений за уровнями подземных вод, расходом реки, площадью термино и и и соор	112
1 срминальных озер	110
4.3.4. Результати моделивования и оненка пурствитель ности	123
	124
4.3.6. Обсужление результатов	120
5. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДОМ МОДЕЛИРОВАНИЯ	132
5.1. Сопоставление результатов моделирования в локальном и региональном масштабах	132
5.2. Основные факторы, определяющие параметры взаимосвязи подземных и поверхностных в локальном и региональном масштабах	вод 135
5.3. Практические рекомендации	136
5.3.1. По регулированию стока нижнего течения р. Хэйхэ	136
5.3.2. По построению моделей взаимосвязи подземных и поверхностных вод аридных территорий	136
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	138

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 141	L
ПРИЛОЖЕНИЯ 155	5
Приложение 1. Экспериментальная оценка гидрофизических параметров донных отложений 155	5
1.1. Основная гидрофизическая характеристика и модель ван Генухтена 155	5
1.2. Экспериментальное определение основной гидрофизической характеристики и гранулометрического состава донных отложений протоки Донгхе	5

Приложение 2. Описание теоретической модели геофильтрации и используемого кода	
MODFLOW-2005	160
Приложение 3. Водно-балансовая модель бассейна Эйджина	164
Придожение 4. Рази и томпоратир донных отдожений р. Урйур но донным профилой Т1 и Т2	

введение

В настоящее время аридные территории занимают порядка 35% площади поверхности суши земного шара [Аридные территории, 2020], в том числе отдельные районы Российской Федерации и сопредельных стран. В связи с протекающими [Zhang и др., 2020] и ожидаемыми изменениями климата они будут занимать все большую территорию. На этих территориях актуальна проблема дефицита водных ресурсов. Решение этой проблемы заключается в эффективном управлении ограниченными ресурсами, что невозможно без количественной оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Подобная оценка на примере конкретного бассейна позволяет обосновать методику исследований для территорий со схожими природными и климатическими условиями.

Таким образом, актуальность работы связана с проблемой рационального использования водных ресурсов аридных территорий в условиях антропогенной нагрузки, а также деградации аридных экосистем [Rausch и др., 2012]. В качестве объекта исследования выбран *бассейн Эйджина*, приуроченный к *нижнему течению реки Хэйхэ*, расположенному в Автономной Республике Внутренняя Монголия, КНР. Выбор объекта обусловлен его типичными природными и климатическими условиями, а также, практической необходимостью проведения исследования – в настоящее время район активно осваивается и нуждается в эффективных решениях по устойчивому водопользованию. Предметом исследования является взаимосвязь подземных и поверхностных вод в условиях аридного климата и антропогенного изменения поверхностного стока.

Бассейн Эйджина является частью межгорного артезианского бассейна Хэйхэ, который приурочен к обширной Гобийской депрессии, расположенной в центральной части Евразийского континента. Основную часть данной территории занимает каменистая пустыня Гоби. В условиях гипераридного климата фильтрация из русла реки Хэйхэ представляет собой основной источник питания подземных вод регионального грунтового водоносного комплекса, от положения уровня которого зависит возможность существования растительности в оазисе Эйджина. Увеличение отбора стока в средней части бассейна реки Хэйхэ в последние 50 лет привело к значительным геоэкологическим проблемам в его нижней части, таким как снижение уровня грунтовых вод и опустынивание оазиса Эйджина, а также полное исчезновение бессточных озер, в которые впадает река Хэйхэ [Wang и др., 2013]. Возможность дальнейшего освоения исследуемого района напрямую зависит от решения проблем устойчивого водопользования, среди которых важнейшее значение имеет водообмен в системе "водотоки – подземные воды – растительность". Оценка условий и параметров взаимосвязи между поверхностными и подземными водами представляет собой ключевую задачу в рамках модельного обоснования решения геоэкологических проблем рассматриваемой территории.

Цель диссертационной работы – оценка взаимосвязи подземных и поверхностных вод в нижнем течении реки Хэйхэ в связи с необходимостью устойчивого использования ограниченных водных ресурсов и решения геоэкологических проблем района.

Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи:

- 1. Сбор, анализ и обобщение фондовых и опубликованных материалов о природных условиях, геологическом и гидрогеологическом строении бассейна нижнего течения р. Хэйхэ;
- 2. Проведение полевых исследований проницаемости донных отложений при помощи наливов в забивные пьезометры и обоснование методики их интерпретации;
- Модельный анализ данных мониторинга уровней и температур подземных и поверхностных вод, температур вертикального профиля донных отложений для оценки параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе;
- Обоснование параметров взаимосвязи поверхностных и подземных вод в региональном масштабе с помощью геогидрологической модели и выявление факторов, влияющих на водообмен в системе "водотоки – подземные воды – растительность";
- Разработка рекомендаций по регулированию поверхностного стока в нижнем течении р. Хэйхэ для поддержания устойчивого экологического состояния оазиса Эйджина на основе результатов прогнозного геогидрологического моделирования.

Методика исследований, личный вклад автора.

Диссертация является результатом исследований автора, которые он выполнял в течение 2015-2020 гг. в ходе обучения на кафедре гидрогеологии МГУ в магистратуре и аспирантуре. В рамках гранта РФФИ "Сравнительное исследование влияния сезонного промерзания-оттаивания на взаимосвязь поверхностных и подземных вод" автор участвовал в работах, связанных с исследованием влияния сезонного промерзания-оттаивания на взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Одним из объектов данного исследования был полигон в нижнем течении реки Хэйхэ. Автор непосредственно участвовал в полевых и лабораторных работах, обработке результатов экспериментов и создании модели тепловлагопереноса. Работы, проведенные на данном объекте, были заложены в основу написания магистерской диссертации. Данные наблюдений за уровнями и температурами поверхностных и подземных вод собирались с помощью автоматизированной системы мониторинга, расположенной на опытной площадке в восточной протоке р. Хэйхэ. В ходе работ автором были отобраны образцы донных отложений восточной протоки р. Хэйхэ для определения водно-физических свойств и гранулометрического состава отложений. Экспериментальное определение водно-физических свойств отобранных образцов производилось автором в лаборатории Китайской Академии Наук на центрифуге НІТАСНІ CR21GIII. Обработка результатов опытов проводилась автором с помощью кода RETC [van Genuchten и др., 1991]. Гранулометрический состав песчаных отложений был определен

лазерным методом для частиц размером менее 2 мм с помощью лазерного дефрактометра Malvern Mastersizer 2000 и с помощью ситового анализа для частиц размером более 2 мм. Моделирование тепловлагопереноса осуществлялось автором с помощью кода HYDRUS-1D [Simunek и др., 2013]. В качестве аспиранта кафедры гидрогеологии МГУ автор принимал участие в работах по грантам РФФИ "Влияние эвапотранспирации на процессы водообмена поверхностных и подземных вод: сравнительный анализ гумидных и аридных условий" и "Роль эвапотранспирации в речной долине при водообмене водотоков и грунтовых вод в аридных и гумидных условиях". Объектом исследований грантов также было нижнее течение реки Хэйхэ. В качестве метода альтернативной оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе был выбран метода анализа суточных колебаний температуры донных отложений. Расчеты проводились автором с помощью кода VFLUX [Gordon и др., 2012]. В ходе работ автор участвовал в создании, калибрации и проведении модельных экспериментов на региональных геогидрологических моделях, созданных с помощью MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] с использованием таких пакетов как EVT, ETS1, STR, SFR2, LAK3, WEL, GHB. Альтернативные расчеты, позволяющие оценить чувствительность потерь на эвапотранспирацию к параметрам модели, проводились автором с помощью аналитических решений, разработанных с помощью программы WolframAlpha. Обработка данных и построение графиков осуществлялось с помощью программ MS Office, Surfer, Grapher. Составление текста осуществлено с помощью текстового редактора MS Word.

В тексте работы приводятся как заимствованные, так и полученные в ходе собственных исследований материалы. Рисунки и таблицы, полученные из литературных источников, сопровождаются необходимыми ссылками на авторов статей и отчетов. Материалы, составленные по результатам исследований автора, ссылками не сопровождаются.

Практическая значимость работы сводится к:

- количественной оценке взаимосвязи подземных и поверхностных вод на опытном участке в нижнем течении р. Хэйхэ с помощью двух независимых методов;
- 2. оценке фильтрационных потерь из протяженного участка русла в нижнем течении р. Хэйхэ на основе геогидрологического моделирования;
- 3. выявлению факторов, влияющих на изменение фильтрационных свойств донных отложений и фильтрационные потери из русла реки Хэйхэ в ее нижнем течении;
- 4. обоснованию режима попусков в нижнее течение р. Хэйхэ для поддержания экологического состояния оазиса Эйджина.

Научная новизна работы.

- Предложен метод обработки данных наливов речной воды в забивные пьезометры в донных отложениях, учитывающий процессы осаждения взвеси из фильтрующейся воды в процессе опыта.
- Обоснована методика оценки скорости и направления водообмена подземных вод и пересыхающих водотоков с использованием данных мониторинга уровней подземных и поверхностных вод и профиля температур донных отложений.
- 3. На примере нижнего течения р. Хэйхэ показано, что температура и мутность речной воды являются основными факторами, влияющими на сезонную изменчивость взаимосвязи подземных и поверхностных вод в аридных условиях.
- Получено новое аналитическое решение задачи фильтрации подземных вод в речной долине при их взаимодействии с несовершенным водотоком с учетом процесса испарения со свободной поверхности грунтовых вод.
- 5. На примере бассейна нижнего течения р. Хэйхэ предложен методический подход к калибрации региональной геогидрологической модели, основанный на использовании многолетних данных дистанционных наблюдений за динамикой площади бессточных озер, площади области эвапотраспирационной разгрузки подземных вод и величины эвапотранспирации в этой области.

По результатам проведенных исследований сформулированы следующие защищаемые

положения.

- 1. При интерпретации результатов наливов речной воды в забивные пьезометры в донные отложения следует учитывать мутность воды, которая способна вызвать ухудшение фильтрационных свойств этих отложений в течение опыта из-за осаждения взвешенных в ней частиц. Диагностическим признаком этого процесса является нелинейный вид графика в координатах *ln (So/S)* от *t*. Для оценки коэффициента фильтрации донных отложений в этом случае следует использовать разработанную автором методику, основанную на модели линейного роста фильтрационного сопротивления за счет формирования слабопроницаемого осадка на поверхности донных отложений.
- 2. Для оценки параметров донных отложений на локальных участках с резко изменчивым внутригодовым режимом стока целесообразно использовать комплексный мониторинг температуры донных отложений, температур и уровней подземных и поверхностных вод. Обработка результатов этого мониторинга с помощью решения обратной задачи на математической модели тепловлагопереноса на временных масштабах проникновения суточных и годовых амплитуд колебаний температур позволяет определять динамику внутригодового водообмена подземных и речных вод. При этом, для аридного, резко

континентального климата с годовыми колебаниями температуры речной воды 1-20 °С в расчетной модели тепловлагопереноса необходимо учитывать связь коэффициента фильтрации с вязкостью воды, зависящей от температуры. Неучет этой связи ведет к завышению расчетных фильтрационных потерь.

- 3. Интенсивность потерь речного стока на фильтрацию в аридных условиях при подпертом режиме взаимосвязи и близком залегании уровня грунтовых вод от поверхности зависит не только от фильтрационного сопротивления донных отложений и латерального потока подземных вод, но и от связи интенсивности испарения подземных вод с глубиной их залегания. На основе анализа упрощенной аналитической модели фильтрации подземных вод в речной долине введен безразмерный критерий α_r, характеризующий значимость влияния испарения и донных отложений на фильтрационные потери. Для малых значений критерия α_r (α_r<0.1) параметры, определяющие интенсивность испарения подземных вод, оказывают более значимое влияние на фильтрационные потери, чем донные отложения. Для больших значений критерия α_r (α_r>10), потери из русла реки в большей степени определяются фильтрационным сопротивлением донных отложений.
- 4. Для региональной оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод в аридных условиях целесообразно использовать интегрированную геогидрологическую модель, учитывающую основные процессы водообмена в системе "водотоки – подземные воды – растительность". Калибровать геогидрологическую модель следует с использованием не только прямой, но и косвенной информации, получаемой с помощью дистанционных наблюдений (динамика площади бессточных озер, испарение с поверхности земли), которая характеризует основные элементы водного баланса – водообмен между поверхностными и подземными водами и эвапотранспирационную разгрузку подземных вод. Для условий аридного бассейна Эйджина показано, что такой подход позволяет восстановить многолетнюю структуру водообмена поверхностных и подземных вод.

Апробация работы. Результаты проведенных исследований, основные положения и проблемы, рассматриваемые в диссертации, изложены в 9 публикациях, в том числе 5 статьях в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных Web of Science, Scopus, RSCI. Научные и практические результаты работы над диссертацией докладывались и обсуждались на ежегодных международных научных конференциях студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2016-2017 гг., 2019-2020 гг.), на научных семинарах Института географии и природных ресурсов Китайской Академии наук (КАН) в 2018 и 2019 гг. Результаты исследований использованы при выполнении работ по грантам РФФИ 15-55-53010, РФФИ 18-55-53025 и РФФИ 19-35-90014.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав с разделами и подразделами и заключения. Общий объемом работы составляет 166 страниц. Работа содержит 68 иллюстраций, 33 таблицы, список литературы из 167 наименований и 4 приложения.

Благодарности. Автор выражает особую благодарность и искреннюю признательность своему научному руководителю д.г-м.н., доценту С.П. Позднякову за неоценимую помощь, поддержку, ценные советы на всех этапах выполнения работы. Автор глубоко признателен доценту института географии и природных ресурсов КАН, к.г-м.н. Ван Пину за полезные советы и консультации, совместную работу и предоставление уникальных исходных данных, помощь в организации поездки и проведении полевых и лабораторных работ в КНР. Автор благодарен сотруднику упомянутого института Жангу за предоставление данных об изменении площади оазиса Эйджина за 2000-2017 гг. Также автор выражает благодарность профессору д.г-м.н. С.О. Гриневскому и ведущему инженеру В.Н. Самарцеву за ценные советы и консультации по моделированию. Автор выражает большую благодарность полевой бригаде в составе сотрудников кафедры гидрогеологии Геологического факультета МГУ научного сотрудника к.г-м.н. Лехова В.А., ведущего инженера Самарцева В.Н., а также студентов и аспирантов Китайской Академии наук Лю Каи, Лю Шао, Ли Беи, Яффеи, Тиане, Мин Лиу, Чао-Янг Ду за помощь в проведении полевых исходений.

Автор особо признателен своей семье за поддержку и помощь на протяжении всего времени работы над диссертацией.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты 15-55-53010, 18-55-53025, 19-35-90014.

Часть I. Современное состояние исследований взаимосвязи подземных и поверхностных вод и характеристика изучаемого объекта

1. Проблемы взаимосвязи подземных и поверхностных вод в речных долинах в аридных условиях и обоснование задач исследований

Водообмен подземных и поверхностных вод является одним из ключевых процессов геогидрологического цикла [Шестаков и др., 2003]. Изучение взаимосвязи подземных и поверхностных вод особенно актуально на территориях с аридным климатом, которые занимают обширные области по всему земному шару: южные районы Российской Федерации, Средняя Азия, северо-запад КНР, центральная часть Австралии, юго-запад США и др., составляя около 35% поверхности суши [Аридные территории, 2020]. Здесь и далее под аридными условиями понимаются условия преобладания потенциального испарения над величиной атмосферных осадков.

Гидрогеология аридных территорий — одно из традиционных направлений исследований кафедры гидрогеологии МГУ [Шестаков, 1987; Никитин, 2013; Никитин, 2018]. В разные периоды времени сотрудники, аспиранты и студенты кафедры участвовали в решении практических и теоретических задач на объектах Средней Азии (Киргизия, Таджикистан, Узбекистан) [Никитин, 1976; Оролбаева, 1980; Олиферова, 1982; Куваев, 1984; Поздняков, 1984; Шестаков, 1991; Язвин, 1993] и КНР (Внутренняя Монголия) [Вэй, 2010; Питьева и др., 2015; Барановская, 2016; Wang и др., 2014а]. В состав практических работ входило: гидрогеологическое картирование, изучение режима, баланса подземных вод И гидрогеохимических условий, изучение роли подземных вод в развитии оползневых процессов, поисково-разведочные работы для организации водоснабжения объектов народного хозяйства, гидрогеологическое обоснование мелиоративных работ. Последнее направление является классическим для гидрогеологических исследований на аридных территориях [Шестаков и др., 1982; Кац, Шестаков, 1992]. В данный комплекс исследований входят изучение режима подземных вод мелиорируемых территорий, изучение процессов влаго- солепереноса в зоне аэрации в условиях значительной эвапотранспирационной разгрузки, оценка ирригационного питания и обоснование дренажей, определение расчетных геофильтрационных параметров по данным опытно-фильтрационных работ и наблюдений. В результате многолетних исследований кафедры в Средней Азии и КНР было подготовлено 10 кандидатских диссертаций, а также более 40 студенческих выпускных и курсовых работ.

Взаимодействие между подземными и поверхностными водами является сложным процессом, зависящим не только от гидравлических параметров русла, но и от множества других факторов: климатических условий, морфологии русла, гидрогеологического строения разреза

зоны активного водообмена, режима связи поверхностных и подземных вод [Sophocleous, 2002]. В случае разгрузки подземных вод в поверхностные, что характерно для районов с гумидным климатом, разгрузкой обеспечивается минимальный меженный сток реки. В случае питания поверхностными водами подземных вод, что характерно для аридных условий, потери поверхностного стока на фильтрацию обеспечивает существование прибрежных экосистем, которые именуются в англоязычной литературе как riparian ecosystems или groundwater-depended ecosystems [Datry и др., 2014; Eamus et al, 2015; Colvin и др., 2016; Wang, 2018]. Изучение проблемы взаимосвязи подземных и поверхностных вод становится еще более актуальным в последние годы из-за возрастающей техногенной нагрузки и активного использования водных ресурсов, которые привели к исчезновению около 90000 км² поверхностных вод в период с 1984 по 2016 год [Pekel и др., 2016].

Водообмен между поверхностными и подземными водами подвержен значительной пространственно-временной изменчивости, которая в основном определяется режимом их взаимосвязи [Desilets и др., 2008; Brunner и др., 2009] и изменчивостью фильтрационных параметров русла [Chen и др., 2010; Leek и др., 2009; Tang и др., 2017]. Русла водотоков являются физической границей между поверхностными и подземными водами, их гидравлические параметры во многом определяют взаимодействие водотоков и подземных вод. Известно, что в условиях аридного климата и сезонности существования водотоков гидравлические параметры русла могут значительно меняться во времени и пространстве, из-за процессов осаждения и смыва взвешенных в воде частиц, а также колебаний температуры воды и донных отложений [Wu и др., 2015; Partington и др., 2017]. Осаждение и последующий смыв взвешенных в воде частиц приводит к изменению фильтрационных параметров донных отложений. В работе [Wu и др., 2015] проведено сравнение результатов определения вертикальных коэффициентов фильтрации донных отложений, полученных методом налива в пьезометр [Hvorslev, 1951], реки Давен в КНР до и после паводка. В результате анализа выборки из 871 опыта, авторы приходят к выводу, что после паводка произошло снижение среднего значения коэффициента фильтрации донных отложений с 77 до 64 м/сут, что связывается с осаждением взвешенных в речной воде частиц на поверхности донных отложений. Подобные результаты получены для аридных условий временных водотоков центральной Австралии [Dunkerley, 2008; Villeneuve и др., 2015].

Для участков нисходящей фильтрации поверхностного стока сезонные и суточные изменения температуры в значительной мере влияют на величину водообмена за счет изменения фильтрационных свойств донных отложений [Anderson, 2005; Hatch и др., 2006; Constantz, 2008]. Для сезонных водотоков, которые составляют более 30% общей длины речной сети [Datry и др., 2014], гидравлические параметры русел изменчивы еще в большей степени из-за изменения влажностного режима в период осушения-насыщения [Wang, 2018].

Еще одной проблемой взаимосвязи подземных и поверхностных вод в аридных условиях, которой в последнее время активно занимаются ученые, является учет влияния эвапотранспирационной разгрузки на величину водообмена. Известно, что в аридных условиях эвапотранспирационная разгрузка составляет значительную часть общей разгрузки подземных вод грунтовых водоносных горизонтов [Кац, Шестаков, 1992; Scanlon и др., 1997; Литвак и др., 2008; Оролбаева 2019]. При этом, в отличие от русловой разгрузки, эвапотранспирационная разгрузка не может быть измерена прямыми методами гидрометрии и фильтрометрии [Гриневский, 2012]. Исследователи приходят к выводу, что при построении региональных интегрированных геогидрологических моделей необходимо учитывать эвапотранспирационную разгрузку из-за ее значительной роли в общем балансе подземных вод. Подобные исследования проводились в т.ч. на территории Российской Федерации - Самур-Гюльгерычайской аллювиально-пролювиальной равнины Южного Дагестана [Гриневский и др., 2009; Поздняков и др., 2009]. Изучаемая область характеризуется аридным климатом, зарегулированным стоком основных рек Самур и Гюльгерычай и преобладанием фильтрационных потерь из реки в пополнении подземных вод. На объекте с помощью балансово-гидрогеологического моделирования оценивались основные статьи баланса подземных вод, эвапотранспирационная разгрузка рассчитывалась по данным моделирования влагопереноса в зоне аэрации.

Эвапотранспирационная разгрузка в прибрежных зонах в значительной степени зависит глубины залегания грунтовых вод – при ее уменьшении увеличивается доля ОТ эвапотранспирации подземных вод в общем балансе. Подобные результаты получены при исследованиях влияния основных представителей прибрежной растительности оазисов речных северо-западного Китая _ Populus euphratica И Tamarix ramosissima долин на эвапотранспирационную разгрузку подземных вод [Li и др., 20196]. Аналогичные результаты продемонстрировало исследование анализа водного баланса аридной речной долины на юге Колорадо, США методом геофильтрационного моделирования и моделирования расчетного суммарного испарения с поверхности суши [Lurtz и др., 2020]. В данной работе показано преимущество интегрального подхода к анализу взаимосвязи поверхностных и подземных вод, в котором используются две независимые модели – модель геофильтрации и модель динамики суммарного испарения с поверхности земли по спутниковым данным. Техногенная нагрузка на подземные В речных долинах также оказывает влияние на изменение воды эвапотранспирационной разгрузки. Влияние эксплуатации подземных вод на величину эвапотранспирации в условиях аридного климата в речной долине в Аризоне на юго-западе США исследовалось методом геогидрологического моделирования. С помощью связной модели поверхностного И подземного стока было продемонстрировано уменьшение эвапотранспирационной разгрузки из-за снижения уровня грунтовых вод [Leake и др., 2012].

Проблема взаимосвязи подземных и поверхностных вод исследуется в межгорных впадинах Средней Азии, для которых характерен аридный климат и значительная роль фильтрационных потерь речного стока в формировании ресурсов подземных вод [Оролбаева, 2019]. Установление роли эвапотранспирационной разгрузки в балансе подземных вод изучается при работе технических водопонизительных систем, использующихся в условиях межгорных долин Средней Азии [Литвак и др., 2008; Литвак, 2017]. Снижение уровня грунтовых вод обуславливает перестройку условий взаимосвязи поверхностных и подземных вод: происходит характерное для аридных условий уменьшение эвапотранспирационной разгрузки подземных вод; связанное с процессом инверсии испарения [Литвак и др., 2008].

Значительное влияние на взаимосвязь подземных и поверхностных вод оказывает и антропогенное изменение поверхностного сотка. Отбор поверхностных вод для целей водоснабжения и территориальное перераспределение поверхностного стока объединяются в одну из основных групп видов хозяйственной деятельности по характеру воздействия на водные ресурсы [Болгов, 1996; Алексеевский и др., 2011; Фролова, 2019]. Данные виды антропогенной нагрузки на водные ресурсы изменяют гидрологический режим малых, средних и даже больших рек – в широких пределах изменяются расходы рек и их уровни, что, в свою очередь приводит к изменению интенсивности и режима (свободный, подпертый) взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Примером антропогенного изменения поверхностного стока в условиях аридного климата, которое повлияло практически на все компоненты местной экосистемы, является увеличившийся отбор воды для хозяйственных целей из рек Амударьи и Сырдарьи, что привело к резкому снижению уровня бессточного Аральского моря (озера) начиная с 1960ых годов. В 1989 году Аральское море распалось на два водоема, уровень моря снизился более чем на 10 м, а минерализация воды возросла более чем в 2 раза. Осушенные участки дна Аральского моря образовали крупные источником пыли и солей, которые разносятся воздушным переносом на расстояния до 500 км. В связи с понижением уровней поверхностных вод снизился уровень подземных вод, которые питались путем перетекания из русел рек и фильтрации из берегов Аральского моря. Это вызвало развитие процессов опустынивания приаральских ландшафтов. Проблемами антропогенного изменения поверхностного стока и его последствий, а также влияния использования подземных вод на изменение поверхностного стока, включая приточность к бессоточным озерам в аридных условиях, активно занимаются представители отечественной школы гидрологов и гидрогеологов [Черепанский, 2006; Фролова и др., 2011; Болгов и др., 2012; Bolgov и др., 2013].

Таким образом, в последнее время активно исследуется взаимодействие подземных и поверхностных вод в аридных условиях из-за его определяющего влияния на формирование баланса и ресурсов подземных вод и поддержании прибрежных экосистем [Niswonger и др., 2008;

Batlle-Aguilar и др., 2012; Leake и др., 2012; Shanafield и др., 2014]. Очевидно, что в подобных условиях инфильтрация поверхностных вод является основным источников питания грунтовых водоносных горизонтов [de Vires и др., 2002; Villeneuve и др., 2015; Opoлбаева, 2019]. Однако многочисленными предшествующими исследованиями все еще детально не выявлено, каково влияние процессов осаждения и смыва взвешенных в воде частиц на потери поверхностного стока, как влияют сезонные колебания температуры поверхностных вод и донных отложений на фильтрационные потери, как фильтрационные потери из временных водотоков связаны с режимом поверхностного стока и какие факторы определяют потери речного стока на протяженных участках русел рек в аридных условиях.

В результате проведенного обзора литературы выявлено, что основная публикационная активность, связанная с решением теоретических, методических и практических задач взаимосвязи подземных и поверхностных вод аридных регионов, в последние десятилетия сосредоточена на следующих направлениях.

- Оценка процессов взаимосвязи водотоков и подземных вод в локальном масштабе с использованием локальных методов опробования и мониторинга температуры донных отложений, включая:
 - О Анализ влияния локальной неоднородности и пространственно-временной изменчивости фильтрационных свойств донных отложений из-за процессов осаждения и смыва взвешенных в воде частиц с поверхности донных отложений на изменение скорости водообмена с помощью опытной фильтрометрии и наливов в пьезометры;
 - Использование динамики температуры донных отложений как трассера для оценки водообмена поверхностных и подземных вод;
- Изучение, параметризация и анализ масштабов взаимосвязанных процессов водообмена в системе "водоток подземные воды растительность";
- Анализ формирования и использования ресурсов подземных вод в аридных условиях на основе геофильтрационного моделирования различного масштаба, отражающего основные процессы в системе "водоток – подземные воды – растительность".

Объектом, на котором решались обозначенные проблемы, было выбрано нижнее течение р. Хэйхэ (бассейн Эйджина) на северо-западе Китая. Для данного района характерны значительные величины потенциального испарения – порядка 1500 мм при скудных атмосферных осадках (среднегодовая величина менее 50 мм) [Min и др., 2020]. Нижнее течение р. Хэйхэ представляет собой зарегулированную систему связанных между собой водотоков, русло которых находится в сухом состоянии в период с апреля по июнь [Wang и др., 2011а]. Водотоки впадают в систему терминальных озер. Здесь и далее под терминальным озером понимается бессточный водоем, баланс которого формируется за счет поступления поверхностных вод по одной из проток р. Хэйхэ, взаимосвязью с подземным водами и испарением с его поверхности. Фильтрационные потери из русла реки являются основным механизмом питания грунтового водоносного комплекса и поддерживют существование прибрежных зон оазиса, уровень грунтовых вод тесно связан с уровнем поверхностных вод. Увеличившееся в 20 веке использование подземных и поверхностных вод для целей орошения привело к исчезновению терминальных озер и развитию процессов опустынивания. Начиная с 2000 года был восстановлен поверхностный сток р. Хэйхэ в ее нижнем течении для восстановления прибрежных зон оазиса [Wang и др., 2011а]. Количественная оценка взаимосвязи подземных и поверхностных вод необходима для поддержания устойчивого развития прибрежной растительности в зоне оазиса, которая играет ключевую роль в блокировании песчаных бурь, приходящих с севера [Wang и др., 20116]. Возможность дальнейшего освоения данной территории напрямую зависит от решения ее гидрогеоэкологических проблем.

Таким образом, выбранный для исследований объект, несомненно, находится в аридных условиях, общие водные ресурсы территории лимитированы и подвержены серьезному антропогенному стрессу. Учитывая выявленные в результате обзора литературы актуальные направления исследований и практические проблемы устойчивого использования водных ресурсов исследуемой территории, основные задачи исследований можно сформулировать как:

- 1. Сбор, анализ и обобщение фондовых и опубликованных материалов о природных условиях, геологическом и гидрогеологическом строении бассейна нижнего течения р. Хэйхэ;
- 2. Проведение полевых исследований проницаемости донных отложений при помощи наливов в забивные пьезометры и обоснование методики их интерпретации;
- Модельный анализ данных мониторинга уровней и температур подземных и поверхностных вод, температур вертикального профиля донных отложений для оценки параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе;
- Обоснование параметров взаимосвязи поверхностных и подземных вод в региональном масштабе с помощью геогидрологической модели и выявление факторов, влияющих на водообмен в системе "водотоки – подземные воды – растительность";
- Разработка рекомендаций по регулированию поверхностного стока в нижнем течении р. Хэйхэ для поддержания устойчивого экологического состояния оазиса Эйджина на основе результатов прогнозного геогидрологического моделирования.

Решение обозначенных задач на выбранном объекте позволит использовать полученный опыт для исследований в районах со схожими природными и климатическими условиями.

Далее рассматриваются методы оценки параметров взаимосвязи поверхностных и подземных вод, а также основные результаты и проблемы исследования бассейна Эйджина методом геогидрологического моделирования.

1.1. Методы оценки параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод

Целью данного раздела является обзор современных работ по методам оценки взаимосвязи водотоков и подземных вод с использованием наливов пьезометры и термометрии донных отложений. Несмотря на то, что данные методы известны еще с середины прошлого века, в последние десятилетия опубликовано достаточно большое количество работ по оценке взаимосвязи поверхностных и подземных вод, основанных на обработке данных термометрии донных отложений и наливов в пьезометры. Это свидетельствует об актуальности применения упомянутых методов для оценки параметров взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

1.1.1. Оценка коэффициента фильтрации донных отложений методом налива в пьезометр

Коэффициент фильтрации донных отложений является ключевым параметром, определяющих взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Для ее оценки может быть использован достаточно простой метод, суть которого состоит в проведении экспресс-налива в пьезометр и прослеживания последующего за наливом понижения уровня воды. Методика интерпретации такого опыта описывалась неоднократно, например, в [Шестаков, 1995], и она основана на использовании уравнения баланса воды в пьезометре, вытекающий расход из которого прямо пропорционален коэффициенту фильтрации донных отложений, которые вскрыты этим пьезометром. Коэффициент пропорциональности зависит от несовершенства пьезометра по характеру вскрытия донных отложений [Hvorslev, 1951]. При реализации таких опытов наиболее целесообразно использовать забивные пьезометры. При этом возможны два варианта пьезометров: а) пьезометр с боковой фильтрующей поверхностью (фильтром) и закрытым заостренным отстойником, облегчающим его забивание в донные отложения и б) пьезометр с открытым дном с режущей каймой без бокового фильтра. При забивке такого пьезометра внутри его остается слой донных отложений, через который идет фильтрация (рис. 1). В последние годы пьезометры с открытым дном наиболее часто использовались разными авторами для оценки фильтрационных свойств донных отложений водотоков в аридных условиях [Song и др., 2016, Min и др., 2013]. При этом для случая пьезометра с открытым дном при обработке результатов прослеживания понижения уровня очень часто учитывается только гидравлическое сопротивление потоку внутри пьезометра в слое донных отложений (рис. 1), оказавшихся в нем после забивки пьезометра на глубину *L*.



Рис. 1. Схема эксперсс-налива в пьезометр [Лехов, 2015], модифицировано автором. H_{riv} – уровень воды в реке, H(t) – уровень воды в пьезометре, S – превышение уровня воды в пьезометре над уровнем воды в реке, L – величина заглубления пьезометра в донные отложения, Z – плоскость сравнения

В работе [Song и др., 2016] авторы исследовали неоднородность коэффициента фильтрации донных отложений и фильтрационного потока в погруженной части русла р. Беилуо, северо-западный Китай. Величина фильтрационного потока рассчитывалась как произведение коэффициента фильтрации в вертикальном направлении и вертикального градиента напора между подземными и поверхностными водами. Коэффициент фильтрации донных отложений определялся с помощью наливов в пьезометры (пластиковые трубы длиной 160 см и внутренним диаметром 5.4 см). Расчет значения вертикального коэффициента фильтрации велся по формуле Хворстлева [Hvorslev, 1951]:

$$k_{z} = \frac{L}{t_{2} - t_{1}} \ln(\frac{h_{1}}{h_{2}}), \qquad (1)$$

где k_z – значение вертикального коэффициента фильтрации, м/сут; L – длина заглубления пьезометра, м; h_1 – значение уровня воды в пьезометре на момент времени t_1 , м; h_2 – значение уровня воды в пьезометре на момент времени t_2 , м.

Формула (1) применяется при случаях, когда длина заглубления пьезометра L значительно превосходит внутренний диаметр d. Например, при L/d>5 ошибка определения k_z составляет менее 5% [Hvorslev, 1951].

По результатам исследований получена широкая пространственная изменчивость вертикального и горизонтального значений коэффициента фильтрации, вертикального градиента напора и фильтрационного потока. В погруженной части русла реки коэффициент фильтрации в вертикальном направлении уменьшался с увеличением глубины, а самые высокие значения коэффициента фильтрации получены в середине русла и ближе к эрозионному берегу. На участке русла длиной 100 м наблюдались как зоны нисходящей, так и восходящей фильтрации. Нисходящий поток наблюдался в местах, где значения коэффициента фильтрации в вертикальном направлении минимальные, а восходящий поток – в местах, где значения коэффициента фильтрации максимальны. Значения вертикального градиента напора показали, что нисходящая фильтрация наблюдалась в самой глубокой части тальвега, а в остальной части тальвега.

Важнейшими факторами, определяющими взаимодействие подземных и поверхностных вод, авторы считают пространственное распределение коэффициента фильтрации донных отложений и рельеф дна реки.

В работе [Min и др., 2013] авторы провели исследование фильтрационных свойств донных отложений восточной протоки р. Хэйхэ (Донгхе) до глубины 30 см в 10 различных точках (рис. 2). Первая точка опробования (Ts1) располагалась в районе гидрологической станции Лангисхан. Последняя точка (Ts10) располагалась вблизи впадения восточной протоки в озеро Восточный Хуан. Для определения коэффициента фильтрации донных отложений авторы использовали наливы в пьезометры по схеме, показанной на рис. 1. Обработка наливов велась по упрощенной формуле Хворстлева (формула 1).



Рис. 2. Расположение точек опробования донных отложений протоки Донгхе [Min и др., 2013], модифицировано автором. Ts1-Ts10 – точки опробования донных отложений

Авторы получили широкий интервал варьирования коэффициента фильтрации донных отложений от 0.02 до 53.7 м/сут. По полученным значениям коэффициента фильтрации авторы разделили протоку Донгхе на две части. В первой части (точки Ts1-9, рис. 2) среднее значение коэффициента фильтрации изменялось от 12 до 28 м/сут, в разрезе донных отложений преобладали пески от мелкозернистых до крупнозернистых. Во второй части (точка Ts10, рис. 2) вблизи впадения восточной протоки в озеро Восточный Хуан среднее значение коэффициента фильтрации составило 0.06 м/сут. В верхней части разреза был встречен слабопроницаемый слой мощностью примерно 1 см, далее залегали пески от мелкозернистых до крупнозернистых. Авторы не выявили зависимости коэффициента фильтрации донных отложений от величины заглубления пьезометра в пределах исследуемой мощности разреза (30 см) в верхней части протоки Донгхе (точки Ts1-9, рис. 2). В нижней части протоки (точка Ts10, рис. 2) авторы указывают на выявленное увеличение коэффициента фильтрации донных отложений с глубиной.

В работе [Kennedy и др., 2007] авторы измеряли градиента напора между подземными и поверхностными водами и проводили наливы в донные отложения. Полевые исследования проводились на малой реке в Северной Каролине, США. Измерения разницы напоров и наливы в донные отложения производились в 46 точках на участке реки длиной 263 м. Фильтрационные свойства определялись с помощью наливов в пьезометры, заглубленные в донные отложения на 36 см, по методу Хворстлева [Hvorslev, 1951]. Скорость фильтрации рассчитывалась для каждой точки как произведение градиента напора и коэффициента фильтрации.

Измеренный градиент напора *I* изменялся от -0.08 до 0.17, причем было получено всего три отрицательных значения градиента напора, расположенных выше по течению от небольшой бобровой плотины. Бобровая плотина образовала заводь, что вызвало нисходящую фильтрацию из реки на данном участке. На остальных участках реки наблюдалась восходящая фильтрация. Коэффициент фильтрации донных отложений изменялся от 3 до 10 м/сут. Скорость фильтрации составила от -0.3 до 1.8 м/сут.

В работе [Chen, 2004] автор исследовал коэффициент фильтрации верхней части разреза донных отложений (40 см) трех рек в центральной части Небраски, США. Исследования проводились по методу Хворстлева, но кроме вертикального коэффициента фильтрации определялся еще и горизонтальный, в случае налива в пьезометр, нижняя часть которого согнута под прямым углом. Для песчаных участков русел были получены средние значения вертикального коэффициента фильтрации в диапазоне 15-47 м/сут, а для участков, сложенных глинистыми отложениями – 1-2 м/сут. При этом вертикальный коэффициент фильтрации оказался примерно в 4-8 раза меньше горизонтального, что связывается с наличием супесчано-суглинистых прослоев в донных отложениях песчаного и гравийного состава.

Поздняков С.П., Ван Пин и Лехов М.В. разработали полуаналитическую формулу для расчета коэффициента фильтрации донных отложений и разницы напоров поверхностных и подземных вод по результатам проведения экспресс-наливов в пьезометр [Pozdniakov и др., 2016]. Данная формула является обобщенной формой широко известной зависимости Хворстлева [Hvorslev, 1951], формула 1. Она учитывает дно реки как границу с постоянным напором, находящуюся в непосредственной близости от открытого конца пьезометра. Авторы проверили выведенную формулу с помощью моделирования в программном коде 1Well [Лехов, 2015], который позволяет решить уравнение нестационарной фильтрации методом конечных элементов в профильной постановке. Результаты моделирования показали хорошее соответствие модельных и рассчитанных по полуаналитической зависимости коэффициентов фильтрации.

Схема проведения экспресс-налива в пьезометр показана на рис. 1. В результате проведения экспресс-налива получается кривая зависимости t(S), ее вид показан на рис. 3.



Рис. 3. Экспериментальная зависимость t(S)

Кривая такого вида аппроксимируется уравнением:

$$\ln\left(\frac{S_0 + \Delta H(L)}{S + \Delta H(L)}\right) = B \cdot t, \qquad (2)$$

где S_0 – превышение уровня воды в пьезометре над уровнем воды в реке на начальный момент времени, м; S – превышение уровня воды в пьезометре над уровнем воды в реке на текущий момент времени, м; $\Delta H(L)$ – разница уровня поверхностных вод и напора в донных отложениях на глубине забивки пьезометра L в естесвенных условиях, м; B – параметр, определяющий величину коэффициента фильтрации донных отложений, 1/сут; t – время, сут. Значения параметров *ДН(L)* и *В* подбираются с помощью нелинейной регрессии. Расчет вертикального коэффициента фильтрации донных отложений осуществляется по формуле:

$$k_z = B \cdot L \left(1 + \frac{\pi \cdot d \cdot \alpha}{4 \cdot L \cdot \alpha(L)} \right), \tag{3}$$

где B – параметр, определяющий величину коэффициента фильтрации, подобранный к уравнению (2), 1/сут; L – величина заглубления пьезометра в донные отложения, м; d – внутренний диаметр пьезометра, м; α – коэффициент анизотропии донных отложений, при отсутствии анизотропии α =1; $\alpha(L)$ – функция пьезометра, которая отвечает за близость расположения поверхности донных отложений от открытого конца пьезометра.

В работе [Pozdniakov и др., 2016] показано, что для заглубления пьезометра L/d>2 с точностью до 5% можно принять $\alpha(L)=2.8$. Эта модель обобщает подход к обработке данных опытных эксперсс-наливов в забивные пьезометры в донных отложения, описанные в цитируемых выше работах Шестакова и Хворстлева. Поэтому далее изложенную методику будем называть обобщенной моделью Хворстлева-Шестакова фильтрации из забивного пьезометра.

1.1.2. Оценка параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод с помощью термометрии донных отложений

Теоретической основой использования термометрии донных отложений для определения скорости водообмена между поверхностными и подземными водами является влияние конвективного переноса тепла потоком воды, фильтрующимся через донные отложения, на динамику и распределение температур. Еще в 1965 году [Stallman, 1965] было показано, что при гармонических колебаниях температуры на границе конвективный поток тепла за счет его переноса фильтрующейся жидкостью искажает классические термограммы, следующие из решения соответствующей задачи кондуктивного теплопереноса. Этот результат открывает путь к оценке скорости вертикального водообмена между водотоком и подземными водами по данным термометрии донных отложений. Значительную роль в развитии теоретических основ и методов прикладной гидрогеотермии (геотермии) сыграли труды советских геологов и гидрогеологов [Фролов, 1976; Череменский, 1977; Чулаевский, 1980].

В последнее десятилетие данные мониторинга температуры донных отложений стали довольно широко применяться для оценки водообмена поверхностных и подземных вод в связи с появлением чувствительных термологгеров с возможностью автономной цифровой записи режима температуры.

В работе [Bastola и др., 2016] авторы исследовали данные термометрии донных отложений малой реки в центральном Иллинойсе, США для оценки сезонных изменений во взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Данные о температуре донных отложений были получены из шести скважин, находящихся на расстоянии 5 м друг от друга в русле реки по направлению

течения. Температуры регистрировались с помощью датчиков на глубинах 30, 60, 90 и 150 см. Также использовалась скважина для регистрации температуры подземных вод на глубине 10 м и скважина, регистрирующая температуру поверхностных вод в реке.

Моделирование тепловлагопереноса в донных отложениях было выполнено с помощью программного кода VS2DHI [Healy и др., 2008]. Код использует метод конечных разностей для решения уравнения конвективно-дисперсионного теплопереноса. Начальные и граничные условия температур и уровней в модели задавались по данным из наблюдательных скважин. Начальные параметры теплоемкости, теплопроводности и коэффициенты фильтрации принимались по литературным данным для данного типа отложений и далее уточнялись в ходе решения обратной задачи.

Результаты исследования продемонстрировали, что летом температура воды в исследуемой реке выше, чем температура подземных вод и наоборот, зимой температура подземных вод выше, чем речных. Температурные кривые донных отложений прижимаются ближе к поверхности зимой, чем летом (рис. 4). Это особенно отчетливо проявляется в зонах с повышенной разгрузкой подземных вод, таких как глубокие части заводей (скважина 6). Граница влияния температуры поверхностных вод на температуру донных отложений (изгиб температурной кривой) летом находится на глубине 90 см, а зимой – на глубине 30 см. Таким образом, летом температуры поверхностных вод влияют на температурный режим донных отложений сильнее, чем зимой.



Рис. 4. Температурные кривые под данным наблюдений. Слева – зимняя кривая, справа – летняя кривая [Bastola и др., 2016], модифицировано автором

Согласно результатам моделирования, на протяжении всего исследуемого участка в течение года наблюдалась разгрузка подземных вод в поверхностные. Разгрузка подземных вод

оказалась меньше в летний период, чем в зимний из-за большей эвапотранспирации летом и устойчивой инфильтрации воды из тающего снега в грунтовый водоносный горизонт в зимний период.

В работе [Yao и др., 2015а] авторы с помощью высокоточных температурных измерений (метод DTS) изучали распространение и размер зон восходящей и нисходящей разгрузок в среднем течении р. Хэйхэ, северо-западный Китай. Целью исследований являлось выявить пространственно-временные изменения температуры речной воды и использовать их как индикатор взаимодействия подземных и поверхностных вод. Температура речной воды была проанализирована вдоль двух участков р. Хэйхэ общей длиной 5 км. Статистические методы и критерий стандартного отклонения были использованы для выявления протяженностей зон нисходящей и восходящей разгрузок. Величина разгрузки рассчитана для каждый выявленной зоны с использованием уравнения:

$$\frac{Q_g}{Q_u} = \frac{T_u - T_d}{T_d - T_g},\tag{4}$$

где Q_g – величина разгрузки подземных вод, м³/сут; Q_u – величина стока реки выше по течению, м³/сут; T_u – температура поверхностных вод выше по течению, °C; T_d – температура поверхностных вод ниже по течению, °C; T_g – температура разгружающихся подземных вод, °C;

С помощью кабеля на дне реки данные о температуре речной воды были получены с интервалом 0.25 м и записаны с временным интервалом 15 минут (участок 1) и 10 минут (участок 2). Температуры подземных вод в районе исследования ниже температуры поверхностных вод в летний период, что позволяет однозначно выявлять зоны разгрузки подземных вод по температурным данным.

В результате работ авторы заключают, что на исследованных участках реки существует больше зон нисходящей, чем восходящей разгрузки. Также зоны нисходящей разгрузки имеют большую длину. Восходящая разгрузка вызывает снижение температуры подземных вод. На участке 1 расход реки составляет 14 м³/с, а на участке 2 - 145 м³/с. Соответственно, на участке 1 уровень воды в реке ниже, и она лучше прогревается от солнечной радиации. Поэтому восходящая разгрузка холодных подземных вод на первом участке видна более отчетливо. Авторы не рекомендуют применять метод DTS в реках с расходом более 100 м³/с и уровнем воды более 2 м.

Основными сложностями в данном исследовании являются определение температуры подземных вод и температуры вод зоны водообмена (донных отложений). Температура подземных вод принята по данным из наблюдательной скважины на берегу реки, а температура вод зоны водообмена принята равной среднесуточной температуре поверхностных вод. Однако определение глубины зоны водообмена и ее температуры является сложной задачей, и она не

была выполнена в данном исследовании, что повлияло на точность расчета нисходящей разгрузки. Кроме того, длительность наблюдений составила от 29 до 49 часов. Авторы советуют использовать более продолжительные временные ряды температурных данных для анализа влияния атмосферных осадков, ирригации и других факторов на неоднородность разгрузки подземных вод.

В работе [Хіе и др., 2015] авторы исследовали чувствительность температуры поверхностных вод к многочисленным параметрам (коротковолновая солнечная радиация, длинноволновая атмосферная радиация, конвективный поток тепла вследствие турбулентного и молекулярного теплообмена, поток тепла, связанный с обратным излучением от поверхности воды, скрытый поток тепла вследствие испарения и конденсации, кондуктивный перенос тепла в донных отложениях, поток тепла, связанный с разгрузкой подземных вод в поверхностные, поток тепла, связанный с разгрузкой подземных вод в поверхностные, поток тепла, связанный с водообменом в донных отложениях) и оценили точность определения величины водообмена между поверхностными и подземными водами с помощью измерений температуры поверхностных вод. Исследования проводились на двух моделях: крупной равнинной реки (длина 32 км, ширина 70 м, расход 63 м³/с) и малой горной реки (длина 32 км, ширина 2 м, расход 0.63 м³/с), а также на реальном объекте (р. Хэйхэ в ее среднем течении, северо-западный Китай). Целью исследования было выявить условия, при которых температурный режим поверхностных вод может быть надежным инструментом оценки взаимосвязи поверхностных вод.

Для моделирования тепловлагопереноса авторы написали код RiverHeat, учитывающий параметры, влияющие на температуру поверхностных вод. Для каждого параметра была задана ошибка определения (например, для атмосферного давления – 1%, для уклона реки – 20%, для величины притока подземных вод – 10%). Время моделирования – 4 суток, временной шаг – 60 с, модели разбиты на 640 элементов (длина элемента - 50 м). На верхней границе модели задан постоянный уровень воды и соответствующий ему расход.

Для оценки влияния параметров на температуру поверхностных вод был проведен анализ чувствительности, который показал, что в целом, модель малой реки более чувствительна к изменению входных параметров (авторы объясняют это меньшей тепловой инертностью модели малой реки и большей площадью поверхности реки по отношению к объему воды в реке). Модель большой реки наиболее чувствительна к изменению таких параметров как скорость ветра, облачность, величина притока подземных вод, температура подземных вод, коэффициент шероховатости русла. Модель малой реки наиболее чувствительна к таким параметрам как относительная влажность воздуха, скорость ветра, облачность, величина притока подземных вод, температура подземных вод, ширина и уклон реки, коэффициент шероховатости русла. Для определения величины разгрузки подземных вод сравнивались «наблюденные» (полученные при определенной заданной величине разгрузки) и модельные температуры. Далее рассчитывалась ошибка определения температуры. Нижняя и верхняя границы величины удельного притока подземных вод для крупной реки могут быть определены, когда величина притока составляет около 100 м²/сут (нижняя граница – 6 м²/сут, верхняя граница - 400 м²/сут), а для малой реки – около 10 м²/сут (нижняя граница – 2 м²/сут, верхняя граница - 50 м²/сут). Для больших и меньших величин притоков могут определены только нижние и верхние границы диапазона притока подземных вод.

Полевые исследования проводились в среднем течение р. Хэйхэ на участке длиной в 32 км. Средняя ширина русла – 70 м, расход реки на верхней границе - 63 м³/с (данные соответствуют модели крупной равнинной реки).

Температуры поверхностных регистрировались с помощью температурных датчиков Thermochron iButton, измеряющих температуры с точностью 0.2 °C. Расстояние между температурными датчиками изменялось от 50 м вблизи верхней границы исследуемого участка до 8 км вблизи нижней границы. Длительность наблюдений – 3 суток. Температура воздуха изменялась в пределах 15 °C, а температура поверхностных вод – в пределах 3 °C.

С помощью кода PEST [Doherty, 2001] авторы подбирали значения параметров (использованных в моделях большой и малой рек) при заданном значении притока подземных вод и сравнивали модельные и наблюденные температуры, вычисляя ошибку определения температуры. В итоге был получен результат, что нижняя и верхние границы диапазона притока подземных вод могут быть определены при значениях притока менее 100 м²/сут.

Авторы делают вывод, что полученные значительные диапазоны величин притока подземных вод как для двух созданных моделей, так и для полевого исследования, свидетельствуют о необходимости уменьшать ошибки определения параметров и использовать измерения температуры совместно с изотопными и геохимическими исследованиями для более достоверной оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод на протяженных участках.

В работе [Kurylyk и др., 2016] авторы изучают различные подходы к количественной оценке конвективного потока тепла, связанного с разгрузкой подземных вод в поверхностные. Известно, что солнечная радиация является основным фактором, влияющим на температурный режим поверхностных вод. Однако поток тепла, связанный с разгрузкой подземных вод, может являться главным фактором в условиях затененного участка русла реки (например, находящегося в лесу). Целью исследования было выявить различия в существующих подходах к количественной оценке конвективного потока тепла при разгрузке подземных вод с помощью расчета теплового баланса в масштабе участка русла реки и в локальном масштабе. Также авторы рассматривают вопрос о сложности корректного определения температуры разгружающихся подземных вод.

Для случая рассмотрения участка русла реки выражение баланса тепла выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = \frac{F_{i+1}(T_i - T_{i-1})}{\Delta x w d} + \frac{\overline{Q_v}}{pC d} + \frac{\overline{f_g(T_g - T_i)}}{\overline{w d}},$$
(5)

где *T* – температура поверхностной воды, °С; ρ – плотность воды, кг/м³; *C* – теплоемкость воды, дж/кг/°С; *F*_i – расход реки в сечении *x*_i, м³/с; Δx – длина участка реки, м; *w* - средняя ширина реки, м; *d* - средняя глубина реки, м; *Q_v* – средняя величина теплообмена, связанная с солнечной радиацией, отражением от поверхности воды, кондуктивным теплообменом в донных отложениях и трением, Bт/м²; *f_g* – величина разгрузки подземных вод на единичную длину русла реки, м²/с; *T_g* – температура подземных вод, °С.

Авторы делают вывод о сложности выделения теплового эффекта от конвективного потока тепла при разгрузке подземных вод т.к. поток подземных вод также влияет на продольный конвективный поток тепла в реке.

При работе в локальном масштабе ($\Delta x \rightarrow 0$) уравнение баланса тепла выражается:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -v \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{Q_v}{\rho C d} + \frac{f_g(T_g - T)}{w d},\tag{6}$$

где *v* – средняя скорость течения реки, м/с.

В данном случае, тепловой эффект разгрузки подземных вод пропорционален разнице температур подземных и поверхностных вод.

Авторы подчеркивают проблему сложности корректного определения температуры разгружающихся подземных вод T_g . Приведенные выше формулы требуют значение температуры подземных вод T_g на входе в слой поверхностных вод. Соответственно, некорректно принимать T_g равной температуре подземных вод на значительной глубине, т.к. разгружающиеся в русло реки подземные воды изменяют свою температуру в ходе кондуктивного теплообмена с донными отложениями и теплообмена с водами подруслового потока. Большинство исследователей принимают ее равной средней годовой температуре воздуха плюс возможную сдвижку в 3 °C. Однако данные, собранные авторами на малой реке в Канаде в условиях восходящей разгрузки подземных вод в речное русло, свидетельствуют о том, что существуют большие отклонения температуры подземных вод от среднегодового значения температуры воздуха (для летних месяцев на глубине 30 см это отклонение составляет величину до 8 °C).

Авторы считают, что следует применять существующие аналитические решения для учета влияния диффузионных и конвективных тепловых потоков на температуру разгружающихся подземных вод. Также авторы рекомендуют использовать определения температуры воды

подрусловых потоков на малой глубине для более точного определения температуры разгружающихся подземных вод.

В работе [Irivine и др., 2017] авторы приводят обзор различных аспектов практического использования суточных температурных сигналов для оценки взаимодействия поверхностных и подземных вод. Методы, использующие суточные температурные колебания, решают одномерное уравнение тепловлагопереноса между двумя температурными датчиками с помощью аналитических или численных подходов. В случае нисходящей разгрузки, температурные колебания распространяются вниз с помощью конвективного и кондуктивного переносов, и суточные сигналы различимы до глубины 0.5 м. В случае восходящей разгрузки, температурные колебания распространяются вниз от поверхности земли только с помощью кондуктивного переноса, что обычно ограничивает глубину, на которой различим суточный температурный сигнал, до величины 0.2 м. Для получения четкого температурного сигнала необходимо наличие колебаний температуры воздуха и незатененного участка русла, глубина реки должна составлять не более 1.5 м.

Аналитические решения уравнения одномерного тепловлагопереноса имеют несколько допущений: между двумя температурными датчиками поток подземных вод вертикальный и одномерный, поровое пространство донных отложений однородно, изменение температуры донных отложений и воды происходит единовременно, не существует значительного температурного градиента с глубиной, теплофизические свойства отложений не зависят от температуры. Данные решения вычисляют поток между двумя датчиками, используя либо соотношение амплитуд температур, либо сдвиг фаз температурных колебаний пары датчиков, либо амплитуду и сдвиг фаз совместно.

Авторы отмечают, что методы, использующие амплитуду суточных колебаний, более устойчивы к несинусоидальному типу колебаний, условиям восходящей разгрузки и переменной величине разгрузки подземных вод. Кроме того, данные методы позволяют получить направление разгрузки, а не только ее величину, как в случае с методами, основанными на использовании сдвига фаз температурных колебаний. Комбинированные методы (использующие амплитуду и сдвиг фаз температурных колебаний) позволяют также оценить коэффициент температуропроводности отложений и не требуют для расчета значения теплопроводности отложений и не требуют для расчета значения фаз ведет к ошибке в определении величины разгрузки. Поэтому для получения достоверных значений разгрузки авторы рекомендуют использовать метод амплитуды, а также определять коэффициент температуропроводности с помощью комбинированного метода и использовать его в методе сдвига фаз, когда существуют подходящие условия для использования последнего.

Выбор температурных датчиков для конкретного исследования зависит от требуемой точности измерения, размеров датчиков и объема памяти для хранения температурных данных. Авторы рекомендуют использовать более 2 температурных датчиков на одном профиле для большей вариативности при расчете потока. Расположение датчиков зависит от их размера и направления потока (восходящей или нисходящий). При восходящей разгрузке датчики должны быть расположены как можно ближе к поверхности донных отложений и с небольшим интервалом (менее 10 см). При нисходящей разгрузке датчики не должны быть расположены ближе, чем 5 см.

Авторы делают вывод, что оптимальная частота регистрации температурного сигнала составляет 1 раз в 10-20 минут и рекомендуют использовать температурные ряды длительностью не менее 4 суток.

Одним из преимуществ использования тепла в качестве трассера для определения водообмена между подземными и поверхностными водами является наличие общедоступных программ для проведения расчетов и подготовки данных. В работе приводится описание общедоступных программ VFLUX, Ex-Stream, LPML.

Ошибки в вычислении величины водообмена возникают из-за неопределенности тепловых параметров отложений и некорректных выходных величин амплитуды и сдвига фаз температурного сигнала. Авторы рекомендуют исследовать чувствительность величины водообмена к тепловым параметрам отложений. О достоверности полученных величин водообмена можно также судить по величине параметра температуропроводности и по сравнению фактического и расчетного интервала между температурными датчиками.

Обобщая изложенный материал, авторы делают вывод, что анализ суточных температурных колебаний предоставляет возможность достаточно простого и точного определения водообмена между поверхностными и подземными водами в локальном масштабе исследования. Важными факторами, способными повлиять на достоверность определения величины водообмена являются: расположение температурных датчиков и интервал между ними, разрешение и точность температурных датчиков, частота регистрации температурного сигнала, испульземое для расчета аналитическое решение.

В работе [Wang и др., 2017а] проведено сравнение определения скорости водообмена между поверхностными и подземными водами, полученной методом расчета скорости фильтрации через измеренный градиент напора и вертикальный коэффициент фильтрации донных отложений (по методу Хворстлева [Hvorslev, 1951]) и методом решения аналитического уравнения конвективно-кондуктивного теплоппереноса по данным измеренных температур донных отложений. Исследования проводились на реке Беилуо в КНР на трех разных участках русла: изгиб меандры, обводной канал и участок прямого русла. Авторы приходят к выводу, что

на всех исследованных участках обоими методами получена восходящая разгрузка, ее величина зависит от гранулометрического состава отложений, градиента напора и морфологических характеристик русла. Оба метода показывают схожие значения скоростей восходящей фильтрации: среднее значение скорости фильтрации по методу расчета с использованием измеренного градиента напора и вертикального коэффициента фильтрации составило 2 м/сут, а по методу анализа температурных колебаний донных отложений – 1 м/сут. Авторы рекомендуют использовать оба метода в связке для более достоверной оценки скорости водообмена в локальном масштабе.

1.1.3. Выводы по обзору методов взаимосвязи подземных и поверхностных вод

В последнее время изучение температурного режима донных отложений, температур поверхностных и подземных вод и фильтрационных свойств донных отложений по данным обработки наливов в пьезометры широко используются исследователями из разных стран для оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод на участках детальных исследований. Наиболее эффективно одновременное использование как результатов определения фильтрационных свойств, так и температурных профилей донных отложений [Wang и др., 2017а].

Экспресс-опробования донных отложений методом налива в пьезометр и использование данных термометрии являются перспективными методами для оценки водообмена водотоков и подземных вод. Однако использование данных методов позволяет достаточно точно определить направление и величину взаимодействия поверхностных и подземных вод в локальном масштабе, но не в масштабе протяженного участка русла реки. В то же время, как показывают исследования, описанные в работах [Kennedy и др., 2007; Song и др., 2016; Yao и др., 2015а; Min и др., 2013; Wang и др., 2017а], даже на относительно небольших участках русел (протяженностью 100–300 м) наблюдается значительная пространственная неоднородность температур, коэффициентов фильтрации, градиентов напора между поверхностными и подземными водами, величин и направлений разгрузки. Интерпретацию и обобщение данных локального опробования донных отложений целесообразно выполнять с помощью методов русловой геофизики, гидрометрической съемки. Для определения величины и направления разгрузки рек в масштабах бассейна необходимо строить региональные геогидрологические модели интересующих участков с привлечением данных опробования и мониторинга.

1.2. Обзор литературы по проблеме исследования бассейна Эйджина методом геогидрологического моделирования

В условиях недостаточной изученности гидрогеологических условий бассейна Эйджина и ограниченности количества наблюдений, построение связных геогидрологических моделей

является практически единственным инструментом для оценки параметров взаимосвязи поверхностных и подземных вод, общего водного баланса бассейна и разработки рекомендаций по регулированию поверхностного стока. В ходе предшествующих исследований были разработаны несколько моделей нижнего течения р. Хэйхэ (бассейна Эйджина). В основном целью построения моделей являлось обоснование режима попусков в нижнее течение р. Хэйхэ для поддержания водного баланса и существования растительности в оазисе Эйджина.

1.2.1. Опыт геогидрологического моделирования бассейна Эйджина

Первая опубликованная в литературных источниках модель бассейна Эйджина описана в работе [Wu и др., 2003]. Модель пятислойная общей площадью 33987 км², расчеты проводились методом конечных разностей на нерегулярной сетке. Период эпигнозного моделирования составил с 1996 по 2000 год, прогноз приводился на период 2000-2005 гг. В работе описана геофильтрационная схематизация, граничные условия потока подземных вод. Эти данные использовались в качестве основы при построении последующих моделей. Величина эвапотранспирационной разгрузки задавалась в соответствии с данными дистанционных наблюдений. В модели задавались области пустыни и оазиса, критическая глубина эвапотранспирации принята равной 4 м.

В прогнозной части моделировались четыре различных расхода подачи воды в нижнее течение р. Хэйхэ и рассчитывался уровень подземных вод для каждого сценария. Оптимальным был выбран вариант расхода 7.5¹⁰⁸ м³/год.

В работе [Хі и др., 2010] описана геофильтрационная модель бассейна Эйджина, расчеты велись методом конечных разностей с помощью кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005]. Период моделирования – с 1996 по 2006 гг., шаг моделирования – 30 суток. Площадь модели составляет 3.34[·]10⁴ км², размер блоков – 3х3 км. Модель 5-слойная, слои соответствуют грунтовому водоносному горизонту, двум локальным водоупорам и двум межпластовым напорным горизонтам. Поверхность рельефа модели оцифрована с использованием топографической карты масштаба 1:50000. В модели заданы плановая и профильная неоднородности фильтрационных параметров водовмещающих отложений на основе данных гидрогеологических исследований, всего было задано 11 зон неоднородности.

Северная, западная и нижняя границы модели заданы непроницаемыми. С южной и восточной стороны задан фиксированный расход притока подземных вод. В модели учитывалась эксплуатация подземных вод для целей орошения. Начальное распределение уровней задано по данным наблюдений на 2003 год.

Модель калибровалась в стационарных условиях, по данным наблюдений за уровнем подземных вод в 15 скважинах. Средняя абсолютная ошибка составила 1.2 м, среднеквадратичное отклонение остатков (RSME) – 1.4 м, коэффициент корреляции – 0.91.

В результате проведения расчетов на период времени 11 лет, авторы отмечают реакцию уровней подземных вод на увеличение расхода р. Хэйхэ в начале 20 века – уровни начали медленно подниматься (величина подъема – первые сантиметры в год), особенно вблизи реки, что характеризует перетекание из реки в качестве основного источника питания подземных вод.

В прогнозной части исследования авторы моделировали приток в бассейн Эйджина в период с 2016 по 2019 год с тремя разными величинами расхода: 9·10⁸ м³/год, 6·10⁸ м³/год и 3·10⁸ м³/год для выявления оптимального для поддержания растительности оазиса входящего расхода реки. В качестве оптимального был признан сценарий с расходом 9·10⁸ м³/год, так как он обеспечивал максимальный подъем уровня в оазисе Эйджина.

В работе [Хи и др., 2014] модель бассейна Эйджина разработана в программном комплексе GMS 7.0 [GMS Aquaveo, 2020], расчеты велись с помощью кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005]. Модель трехслойная. Площадь моделирования составила 10973 км², размер блоков -500х500 м. Период моделирования – с 2000 по 2011 год, шаг моделирования – 10 суток. Река Хэйхэ задавалась с помощью пакета SFR2 [Niswonger и др., 2005], в модели учитывалась фильтрационная неоднородность донных отложений реки по данным опытного опробования. В модели учитывалась эксплуатация подземных вод для орошения (пакет WEL [Harbaugh, 2005]). Эвапотранспирация моделировалась с помощью пакета ETS1 [Banta, 2000] с использованием данных наблюдений, критическая глубина задана равной 5 м. В модели учитывалась плановая фильтрационная неоднородность водовмещающих отложений.

По результатам моделирования в общем балансе разгрузка составила 3.54[•]10⁸ м³/год (63% составила эвапотранспирация), а питание – 3.67[•]10⁸ м³/год (78% составило перетекание из русла реки). Таким образом, за 12-летний период моделирования рост емкости в среднем составил 0.13[•]10⁸ м³/год, что объясняется ростом уровней подземных вод из-за реализации проекта по переводу стока р. Хэйхэ в нижнее течение. Средний темп роста уровня составил 2 см/год и достигал 4 см/год в районе низовья восточной протоки.

Модель [Yao и др., 20156] охватывает средний и нижний суббасейны р. Хэйхэ и сопредельный бассейн пустыни Бадан-Джаран. Период моделирования – с 1988 по 1990 гг., в модели не учитывалась техногенная нагрузка на подземные и поверхностные воды. Расчеты велись с помощью кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] методом конечных разностей. Сетка модели включет 548х404 блоков, размер блока составлет 1х1 км. Модель 5-слойная, слои соответствуют грунтовому водоносному горизонту, двум локальным водоупорам и двум межпластовым напорным горизонтам. В модели задана плановая и профильная неоднородности фильтрационных параметров водовмещающих отложений. По границам модели со стороны гор Цилиньшань, Беишан заданы границы II-рода с фиксированным расходом притока подземных вод. Нижняя граница модели задана непроницаемой. Инфильтрационное питание задавано с

помощью пакета RCH [Harbaugh, 2005] на основе метеорологических данных и условий на поверхности земли. Река Хэйхэ и ее основные притоки моделировалась с помощью пакета RIV [Harbaugh, 2005], параметр дополнительной проводимости русла задан по данным опробования донных отложений и геометрии русла и уточнялся в ходе калибрации модели. Эвапотранспирационная разгрузка моделировалась с помощью пакета EVT [Harbaugh, 2005], критическая глубина принята равной 10 м во всем бассейне.

Модель калибровалась по данным наблюдений за уровнями подземных вод и потерями речного стока в среднем течении р. Хэйхэ. Средняя абсолютная ошибка составила 5.89 м, а RSME – 15.27 м. Значения коэффициента фильтрации водовмещающих отложений в нижнем течении р. Хэйхэ составили 0.01-30 м/сут. Авторы отмечают высокую чувствительность модели к фильтрационным параметрам пород, слагающих горную область Цилиньшань, где формируется основной расход потока подземных вод рассматриваемой области, и заданным расходам на границах модели. В то же время, эти параметры характеризуются слабой степенью изученности.

Общий баланс модели состоит из притока с внешних границ модели – 1.21[·]10⁹ м³/год (15% питания), инфильтрационного питания – 5.1[·]10⁹ м³/год (63% питания) и перетекания из русла реки 1.75[·]10⁹ м³/год (22% питания), эвапотранспирационной разгрузки 6.89[·]10⁹ м³/год (86% разгрузки), и разгрузки в русло реки – 1.17[·]10⁹ м³/год (14% разгрузки). Авторы подчеркивают, что повышение достоверности модели должно быть основано на калибрации эвапотранспирационной разгрузки по данным дистанционных наблюдений, которые могут предоставить независимую оценку данной статьи баланса подземных вод.

1.2.2. Исследования для обоснования параметров и граничных условий моделей Геофильтрационные параметры

Геофильтрационные параметры пород бассейна Эйджина получены на основе данных полевых гидрогеологических исследований, проведенных в 60ых-80ых годах прошлого века [Хіе, 1980]. Наиболее подробно распределение зон неоднородностей геофильтрационных параметров описано в работе [Хі и др., 2010]. В целом, для бассейна Эйджина установлено закономерное уменьшение коэффициента фильтрации рыхлых четвертичных отложений (от первых десятков м/сут до десятых долей м/сут), слагающих грунтовый водоносный комплекс, при движении из южной части бассейна в северную. В разрезе четвертичных отложений встречаются невыдержанные по мощности и простриранию прослои относительно слабопроницаемых пород, которые обуславливают локальное развитие одного или двух напорных водоносных горизнонтов (подробнее см. раздел 2.5).

Параметры донных отложений

Параметры донных отложений в значительной степени влияют на взаимосвязь подземных и поверхностных вод. Результаты фильтрационного опробования донных отложений нижнего

течения р. Хэйхэ и описание факторов, влияющих на их изменение во времени и пространстве опубликованы в предшествующих [Min и др., 2013] и авторских работах [Wang и др., 20176; Vasilevskiy и др., 2019] и подробно рассматриваются в разделах 1.1 и 3.1. В целом, в северной части бассейна, в дельте р. Хэйхэ фильтрационные свойства донных отложений ниже, чем на участках выше по течению реки, что связано с закономернным увеличением дисперсности донных отложений в дельте р. Хэйхэ.

Условия взаимодействия с сопредельными бассейнами

По результатам анализа региональных гидрогеологических карт, химического состава подземных вод, а также определения возраста подземных вод изотопными методами, установлено, что бассейн Эйджина является зоной разгрузки для сопредельных с севера (Монгольское плато), востока (бассейн пустыни Бадан-Джаран) и юга бассейнов (бассейн среднего течения р. Хэйхэ), см. раздел 2.5.2. При этом, условия взаимодействия с примыкающими с запада горным массивом Беишан не исследованы. Величина и направление взаимодействия с сопредельными бассейнами являлись объектами калибрации в существующих геогидрологических моделях (см. раздел 1.2.1).

Изменение площади терминальных озер

В работе [Li и др., 2019а] приведены данные изменения площади 6 терминальных озер в период времени с 2000 по 2017 гг. на основе анализа данных космоснимков Landsat-5, Landsat-7, и Landsat-8 с разрешением изображения 30 м. По итогам наблюдений, в результате реализации проекта по переводу стока в нижнее течение р. Хэйхэ, в период с 2000 по 2017 гг. общая площадь терминальных озер увеличилась с 0 до 148 км². Эти данные были использованы для калибрации региональной водно-балансовой модели бассейна Эйджина.

Параметры эвапотранспирационной разгрузки

Эвапотранспирационная разгрузка способна значительно влиять на условия взаимодействия подземных и поверхностных вод (см. раздел 1). Ключевыми параметрами, определяющими величину эвапотранспирацинной разгрузки, являются потенциальное испарение (испаряемость) и зависимость относительной эвапотранспирации (отношение величины испарения к величине потенциального испарения) от глубины залегания уровня грунтовых вод. Указанная зависимость может приниматься как линейной (реализовано в пакете EVT MODFLOW-2005, приложение 2), так и нелинейной – (реализовано в пакете ETS1 MODFLOW-2005, приложение 2). Физически более обоснованной является нелинейная зависимость относительной эвапотранспирации от глубины [Shah и др., 2007]. Существуют различные подходы к определению параметров эвапотранспирации, которые основаны на данных экспериментов или получены на откалиброванных с использованием данных мониторинга моделях влагопереноса.

Например, [Zhang и др., 2002] предложил рассчитывать эвапотранспирационную разгрузку в бассейне Эйджина по эмпирической формуле, полученной на основе экспериментов с использованием лизиметра:

$$q_e = 728.11 - 372.65 \cdot z + 46.81 \cdot z^2, z \le 5, \tag{7}$$

где *q*_e – скорость эвапотранспирационной разгрузки, мм/год; *z* – глубина до уровня грунтовых вод, м.

Критическая глубину эвапотранспирации автор предложил принять равной 5 м.

В работе [Даутова и др., 2013] методом геогидрологического моделирования эвапотранспирационной разгрузки получен следующий вид зависимости относительной эвапотранспирации от глубины до уровня грунтовых вод для области оазиса (кривая «Оазис», рис. 5). Критическая глубина для оазиса равна примерно 5 м.

В работе [Xiao, 2018] получена следующая зависимость относительной эвапотранспирации от глубины до уровня грунтовых вод для условий пустыни Гоби с учетом экспериментов в аридных районах северно-западного Китая (кривая «Пустыня», рис. 5):

$$ET = (1 - z / z_{max})^{2.85}, \tag{8}$$

где *ET* – относительная эвапотранспирация, д.е.; *z* – глубина до уровня грунтовых вод, м; *z_{max}* – критическая глубина эвапотранспирации, принятая равной 4 м;



Рис. 5. Зависимость относительной эвапотранспирации от глубины залегания уровня грунтовых вод по данным [Даутова, 2013] и [Хіао, 2018] для областей пустыни и оазиса соответственно

Зависимости [Даутова и др., 2013] и [Xiao, 2018] были использованы при моделировании эвапотранспирации в региональной водно-балансовой модели бассейна Эйджина.

Данные для калибрации эвапотранспирационной разгрузки подземных вод

В работе [Wang и др., 2014а] с помощью метода анализа колебаний уровня грунтовых вод была получена независимая оценка величины эвапотранспирационной разгрузки в июне-августе 2010-2012 года на двух площадках с различными типами растительности: Populus euphratica и Tamarix ramosissima. Для участка Populus euphratica была получена величина эвапотранспирационной разгрузки 1.89-2.23 мм/сут, для участка Tamarix ramosissima – 0.63-0.73 мм/сут. Эти данные использовались для валидации геогидрологических моделей.

Как указывалось ранее, калибрация геогидрологических моделей может быть основана на данных дистанционных наблюдений за эвапотранспирационной разгрузкой. Данный метод особенно актуален для аридных районов с минимальным количеством атмосферных осадков, таких как бассейн Эйджина. Определяемая по дистанционным данным эвапотранспирационная разгрузка состоит из испарения осадков с поверхности земли и растительности и непосредственно из эвапотранспирационной разгрузки подземных вод. Поэтому, в случае малого количества атмсоферных осадков, что характерно для территорий с аридным климатом, эвапотранспирационная разгрузка подземных вод может быть оценена с ошибкой, равной незначительной величине атмосферных осадков.

Величина эвапотранспирационной разгрузки рассчитывается различными методами (Пенмана-Монтейта, Прислей-Тейлора и д.р.) на основе данных спутниковых наблюдений за динамикой биофизических параметров растительности (тип растительности, альбедо поверхности, индекс площади листьев и др.) и метеорологических данных. Существуют несколько алгоритмов расчета эвапотранспирационной разгрузки, имеющих различное пространственное разрешение и использующих различные методы расчета [Zhan и др., 2019]: CSIRO, GLDAS NOAH, GLEAM, Global ET, MOD16, M-SEBAL. Как показали результаты исследования [Zhan и др., 2019], все перечисленные алгоритмы позволяют получить величину эвапотранспирационной разгрузки с приемлемой точностью в региональном масштабе. Выбор алгоритма для конкретного исследования должен основываться на его пространственном разрешении (оно должно быть детальнее, чем размер исследуемой области) и доступном временном диапазоне наблюдений. Для калибрации эвапотранспирационной разгрузки региональной водно-балансовой модели бассейна Эйджина был использован алгоритм MOD16, имеющий максимальное пространственное разрешение (500х500 м) и охватывающий необходимый период времени наблюдений (2000-2018 гг.).

Пример использования дистанционных наблюдений для расчета эвапотранспирационной разгрузки в бассейне Эйджина приведен в работе [Zhou и др., 2018]. Авторы исследовали влияние
проекта по переводу стока в нижнее течение р. Хэйхэ в начале 20 века на потребление воды для эвапотранспирации на различных ландшафтах путем сравнения величин эвапотранспирационной разгрузки, рассчитанной с помощью алгоритма M-SEBAL, за вегетационный период 2000 года (до реализации проекта) и за вегетационный период 2014 года (после реализации проекта). Полученные карты эвапотранспирационной разгрузки приведены на рис. 6.



Рис. 6. Эвапотранспирационная разгрузка в 2000 (а) и 2014 (б) гг. по расчетам с помощью алгоритма M-SEBAL [Zhou и др., 2018], модифицировано автором

Валидация полученных величин эвапотранспирационной разгрузки производилась по данным локальных измерений на различных ландшафтах (eddy covariance towers) и продемонстрировала величину RSME 1.2 мм/сут, коэффициент корреляции 0.67.

Сравнение величин эвапотранспирационной разгрузки в 2000 и в 2014 гг. (рис. 6) демонстрирует, что в пределах оазиса эвапотранспирационная разгрузка увеличилась с 143 мм/вегетационный период в 2000 году до 217 мм/вегетационный период в 2014 году т.е. эвапотранспирационная разгрузка увеличилась 52%. Авторы на связывают рост эвапотранспирационной разгрузки с ростом уровня грунтовых вод, вызванным реализацией проекта по переводу стока в нижнее течение р. Хэйхэ, а не изменениями климата так как расчетная средняя потенциальная эвапотранспирация в бассейне наоборот уменьшилась с 6.25 до 5.69 мм/сут с 2000 по 2014 гг. Потребление воды в оазисе, рассчитанное как произведение величины эвапотранспирационной разгрузки на площадь, с которой эта разгрузка формируется, увеличилось почти вдвое с 2000 года (9.8·10⁷ м³/вегетационный период) по 2014 год (2·10⁸ м³/вегетационный период). Данные исследования подтвердили возможность оценки эвапотранспирационной разгрузки с использованием данных дистанционного зондирования в условиях бассейна Эйджина.

1.2.3. Выводы по обзору проблемы исследования бассейна Эйджина методом геогидрологического моделирования

В последние десятилетия было разработано несколько геогидрологических моделей бассейна Эйджина. Основными целями моделирования являлось исследование компонентов баланса подземных вод, прогноз изменения уровня подземных вод при различных вариантах входящего расхода реки Хэйхэ, уточнение представлений о граничных условиях и параметрах в условиях недостаточной гидрогеологической изученности. Расчеты производились с помощью кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] с использованием различных программ-интерфейсов. Основными проблемами, которые выделяют авторы моделей, являются: недостаточная изученность параметров и граничных условий, внешних границ моделей, ограниченность количества данных наблюдений для успешной калибрации моделей. При этом авторы выделяют калибрацию эвапотранспирационной разгрузки по данным дистанционных наблюдений как основной инструмент для возможного повышения достоверности результатов моделирования.

Основными недостатками существующих моделей стоит признать достаточно грубый временной шаг расчетов – 10 суток и более; использование пакета RIV [Harbaugh, 2005] для моделирования взаимодействия подземных и поверхностных вод и пакета EVT [Harbaugh, 2005] для моделированиея эвапотранспирационной разгрузки, которые в недостаточной мере физически обоснованно воспроизводят процессы фильтрационных потерь речного стока и эвапотранспирационной разгрузки; отсутствие детального анализа взаимосвязи поверхностных

и подземных вод и факторов, определяющих эту взаимосвязь; отсутствие независимой оценки величины эвапотранспирационной разгрузки подземных вод; отсутствие учета терминальных озер на моделях и их динамики при различных сценариях входящего расхода реки Хэйхэ.

При этом, по результатам рассмотрения опубликованных данных и проведенных исследований, существует возможность более точного воспроизведения процессов взаимосвязи подземных и поверхностных вод и эвапотранспирационной разгрузки. Кроме того, существуют данные для более эффективной калибрации региональных моделей – данные изменения площадей терминальных озер и расчета эвапотранспирационной разгрузки с использованием данных дистанционных наблюдений.

Таким образом, на основе рассмотрения опыта геогидрологического моделирования, выявлены основные сложности построения и недостатки существующих моделей. По результатам обзора опубликованных работ по бассейну Эйджина выбраны результаты исследований, использование которых способно повысить достоверность геогидрологической модели с помощью обеспечения ее данными опытного опробования и наблюдений.

2. Природные и техногенные условия, геологическое и гидрогеологическое строение нижнего течения реки Хэйхэ

Нижнее течение р. Хэйхэ приурочено к бассейну Эйджина, который является частью межгорного артезианского бассейна Хэйхэ по [Барановская, 2018] (Центрально-Гобийского артезианского бассейна по [Маринов, 1974]).

2.1. Положение бассейна Эйджина в структуре межгорного артезианского бассейна Хэйхэ

Изучаемый в настоящей работе бассейн Эйджина является северным суббасейном межгорного артезианского бассейна Хэйхэ. Бассейн Хэйхэ занимает часть обширной Гобийской депрессии, расположенной в центральной части Евразийского континента (97°30'-102°00' в.д., 38°00'-42°30' с.ш., рис. 7).

Северным обрамлением бассейна Хэйхэ служат складчато-глыбовые горы Гобийского Алтая, южным – горы Цилиньшань, западным – горы Беишан, а восточным – пустыня Бадан-Джаран (рис. 7). Новейшими тектоническими движениями бассейн Хэйхэ расчленен на более мелкие впадины и разделяющие их хребты. Впадины опущены относительно друг друга на разную высоту и имеют равнинную или слабо всхолмленную поверхность [Маринов, 1974].

Рельеф бассейна контрастный: от горного до равнинного. Горные хребты системы Цилиньшань имеют крутые склоны с абсолютными отметками вершин, достигающими 5500 м. Горные кряжи Беишан вдоль западной границы бассейна пологие с абсолютными отметками до 2000 м. Горы системы Лонгшоушан пологие с абсолютными отметками до 1600 м. Абсолютные отметки земной поверхности в пределах равнинной части бассейна понижаются с юго-запада на северо-восток от 2000 до 900 м. Граничащая с востока с бассейном пустыня Бадан-Джаран характеризуется абсолютными отметками рельефа 1100-1200 м с отдельными вершинами высотой до 1500 м.

Климат бассейна аридный, величина возможного испарения во много раз превышает количество выпадающих осадков. Среднемноголетняя температура воздуха в равнинной части территории бассейна составляет около 8 °C, в горных районах - от -3 °C до +4 °C. Среднемноголетнее количество атмосферных осадков в равнинных частях бассейна не превосходит 50 мм в год. В горных районах количество осадков варьирует в пределах 500-700 мм в год. Основное количество осадков на высоте более 4000 м находится в форме снежников и ледников, ниже преобладает снег. Среднемноголетняя испаряемость в горах составляет порядка 700 мм/год, в пределах равнинной части бассейна доходит до 2000 мм/год [Барановская, 2018].

Гидрографическая сеть бассейна развита слабо и представлена р. Хэйхэ, формирующейся в горной системе Цилиньшань и впадающей в систему терминальных озер, самые крупные из которых – Восточный Хуан, Западный Хуан и Лебединое [Маринов, 1974]. Река Хэйхэ является одной из крупнейших рек Китая общей протяженностью 812 км.

Межгорные впадины выполнены континентальными вулканогенно-осадочными образованиями мезозоя и кайнозоя. Породы представлены песчаниками, конгломератами алевролитами, аргиллитами, известняками, мергелями, глинами, песками, гравелитами, кислыми и основными эффузивами, туфами, часто переслаивающимися и выклинивающимися по простиранию. Для большинства впадин характерен грубый состав в краевых частях и более тонкий в центральных [Маринов, 1974].

Горстовые поднятия, разделяющие впадины, большей частью сложены высокометаморфизованными и дислоцированными отложениями протерозоя и палеозоя. В их разрезе установлены кристаллические сланцы, метаморфические песчаники, кварциты, мраморизованные известянки, доломиты, яшмы, эффузивы кислого, основного и среднего состава и их туфы. Среди прорывающих эти породы интрузий выделяются граниты, гранодиориты, диориты и габбро [Маринов, 1974].

Река Хэйхэ протекает через три бассейна. Первый бассейн приурочен к южной части реки (рис. 7) и отсносится к Цилиньшанской палеозойской складчатой зоне. Палеозойские породы представлены базальтами, андезитами, офиолитами, гранитами, конгломератами, сланцами и известняками. Эти породы считаются основным источником обломочного материала четвертичных отложений в центральной и северной частях бассейна Хэйхэ [Li и др., 2013]. Цилиньшанская складчатая зона образовалась в палеозое. В течение палеозоя и мезозоя образовалась долина Хекси. Позднее была образована горная структура Лонгшоушан-Беишан, которая разделила долину Хекси на два суббассейна: северный (первый бассейн) и южный (второй и третий бассейны). С конца плиоцена окружающие бассейн Тибетские горы начали интенсивно расти, что способствовало дальнейшему прогибанию бассейна. В течение четвертичного периода интенсивные процессы денудации и эрозии способствовали переносу обломочного материала в бассейн. Основные водоносные горизонты были сформированы делювиальными, аллювиальными, эоловыми и озерными отложениями [Gaofeng и др., 2009].

Второй бассейн расположен в среднем течение р. Хэйхэ и приурочен к депрессии Хекси (бассейн Жангуэ, рис. 7). Второй бассейн отделен от первого предгорьями Цилиньшань. Серия разломов СЗ–ЮВ простирания в предгорьях Цилиньшань выступает в роли непроницаемой границы и препятствует транзитной разгрузке подземных вод из первого бассейна во второй. Подземные воды разгружаются в виде родников и зон восходящей разгрузки. Разница в уровнях подземных вод первого и второго бассейна составляет порядка 200 м. Геоморфологически во втором бассейне выражены два элемента: предгорные и аллювиальные равнины. Глубина до

уровня подземных вод уменьшается при движении на север и составляет от 50-200 до 3-5 м [Gaofeng и др., 2009].



Рис. 7. Бассейн Эйджина в структуре бассейна Хэйхэ [Wang и др., 2013], модифицировано автором

Третий бассейн расположен в нижнем течение р. Хэйхэ и приурочен к обширной депрессии Эйджина (бассейн Эйджина, рис. 7). Бассейн Эйджина отделен от второго бассейна горами системы Лонгшоушан-Беишан (высотой 500 – 2500 м), которые выступают в роли непроницаемой границы для потока подземных вод, заставляя их разгружаться в виде родников и зон восходящей разгрузки [Yang и др., 2010]. Глубина до уровня грунтовых вод уменьшается при движении с юга на север и изменяется в пределах от 10-30 м до 1-2 м в районе дельты р. Хэйхэ. В северной части бассейна Эйджина развиты один или два напорных горизонта (рис. 16). Глубина до первого от поверхности напорного водоносного горизонта составляет более 70 м.

Второй и третий бассейн сложены четвертичными отложениями: делювиальными, аллювиальными, эоловыми и озерными. Эти осадочные отложения обогащены кальцитом, гипсом и мирабилитом [Li и др., 2013]. Бассейн Эйджина (третий суббасейн в бассейне Хэйхэ) является объектом исследования в настоящей работе.

Вдоль восточной границы бассейна Хэйхэ распространены эоловые пески, где они образуют крупное поле Бадан-Джаран (рис. 7). Пески слагают дюны и барханы высотой 200-300, реже до 400 м. Глубина залегания подземных вод под вершинами превышает 100 м, а в понижениях между ними составляет 1-2 м. Среди песков встречаются озера и заболоченные участки площадью от долей до нескольких квадратных километров. Вода в озерах, как правило соленая, но встречаются и пресные озера [Liu и др., 2016а]. По берегам озер выходят родники с дебитами до 1.5 л/с, минерализация воды достигает 1-2 г/л, по составу преобладают сулфато-гидрокарбонатные натриевые воды [Маринов, 1974].

Подземные воды в бассейне Хэйхэ вскрываются на глубине от метра до первых десятков метров. До изученной глубины в 150-200 м во впадинах бассейна обнаружено несколько напорных горизонтов, между которыми существует гидравлическая связь. Водоносность меловых, палеогеновых и неогеновых отложений низкая, дебиты скважин не превышают 2-3 л/с при значительных понижениях. Минерализация подземных вод составляет от 1 до 14 г/л. Состав подземных вод пестрый: от сульфатного натриевого до гидрокарбонатного кальциевона натриевого и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного натриевого [Маринов, 1974].

Восполняются ресурсы подземных вод главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков (в горном обрамлении бассейна, где выпадает наибольшее количество осадков), конденсации влаги из воздуха (в областях развития эоловых песков) и потерь поверхностного стока (в долине р. Хэйхэ и ее проток) [Маринов, 1974].

Движение поземных вод в бассейне направлено от областей внешнего питания в сторону центральных и северо-восточных частей (рис. 7). Разгрузка осуществляется по разломным зонам, которые в большинстве случаев скрыты породами осадочного чехла, а также путем эвапотранспирации при неглубоком залегании уровня подземных вод и в немногочисленные реки и озера. Наиболее крупной зоной разгрузки является река Хэйхэ и система терминальных озер.

2.2. Физико-географические, геоморфологические, климатические и гидрологические характеристики бассейна Эйджина

Бассейн Эйджина находится в Северо-Западном Китае (99°30'-102°00' в.д., 40°00'-42°30' с.ш.), в низовье р. Хэйхэ (рис. 8) и занимает площадь 3·10⁴ км².

Из-за расположения в центре континента рядом с Монгольской зоной повышенных давлений, бассейн Эйджина является одной из самых сухих областей в мире. Климат изучаемой

области типичный аридный континентальный. По данным метеостанции Эйджина среднегодовая сумма осадков за период времени 1959-2015 гг. составила 36 мм. Потенциальное испарение на территории бассейна рассчитано по модели Дальтона с использованием данных измерений испарения воды с поверхности озера Восточный Хуан в период времени с апреля по октябрь и взвешивания испарителя Е601 в период сезонного замерзания воды с ноября по март. Средняя расчетная величина потенциального испарения за период времени 2002-2015 гг. составила 1471 мм. Максимальная наблюдаемая температура – в июле (41 °C), минимальная – в январе (-36 °C). Годовая амплитуда температур составляет 77 °C. Среднегодовая температура воздуха составляет 26 °C летом и -9 °C зимой. Среднегодовая скорость ветра составляет 3.3 м/с, весной и осенью она может достигать 16.5 м/с. Вегетационный период продолжается с апреля по сентябрь [Liu и др., 20166].



Рис. 8. Местоположение бассейна Эйджина [Даутова, 2013], модифицировано автором. А-А₁-линия разреза (рис. 13)

Через бассейн Эйджина протекает р. Хэйхэ, которая имеет истоки в горах Цилиньшань, высотой до 5500 м (рис. 7). Река питается за счет таяния ледников (площадь ледников составляет порядка 400 км²) и снега, а также за счет интенсивных осадков (до 700 мм в год в горных районах) [Chen и др., 2006]. Ежегодно в горах тает порядка 3.10⁸ м³ льда, что составляет порядка 8%

годового стока р. Хэйхэ. Полный годовой сток реки, формирующийся в горах Цилиньшань составляет порядка 3.75[·]10⁹ м³ [Gaofeng и др., 2009]. Русло реки широкое и мелкое, сложено песчаными и гравийными отложениями, обладающими высокой проницаемостью [Wang и др., 2013]. В районе дельты р. Хэйхэ состав донных отложений сменяется на песчано-глинистый.

Река Хэйхэ впадает в систему из шести бессточных терминальных озер (Западный Хуан, Восточный Хуан, Лебединое, Мононг, Бэиг, Хаила, рис. 9). Общая площадь озер в 2017 году составляла 148 км² [Li и др., 2019а]. Средняя глубина озера Восточный Хуан составляет около 2 м [Liu и др., 2016б]. Дно озер выполнено песчано-глинистыми отложениями.



Рис. 9. Схема расположения системы терминальных озер по [Li и др., 2019а], модифицировано автором

Рельеф бассейна имеет уклон с юго-запада на северо-восток, средний уклон составляет 1 - 3 ‰, абсолютная отметка земной поверхности варьирует от 1127 м до 820 м [Akiyama и др., 2007]. Выделяются два основных типа ландшафта: участок пустыни (открытый, с разными видами пустынной растительности, рис. 10) и участок оазиса (закрытый, для которого характерно распространение древесной растительности, рис. 11).



Рис. 10. Открытый участок ландшафта (пустыня). Фото автора



Рис. 11. Закрытый участок ландшафта (оазис) [Даутова, 2013]

Преобладающим ландшафтом бассейна является каменистая пустыня Гоби, которая представлена холмистой местностью с ветровой эрозией. Основными видами растительности

являются Populus euphratica, Tamarix ramosissiman и Sophora alopecuroides [Wang и др., 2013]. Они являются фреатофитами и их существование определяется глубиной залегания грунтовых вод.

2.3. Антропогенная нагрузка и система регулирования стока нижнего течения р. Хэйхэ

Оазис Эйджина располагается вдоль р. Хэйхэ, которая протекает через бассейн Эйджина и в районе гидрологической станции Лангисхан разделяется на две протоки (западную – Хихе и восточную – Донгхе, рис. 8). Две протоки р. Хэйхэ впадают в озера Восточный Хуан и Западный Хуан, общая длина двух проток в бассейне около 240 км.

С 1960ых годов из-за увеличения использования стока р. Хэйхэ для целей ирригации обе протоки стали сезонными водотоками [Li и др., 2013]. В среднем течении р. Хэйхэ до 80% расхода было отведено из основного русла с помощью многочисленных ирригационных каналов. Если в 1950ых годовой расход реки в нижнем течении составлял $7 \cdot 10^9$ м³, то в 1990ых расход составил всего $1.2 \cdot 10^9$ м³. Терминальные озера полностью высохли: озеро Западный Хуан - в 1961 году, а озеро Восточный Хуан – в 1992 году [Wang и др., 2014б]. Для восстановления терминальных озер и растительности в оазисе в 2000 году был реализован проект перевода стока р. Хэйхэ в нижнее течение, который предполагает запрет на полный разбор стока реки в среднем течении и поставку гарантированных объемов воды в нижнее течение.

В районе гидрологической станции Лангисхан сток реки регулируется с помощью системы шлюзов. Обе протоки по-прежнему являются сезонными водотоками: расход р. Хэйхэ поступает в них в периоды с июля по октябрь и с декабря по март. В период с апреля по июнь и в ноябре русло реки находится в сухом состоянии. Около 63% расхода р. Хэйхэ направляется в восточную протоку для поддержания оазиса Эйджина и озера Восточный Хуан (рис. 12). Среднегодовой расход протоки Донгхе за период времени 2000-2017 гг. составил 4.2·10⁸ м³/год, а протоки Хихе – 1.6·10⁸ м³/год. В результате реализации проекта по переводу стока в нижнее течение р. Хэйхэ общая площадь озер выросла с 0 км² в 2000 году до 148 км² в 2017 году [Li и др., 2019а].

Также антропогенная нагрузка на изучаемую систему выражается в откачке подземных вод грунтового водоносного комплекса для целей орошения. Орошаются преимущественно территории на юге и северо-востоке бассейна. Ирригационный период продолжается с мая по август. Средняя глубина скважин составляет 60-80 м. Средний дебит одной эксплуатационной скважины составляет 300 м³/сут при площади орошения порядка 10⁵ м² [Хи и др., 2014].



Рис. 12. Средний месячный сток западной (Хихе) и восточной (Донгхе) проток Хэйхэ за период 1988-2017 гг. (Лангисхан) [Vasilevskiy и др., 2019]

2.4. Геологическое строение бассейна Эйджина

Бассейн Эйджина является западной частью Альшанского плато и представляет собой вытянутую депрессию, которая простирается с юго-запада на северо-восток. С юго-запада бассейн Эйджина ограничен предгорьями Лонгшоушан. На северо-востоке бассейн Эйджина ограничен выходом на поверхность коренных пород Альшанского плато в разломно-блоковой зоне структурного поднятия. С востока бассейн ограничен скрытым разломом, отделяющим его от пустыни Бадан-Джаран. С запада бассейн ограничен предгорьями Беишан [Yang и др., 2010] (рис. 7).

В геологическом отношении изучаемый район представляет собой бассейн, который заполнен рыхлыми четвертичными (Q) отложениями на глубину несколько сотен метров [Даутова, 2013]. В генетическом отношении породы относятся к пролювиальным, аллювиальным, озерным, делювиальным, эоловым типам. Породы представлены широким разнообразием песчано-глинистых, гравийных, галечниковых и других литологических разностей преимущественно рыхлого сложения. В южной части бассейна преобладают грубые гравийно-галечниковые отложения, которые постепенно сменяются песчаными отложениями

[Wen и др., 2005]. В северной части бассейна отложения представлены переслаиванием песчаных и глинистых разностей. К этим отложениям приурочена система водоносных горизонтов и разделяющих толщ (рис. 13).



Рис. 13. Геологический разрез изучаемой территории по линии A-A₁ [Wang и др., 2011а], модифицирован автором

Фундамент бассейна состоит из синийской (Z) и верхнеюрских (J₃) формаций. Синийская формация (в отечественной литературе – рифейская эонотема) представлена сланцами, гнейсами и известняками. Верхнеюрские отложения представлены песчаниками и сланцами [Yang и др., 2010].

Палеоклиматические исследования показывают, что бассейн Эйджина являлся зоной осадконакопления с палеоцена. В плейстоцене в основном происходило накопление аллювиальных отложений (пески, глины, гравий). Начиная с голоцена происходило активное развитие равнины (пустыни Гоби) в районе дельты р. Хэйхэ в связи с аридным климатом территории и активной ветровой эрозией [Zhu и др., 2014].

2.5. Гидрогеологические условия бассейна Эйджина

2.5.1. Гидрогеологическое строение потока подземных вод

На территории бассейна Эйджина повсеместно развит грунтовый водоносный комплекс, который локально подразделяется на один или два межпластовых водоносных горизонта.

Грунтовый водоносный комплекс слагают аллювиальные, эоловые и озерные отложения четвертичного возраста. В южной части водоносный комплекс является безнапорным и относительно однородным по вертикали, он сложен гравийно-галечниковыми отложениями. В северной части бассейна комплекс представлен системой переслаивающихся песчаных и глинистых разностей и является субнапорным в местах перекрытия хорошо проницаемых прослоев относительно слабопроницаемыми [Yang и др., 2011].

Из-за относительно высокой проницаемости донных отложений и отсутствия выдержанного по мощности и простиранию слабопроницаемого слоя в кровле грунтового водоносного комплекса река Хэйхэ является основным источником питания грунтовых вод. Питание имеет четко выраженный сезонный характер, что связано с изменчивым гидрологическим режимом реки. Разгрузка грунтовых вод происходит путем эвапотранспирации (составляет около 90% от общего расхода потока) и эксплуатации подземных вод. Схема взаимодействия р. Хэйхэ с грунтовым водоносным комплексом приведена на рис. 14.



Рис. 14. Схема взаимодействия р. Хэйхэ с грунтовым водоносным комплексом (А – при отсутствии стока в реке, Б – при наличии стока в реке)

Глубина залегания грунтовых вод в изучаемом районе в основном контролируется рельефом и особенностями формирования подземного потока. На рис. 15 видно, что глубина залегания грунтовых вод в основном изменяется от 2 до 4 м, за исключением северной части, где глубина залегания грунтовых вод больше 4 м [Wang и др., 2011а]. Общая минерализация грунтовых вод в районе исследований имеет заметную пространственную неоднородность, изменяясь от 0.5 г/л до 6 г/л [Барановская, 2018]. Зона пресных (M<1 г/л) грунтовых вод в основном и интенсивная взаимосвязь между подземными и поверхностными водами. Подземные воды в этой области имеют хлоридно-гидрокарбонатный магниево-натриевый состав. Зона вод слабой солености (M=1-3 г/л) в основном распространяется на северо-восток от г. Эйджина. Эта область имеет низкое поднятие и относится к области разгрузки подземных вод в бассейне Эйджина. Общая минерализация грунтовых вод в этой области достигает 3 г/л и более, воды имеют хлоридно-сульфатный натриево-магниевый или хлоридно-сульфатный натриевый состав [Wang и др., 2011а].

Взброс по линии Лангисхан-Муджиху контролирует распространение четвертичных отложений и разделяет бассейн Эйджина на две депрессии: депрессию Саихантаолаи-Эйджина на северо-западе и депрессию Гуринаи на юго-востоке. К этим депрессиям приурочены зоны распространения двух напорных межпластовых водоносных горизонтов [Wang и др., 2013]. В остальной части бассейна Эйджина распространен только грунтовый или грунтовый и один напорный межпластовый водоносный горизонт (рис. 16).



Рис. 15. Пространственная изменчивость глубины залегания грунтовых вод и общей минерализации на территории бассейна Эйджина [Даутова, 2013], модифицировано автором

Напорные водоносные горизонты сложены песчано-гравийными отложениями. Водоупорами служат относительно слабопроницаемые глинистые отложения. Глубина залегания первого от поверхности напорного горизонта – более 70 м. Глубина до уровня напорных подземных вод изменяется от 1 до 15 м [Wang и др., 2013]. Судя по близким абсолютным отметкам уровней, напорные водоносные горизонты имеют прямую гидравлическую связь с грунтовым в местах размыва глинистых отложений. Минерализация подземных вод менее 1 г/л, воды имеют гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый состав. Артезианские скважины встречаются в северной части бассейна Эйджина. Анализ химического состава подземных вод показывает, что воды напорных водоносных горизонтов с помощью перетекания питают грунтовые водоносные горизонты [Gaofeng и др., 2009].



Рис. 16. Гидрогеологическое строение бассейна Эйджина [Wang и др., 2013], модифицировано автором

2.5.2. Условия формирования подземных вод

В условиях аридного климата и практического отсутствия осадков основным источником формирования грунтовых вод является перетекание из русла р. Хэйхэ. По оценке [Wu и др., 2002] перетекание из русла реки формирует порядка 66% расхода грунтового водоносного комплекса. Другими источниками автор называет воды, возвращающиеся в водоносный комплекс в результате ирригации (их доля согласно оценке [Хи и др., 2014] составляет 0.1 от общего объема воды, откачиваемой в целях орошения), а также перетекание из нижележащих напорных водоносных горизонтов, которое подтверждается по данным гидрогеохимического опробования [Gaofeng и др., 2009]. Исследования [Chen и др., 2006] также подтвердили главенствующую роль перетекания из русла реки в формировании ресурсов грунтового водоносного комплекса. Кроме того, авторы оценили период водообмена в грунтовом водоносном комплексе в оазисе Эйджина в 26 лет. Анализ карты модельных уровней поверхностных и подземных вод на откалиброванной геофильтрационной модели [Xi и др., 2010] также подтвердили преобладание фильтрационных потерь из русла реки в формировании ресурсов грунтового водоносного комплекса. Исследования [Qian и др., 2006; Gates и др., 2008а] обозначили юго-восточную часть бассейна Эйджина как область разгрузки сопредельного бассейна пустыни Бадан-Джаран на основе анализа регионального распределения уровней подземных вод. Исследования химического состава и минерализации грунтовых вод, приведенные в [Wen и др., 2005] показали, что на расстоянии 1 км от русла р. Хэйхэ подземные воды формируются за счет потерь поверхностного стока, а на расстоянии до 10 км подземные воды представляет собой смесь вод различного состава.

Результаты изотопных анализов ³Н и ¹⁴С, приведенные в работе [Chen и др., 2004] показали, что в межпластовых напорных горизонтах возраст подземных вод составляет более 2000 лет, а основной областью питания является расположенное севернее Монгольское плато [Qian и др., 2006]. Исследования [Yang и др., 2011] показали, что при движении от границы с Монголией к озерам Восточный и Западный Хуан постепенно увеличивается минерализация подземных вод и их тип меняется от сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого к сульфатно-хлориднму натриевому, что отражает направление потока подземных вод к терминальным озерам со стороны Монгольского плато. Также на основе схожести химического состава вод депрессии Гуринаи (рис. 16) и вод пустыни Бадан-Джаран сделан вывод о существовании потока со стороны пустыни к восточной границе бассейна Эйджина. Кроме того, по данным [Yao и др., 2015в] возраст подземных вод в районе Гуринаи на 50 лет больше, чем в других точках опробования вдоль реки Хэйхэ и в районе Восточного озера (средний возраст грунтовых вод 25 лет), что также указывает на поступление питания со стороны пустыни Бадан-Джаран.

Специальные исследования, проведенные в пустыне Бадан-Джаран показали, что скудные осадки (среднемноголетняя величина в бассейне Эйджина – 36 мм/год) практически не могут сформировать инфильтрационного питания несмотря на относительно высокую проницаемость пород, слагающих зону аэрации. По методу баланса массы хлора было установлено, что инфильтрационное питание на территории пустыни не превосходит 2% от количества осадков, т.е. составляет всего 1.4 мм/год [Gates и др., 2008б]. Аналогичные результаты были получены [Sun и др., 2016] в результате опытов с использованием лизиметра на территории пустыни Дунхуанг в западной части Хекси (предгорья Цилиньшань), где инфильтрационное питание составило 1.7% от осадков, величина которых составляла 39 мм. Было установлено, что ключевым фактором, препятствующим проникновению осадков в водоносный комплекс, было присутствие на поверхности земли 50 см слоя песков с низкой влажностью, которые выступали в роли капиллярного барьера. Осадки интенсивностью менее 20 мм не смогли сформировать инфильтрационное питание. В условиях бассейна Эйджина осадки сопоставимой интенсивности чрезвычайно редки, что обуславливает практически нулевое инфильтрационное питание на территории претитории исследуемого бассейна.

Таким образом, на основе обзора литературных источников, можно заключить, что основным источником питания подземных вод в бассейне Эйджина являются фильтрационные потери из русла реки Хэйхэ, а дополнительными источниками питания - приток из сопредельных бассейнов (с севера, востока и юга) и потери на питание оросительных вод (обратная фильтрация в водоносный комплекс вод, использованных в целях орошения).

2.6. Характеристика экологического состояния бассейна Эйджина

Увеличение эксплуатации водных ресурсов из р. Хэйхэ для нужд орошения в районе среднего течения реки с середины прошлого века вызвало ряд экологических проблем, таких как резкое снижение уровня грунтовых вод в низовье и вызванная им деградация растительности в оазисе Эйджина и прибрежных зонах [Хі и др., 2010; Даутова, 2013]. В тоже время, оазис Эйджина играет ключевую роль в блокировании песчаных бурь, приходящих с севера и его существование жизненно важно для дальнейшего хозяйственного освоения района.

Обе протоки реки Хэйхэ стали сезонными водотоками с 1960ых годов, а терминальные озера полностью высохли к 1992 году. Для восстановления экологического состояния оазиса и прибрежных зон в 2000 г. китайским правительством был осуществлен проект перевода стока в нижнее течение реки Хэйхэ. Целью проекта являлась гарантированная поставка определенного объема воды в нижнее течение р. Хэйхэ из среднего течения, при этом озеро Восточный Хуан было выбрано приоритетным для восстановления. В результате реализации проекта площадь озера Восточный Хуан к 2017 году выросла до 70 км². К 2017 году общая площадь терминальных озер составила 148 км² [Li и др., 2019а].

54

В результате реализации проекта уровень грунтовых вод в дельте р. Хэйхэ был восстановлен на локальной территории, а также в определенной степени восстановлена растительность в оазисе [Wang и др., 2013]. Общая площадь оазиса увеличилась с 1674 км² в 2000 году до 2388 км² в 2017 году, т.е. в 1.4 раза. В течение последних 15 лет повышение уровня грунтовых вод (0-2 м) зафиксировано в верховьях протоки Донгхе и в оазисе Эйджина [Даутова, 2013]. За период времени с 2001 по 2009 гг. общая минерализация грунтовых вод на периферии дельты реки Хэйхэ (южная часть) снизилась до 0-1 г/л, а в северной части дельты реки, наоборот, увеличилась до 2-4 г/л [Wang и др., 2011а].

Процессы изменения химического состава и минерализации грунтовых вод в условиях аридного климата тесно связаны с изменением глубины залегания подземных вод – ее уменьшение приводит к увеличению испарения с уровня грунтовых вод, что повышает их минерализацию [Даутова, 2013]. В данных условиях необходимо поддержание уровня грунтовых вод на определенном уровне с целью сохранения водно-солевого баланса, необходимого для роста растений и недопущения опустынивания оазиса Эйджина. Так как р. Хэйхэ является основным источником питания грунтового водоносного комплекса, уровень подземных вод тесно связан с величиной фильтрационных потерь из русла реки. Это обосновывает необходимость количественной оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод для обоснования режима попусков воды в нижнее течение р. Хэйхэ и поддержания экологического состояния оазиса Эйджина.

Таким образом, оценка условий и параметров взаимосвязи между поверхностными и подземными водами представляет собой ключевую задачу в рамках модельного обоснования решения геоэкологических проблем рассматриваемой территории.

Часть II. Изучение процессов взаимосвязи подземных и поверхностных вод на ключевых участках

3. Оценка параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе

Первым этапом исследования взаимосвязи подземных и поверхностных вод является оценка параметров взаимосвязи в локальном масштабе. Эти исследования призваны оценить условия взаимодействия на локальном участке и предоставить начальные значения параметров для региональных моделей.

В последнее время для оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе активно используют построение связных моделей тепловлагопереноса, которые используют данные наблюдений за уровнями и температурами подземных и поверхностных вод и температурами донных отложений [Simunek и др., 2008; Healy, 2008; Roshan и др., 2012; Koch и др., 2016; Schneidewind и др., 2016]. Также эффективным методом является использование аналитических решений уравнения теплопереноса в донных отложениях для оценки скорости и направления фильтрации [Hatch и др., 2006; McCallum и др., 2012; Caissie и др., 2017].

На выбранном объекте параметры взаимосвязи оценены с помощью одномерной модели тепловлагопереноса и путем анализа суточных колебаний температуры донных отложений с использованием данных мониторинга за уровнями и температурами поверхностных и подземных вод, а также результатов опытного опробования фильтрационных свойств и параметров влагопереноса донных отложений. Использование комплекса методов оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод увеличивает достоверность получаемых параметров [Wang и др., 2017а; Rau и др., 2015].

Результаты моделирования тепловлагопереноса опубликованы в работе [Wang и др., 20176], результаты анализа суточных колебаний температур донных отложений – в работе [Василевский и др., 2019].

3.1. Экспериментальная оценка коэффициента фильтрации донных отложений

Оценка фильтрационных свойств донных отложений производилась с помощью наливов в забивные пьезометры с открытым дном. Обработка результатов опытов проводилась по обобщенной модели Хворстлева-Шесткова [Pozdniakov и др., 2016] и по специально разработанной усовершенствованной методике.

3.1.1. Методика проведения наливов в пьезометры

Наливы проводились в сезон полевых работ в течение трех лет – в 2015, в 2016 и 2017 годах. Наливы проводилась в условиях различной мутности воды в реке для оценки влияния

осаждения взвешенных частиц на фильтрационные свойства донных отложений. 6 июня 2015 года было проведено по три налива возле температурных датчиков T1 и T2 с использованием чистой воды (рис. 17). В июне 2015 года уровень воды в реке был низким (максимальный уровень 20 см), речная вода была чистой. 8 сентября 2016 года на опытной площадке было проведено 10 наливов с использованием мутной речной воды (участки 1-10 на рис. 17). В сентябре 2016 года уровень в реке был высоким (максимальный уровень 1 м), вода в реке была мутной. 27-29 сентября 2017 года было проведено 22 налива в 16 точках на 5 площадках в русле западной (Хихе) и восточной (Донгхе) проток (рис. 18) с использованием как чистой, так и мутной воды (рис. 19), речная вода в период проведения исследований была мутной.



Рис. 17. Схема расположения точек фильтрационного опробования донных отложений в 2015-2016 гг.

При проведении всех наливов использовались пластиковые трубы длиной 2 м и внутренним диаметром 4 см. Они заглублялись в донные отложения на глубину 2-40 см с минимальным нарушением естественного сложения отложений. Для наливов использовалась речная (в первой и части второй сериях опытов) или специально привезенная чистая вода (в части второй серии опытов), которая заливалась в трубу. Ход уровня регистрировался с помощью логгера модели Solinst Levelogger 3100 с точностью до 0.3 см с интервалом измерения в 5 секунд.



Рис. 18. Площадки проведения наливов в сентябре 2017 года [Vasilevskiy и др., 2019]



Рис. 19. Наливы 2017 года с использованием чистой (справа) и мутной (слева) воды. Фото автора

3.1.2. Совершенствование методики обработки наливов в пьезометры

Обработка результатов полевых работ началась с построения диагостических графиков в координатах ln (So/S) от t и оказалось, что не все эти графики имеют прямолинейный вид, как это следует из модели Хворстлева-Шестакова. Оказалось, что в случае использования для налива мутной воды (серия наливов 2016 года и часть наливов 2017 года) фильтрационное сопротивление донных отложений растет во времени из-за осаждения взвешенных частиц на дне пьезометра. Поэтому в данном случае график зависимости ln (So/S) от t становится нелинейным (оранжевые точки на рис. 20), т.е. параметр B изменяет свое значение во времени и общее фильтрационное сопротивление отложений растет. Следовательно этот рост должен быть учтен при обработке результатов опытов. Фильтрационное сопротивления донных отложений не растет во времени при использовании для наливов чистой воды (серия наливов 2015 года и часть наливов 2017 года). Как правило велична $\Delta H(L)$ сущесвенно меньше S_0 и в таком случае согласно уравнению (2) график зависимости ln (So/S) от t представляет собой прямую линию, выходящую из начала координат (синие точки на рис. 20). Параметр B, являющийся угловым коэффициентом графика, в данном случае, является постоянной величиной.





Проверим предположение о возможности роста фильтрационного сопротивления донных отложений во времени из-за осаждения взвешенных в воде частиц. Вода в р. Хэйхэ имеет сезонно выраженную повышенную мутность (рис. 21). Концентрация взвешенных в воде частиц может достигать пиковых значений 7 кг/м³. Если концентрация взвешенных частиц составляет 7 кг/м³, при объемном весе частиц порядка 1500 кг/м³ и при снижении уровня в ходе налива на несколько

десятков см, на дно пьезометра выпадает несколько миллиметров осадка. Если коэффициент фильтрации осадка в 1000 раз меньше, чем среды донных отложений, то один мм осадка по фильтрационному сопротивлению эквивалентен сопротивлению метра донных отложений. Значит, взвешенные в воде частицы способны вызвать изменение фильтрационного сопротивления донных отложений в данных условиях.



Рис. 21. Расход р. Хэйхэ и концентрации взвешенных в воде частиц по данным гидрологической станции Лангисхан

Так как описанная в разделе 1.1.1 методика обработки наливов [Pozdniakov и др., 2016] подходит только для случая не меняющегося во времени фильтрационного сопротивления донных отложений внутри пьезометра, то для обработки данных опытов с растущим фильтрационным сопротивлением методика, изложенная в разделе 1.1.1 была уточнена. Для обработки наливов с изменяющимся во времени фильтрационным сопротивлением донных отложений предлагаются три метода:

- 1. Метод расчета коэффициента B по начальному уклону графика в координатах ln (S₀/S) от t;
- 2. Метод расчета коэффициента *В* по модели линейного роста фильтрационного сопротивления осадка на дне пьезометра;
- 3. Метод расчета коэффициента *В* по модели квадратичного роста фильтрационного сопротивления осадка на дне пьезометра.

Метод расчета коэффициента В по начальному уклону графика в координатах ln (So/S) от t

Метод основан на определении коэффициента *B* графика зависимости *ln* (S_0/S) от *t* при $t \rightarrow 0$. В этом случае, коэффициент фильтрации донных отложений определяется по начальному углу наклона графика, т.е. на момент времени, когда на поверхности донных отложений еще не успел сформироваться слабопроницаемый осадок (рис. 22). Дальнейший расчет коэффициента фильтрации ведется по формуле (3).

Однако сложностью данного метода является неопределеность выделения начального периода времени, т.е. того периода, когда на поверхности донных отложений еще не успел сформироваться слабопроницаемый осадок.



Рис. 22. График зависимости *ln (S₀/S)* от *t* для налива №1 2016 года. Красная линия аппроксимирует уклон графика в начальный период времени проведения налива

Для более корректной обработки наливов с переменным фильтрационным сопротивлением донных отложений разработаны две модели роста фильтрационного сопротивления донных отложений: модели линейного и квадратичного роста.

Модель линейного роста сопротивления осадка на дне пьезометра

Взвешенные в воде частицы осаждаются с потоком фильтрующейся ко дну пьезометра воды и за счет осаждения по закону Стокса:

$$v_{s} = \frac{2}{9} \frac{r^{2} g(\rho_{p} - \rho_{f})}{\eta}, \qquad (9)$$

где v_s - установившаяся скорость частицы, м/с; r - радиус частицы, м; g - ускорение свободного падения, 9.81 м/с²; ρ_p - плотность частиц, кг/м³; ρ_f - плотность жидкости, кг/м³; η - динамическая вязкость жидкости, Па[•]с.

При выводе уравнения линейной модели принималось, что параметр $\Delta H(L)$ – перепад напоров между подземными и поверхностными водами равен нулю. Действительно, как можно наблюдать из результатов обработки наливов 2015 года (табл. 1), абсолютное значение $\Delta H(L)$ не превышает 0.04 м и его влиянием при расчетах можно пренебречь.

Расход воды через дно пьезометра при проведении налива можно описать уравнением:

$$-\frac{\pi d^2}{4}\frac{dS}{dt} = \frac{S}{R_{in} + R_{out} + R_t},$$
(10)

где d – диаметр пьезометра, м; S – превышение уровня воды в пьезометре над уровнем воды в реке, м; R_{in} - сопротивление фильтрующемуся потоку внутри пьезометра, сут/м²; R_{out} - сопротивление фильтрующемуся потоку за пределами пьезометра, сут/м².

$$R_{in} = \frac{4L}{\pi d^2 k_z},\tag{11}$$

где *L* – длина заглубления пьезометра, м; *k*^z - искомый коэффициент фильтрации донных отложений, м/сут.

$$R_{out} = \frac{1}{\alpha(L) \cdot \alpha \cdot d \cdot k_z},\tag{12}$$

где $\alpha(L)$, α , d – см. обозначения к формуле (3).

 R_t - дополнительное сопротивление, возникающее за счет осаждения частиц из мутной воды, сут/м².

$$R_t = \beta(S_0 - S) + \gamma t , \qquad (13)$$

где $\gamma [M^{-2}]$ и $\beta [сут/M^3]$ – неизвестные параметры; *S*₀ – начальная разница уровня воды в пьезометре и в реке, м; *S* – разница уровня воды в пьезометре и в реке на время *t*, м.

Сложим выражения для *R*_{in} и *R*_{out}:

$$R = R_{in} + R_{out} = \frac{4\alpha \cdot \alpha(L) \cdot L + \pi d}{\pi \cdot \alpha \cdot \alpha(L) \cdot d^2 k_z}$$
(14)

Выполним подстановку выражений (13) и (14) в формулу (10):

$$-\frac{dS}{dt} = \frac{B \cdot S}{1 + \varepsilon (S_0 - S) + \delta \cdot t},$$
(15)

где B – коэффициент, через который осуществляется расчет k_z по уравнению (3);

$$\varepsilon = \beta / R; \quad \delta = \gamma / R.$$

После интегрирования выражения (15) с начальными условиями *t*=0, *S*=*S*₀ и преобразований получим формулу линейной модели роста сопротивления осадка на дне пьезометра:

$$t = \frac{(B\varepsilon S_0 + B + \delta)(\frac{S}{S_0})^{-\frac{\delta}{B}} - (\varepsilon S_0 + 1)(B + \delta) + \varepsilon S_0 \delta \frac{S}{S_0}}{\delta(\delta + B)}$$
(16)

В этом случае можно t выразить как функцию S/S_0 .

Параметры линейной модели роста сопротивления осадка на дне пьезометра: ε – отвечает за осаждение частиц из фильтрующейся воды, м⁻¹; δ – отвечает за осаждение частиц из воды в соответствии с законом Стокса, сут⁻¹; B – через данный параметр осуществляется расчет k_z по формуле (3), сут⁻¹.

Модель квадратичного роста сопротивления осадка на дне пьезометра

В предложенной выше модели сопротивление растет линейно пропорционально времени (формула 13). Однако согласно закону Стокса (формула 9), первыми на дно пьезометра должны осаждаться более крупные частицы, а затем – все более и более мелкие. То есть сопротивление осадка может расти не пропорционально времени, как предложено по линейной модели роста сопротивления, а пропорционально квадрату времени. Такая модель может быть названа квадратичной моделью роста сопротивления осадка. Она выражается формулой:

$$-\frac{dS}{dt} = \frac{B \cdot S}{1 + \varepsilon t^2 + \delta(1 - S)}$$
(17)

При интегрировании формулы (17) член $\delta(1-S)$ был принят равным 0 для реализации интегрирования в элементарных функциях. Это значит, что в квадратичной модели роста не учитывается осаждение частиц из фильтрующейся воды в соответствии с законом Стокса. После интегрирования уравнения (17) с начальными условиями t=0, $S=S_0$ и проведения преобразований было получено следующее решение:

$$S = e^{\frac{B \cdot \tan^{-1}(\sqrt{\varepsilon}t)}{\sqrt{\varepsilon}}}$$
(18)

В этом случае *S* можно выразить как функцию *t*.

3.1.3. Результаты обработки наливов и обсуждение

Наливы 2015 года обрабатывались по обобщенной модели Хворстлева-Шесткова [Pozdniakov и др., 2016], вертикальный коэффициент фильтрации рассчитывался по формуле (3). Результаты обработки наливов 2015 года приведены в табл. 1.

Точка опробования/	Темпер	ратурный дат	гчик Т1	Температурный датчик Т2			
параметр	Налив №1	Налив №2	Налив №3	Налив №4	Налив №5	Налив №6	
$\Delta H(L), M$	0.011	-0.039	-0.041	-0.027	-0.015	-0.014	
В, сут	153	145	136	197	190	184	
<i>k</i> _z , м/сут	32	31	29	42	40	39	
<i>k_{z ср}</i> , м/сут		31			40		

Табл. 1. Результаты обработки наливов 2015 года вблизи датчиков Т1 и Т2 по методике [Pozdniakov и др., 2016]

По табл. 1 видно, что в районе датчика T1 средний коэффициент фильтрации составляет 31 м/сут, в районе датчика T2 – 40 м/сут.

Для проверки работы линейной модели роста сопротивления осадка на дне пьезометра наливы 2015 года были обработаны с помощью модели линейного роста. Результаты обработки приведены в табл. 2.

Табл. 2. Результаты обработки наливов 2015 года вблизи датчиков T1 и T2 по модели линейного роста сопротивления

Точка опробования/	Темпер	оатурный дат	гчик Т1	Температурный датчик Т2			
параметр	Налив №1	Налив №2	Налив №3	Налив №4	Налив №5	Налив №6	
В, сут	154	142	133	196	189	189	
<i>k</i> _z , м/сут	32	30	28	41	40	40	
<i>k_{z ср}, м/су</i> т		30			40		

По табл. 1 и табл. 2 видно, что получившиеся по двум методам значения коэффициентов фильтрации практически не отличаются друг от друга. Таким образом, модель линейного роста сопротивления осадка может быть использована для обработки результатов наливов, проведенных с использованием чистой воды.

Наливы 2016 года были обработаны по методике начального уклона графика ln (S_0/S) от t, моделям линейного и квадратичного роста сопротивления осадка на дне пьезометра. Результаты подбора параметров B, ε , δ для наливов 2016 года по линейной и квадратичной моделям роста фильтрационного сопротивления приведены в табл. 3. Подбор проводился с помощью программы Golden Software Grapher [Golden Software Grapher, 2020], с использованием метода наименьших квадратов. В качестве начального значения параметра B при подборе параметров использовалось значение, полученное по методу начального уклона графика в осях ln (S_0/S) от t.

Результаты расчета коэффициента фильтрации k_z для наливов 2016 года по различным методикам приведены в табл. 4. Типичные результаты обработки наливов 2016 года по моделям линейного и квадратичного роста сопротивления показаны на рис. 23. По рис. 23 видно, что линейная модель лучше соответствует экспериментальным данным, чем квадратичная модель.

По результатам обработки наливов 2016 года можно заключить, что полученные по линейной и квадратичной моделям роста фильтрационного сопротивления осадка на дне пьезометра коэффициенты фильтрации близки между собой.



Рис. 23. Результаты обработки налива №2 2016 года по моделям линейного и квадратичного роста сопротивления осадка на дне пьезометра

Табл. 3. Параметры *B*, є, б моделей линейного и квадратичного роста сопротивления для наливов 2016 года

	Парам		№ налива								
Модель	етр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Линейного	$B, \operatorname{cyt}^{-1}$	32	12	33	23	27	36	13	2	104	79
роста	ε, m ⁻¹	0	34	26	41	37	0	39	8	85	15
сопротивл											
ения	δ, cyτ ⁻¹	1328	1581	418	690	665	1448	353	7	4937	400
Квадратич	$B, \operatorname{cyt}^{-1}$	19	5	20	18	15	22	8	2	31	47
ного		1.67.	1.30.	8.92.	2.91	1.07.	2.24.	6.15	1.13.	5.84.	1.16.
роста	ε, m ⁻¹	10 ⁵	10 ⁵	10^{4}	10^{5}	10 ⁵	10 ⁵	10^{4}	10^{4}	10^{5}	10 ⁵
сопротивл											
ения	δ , cyt ⁻¹	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Для выявления модели, которая наиболее достоверно описывает полученные в ходе проведения наливов опытные кривые, были вычислены коэффициенты корреляции между наблюденными и модельными понижениями уровня воды в пьезометре (табл. 5). Стоит отметить, что обе модели хорошо описывают экспериментальные данные: коэффициенты корреляции изменяются в переделах 0.966-0.999, кроме налива №4, где для линейной модели коэффициент корреляции составил 0.891, для квадратичной - 0.843.

Дата/м	етод	Сентябрь 2016, мутная вода									
Точка опробо	вания	Nº1	N <u>∘</u> 2	N <u>∘</u> 3	N <u>∘</u> 4	N <u>⁰</u> 5	№6	№ 7	N <u>⁰</u> 8	<u>№</u> 9	№10
Глубина опро	бования, м	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2	0.36	0.2	0.4	0.2	0.42
По наклону	<i>B</i> , cy ⁻¹										
графика		18	4	31	17	22	27	12	3	58	41
$ln(S_0/S)$ от t	<i>k</i> _z , м/сут										
при <i>t</i> →0		4	1	6	7	5	10	3	1.2	12	9
Линейная	<i>B</i> , сут ⁻¹	32	12	33	23	27	36	13	1.5	104	79
модель	<i>k</i> _z , м/сут	7	3	7	5	6	8	3	0.3	22	17
Квадратичн	B , cy T^{-1}	19	5	20	18	15	22	8	2	31	47
ая модель	<i>k</i> _z , м/сут	4	1	4	4	3	5	2	0.4	6	10

Табл. 4. Результаты расчета коэффициента фильтрации донных отложений для наливов 2016 года

Табл. 5. Коэффициенты корреляции моделей линейного и квадратичного роста сопротивления осадка на дне пьезометра для наливов 2016 года

Модель	№ налива									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Линейного роста сопротивления	0.999	0.981	0.990	0.891	0.998	0.997	0.999	0.987	0.993	0.986
Квадратичного роста сопротивления	0.990	0.991	0.966	0.843	0.968	0.981	0.988	0.966	0.905	0.998

По табл. 5 видно, что для 8 из 10 наливов коэффициенты корреляции линейной модели роста сопроивления выше, чем квадратичной, т.е. линейная модель лучше описывает наблюденные данные. Это можно объяснить тем, что линейная модель учитывает осаждение частиц в соответствии с законом Стокса, а в квадратичной модели параметр δ принят равным 0.

Дополнительным критерием достоверности линейной модели является соотношение коэффициентов *B* и δ (табл. 6).

Молель	Параметр	№ налива									
Тарамет	Impunieip	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	<i>B</i> , cy ⁻¹	32	12	33	23	27	36	13	1.5	104	79
Линейная	δ, cyτ ⁻¹	1328	1581	418	690	665	1448	353	7	4937	400
	Β/δ, -	0.02	0.01	0.08	0.03	0.04	0.02	0.04	0.21	0.02	0.20

Табл. 6. Соотношение коэффициентов В и б по линейной модели для наливов 2016 года

Коэффициент *В* определяет значение коэффициента фильтрации, а коэффициент б отвечает за осаждение частиц из воды в соответствии с законом Стокса. Если их соотношение является относительно постоянным, можно сделать вывод, что параметр *В* – действительно

характеризует реальное значение коэффициента фильтрации донных отложений, а не изменяющийся во времени по сложному закону коэффициент фильтрации осадка на дне пьезометра. Из табл. 6 видно, что кроме наливов 8 и 10 соотношения *B* и δ для линейной модели находятся в пределах одного порядка, а значит линейная модель позволяет получить коэффициент фильтрации донных отложений с достаточной степенью достоверности.

Наливы 2017 года были обработаны по модели Хворстлева-Шесткова [Pozdniakov и др., 2016], по методу начального уклона графика в осях ln (So/S) от t и по модели линейного роста сопротивления осадка на дне пьезометра. Результаты обработки наливов 2017 года приведены в табл. 7.

					K_z , M/CYT	
				По		Без учета роста
				наклону		фильтрационного
				графика	Модель	сопротивления
				$ln (S_0/S)$	линейного роста	(по модели
	N⁰			от <i>t</i> при	фильтрационного	Хворстлева-
Площадка	налива	<i>L</i> , м	Вода	$t \rightarrow 0$	сопротивления	Шесткова)
	1	0.015	Мутная	1	2	1
	2	0.015	Чистая	1	1	1
	3	0.015	Мутная	1	1	0.6
	4	0.16	Мутная	17	17	14
	5	0.16	Мутная	14	18	18
	6	0.145	Чистая	13	16	13
	7	0.21	Чистая	18	21	17
	8	0.21	Чистая	19	20	18
FTS-01	9	0.195	Мутная	17	18	16
	10	0.2		4	22	2
	11	0.2		4	2	1
FTS-02	12	0.2	Мутная	8	40	1
	13	0.22		12	16	5
	14	0.22		10	15	5
FTS-03	15	0.265	Мутная	21	28	14
	16	0.2		5	7	2
	17	0.2		20	41	4
	18	0.2		13	36	2
FTS-04	19	0.2	Мутная	5	6	4
	20	0.24		6	38	1
	21	0.11		0.5	4	0.2
FTS-05	22	0.1	Мутная	0.3	3	0.1

Табл. 7. Результаты обработки наливов 2017 года

T

По результатам обработки наливов 2017 года можно сделать вывод, что модель линейного роста сопротивления осадка позволяет получить схожие значения коэффициента фильтрации донных отложений при проведении наливов как с мутной, так и с чистой водой в одной и той же точке опробования (опыты №1-3 на площадке FTS-01), что свидетельствует о том, что модель

линейного роста фильтрационного сопротивления позволяет корректно учесть образование осадка на дне пьезометра в ходе налива. В то же время модель Хворстлева-Шестакова, не учитывающая рост фильтрационного сопротивления во времени, дает заниженные значения коэффициента фильтрации донных отложений при обработке результатов опытов с использованием мутной воды (опыты №13-15 на площадке FTS-03) и близкие значения коэффициента фильтрации при использовании для наливов чистой воды (опыты №№2, 7, 8 на площадке FTS-01).

3.1.4. Выводы по результатам обработки наливов

По результатам обработки проведенных наливов видно, что коэффициент фильтрации донных отложений изменяется в пределах двух порядков – от 0.3 до 42 м/сут. При этом не наблюдается выраженной зависимости значения коэффициента фильтрации от глубины (он как увеличивается, так и уменьшается при изменении глубины опробования). Подобный широкий диапазон изменчивости коэффициента фильтрации донных отложений нижнего течения р. Хэйхэ подтверждается и по данным предшествующих исследований [Min и др., 2013]. Столь высокая фильтрационная неоднородность выявлена даже на небольшом локальном участке исследования (рис. 17) площадью не более 100 м², где проводились исследования 2015-2016 годов. В то же время, по табл. 2, табл. 4 и табл. 7 видно, что значения коэффициентов фильтрации, полученные в 2015 году при низком уровне воды в реке и чистой воде в среднем выше, чем значения, полученные в 2016-2017 годах при высоком уровне воды в реке и мутной воде на одной и той же площаке. Это объясняется наличием слабопроницаемого осадка на поверхности донных отложений, который формируется за счет осаждения частиц из мутной воды и смывается при следующем паводке. Подобные результаты были получены предшествующими исследованиями на других реках [Dunkerley, 2008; Wu и др., 2015; Gianni и др., 2016; Elgueta-Astaburuaga и др., 2017]. Таким образом, фильтрационные свойства донных отложений изменяются во времени, а мутность воды является важным фактором, который влияет на пространственно-временную изменчивость фильтрационных свойств донных отложений.

При проведении наливов рекомендуется использовать чистую воду, так как это значительно упрощает обработку результатов опыта. При обработке результатов экспериментов следует строить диагностические кривые в координатах ln (S₀/S) от t (puc. 20) для выбора модели, по которой необходимо вести дальнейшую обработку. При прямолинейном виде графика обработку следует вести по методике, не учитывающей дополнительное фильтрационное сопротивление, при нелинейном виде – с помощью модели линейного роста фильтрационного сопротивления. Среди предложенных моделей учета роста фильтрационного сопротивления при наливах с использованием мутной воды наиболее достоверные результаты продемонстрировала модель линейного роста фильтрационного сопротивления.

В качестве расчетных значений для моделирования тепловлагопереноса были приняты среднее минимальное (1 м/сут) и среднее максимальное (40 м/сут) значения (без учета экстремальных значений – 0.3 м/сут и 42 м/сут). Применение минимального и максимального значений коэффициентов фильтрации, полученных с помощью опробования донных отложений, позволит рассчитать минимальные и максимальные потери в пределах исследуемого локального участка в протоке Донгхе. Данные опробования 2017 года, наряду с результатами [Min и др., 2013] будут использованы при задании фильтрационной неоднородности донных отложений в региональных геогидрологических моделях.

3.2. Описание системы мониторинга и результаты режимных наблюдений на опытной площадке в бассейне Эйджина

Наблюдения за уровнями и температурами подземных и поверхностных вод, а также температурами профиля донных отложений проводились на опытной площадке, расположенной в восточной протоке р. Хэйхэ (Донгхе) в 55 км к северо-востоку от гидрологической станции Лангисхан (рис. 8). На опытной площадке оборудована система мониторинга за уровнями и температурами поверхностных и подземных вод. Она представляет собой пару скважин с температурными датчиками и датчиками давления, одна из которых расположена непосредственно в русле реки (II7-R), а вторая - на берегу, в 55 метрах от русла реки (II7). Глубины наблюдательных скважин приведены в табл. 8. Температуры и уровни регистрировались с помощью логгеров модели Solinst Levelogger 3001 с временным интервалом 30 минут. Уровни регистрировались с точностью до 0.3 см. При измерениях уровня учитывалась поправка на изменения атмосферного давления, которое измерялось с помощью логгера модели Schlumberger Baro-Diver.

Также в систему мониторинга входят три профиля (T1, T2, T3), фиксирующие температуру донных отложений на глубинах 5, 10, 20, 50, 80, 180 см. Температура измерялась с помощью датчиков РТ100 с точностью до 0.2 °C с временным интервалом 60 минут. Температурные датчики были закреплены на пластиковых балках и заглублены в донные отложения во время отсутствия стока в реке. Расположение наблюдательных скважин и профилей в плане приведено на рис. 24, в разрезе – на рис. 25.

Табл. 8. Глубины наблюдательных скважин

№ скважины	Глубина скважины, м	Глубина расположения датчика, м
II7	4.8	4.5
II7-R	3.1	2.9

С помощью описаной выше системы мониторинга получен ряд режимных наблюдений для периода с апреля 2014 года по июнь 2015 года. Результаты режимных наблюдений в период

с 06.08.2014 по 05.06.2015 приведены на рис. 26 и рис. 27. Данный период наблюдений был выбран для дальнейшей работы т.к. он содержит наименьшее количество пропусков наблюдений и ошибочных данных.



Рис. 24. Расположение наблюдательных скважин и профилей в протоке Донгхе



Рис. 25. Схема расположения точек наблюдения за температурами и уровнями подземных и поверхностных вод, температурами донных отложений



Рис. 26. Уровни поверхностных и подземных вод по данным скважин II7-R и II7. Коричневой линией показана абсолютная отметка поверхности донных отложений



Рис. 27. Температуры поверхностных и подземных вод по данным скважин II7-R и II7

По рис. 26 видно, что в периоды с апреля по сентябрь и с октября по декабрь уровень воды в реке (скважина II7-R) периодически опускается ниже абсолютной отметки поверхности донных отложений, то есть сток в протоке Донгхе периодически отсутствует и она действительно является сезонным водотоком. На естественный режим реки влияет наличие системы шлюзов в районе Лангисхана выше по течению реки, т.е. сток р. Хэйхэ в нижнем течении является зарегулированным. По рис. 26 видно, что уровень поверхностных вод выше уровня подземных вод, т.е. на исследуемом участке наблюдается нисходящая фильтрация из реки. Так же по рис. 26 видно, что уровень подземных вод тесно связан с уровнем поверхностных вод. Это подтверждает приведенные в разделе 2.5.2 данные о том, что река является основным источником питания грунтового водоносного комплекса.

По рис. 27 видно, что температура поверхностных вод изменяется в пределах 1-20 °C, а температура подземных вод на глубине 4.5 м – от 9 °C до 16 °C.

На рис. 29 и рис. 29 приведены температуры донных отложений по профилям T1 и T2. На графики также добавлены температуры по скважине II7-R на глубине 2.9 м. Результаты наблюдений с датчика T3 не приводятся и в работе не использовались, так как ряд данных, полученный с помощью этого датчика, часто прерывался. Первый день на графиках соответствует 06.08.2014, 309 день – 05.06.2015. По данным термометрии профилей T1 (рис. 28) и T2 (рис. 29) можно заключить, что температура донных отложений изменяется в широких пределах в течение периода наблюдений: от 0.1 °C зимой до 23.2 °C летом. Стабилизация температуры донных отложений около 0 °C в период с декабря по март объясняется частичным промерзанием русла реки. Профили T1 и T2 расположены в 10 м друг от друга, но значения температур на один и тот же момент времени на одной глубине различаются на величину до 7 °C, что может быть объяснено фильтрационной неоднородностью донных отложений. По виду профилей термометрии T1 и T2 можно заключить, что профиля T2 играет большую роль, чем для профиля T1. Это может быть объяснено более высокой проницаемостью донных отложений в районе температурного датчика T2.

Описанные данные использовались при построении и калибрации модели тепловлагопереноса и при аналитических расчетах скорости фильтрации из русла реки.


Рис. 28. Данные термометрии по профилю Т1



Рис. 29. Данные термометрии по профилю Т2

73

3.3. Моделирование одномерного тепловлагопереноса

Моделирование тепловлагопереноса осуществлялось с помощью программного кода HYDRUS-1D [Simunek и др., 2013]. Программа широко используется для моделирования тепломассопереноса в насыщенно-ненасыщенных условиях [Simunek и др., 2016]. Код позволяет моделировать одномерную насыщенно-ненасыщенную фильтрацию и перенос тепла с помощью математической модели:

$$\frac{\partial}{\partial z}k_{w}(T,z)\frac{\partial H}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

$$\frac{\partial}{\partial \lambda}(\theta)\frac{\partial T}{\partial z} - C_{w}v\frac{\partial T}{\partial z} = C_{s}\frac{\partial T}{\partial t}$$
(19)

где H=h+z – напор, равный сумме давления *h*, которое положительно в насыщенных условиях и отрицательно в ненасыщенных, *z* – расстояние до плоскости сравнения, м; θ - объемное влагосодержание, зависящее от давления *h* и рассчитываемое по формуле (50) приложения 1; *T* – температура, °C; λ – теплопроводность, Bт/м/°C; *C*_w и *C*_s – объемная теплоемкость воды и породы соответственно, Дж/м³/°C; *v* – скорость фильтрации, м/сут; *k*_w – коэффициент влагопереноса в соответствии с уравнением (50) приложения 1, м/сут.

Из-за значительных перепадов температур поверхностных вод (рис. 27) и донных отложений (рис. 28 и рис. 29), которые в условиях нижнего течения р. Хэйхэ составляют от 1 до 20 °C, коэффициент фильтрации зависит не только от объемного влагосодержания, но и от температуры воды. С повышением температуры вязкость воды понижается, что ведет к увеличению коэффициента фильтрации:

$$k_n = k \frac{\mu}{\rho \cdot g},\tag{20}$$

где k_n – коэффициент проницаемости, м²; k – коэффициент фильтрации, м/сут; μ - динамическая вязкость воды, Па[.]сут; g – ускорение свободного падения, м²/сут; p – плотность фильтрующейся воды, кг/м³.

Зависимость коэффициента фильтрации от вязкости и плотности воды выражается уравнениями [Constanz, 1982]:

$$k(T) = \alpha_T k(T_{ref})$$

$$\alpha_T = \frac{\mu(T_{ref})}{\mu(T)} \frac{\rho(T)}{\rho(T_{ref})}$$

$$\mu(T) = \frac{1.787 - 0.007T}{1 + 0.03225T}$$

$$p(T) = 1 - 7.37 \cdot 10^{-6} (T - 4)^2 + 3.79 \cdot 10^{-8} (T - 4)^3$$
(21)

где T – температура, °C; ρ_{ref} – плотность воды при температуре T_{ref} , кг/м³; μ - динамическая вязкость воды, Па·C; p – плотность фильтрующейся воды, кг/м³.

Из уравнений (21) следует, что изменение температуры воды от 1 до 20 °С ведет к изменению коэффициента фильтрации на 40%, а значит, коэффициент фильтрации донных отложений в условиях нижнего течения р. Хэйхэ способен варьировать значительно из-за перепада температур воды.

3.3.1. Обоснование возможности калибрации модели по данным термометрии

Перед построением модели необходимо убедиться, что конвективный перенос тепла преобладает над кондуктивным в исследуемом разрезе, т.е. что существует возможность калибрации модели по данным термометрии.

Из уравнения (19) следует, что распределение температуры по профилю зависит от величины взаимодействия поверхностных и подземных вод *v*, которая зависит от соотношения напоров подземных и поверхностных вод и коэффициента фильтрации донных отложений в соответствии с законом Дарси.

Для оценки соотношения процессов конвективного (связанного с потоком *v*) и кондуктивного (связанного с передачей тепла через скелет породы и воду в соответствии с величинами теплопроводности и теплоемкости) переносов тепла был рассчитан критерий Пекле. Перепишем второе уравнение системы (19) конвективно-дисперсионного переноса тепла для полностью водонасыщенной однородной среды в виде:

$$v\frac{\partial\theta}{\partial x} + n \cdot R \cdot \frac{\partial\theta}{\partial t} = D_t \cdot \frac{\partial^2\theta}{\partial x^2},$$
(22)

где v – скорость фильтрации, м/сут; $D_t = \lambda/C$ – аналог коэффициента гидродинамической дисперсии, м²/сут; θ – температура, °*C*; *n* – пористость, д.е.; *R* – фактор задержки.

По аналогии между массопереносом и теплопереносом критерий Пекле выражается:

$$Pe = \frac{v \cdot x_0}{D_t} = \frac{v \cdot x_0 \cdot C}{\lambda},$$
(23)

где v – скорость фильтрации, м/сут; x_0 – масштаб конвективного переноса, равный мощности исследуемого разреза (4.5 м, соответствует глубине расположения датчика скважины II7); C – объемная теплоемкость водонасыщенного песка, Дж/кг/°C; λ – теплопроводность водонасыщенного песка, Вт/м/°C.

Объемная теплоемкость водонасыщенного песка рассчитывалась по формуле:

$$C = C_w \cdot \theta + C_s \cdot (1 - \theta), \tag{24}$$

где *C_w* и *C_s* – объемная теплоемкость воды и твердой фазы соответственно (приняты по данным работы [Kodesova и др., 2013]); θ - объемное влагосодержание, -.

Коэффициент теплопроводности песков λ рассчитывался по набору параметров модели Чанга и Хортона [Chung и др., 1987]. Эта модель предполагает расчет коэффициента теплопроводности по набору эмпирических параметров:

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2 + b_3 \cdot \theta^{0.5}, \tag{25}$$

где b_1 , b_2 , b_3 – эмпирические параметры, Вт/м/°С; θ - объемное влагосодержание, принятое средним по результатам определения величины θ_s при определении параметров ван Генухтена (табл. 32 приложения 1).

Параметры *b*₁, *b*₂, *b*₃ были определены для различных типов отложений в работе [Kodesova и др., 2013]. По данным о гранулометрическом составе (табл. 31 приложения 1) был подобран наиболее близкий набор параметров для данного типа отложений. Выбранный набор параметров приведен в табл. 9.

Табл. 9. Параметры *b*₁, *b*₂, *b*₃, объемные теплоемкости твердой и жидкой фаз, объемное содержание воды и твердой фазы донных отложений р. Хэйхэ

Объемное содержание твердой фазы	Объемное содержание жидкой фазы	<i>b</i> _{<i>I</i>, Вт/м/°С}	<i>b</i> _{2,} Вт/м/°С	<i>b</i> ₃, Вт/м/°С	Объемная теплоемкость твердой фазы, Дж/м ³ /°С	Объемная теплоемкость жидкой фазы, Дж/м ³ /°С
0.64	0.36	0.286	-2.654	5.34	2164000	4200000

Критерий Пекле рассчитывался для характерных значений скоростей фильтрации *v* при заданных значениях параметров *x*₀, *C* и λ. Результаты расчетов критерия Пекле приведены в табл. 10.

Табл. 10. Значения критерия Пекле для характерных скоростей фильтрации

<i>v</i> , м/сут	10	1	0.1	0.01	0.001	0.0001
Pe	384	38	4	0.4	0.04	0.004

При значении критерия Пекле *Pe*=1-10 конвективный перенос тепла соизмерим с кондуктивным, при значениях критерия Пекле *Pe*>10 конвективный перенос тепла превосходит кондуктивный. Из табл. 10 видно, что, начиная со скорости фильтрации 0.01 м/сут и более конвективный перенос тепла соизмерим и превосходит кондуктивный. Оценка средней скорости фильтрации для исследуемого разреза показывает, что она равна:

$$v_{cp} = k_{cp} \cdot I_{cp} = 1 \div 40 \cdot 0.75 \approx 1 \div 30 \,\mathrm{M/cyt},$$
(26)

где k_{cp} – среднее значение коэффициента фильтрации донных отложений по данным опробования, принято равным интервалу от 1 до 40 м/сут; I_{cp} – средний вертикальный градиент напоров между поверхностными и подземными водами на участке длиной в 4.5 м (рис. 26).

Таким образом, при существующей средней скорости фильтрации, критерий Пекле как минимум равен 38. Это значит, что в рассматриваемых условиях конвективный поток тепла превосходит кондуктивный и оказывает существенное влияние на температурное поле. Следовательно, температурные наблюдения возможно использовать как инструмент для калибрации модели тепловлагопереноса.

3.3.2. Обоснование границ и параметров моделей тепловлагопереноса

Для оценки фильтрационных потерь из русла р. Хэйхэ с помощью кода HYDRUS-1D [Simunek и др., 2013] были созданы две модели тепловлагопереноса: модель с температурными данными по профилю T1 (рис. 28) и модель с температурными данными по профилю T2 (рис. 29). При моделировании принята схема одномерного вертикального тепловодообмена в донных отложениях р. Хэйхэ (рис. 25).

Модели представляют собой песчаные колонки мощностью 450 см, что соответствует глубине расположения температурного датчика скважины II7 (табл. 8). Время моделирования – 314 суток для модели профиля T1 и 303 дня для модели профиля T2, что соответствует непрерывным периодам наблюдения за температурными донных отложений (рис. 28 и рис. 29). Временной шаг моделирования – 1 сутки.

Граничные условия для фильтрации были заданы по данным наблюдательных скважин (рис. 26). Нижнее граничное условие (переменный напор) задано по скважине II7, верхнее граничное условие (переменный напор/поток) – по скважине II7-R. Граничное условие переменный напор/поток реализуется следующим образом: в случае если уровень воды в скважине II7-R выше абсолютной отметки донных отложений, условие работает как переменный напор. Если уровень в скважине II7-R ниже абсолютной отметки донных отложений, то задается испаряемость (условие поток).

Граничные условия для переноса тепла были заданы по данным температурных датчиков (рис. 27, рис. 28 и рис. 29). Нижнее температурное граничное условие задавалось для обеих моделей по данным температурного датчика из скважины II7 с глубины 4.5 м. Верхнее температурное граничное условие задавалось по датчику на глубине 5 см (для модели T1 - рис. 28, для модели T2 - рис. 29).

Модели разбиты равномерной сеткой на 501 ячейку. В модели заданы по четыре слоя. Параметры модельных слоев приведены в табл. 11 и табл. 12.

Параметры ван Генухтена задавались по результатам определения ОГХ методом центрифугирования [Дедюлина и др., 2020] и последующего вычисления параметров α , *n*, θ_r и θ_s с помощью кода RETC [van Genuchten и др., 1991], методика и результаты оценки параметров ван Генухтена приведены в приложении 1. Коэффициенты фильтрации верхних трех модельных слоев задавались по результатам опробования донных отложений с помощью наливов в пьезометры (табл. 2, табл. 4 и табл. 7). При этом для модели профиля T1 было принято минимальное среднее значение по результатам опробования (1 м/сут), а для модели профиля T2 – максимальное среднее значение (40 м/сут). Это соответствует наблюдениям (профиль T1

является менее «конвективным») и позволило оценить нижнюю и верхнюю границы фильтрационных потерь на опытной площадке. Коэффициент фильтрации четвертого модельного слоя для обеих моделей подбирался в ходе решения обратной задачи, т.к. он не был определен в ходе опробования.

Табл. 11. Параметры ван Генухтена и коэффициенты фильтрации модельных слоев для модели профиля T1

Глубина, см	θ_r	θ_s	а, 1/см	n	к, м/сут
0-22	0.029	0.42	0.058	2.13	
22-40	0.026	0.38	0.116	1.96	1
40-63	0.022	0.31	0.089	2.28	
63-450	0.026	0.32	0.048	3.06	4

Табл. 12. Параметры ван Генухтена и коэффициенты фильтрации модельных слоев для модели профиля T2

Глубина, см	θ_r	θ_s	α, 1/см	n	к, м/сут
0-22	0.029	0.42	0.058	2.13	
22-40	0.026	0.38	0.116	1.96	40
40-63	0.022	0.31	0.089	2.28	
63-450	0.026	0.32	0.048	3.06	4

Параметры теплопроводности донных отложений рассчитывались по набору параметров модели Чанга и Хортона [Chung и др., 1987] (формула 25), (табл. 9). Параметры теплоемкости рассчитывались по формуле (24). Полученные параметры теплопроводности и теплоемкости для модельных слоев приведены в табл. 13.

Табл. 13. Параметры теплопроводности и теплоемкости донных отложений моделей Т1 и Т2

Глубина, м	Объемное содержание твердой фазы	Объемное содержание жидкой фазы	<i>b</i> _{<i>l</i>, Вт/м/°С}	<i>b</i> _{2,} Вт/м/°С	<i>b</i> _{3,} Вт/м/°С	Объемная теплоемкос ть твердой фазы, Дж/м ³ /°С	Объемная теплоемкость жидкой фазы, Дж/м ³ /°С
0-22	0.42	0.58					
22-40	0.38	0.62	0.286	-2 654	5 34	2164000	4200000
40-63	0.31	0.69	0.200	2.051	2.51	2101000	.200000
63-450	0.32	0.68					

Для прослеживания изменения температуры по глубине профиля модели были добавлены наблюдательные точки, глубины расположения которых совпадают с глубинами расположения температурных датчиков в наблюдательных скважинах (рис. 28 и рис. 29). Полученные при моделировании температуры в наблюдательных точках сравнивались с данными с температурных датчиков в наблюдательных скважинах.

3.3.3. Калибрация моделей тепловлагопереноса и анализ чувствительности

Объектом калибрации одномерных моделей тепловлагопереноса профилей T1 и T2 являлся коэффициент фильтрации четвертого модельного слоя, который подбирался по совпадению наблюденных и модельных температур так как он не был определен в ходе опробования донных отложений. Целевой функцией S(k) при калибрации являлась сумма квадратов разностей наблюденных (по профилям T1, T2 и скважине II7-R) и модельных температур. При калибрации значение целевой функции S(k) должно стремиться к минимуму, что соответствует наиболее подходящему значению коэффициента фильтрации четвертого модельного слоя.

В ходе калибрации моделей изменялся только коэффициент фильтрации четвертого слоя, а коэффициенты фильтрации верхних слоев оставались равными 40 м/сут для модели профиля T2 и 1 м/сут для модели профиля T1.

Для количественной оценки качества калибрации и чувствительности модели к изменению коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя были рассчитаны среднеквадратичное отклонение остатков RSME и безразмерная композитная чувствительность CSS [Hill и др., 2007].

RSME рассчитывалось по формулам:

$$S(k) = \sum_{i=1}^{N} \left(T_{obs}^{i} - T_{sim}^{i}(k) \right)^{2},$$

$$RSME = \sqrt{S(k)/N}$$
(27)

где S(k) – целевая функция; $T_{obs}{}^{i}$ – наблюденное значение температуры в точке на определенный момент времени, °C; $T_{sim}{}^{i}(k)$ – модельное значение температуры в той же точке, рассчитанное при заданном значении коэффициента фильтрации k, °C; $N=N_{obs}\cdot N_{time}$ – произведение количества наблюдательных точек (в расчетах принималось $N_{obs}=2$) на количество наблюдений (303 для обеих моделей).

Для расчета RSME были выбраны точки на глубине 0.8 м по датчикам профилей T1 или T2 (в зависимости от калибруемой модели) и на глубине 2.9 м по скважине II7-R.

CSS рассчитывалась по формулам:

$$dss^{i} = \left(\frac{\partial T_{sim}^{i}}{\partial k}\right)k / \sigma \approx \left(\frac{T_{sim}^{i}(k + \Delta k) - T_{sim}^{i}(k)}{\Delta k}\right)k / \sigma,$$

$$CSS = \sqrt{N^{-1}\sum_{i=1}^{N} (dss^{i2})}$$
(28)

где σ – стандартная ошибка наблюдений за температурой, равная 0.5 °C; $\Delta k=0.05 \cdot k$ (сначала проводится расчет при заданной величине *k*, затем *k* увеличивается на 5% и расчет производится заново).

Полученные графики RSME приведены на рис. 30. По рис. 30 видно, что минимальные значения RSME для моделей профилей T1 и T2 достигаются при 3 < k < 5 м/сут. Лучшим значением является $\kappa=4$ м/сут, однако этот минимум не является четко выраженным, так значения RSME при k=3 и $\kappa=5$ м/сут очень близки к значению, полученному при k=4 м/сут. Расчет фильтрационных потерь с величинами коэффициента фильтрации нижнего слоя 3 < k < 5 м/сут позволяет оценить относительную ошибку определения потерь по каждой модели.



Полученные графики CSS приведены на рис. 31.

Рис. 30. RSME для моделей профилей T1 и T2





По рис. 31 видно, что чувствительность моделей профилей Т1 и Т2 уменьшается с ростом коэффициента фильтрации. При значениях коэффициента фильтрации 10-15 м/сут чувствительность моделей меняется незначительно, и она близка к ошибке измерений температуры. Однако в интервале коэффициентов фильтрации 3-5 м/сут, то есть в области, где был достигнут минимум функции RSME, чувствительность CSS существенно превышает ошибку измерений, что, является формальным индикатором возможности калибрации коэффициента фильтрации по данным температуры [Hill и др., 2007].

Графики сравнения модельных и наблюденных температур для модели профиля T1 приведены на рис. 32, рис. 33, для модели профиля T2 - на рис. 34, рис. 35.

По рис. 32 - рис. 35 видно, что в качестве коэффициента фильтрации четвертого модельного слоя действительно лучше всего подходит значение $\kappa=4$ м/сут. Также видно, что уменьшение значения коэффициента фильтрации до $\kappa=0.15$ м/сут, т.е. уменьшение величины конвективного потока примерно на порядок ведет к значительному ухудшению совпадения модельных и наблюденных температур, что подтверждает определяющую роль конвективного потока в переносе тепла в исследуемом разрезе. По данным графикам видна чувствительность моделей к значению коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя – при увеличении значения коэффициента фильтрации до $\kappa=4$ м/сут совпадение модельных и наблюденных температур.



Рис. 32. Модельные и наблюденные температуры модели профиля Т1, глубина 0.8 м



Рис. 33. Модельные и наблюденные температуры модели профиля Т1, глубина 2.9 м



Рис. 34. Модельные и наблюденные температуры модели профиля Т2, глубина 0.8 м





3.3.4. Оценка фильтрационных потерь и обсуждение результатов

Суммарная величина фильтрационных потерь за все моделируемое время принималась равной кумулятивному потоку через нижнюю границу модели. Средняя величина фильтрационных потерь рассчитывалась как отношение величины кумулятивного потока к количеству моделируемых дней:

$$v_m = \frac{V_{tot}}{t},$$
(29)

83

где *v*_m – средние фильтрационные потери, м/сут; *V*_{tot} - суммарные фильтрационные потери, м; *t* – время моделирования, сут.

Полученные результаты при значении коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя *к*=4 м/сут приведены в табл. 14, интервал потерь рассчитан для значений коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя 3<*к*<5 м/сут.

Модель профиля	Время моделирования, сут	Суммарные потери, м	Средние потери, м/сут	Относительная ошибка определения потерь. %
T1	314	61.3±12.6	0.2±0.04	20
T2	303	85.5±21.2	0.28±0.07	25

Табл. 14. Фильтрационные потери моделей профилей Т1 и Т2

Из табл. 14 видно, что средние фильтрационные потери моделипрофиля T2 на 40% больше потерь в модели T1. Это объясняется более высокими значениями коэффициентов фильтрации верхних модельных слоев в модели профиля T2 (40 м/сут), чем в модели профиля T1 (1 м/сут) и хорошо согласуется с видом графиков рис. 28 и рис. 29 (кривые температур донных отложений профиля T2 имеют более сглаженные очертания т.е. они более «конвективные»). Относительная ошибка определения фильтрационных потерь по модели профиля T1 составляет 20%, по модели профиля T2 – 25%.

Таким образом, несмотря на то, что в ходе опробования локального участка донных отложений была выявлена широкая пространственная неоднородность фильтрационных свойств, фильтрационные потери с помощью моделирования тепловлагопереноса удалось оценить в достаточно узком интервале возможного изменения: от 0.2 до 0.28 м/сут. Приведенные в табл. 14 значения средних потерь являются нижней и верхней границей фильтрационных потерь, которые формируют интервал 0.2-0.28 м/сут. С учетом интервала варьирования коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя $3 < \kappa < 5$ м/сут, интервал фильтрационных потерь составляет 0.16-0.35 м/сут.

3.3.5. Влияние изменения температуры на величину фильтрационных потерь

Из-за значительных сезонных перепадов температур поверхностных и подземных вод (рис. 27), которые составляют от 1 до 20 °C, коэффициент фильтрации донных отложений меняется во времени в зависимости от температуры воды (уравнение 21). В свою очередь, изменение коэффициента фильтрации донных отложений ведет к изменению фильтрационных потерь. Для выявления влияния изменения температуры воды на величину фильтрационных потерь были построены две модели (профилей T1 и T2) с температурой по всей глубине профиле равной среднегодовой температуре подземных вод по данным наблюдений (12 °C). Далее фильтрационные потери были оценены с использованием построенных моделей. Таким образом,

исключалось влияние изменения температуры подземных вод на величину фильтрационных потерь. Сравнение графиков кумулятивных потерь с учетом зависимости коэффициента фильтрации от температуры воды и без нее для моделей профилей T1 и T2 приведены на рис. 36 и рис. 37.



Рис. 36. Кумулятивные фильтрационные потери модели профиля T1 с зависимостью коэффициента фильтрации от температуры и без нее. Первый день на графике соответствует 06.08.2014, 309 день – 05.06.2015



Рис. 37. Кумулятивные фильтрационные потери модели профиля T2 с зависимостью коэффициента фильтрации от температуры и без нее. Первый день на графике соответствует 06.08.2014, 298 день – 21.05.2015

На рис. 38 и рис. 39 показаны фильтрационные потери моделей профилей T1 и T2 с учетом зависимости коэффициента фильтрации от температуры и без нее в течение времени. По приведенным данным видно, что самая большая разница в потерях приходится на зимний период, когда температура воды близка к 0 °C и коэффициент фильтрации донных отложений значительно уменьшается.



Рис. 38. Фильтрационные потери модели профиля T1 с зависимостью коэффициента фильтрации донных отложений от температуры и без нее. Первый день на графике соответствует 06.08.2014, 311 день – 07.06.2015



Рис. 39. Фильтрационные потери модели профиля T2 с зависимостью коэффициента фильтрации донных отложений от температуры и без нее. Первый день на графике соответствует 06.08.2014, 301 день – 24.05.2015

Сравнение величин фильтрационных потерь с учетом зависимости коэффициента фильтрации донных отложений от температуры воды и без нее для моделей профилей T1 и T2 приведены в табл. 15.

Табл. 15. Сравнение фильтрационных потерь с учетом зависимости коэффициента фильтрации от температуры воды и без нее для моделей профилей T1 и T2

Модель Время	Время	<i>k</i> завис	ит от <i>t</i>	<i>k</i> не зависит от <i>t</i>		
профиля	моделирования, сут	Суммарные потери, м	Средние потери, м/сут	Суммарные потери, м	Средние потери, м/сут	
T1	314	61.3	0.2	66.2	0.21	
T2	303	85.5	0.28	94.9	0.31	

Из табл. 15 видно, что неучет зависимости коэффициента фильтрации от температуры воды ведет к завышению фильтрационных потерь модели профиля T1 на 8% и модели профиля T2 на 11%. Таким образом, температура поверхностных вод и донных отложений играет существенную роль в величине фильтрационных потерь в условиях значительной (порядка 20 °C) амплитуды колебания температур.

3.4. Оценка скорости фильтрации из русла реки по данным суточных колебаний температуры донных отложений

С целью верификации полученных с помощью моделирования тепловлагопереноса средних значений скорости фильтрации из русла реки (0.2-0.28 м/сут) расчет скорости фильтрации производился альтернативным методом – методом анализа суточных колебаний температуры донных отложений. Если при моделировании тепловлагопереноса для расчета использовались осредненные суточные данные, то в данном случае, для расчетов используется температурный сигнал с интервалом измерения 1 час. Описание метода, его допущения и ограничения приведены в разделе 1.1.2 по данным [Irvine и др., 2017].

3.4.1. Теоретические основы метода

Количественный расчет скорости водообмена между поверхностными и подземными водами с использованием суточных температурных колебаний донных отложений предполагает решение одномерного уравнения тепловлагопереноса между двумя температурными датчиками с помощью аналитических или численных методов. Одномерное уравнение тепловлагопереноса, записанное для краткосрочных периодов имеет следующий вид [Stallman, 1965]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z},$$
(30)

где v – скорость фильтрации из русла реки, м/с; z – глубина, м; T – температура, °С; t – время, с;

 C_w – объемная теплоемкость воды, Дж/м³/°С; C – объемная теплоемкость водонасыщенных донных отложений, Дж/м³/°С; k_e – температуропроводность водонасыщенных донных отложений, м²/с.

Для расчета скорости водообмена было использовано решение уравнения (30), основанное на соотношении амплитуд суточных колебаний температуры [Hatch и др., 2006]:

$$v = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2k_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}}\right),$$

$$\alpha = \sqrt{v_t^4 + \left(8\pi k_e / P\right)^2},$$
(31)

где $A_r = A_d/A_s$ – соотношение амплитуд колебаний температур пары датчиков, d и s обозначают глубокое и мелкое расположение датчика, соответственно; Δz – расстояние между датчиками, м; $v_t = v/\gamma$ – скорость температурного фронта, м/с; v – скорость фильтрации, м/с; γ – соотношение теплоемкостей фильтрующейся воды и водонасыщенных донных отложений; P – период температурных колебаний, для суточных колебаний P=1 сут;

3.4.2. Использованные данные и методика расчета

При расчетах принималась схема одномерного вертикального теплообмена в донных отложениях (рис. 25). Для расчета скорости фильтрации из русла реки были использованы данные наблюдений за температурами донных отложений на глубинах 5, 10, 20, 50, 80, 180 см в нижнем течение реки Хэйхэ за 2014-2015 гг. по профилям T1 (рис. 28) и T2 (рис. 29). Для расчетов были выбраны периоды времени, отвечающие следующим критериям:

- 1. наличие воды в русле реки;
- 2. отсутствие резких колебаний уровня речных вод;
- 3. наличие суточных колебаний температуры донных отложений с амплитудой более точности температурных датчиков (0.2 °C).

Выбранные для расчета периоды времени приведены в табл. 16. Использованные для расчетов ряды температур донных отложений р. Хэйхэ по данным профилей Т1 и Т2 приведены в приложении 4.

	1 (п		~ ~ ~				~
Labu	16	LIENHOTLI	TEMPENSTUNULIV	поратичении	THE NOCHETO	CVODOCTU	Denturalituoro	DOBOONAU
raon.	10.	псриоды		паолюдонии		CRODUCIN	DUDINKAJIDHULU	водооомспа
		1 1	1 71	r 1		1	1	r 1

№ периода	Профиль	Даты	Длительность, сут
1	T1	21.09.2014-28.09.2014	8
2	T2	18.09.2014-24.09.2014	7

Расчеты скорости фильтрации производились в программе Matlab [Keviczky и др., 2019] с помощью кода VFLUX [Gordon и др., 2012], который позволяет вычислить скорость водообмена с использованием решения (31) одномерного уравнения тепловлагопереноса (30). Расчеты производились следующим образом: за выбранные периоды времени, приведенные в табл. 16, использовалась пара температурных датчиков одного из профилей (Т1 или Т2). В программе

задавался временной ряд температурных наблюдений по данным пары датчиков на различной глубине (приложение 4). Из введенных температурных рядов программа автоматически выделяла периодический сигнал (методом динамической гармонической регрессии [Rau и др., 2015]) и рассчитывала амплитуду температурных колебаний. По совпадению наблюденных и модельных температурных рядов подбирались величина и направление фильтрации через донные отложения. Далее данные операции повторялись для следующей пары датчиков.

3.4.3. Результаты расчетов и обсуждение

Результаты расчетов скорости вертикального водообмена приведены в сравнении с результатами решения обратной задачи по подбору коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя на одномерных моделях тепловлагопереноса (раздел 3.3) для профиля T1 на рис. 40, для профиля T2 – на рис. 41. На рисунках положительная скорость фильтрации соответствует нисходящему потоку из русла реки.



Рис. 40. Результаты расчетов скорости вертикального водообмена по данным суточных амплитуд колебаний температур донных отложений по профилю T1 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса. Пары цифр обозначают датчики на различных глубинах

По рис. 40 - рис. 41 видно, что по результатам расчетов скорости нисходящей фильтрации из русла реки получены средние значения от 0.37 до 2.09 м/сут в зависимости от профиля и используемой для расчета пары температурных датчиков. Осредненные результаты расчета скорости фильтрации за выбранные периоды в сравнении с полученными по модели тепловлагопреноса для профиля T1 приведены в табл. 17, для профиля T2 – в табл. 18.



Рис. 41. Результаты расчетов скорости вертикального водообмена по данным суточных амплитуд колебаний температур донных отложений по профилю Т2 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса. Пары цифр обозначают датчики на различных глубинах

Табл. 17. Результаты расчета средней скорости фильтрации по данным суточных амплитуд колебаний температур донных отложений по профилю Т1 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса

Charling and a str	Модель	Глуб	бина зало	жения па	ры датчи	ков, м
Средняя скорость	тепловлагопереноса	0.5-0.8	0.8-1.8	0.2-0.8	0.5-1.8	0.05-1.8
фильтрации, м/сут	0.39	1.47	0.43	2.09	0.54	0.76

Табл. 18. Результаты расчета средней скорости фильтрации по данным суточных амплитуд колебаний температур донных отложений по профилю Т2 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса

	Молель	Глубина заложения пары датчиков, м			
Срелняя скорость	тепловлагопереноса	0.5-0.8	0.1-0.8	0.2-0.8	0.05-0.8
фильтрации, м/сут	0.62	0.53	0.37	1.02	1.07

По табл. 17 - табл. 18 видно, что наилучшее совпадение расчетной скорости фильтрации с модельными данными (относительная погрешность 10-20%) получается при использовании пары датчиков, разнесенной по глубине на достаточное расстояние и при использовании датчиков, расположенных на глубине 50 см и более (пары датчиков на глубинах 0.8-1.8 м, 0.5-1.8 м профиля T1 и 0.5-0.8 м профиля T2), что в целом соответствует рекомендациям по расположению датчиков, приведенным в литературе [Irvine и др., 2017]. Разнос датчиков по глубине необходим для появления четко выраженной разницы в амплитудах колебаний температуры. В данных условиях разнос температурных датчиков должен быть более 0.3 м. Использование датчиков, расположенных близко к поверхности донных отложений (глубины 0.05-0.2 м) ведет к значительному завышению расчетной скорости фильтрации по сравнению с модельной. Данное

обстоятельство может быть объяснено наличием затрубного перетока из-за неплотного прилегания температурных датчиков к донным отложениям. При увеличении глубины, температурные датчики прижимаются к донным отложениям плотнее и скорость фильтрации уменьшается до естественных значений. Кроме того, датчики, расположенные близко к поверхности, подвержены влиянию процессов смыва и накопления донных отложений, что также делает их использование для расчетов скорости фильтрации некорректным.

Таким образом, метод анализа суточных данных колебаний температур донных отложений подтвердил полученные с помощью модели тепловлагопереноса значения скорости фильтрации из русла реки. Метод может быть рекомендован в качестве одного из методов количественной оценки скорости водообмена между поверхностными и подземными водами в природных условиях, схожих с условиями нижнего течения р. Хэйхэ, а именно: существование периодов с наличием воды в реке и с отсутствием резких колебаний уровня в эти периоды и наличие колебаний температуры донных отложений с амплитудой, превышающей точность измерения температуры.

3.5. Обоснование коэффициента перетока донных отложений для геогидрологического моделирования и выводы по экспериментальным исследованиям взаимосвязи подземных и поверхностных вод

3.5.1. Обоснование начальных расчетных значений коэффициента перетока донных отложений для регионального геогидрологического моделирования

Значение параметра *k₀/m₀*, полученное на локальном участке исследований в восточной протоке р. Хэйхэ может быть использовано при задании фильтрационной неоднородности донных отложений в региональной геогидрологической модели для оценки фильтрационных потерь из протяженного участка русла реки.

В любой момент времени поток через нижнюю границу модели тепловлагопереноса выражается:

$$v_{bot}(t) = \frac{H_g(t) - H_0(t)}{R},$$
(32)

где $H_g(t)$ – переменный напор на нижней границе модели, м; $H_0(t)$ – переменный напор на верхней границе модели, м; $v_{bot}(t)$ – величина потока через нижнюю границу модели, м/сут.

$$R = \int_{0}^{m} \frac{dz}{k(z,T)},$$
(33)

где R — фильтрационное сопротивление толщи донных отложений, сут; m — мощность исследуемого разреза, м; z — глубина, м; T — температура, °С.

Тогда k_0/m_0 выражается как величина, обратная фильтрационному сопротивлению:

91

$$\frac{k_0}{m_0} = \frac{1}{R_{cp}},$$

где $R_{cp} = \left(\frac{\overline{H_g(t) - H_0(t)}}{v_{bot}(t)}\right)$ - среднее фильтрационное сопротивление, сут.

В результате расчета среднего фильтрационного сопротивления для моделей профилей T1 и T2 были получены следующие значения k_0/m_0 (табл. 19). Интервал значений R_{cp} и k_0/m_0 рассчитан для значений коэффициента фильтрации нижнего модельного слоя $3 < \kappa < 5$ м/сут. Табл. 19. Значения параметров k_o/m_0 и R_{cp} для моделей T1 и T2

Модель по профилю	T1	T2
<i>R_{cp}</i> , сут	2.2±0.4	1.4±0.2
$k_0/m_0,{ m cyr}^{-1}$	0.45±0.06	0.71±0.14

По табл. 19 видно, что значения k_0/m_0 для моделей по профилям T1 и T2 различаются примерно в 1.5 раза. Значения 0.45 и 0.71 сут⁻¹ могут быть рекомендованы в качестве нижнего и верхнего пределов величины k_0/m_0 при калибрации региональной геогидрологической модели нижнего течения р. Хэйхэ. Среднее значение k_0/m_0 для исследованного участка составляет 0.6 сут⁻¹.

3.5.2. Выводы по результатам оценки параметров взаимосвязи в локальном масштабе

- Оценка фильтрационных свойств донных отложений методом налива в пьезометры продемонстрировала значительную фильтрационную неоднородность верхнего 40сантиметрового интервала донных отложений нижнего течения р. Хэйхэ. Интервал изменения коэффициента фильтрации на ключевом участке по данным 38 проведенных полевых опробований составил от 0.3 до 42 м/сут.
- 2. В процессе проведения полевых опробований донных отложений при помощи экспресс наливов в забивные пьезометры выявлен эффект осаждения взвешенных частиц из фильтрующейся из него мутной воды. Для полевых исследований в аридных условиях мутная вода из водотока может быть единственным источником для проведения налива, что может приводить к нарушению условий применения классической модели Хворстлева-Шестакова для обработки результатов. Поэтому при проведении наливов рекомендуется использовать чистую воду, а в случае ее отсутсвия – предварительно отфильтрованную речную воду, что значительно упрощает обработку опытных данных.
- 3. Для учета растущего сопротивления осадка на дне пьезометра при использовании для налива мутной воды разработана модель линейного роста сопротивления, которая успешно опробована при обработке данных полевых исследований. При обработке результатов наливов в донные отложения следует строить диагностические графики в координатах *ln*

(34)

(So/S) от *t* для выбора модели дальнейшей обработки: классической (не учитывающей рост фильтрационного сопротивления) или учитывающей рост фильтрационного сопротивления;

- 4. Оценка параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе произведена с помощью двух методов: моделирование сезонной и суточной динамики тепловлагопереноса. Для параметризации и калибрации моделей использованы данные мониторинга за уровнями и температурами подземных и поверхностных вод, температурами вертикального профиля донных отложений, а также данных фильтрационного опробования донных отложений. Использованные методы продемонстрировали хорошую сходимость результатов. На участке детальных исследований в нижнем течении р. Хэйхэ разница результатов моделирования в суточном и сезонном масштабах составила 10-20%.
- 5. Для опытного участка в протоке Донгхе интервал значений скорости фильтрации из русла р. Хэйхэ, рассчитанный по результатам моделирования сезонной динамики тепловлагопереноса, составил 0.2-0.28 м/сут, интервал среднего значения параметра ko/mo -0.45-0.71 сут⁻¹.
- 6. Важными факторами, влияющими на временную изменчивость фильтрационных потерь водотоков в условиях аридного климата, являются мутность и температура поверхностных вод. Неучет зависимости коэффициента фильтрации донных отложений от температуры ведет к завышению расчетных фильтрационных потерь из русла реки на величину порядка 10% в среднегодовом разрезе и существенно увеличивает расчетные зимние фильтрационные потери из русла.

Часть III. Региональное геогидрологическое моделирование водного баланса 4. Оценка параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в региональном масштабе

Наиболее современный и используемый метод оценки и прогноза водообмена между поверхностными и подземными водами в масштабе бассейна – построение региональных геогидрологических моделей, в которых модель подземного стока взаимосвязана с моделью поверхностного стока [Filimonova и др., 2015; Belcher и др., 2010; Pool и др., 2011]. Калибрация этих моделей должна быть основана на наблюдениях за уровнями поверхностных и подземных вод, стоком поверхностных вод, результатах полевого опробования донных отложений, дистанционных наблюдениях за эвапотранспирационной разгрузкой [Kalbus и др., 2006; Cook, 2015; Wang и др., 2015; Yao и др., 20156; Brunner и др., 2017].

Оценка параметров взаимосвязи в региональном масштабе производилась на двух вложенных геогдирологических моделях различных масштабов: модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине протоки Донгхе (модель I) и водно-балансовой модели бассейна Эйджина (модель II), рис. 42. Модели калибровались по данным опытных опробований донных отложений, наблюдений за уровнями подземных и поверхностных вод, расходам рек, дистанционных наблюдений за эвапотранспирацией и динамикой площадей терминальных озер.

Целями моделирования являлось:

- 1. Оценить фильтрационные потери из протяженных участков русла нижнего течения р. Хэйхэ;
- 2. Выявить основные факторы, которые влияют на величину фильтрационных потерь и их изменение во времени;
- Разработать практические рекомендации по регулированию поверхностного стока нижнего течения р. Хэйхэ.

Результаты моделирования опубликованы в работе [Min и др., 2020].

4.1. Геогидрологическая модель взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине

Основными задачами создания модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине являлись оценка фильтрационных потерь из протяженного участка русла длиной 133 км от гидрологической станции Лангсихана до дельты р. Хэйхэ (рис. 42) и выявление факторов, которые влияют на изменение фильтрационных потерь во времени.

Выбор данного участка для моделирования объясняется тем, что большая часть расхода в нижнем течении р. Хэйхэ пускается именно в протоку Донгхе (рис. 12). Кроме того,

характеристики донных отложений протоки Донгхе исследованы достаточно детально [Min и др., 2013; Wang и др., 20176; Vasilevskiy и др., 2019].



Рис. 42. Области моделирования модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине протоки Донгхе (модель I) и региональной водно-балансовой модели бассейна Эйджина (модель II)

Предыдущие исследования продемонстрировали, что ненасыщенный поток влаги незначительно влияет на водообмен подземных и поверхностных вод в условиях пустыни Гоби [Du и др., 2018; Guo и др., 2019]. Кроме того, основные представители растительности в зоне оазиса - Populus euphratica и Tamarix ramosissima в основном используют именно грунтовые воды для транспирации [Wang и др., 20116]. Таким образом, влияние ненасыщенного потока воды в исследуемых условиях незначительно и в модели не учитывалось.

Моделирование осуществлялось с помощью программного кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] в интерфейсе Processing Modflow 8 [Chiang, 2005]. Описание теоретической модели геофильтрации и используемого кода приводятся в приложении 2.

4.1.1. Геофильтрационная и вычислительная схематизации

Режим геофильтрационного потока

Моделирование производилось в нестационарной постановке, шаг моделирования – 1 сутки. Период моделирования – с 21 апреля 2010 года по 7 сентября 2012 года (871 сутки). Модель разбита на 512 стресс-периодов длительностью от 1 сут до 70 сут, в течение которых входящий расход реки, величина потенциальной эвапотранспирации и расход эксплуатационных скважин были постоянными.

Пространственная структура геофильтрационного потока

Геофильтрационная модель двухмерная плановая. Перетекание из русла реки является основным источником питания подземных вод, которые разгружаются в основном за счет эвапотранспирации в прибрежной зоне. В модели грунтовый водоносный комплекс, описанный в разделе 2.5, поверхности которого приведены на рис. 43, задается единым расчетным слоем так как в разрезе отсутствуют протяженные и выдержанные по мощности слабопроницаемые отложения.

Внешние границы модели в плане обоснованы шириной зоны взаимодействия поверхностных и подземных вод, которая по данным исследований составила приблизительно 10 км к востоку и западу от протоки Донгхе [Wang и др., 20146; Yao и др., 20156; Wen и др., 2005]. Линии тока регионального потока подземных вод направлены параллельно руслу р. Хэйхэ, таким образом, западная и восточная границы заданы границами II рода с нулевым расходом. Северная и южная границы модели расположены в районе дельты р. Хэйхэ и гидрометрической станции Лангисхана, в которой задан известный входящий расход реки.

Нижняя граница модели принята непроницаемой. Верхняя границы соответствует дневной поверхности, на которой задан расход эвапотранспирационной разгрузки.

Вычислительная схематизация

Общая площадь модели составила 2306.25 км², размеры в плане 112.5х20.5 км. Модель разбита равномерной сеткой с размером блока 500х500 м и состоит из 225 рядов и 41 колонны блоков.

На основании существующей региональной модели [Yao и др., 20156] и гидрогеохимических исследований [Wang и др., 2013; Yang и др., 2011] северная и южная границы модели заданы в качестве границ III рода с помощью пакета GHB [Harbaugh, 2005].



Рис. 43. Модель взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине протоки Донгхе. а – зоны распределения геофильтрационных параметров, b – поверхность модели, с – нижняя граница модели, d – распределение начальных уровней, е – сегменты реки и точки наблюдений

Для моделирования взаимодействия подземных и поверхностных вод использовался пакет STR [Prudic, 1989], который, в отличие от пакета RIV, позволяет рассчитывать изменение поверхностного стока вдоль русла реки с учетом взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Поток поверхностных вод моделируется через систему сегментов с различными параметрами русла и донных отложений. Подробное описание пакета STR приведено в приложении 2.

Эвапотранспирационная разгрузка является основным компонентом расходной статьи баланса в исследуемом бассейне [Wang и др., 20146]. Она задавалась с помощью пакета EVT [Harbaugh, 2005], описание которого приведено в приложении 2. В исследуемой области грунтовые воды залегают в основном на глубине 2-4 м (рис. 15), зависимость величины эвапотранспирационной разгрузки от глубины уровня подземных вод принята линейной.

Эксплуатация подземных вод задавалась с помощью пакета WEL [Harbaugh, 2005].

Граничные и начальные условия

Внешние граничные условия представляют собой граничные условия II рода с нулевым расходом, заданные для нижней, западной и восточной границ. На северной и южной границах модели заданы граничные условия III рода.

На верхней границе модели задан расход эвапотранспирационной разгрузки, который зависит от величины потенциального испарения и положения уровня подземных вод. В

97

соответствии с данными специальных исследований в аридных районах северо-западного Китая [Gates и др., 20086; Sun и др., 2016], инфильтрационное питание составляет менее 2% от атмосферных осадков, кроме того, осадки интенсивностью менее 20 мм не могут сформировать инфильтрационное питание. По рис. 44 видно, что осадки сопоставимой интенсивности за исследуемый период времени были чрезвычайно редки и приурочены к летне-осеннему периоду, когда потенциальное испарение особенно велико. Данный факт обосновывает практически нулевое инфильтрационное питание в бассейне Эйджина. Потенциальное испарение (испаряемость) за моделируемый период времени рассчитано с использованием данных измерений испарения с поверхности озера Восточный Хуан и данных метеостанции Эйджина [Liu и др., 20166], рис. 44.



Рис. 44. Испаряемость и осадки по данным метеостанции Эйджина за 2010-2012 гг.

Внутренние граничные условия представляют собой протоку Донгхе, заданную граничным условием III рода и эксплуатационные скважины, расход которых задан граничным условием II рода.

Эксплуатационные скважины в основном расположены на орошаемых площадях, их местоположение показано на рис. 43. Общее количество модельных ячеек с эксплуатационными скважинами – 182. Средний дебит одной скважины равен 300 м³/сут в ирригационный период (май-август). С учетом средней площади, которая приходится на одну эксплуатационную скважину ($1.08 \cdot 10^5 \text{ м}^2$), водоотбор из одной ячейки модели задавался с дебитом 625 м³/сут, при

этом в водоносный комплекс возвращалась 0.1 от отбираемого объема воды согласно данным [Хи и др., 2014].

Начальные условия в модели заданы по результатам расчета уровней подземных вод в период с 1 января до 21 апреля 2010 на основе задания известного расхода протоки Донгхе (рис. 43).

Геофильтрационные параметры, параметры русла и эвапотранспирации

Начальные значения геофильтрационных параметров задавались по данным гидрогеологических исследований [Хіе, 1980] и существующих моделей [Хи и др., 2014; Үао и др., 2015б]. Начальные значения коэффициента фильтрации изменялись от 6 до 21 м/сут, гравитационной водоотдачи – 0.15 (табл. 20).

№ зоны	Преобладающий состав отложения	Начал знач	тьные ения	Откалиброванные значения		
		<i>k,</i> м/сут	μ, -	<i>k</i> , м/сут	μ, -	
1	Крупнозернистый песок, гравий	21	0.15	28	0.20	
2	Крупнозернистый песок	16	0.15	26	0.22	
3	Среднезернистый песок	11	0.15	23	0.17	
4	Мелкозернистый песок	6	0.15	17	0.15	

Табл. 20. Начальные и откалиброванные значение геофильтрационных параметров

На основании предыдущих исследований фильтрационных свойств донных отложений, русло протоки Донгхе было разделено на 8 сегментов (рис. 43). Параметры каждого сегмента, включая ширину, длину реки, и значение дополнительной проводимости русла (*C*) приведены в табл. 21.

Табл. 21. Параметры сегментов русла протоки Донгхе

№ сегмента	Длина сегмента, м	<i>L</i> _{<i>r</i>} , м	k_0/m_0 , cy T^{-1}	(AL M	
512 COLMONITU				Начальное	Откалиброванное	212, M
1	16000	140	0.50	35093	37885–151542	94
2	18000	140	0.48	33824	36515-146060	96
3	17000	72	0.26	9444	10195–40781	373
4	18500	78	1.03	40151	43345-173383	97
5	16000	88	0.56	24484	26432-105729	153
6	15000	67	0.44	14709	15880-63518	205
7	15000	70	0.48	16789	18125–72498	181
8	15000	36	0.89	15989	17261-69045	183

Также в табл. 21 приведен расчет параметра Δ*L* для более наглядного объяснения чувствительности модели к параметрам донных отложений (раздел 4.1.4).

Критическая глубина эвапотранспирации принята равной 5 м по результатам предыдущих исследований [Даутова, 2013]. В модель заданы две области с различными параметрами эвапотранспирационной разгрузки: область пустыни Гоби и область оазиса (рис. 42). При этом для этих зон задавались различные величины потенциального испарения для получения линейной зависимости эвапотранспирации от глубины залегания уровня. Сезонная изменчивость потенциального испарения соответствовала изменению рассчитанной испаряемости по данным метеостанции Эйджина (рис. 44).

4.1.2. Калибрация модели по данным наблюдений за уровнями подземных и поверхностных вод

Калибрация модели производилась по уровням подземных (точки наблюдений G1-G5) и поверхностных вод (точки наблюдений R1-R4). Местоположение наблюдательных точек показано на рис. 43. В ходе калибрации уточнялись значения геофильтрационных параметров, параметров дополнительной проводимости русла (пакет STR) и проводимости удаленных границ (пакет GHB). Подобранные в ходе калибрации значения геофильтрационных параметров и параметров русла приведены в табл. 20 и табл. 21 соответственно. Для параметра проводимости удаленной границы подобраны значения 2000 м²/сут на южной границе модели и 2200 м²/сут на северной границе модели.

Река Хэйхэ в нижнем течении имеет широкое русло, и ширина реки значительно зависит от уровня воды в реке. Для учета изменения ширины реки в зависимости от входящего расхода, был подобран диапазон параметра дополнительной проводимости русла (табл. 21). При подъеме уровня воды ширина реки L_r увеличивается, что отражается в увеличении параметра проводимости русла *С*.

Для оценки качества калибрации модели использовались RSME и коэффициент корреляции [Legates и др., 1999]. Соответствие модельных и наблюденных уровней показано на рис. 45 видно, что в целом, изменение модельных уровней согласовано с изменением наблюденных. Разница между модельными и наблюденными уровнями в основном составляет менее 0.5 м. RSME изменяется от 0.04 до 0.31 м в зависимости от точки наблюдений. Коэффициент корреляции между модельными и наблюденными данными также достаточно высок (0.77-0.95), за исключением скважины G2, где корреляции не наблюдается. Отсутствие корреляции с наблюдениями в скважине G2 связывается с достаточно удаленным расположением скважины от протоки Донгхе (около 6 км). Таким образом, влияния попусков воды в протоку Донгху в меньшей степени влияет на изменение уровня в скважине G2, чем в других скважинах. Изменения уровня в скважине G2 в течение года связываются с влиянием процессов эвапотранспирационной разгрузки, которая недостаточно точно воспроизводится в связи с

использованием линейной зависимости величины эвапотранспирации от глубины залегания уровня подземных вод.



Рис. 45. Модельные и наблюденные уровни подземных и поверхностных вод за период моделирования с 21 апреля 2010 года по 7 сентября 2012 года

4.1.3. Результаты моделирования

Компоненты баланса подземных вод по результатам моделирования приведены в табл. 22. В период с 21 апреля 2010 по 7 сентября 2012 общее пополнение подземных вод на площади модели составило $4.26 \cdot 10^8$ м³, из которого потери из русла реки составили 84% ($3.59 \cdot 10^8$ м³). Оставшиеся 16% приходятся на водообмен с внешними границами ($6.77 \cdot 10^7$ м³). Общая разгрузка подземных вод составила $2.8 \cdot 10^8$ м³, из них эвапотранспирационная разгрузка - 59% ($1.64 \cdot 10^8$ м³), обратная разгрузка в реку - 20% ($5.53 \cdot 10^7$ м³), эксплуатация подземных вод - 15% ($4.19 \cdot 10^7$ м³) и водообмен с внешними границами ($1.85 \cdot 10^7$ м³) - 6%.

Таким образом, анализ баланса подземных вод демонстрирует, что основным источником питания являются фильтрационные потери из русла реки, а основная разгрузка потока происходит эвапотранспирацией преимущественно в прибрежных зонах оазиса, что согласуется с литературными данными [Wang и др., 20146]. Эти два процесса определяют изменение объема

воды в грунтовом водоносном комплексе, которые выступает в роли буферной регулирующей емкости.

		Питание		Разгрузка	
№	Компонент баланса подземных вод	Объем, м ³	Доля, %	Объем, м ³	Доля, %
1	Взаимосвязь с рекой	3.59·10 ⁸	84	5.53·10 ⁷	20
2	Эвапотранспирация	-	-	$1.64 \cdot 10^8$	59
3	Эксплуатация подземных вод	-		4.19·10 ⁷	15
4	Водообмен с внешними границами	$6.77 \cdot 10^7$	16	$1.85 \cdot 10^7$	6
5	Итог	$4.26 \cdot 10^8$	100	$2.80 \cdot 10^8$	100

Табл. 22. Компоненты баланса подземных вод по результатам 871 суточного моделирования

Разница между общим пополнением и разгрузкой подземных вод составила $1.46 \cdot 10^8 \text{ м}^3$, что отражает средний подъем уровня (увеличение емкости) по площади модели на 6 см за период моделирования и объясняется увеличением стока в результате реализации проекта по увеличению попусков воды в нижнее течение р. Хэйхэ. Повышение уровни в прибрежных зонах составило первые десятки см, а в периферийных – первые см. Данные результаты хорошо соответствуют результатам существующих моделей и наблюдений, согласно которым, наблюдался рост уровня грунтового водоносного комплекса после реализации проекта по переводу стока в нижнее течение р. Хэйхэ на величину первые см в течение нескольких лет [Wang и др., 2011а; Wang и др., 20146; Xu и др., 2014].

Для валидации полученной скорости эвапотранспирационной разгрузки, она была сопоставлена с независимой оценкой, полученной с использованием метода колебания уровня грунтовых вод в исследуемой территории для периода 2010-2012 гг. С учетом того, что оазис занимает 20% моделируемой площади, а на территории пустыни Гоби эвапотранспирация в 5-6 раз меньше, чем в оазисе, средняя модельная скорость эвапотранспирации в пределах оазиса составила 0.79 мм/сут (продолжительность вегетационного периода составляет 5 месяцев), что близко к характерной величине скорости эвапотранспирационной разгрузки (0.63-0.73 мм/сут) для области распространения Таmarix ramosissima согласно данным [Wang и др., 2014а].

По результатам моделирования суточные величины фильтрационных потерь оказались в значительной степени зависимы от величины входящего стока (рис. 46). На рис. 46 видно, что после мощных попусков в нижнее течение (например, с 18 августа 2011 по 3 ноября 2011), подземные воды разгружались в поверхностные, что объясняется разгрузкой вод, которые поступили в водоносный комплекс, повысив его уровень, обратно в речное русло после окончания попуска.



Рис. 46. Наблюденный сток протоки Донгхе и модельные фильтрационные потери за период моделирования 21 апреля 2010 года – 7 сентября 2012 года

С позиции режима связи подземных и поверхностных вод, даже после длительных периодов отсутствия стока (апрель – июнь), уровень подземных вод не опускался ниже отметки поверхности донных отложений, т.е. не происходило отрыва уровня подземных вод. Таким образом, после начала попуска вода фильтруется через водонасыщенную толщу донных отложений, что обеспечивает относительно высокие скорости фильтрации.

В целом, за весь период моделирования кумулятиный сток протоки Донгхе составил 9.19[•]10⁸ м³, а доля потерь речного стока – 33% (3.03[•]10⁸ м³). Однако, как видно из табл. 23, доля потерь речного стока изменялась в зависимости от объемов попуска воды в протоку в районе станции Лангисхан в значительных пределах – от 24% до 99.8%.

Для коротких попусков (21 апреля - 9 мая 2010 года, 13-17 июля 2011 года) доли потерь речного стока были сравнительно велики, составив 42-99.8%. В то же время, для длительных попусков (18 августа – 3 ноября 2011 года, 4 декабря 2011 года – 24 мая 2012 года) доли потерь речного стока были относительно невелики, составив 24-38%. Подобная разница объясняется уменьшением градиента напора между поверхностными и подземными водами в течение длительных попусков.

Кроме того, в табл. 23 приведены коэффициенты корреляции между речным стоком и фильтрационными потерями для каждого попуска, которые имеют достаточно высокие значения: 0.52-0.99, за исключение попуска 6 января - 13 мая 2011, для которого коэффициент корреляции составил 0.25. Наблюдается тенденция, что короткие попуски (13-17 июля 2011 года, 21 апреля

– 9 мая 2010 года, 12-16 июля 2010 года) имеют более высокие коэффициенты корреляции – 0.790.99, чем длительные (6 января – 13 мая 2011 года, 3 августа – 7 сентября 2012 года, 4 декабря
2011 – 24 мая 2012 года) – 0.25-0.61. То есть для коротких попусков потери речного стока более
тесно связаны с объемом стока, чем для длинных попусков.

Период попуска	Сток (10 ⁶ м ³)	Средний расход реки (м ³ /с)	Фильтрационные потери (10 ⁶ м ³)	Доля фильтрацион ных потерь (%)	Коэффиц иент корреляц ии (-)
21 апреля–9 мая 2010	11.0	6.7	4.6	42	0.85
12–26 июля 2010	50.7	39.1	20.3	40	0.79
15 сентября–4 ноября 2010	154.1	35.0	43.4	28	0.52
6 января–13 мая 2011	166.8	15.1	65.5	39	0.25
13–17 июля 2011	5.12	11.8	5.11	99.8	0.99
18 августа–3 ноября 2011	248.7	36.9	59.1	24	0.60
4 декабря 2011–24 мая 2012	192.0	12.8	73	38	0.61
3 августа–7 сентября 2012	91.5	29.4	36.2	40	0.57

Табл. 23. Доли потерь речного стока в течение 871-суточного периода моделирования. Коэффициенты корреляции показывают связь между фильтрационными потерями и стоком реки

Таким образом, для транспортировки максимального объема воды от Лангисхана к бессточным озерам, воду следует пускать длительными попусками (месяц и более) в зимнее время, а для поддержки прибрежных экосистем предпочтительно пускать воду короткими попусками в летнее и весеннее время.

4.1.4. Оценка чувствительности фильтрационных потерь к значениям параметров модели

Оценка чувствительности производилась с целью выявить влияние параметров русла, водоносного комплекса и эвапотранспирационной разгрузки на фильтрационные потери из реки. Безразмерная чувствительность *β*^{*k*} рассчитывалась с использованием уравнения [Hill и др., 2007]:

$$\beta_{k} = \frac{\Delta Q}{\Delta \alpha_{k}} \approx \frac{1 - Q(\alpha_{k} + \Delta \alpha_{k}) / Q(\alpha_{k})}{1 - \Delta \alpha_{k} / \alpha_{k}},$$
(35)

где α_k – значение параметра в модели; Q – базовая величина фильтрационных потерь из реки (3.03·10⁸ м³); $\Delta \alpha_k$ – величина изменения значения параметра; $Q(\alpha_k + \Delta \alpha_k)$ – величина фильтрационных потерь после изменения значения параметра.

При оценке чувствительности изменялось значение только одного параметра (коэффициент фильтрации водоносного пласта, его гравитационная водоотдача, потенциальная эвапотранспирация *ET_{max}*, дополнительная проводимость русла реки) и рассчитывались фильтрационные потери (рис. 47).





Расчет чувствительности фильтрационных потерь к исследуемым параметр показал, что максимальная чувствительность выявлена к коэффициенту фильтрации пласта (0.57) и величине потенциальной эвапотранспирации (0.28). Меньшая чувствительность наблюдается к гравитационной водоотдаче пласта (0.08) и дополнительной проводимости русла реки (0.02).

Значительная чувствительность к величие потенциальной эвапотранспирации объясняется увеличением градиента напоров между подземными и поверхностными водами при увеличении потенциальной эвапотранспирации, так как ее рост вызывает снижение уровня грунтовых вод. По рис. 48 видно, что при увеличении потенциальной эвапотранспирации увеличивается градиент напора, что, в свою очередь, увеличивает скорость фильтрационных потерь. Таким образом, результаты моделирования демонстрируют, что в рассматриваемых условиях фильтрационные потери стока реки в значительной мере зависят от параметров эвапотранспирационной разгрузки в прибрежной зоне.

Низкая чувствительность к параметрам донных отложений объясняется относительно небольшой величиной параметра ΔL , которая в среднем составляет 173 м (табл. 21) и связана с достаточно высокими (по сравнению с водоносным комплексом) фильтрационными свойствами донных отложений (коэффициент фильтрации по данным опробования составляет 0.3-42 м/сут).

Для верификации высокой чувствительности модели к параметрам эвапотранспирационной разгрузки и низкой чувствительности к параметрам донных отложений



Рис. 48. Уровни подземных вод грунтового водоносного комплекса при различных значениях потенциальной эвапотранспирации (разрез по направлению с запада на восток в центре моделируемой области)

было дополнительно разработано аналитическое решение задачи фильтрации подземных вод в речной долине, которые разгружаются посредством эвапотранспирации (раздел 4.2).

4.1.5. Обсуждение результатов

В созданной геогидрологической модели перетекание из русла реки является основным источником питания подземных вод, которые в основном разгружаются с помощью эвапотранспирации в прибрежной зоне. Грунтовый водоносный комплекс выступает в роли буферной регулирующей емкости. Результаты численных расчетов взаимосвязи подземных и поверхностных вод с суточным шагом в более чем двухлетнем цикле моделирования продемонстрировали долю потери речного стока 33% на участке русла протоки Донгхе длиной 133 км. Фильтрационные потери оказались значительно зависимы от режима входящего стока реки. Анализ зависимости фильтрационных потерь от стока реки позволил выработать рекомендации по времени года и длительности попусков в зависимости от их целей: транспортировка максимального объема воды в терминальные озера или поддержание прибрежных зон оазиса. Для доставки воды в терминальные озера с минимальными потерями, следует производить длительные (месяц и более) попуски в зимнее время, для поддержания прибрежных экосистем – короткие в весенне-летний период.

Анализ чувствительности продемонстрировал значительную чувствительность фильтрационным фильтрационных потерь К параметрам пласта И параметрам эвапотранспирационной разгрузки. Высокая чувствительность потерь к параметрам эвапотранспирации обуславливает необходимость учета прибрежных зон в геогидрологических моделях аридных областей и дополнительного изучения параметров эвапотранспирационной разгрузки, так как они во многом определяют взаимосвязь подземных и поверхностных вод на протяженных участках русел рек.

Низкая чувствительность фильтрационных потерь из русла реки к параметрам донных отложений объясняется относительно низким расчетным фильтрационным сопротивлением донных отложений из-за их высокой проницаемости, среднее расчетное значение параметра эквивалентной длины водотока составляет около 173 м (табл. 21). Данный результат справедлив для случая, когда фильтрационные свойства донных отложений сопоставимы с фильтрационными свойствами пласта, т.е. когда донные отложения не создают значительного дополнительного сопротивления фильтрационному потоку.

Преимуществом созданной геогидрологической модели перед существующими является моделирование взаимосвязи подземных и поверхностных вод с суточным шагом, что позволило получить более достоверные результаты. Кроме того, для моделирования взаимосвязи использовался пакет STR, который позволяет учитывать изменение стока реки из-за взаимодействия с подземными водами. Однако, существенным недостатком модели явилось достаточно упрощенное воспроизведение процессов эвапотранспирационной разгрузки с помощью пакета EVT [Harbaugh, 2005], который использует линейную зависимость скорости

эвапотранспирации от глубины залегания уровня грунтовых вод. Как показали результаты моделирования, в отдаленной от реки скважине ход наблюденного уровня не воспроизводится на модели, что демонстрирует необходимость применения более физически обоснованной модели эвапотранспирационной разгрузки. Данные выводы были учтены при разработке расширенной региональной модели бассейна Эйджина, которая включила в себя также протоку Хихе, дельту протоки Донгхе и терминальные озера.

4.2. Анализ влияния параметров донных отложений и эвапотранспирационной разгрузки на взаимосвязь подземных и поверхностных вод

Для генерализации и объяснения полученных в предыдущем разделе результатов анализа чувствительности рассмотрим вспомогательную упрощенную модель потока подземных вод грунтового водоносного горизонта, который разгружается путем эвапотраспирации при неглубоком залегании уровня в речной долине и путем фильтрации в речное русло. За счет простой пространсвенно-временной структуры рассматриваемой модели возможно получение аналитического решения задачи, то есть выявление безразмерного комплекса параметров, от которых зависят потери поверхностного стока на фильтрацию.

Поток подземных вод грунтового водоносного горизонта q формируется на водоразделе (зона 3, рис. 49). Далее в зоне 2 (пойма шириной L) поток грунтовых вод частично разгружается с помощью эвапортанспирации и частично поступает в зону 1 (расположена под руслом водотока) где разгружается в водоток через слабопроницаемые отложения с коэффициентом перетока k_0/m_0 . Пропорция, в которой поток q разгружается посредством эвапотранспирации и в реку зависит от величины параметров k_0/m_0 , потенциальной эвапотранспирации ET_{max} , и глубины залегания уровня грунтовых вод (Z_{surf} -H(x)).



Рис. 49. Схема разгрузки потока грунтовых вод эвапотранспирацией и в водоток. Цифрами обозначены номера зон
Подобные условия более характерны для гумидного климата, однако, в аридных условиях так же возможна разгрузка подземных вод в поверхностные водотоки.

Интенсивность (скорость) разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией в зоне 2 (на пойме) может быть описана как линейная функция глубины залегания уровня грунтовых вод $(Z_{surf}-H(x))$:

$$ET_{gw}(x) = ET_{max}\left(\frac{H_2 - Z_{crit}}{d_{max}}\right), \ 0 \le H_2 - Z_{crit} \le d_{max},\tag{36}$$

где *d_{max}* – критическая глубина эвапотранспирации (соответствует высотной отметке *Z_{crit}*), м; *x* – направление, перпендикулярное речному руслу, считая от середины речного русла.

Скорость разгрузки грунтовых вод в зоне 1 (под речным руслом) зависит от разницы напоров между подземными (H(x)) и поверхностными (H_r) водами и коэффициента перетока k_0/m_0 :

$$v_r(x) = \frac{k_0}{m_0} \left(H(x)_1 - H_r \right)$$
(37)

При стационарной постановке задачи (H(x) не изменяется во времени) весь поток q разгружается эвапотранспирацией и в реку. Используя предпосылку Дюпюи о постоянстве напоров по вертикали и принимая проводимость горизонта T постоянной ($T=k \cdot H(x)\approx \text{const}$), можно записать систему одномерных уравнений для потока грунтовых вод:

$$\frac{d^{2}H_{1}}{dx^{2}} - b_{r}^{2}(H_{1} - H_{r}) = 0$$

$$\frac{d^{2}H_{2}}{dx^{2}} - b_{ET}^{2}(H_{2} - Z_{crit}) = 0$$

$$b_{r} = \sqrt{\frac{k_{0}}{m_{0}T}}; \quad b_{ET} = \sqrt{\frac{ET_{max}}{d_{max}T}}; d_{max} = Z_{surf} - Z_{crit}$$
(38)

Принимая поток грунтовых вод на противоположном берегу симметричным, в середине речного русла (*x*=0) можно записать условие:

$$x = 0: \frac{dH_1}{dx} = 0 \tag{39}$$

На границах зон 1 и 2 соблюдается условие равенства напоров и градиентов напоров:

$$x = \frac{1}{2}L_r : H_1 = H_2; \frac{dH_1}{dx} = \frac{dH_2}{dx}$$
(40)

На границе зон 2 и 3 соблюдается условие:

$$x = \frac{1}{2}L_r + L_0: q = -T\frac{dH}{dx}$$
(41)

Общее решение системы (38):

$$H_{1}(x) - H_{r} = C_{1} \exp(-b_{r}x) + C_{2} \exp(b_{r}x)$$

$$H_{2}(x) - Z_{crit} = C_{3} \exp(-b_{ET}x) + C_{4} \exp(b_{ET}x)$$
(42)

Неизвестные коэффициенты C₁, C₂, C₃, C₄ находим путем подстановки граничных условий (39-41) в (42).

После подстановки и проведения преобразований, получаем итоговое выражение для расхода, поступающего в реку, минуя зону эвапотранспирационной разгрузки:

$$q_{r} = qe^{b_{ET}L_{0}} + \frac{(\operatorname{th}(0.5L_{r}b_{r})(Z_{crit}b_{r} - H_{r}b_{r} + \frac{qe^{b_{ET}L_{0}}b_{r}}{Tb_{ET}}) + \frac{qe^{b_{ET}L_{0}}}{T})Tb_{ET}(e^{2b_{ET}L_{0}} - 1)}{-b_{r}\operatorname{th}(0.5L_{r}b_{r})(e^{2b_{ET}L_{0}} + 1) - b_{ET}(e^{2b_{ET}L_{0}} - 1)}$$
(43)

Доля расхода q_r от общего расхода фильтрационного потока q имеет выражение:

$$q_r / q = e^{b_{ET}L_0} + \frac{(\operatorname{th}(0.5L_rb_r)(Z_{crit}b_r - H_rb_r + \frac{qe^{b_{ET}L_0}b_r}{Tb_{ET}}) + \frac{qe^{b_{ET}L_0}}{T})Tb_{ET}(e^{2b_{ET}L_0} - 1)}{(-b_r \operatorname{th}(0.5L_rb_r)(e^{2b_{ET}L_0} + 1) - b_{ET}(e^{2b_{ET}L_0} - 1))q}$$

(44)

Выражение 44 равно 1 (весь расхода потока *q* разгружается в реку) при $L_0=0$ (ширина зоны испарения равна 0) или $L_r \rightarrow \infty$ (ширина реки стремится к бесконечности) или $1/b_r \rightarrow 0$ (сопротивление донных отложений стремится к нулю). Напротив, выражение 44 стремится к 0 при $L_0 \rightarrow \infty$ (ширина зоны испарения стремится к бесконечности) или $L_r \rightarrow 0$ (ширина реки стремится к 0) или $1/b_r \rightarrow \infty$ (сопротивление донных отложений стремится к бесконечности). При $q \rightarrow 0$ и $Z_{crit} < H_r$ поток направлен из реки в водоносный горизонт.

Далее рассмотрим частный случай описанной выше модели при нулевом расходе водораздельного потока грунтового водоносного горизонта (q=0). В условиях аридного климата фильтрационные потери из реки питают грунтовый водоносный горизонт в речной долине. Разгрузка подземных вод осуществляется посредством эвапотранспирации в прибрежной зоне с неглубоким залеганием уровня. Данная схема описывает рассмотренную в разделе 4.1 модель взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине протоки Донгхе.

Единичный расход из реки в прибрежную зону выражается как:

$$q = -T \frac{dH_1}{dx}\Big|_{x=0.5L_r} = T \frac{H_r - Z_{crit}}{\Delta L + L_{ET}}$$

$$\Delta L = b_r^{-1} \operatorname{cth}(0.5L_r b_r); L_{ET} = b_{ET}^{-1} \operatorname{cth}(0.5L_0 b_{ET})$$
(45)

Таким образом, фильтрационный поток, направленный из реки в долину, где он разгружается с помощью эвапотранспирации, зависит от двух параметров, которые имеют размерность длины. Первый, ΔL - эквивалентная длина несовершенства реки, характеризует фильтрационное сопротивление донных отложений реки. Второй, *Let* - эквивалентная длина зоны эвапотранспирационной разгрузки, характеризует условное "сопротивление" разгрузке

подземных вод эвапотранспирацией и линейно зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод. Таким образом, уравнение (45) может быть переписано в виде:

$$q = T \frac{H_r - Z_{crit}}{L_{ET}(1 + \alpha_r)}; \alpha_r = \frac{\Delta L}{L_{ET}} = \sqrt{\frac{ET_{\max}m_0}{d_{\max}k_0}} \operatorname{cth}(0.5L_rb_r) \operatorname{th}(0.5L_0b_{ET})$$
(46)

Из зависимости (46) следует, что для малых значений критерия α_r ($\alpha_r < 0.1$) фильтрационное сопротивление донных отложений не оказывает значительного влияния на потери воды из реки, расходующиеся на эвапотранспирацию. Для больших значений критерия α_r ($\alpha_r > 10$), потери из русла реки определяются фильтрационным сопротивлением донных отложений.

При характерных значениях параметров речной долины протоки Донгхе ET_{max} (4·10⁻³м/сут), k_0/m_0 (0.6 сут⁻¹), T (3000 м²/сут), d_{max} (5 м) и L_r (100 м) величина параметра ΔL =120 м, а L_{ET} =1936 м, соответственно значение критерия α_r составляет всего 0.06, что объясняет низкую чувствительность фильтрационных потерь к параметрам донных отложений в исследуемых условиях.

На рис. 50 показана зависимость значения критерия α_r от параметра lg k₀/m₀ при указанных выше значениях параметров *ET*_{max}, *T*, d_{max} и L_r.



Рис. 50. Зависимость значения критерия α_r от параметра lg k_0/m_0

По рис. 50 видно, что при значении параметра $k_0/m_0=0.3$ сут⁻¹ значение критерия $\alpha_r=0.1$, а при $k_0/m_0=0.03$ сут⁻¹, $\alpha_r=1$ и донные отложения начинают значительно (сопоставимо с потенциальной эвапотранспирацией и проводимостью пласта) влиять на фильтрационные потери из реки.

4.3. Водно-балансовая модель бассейна Эйджина

Целью разработки расширенной водно-балансовой модели бассейна Эйджина (рис. 42) являлась оценка фильтрационных потерь из более протяженного участка русла, который включет

западную и восточную протоки р. Хэйхэ, а также дельту восточной протоки и систему из шести терминальных озер (Западный Хуан, Восточный Хуан, Лебединое, Мононг, Хаила и Бэиг). Общая протяженность проток реки в модели увеличена с 133 до 635 км, т.е. в 4.8 раза.

Дополнительно целью являлось проверить незначительную чувствительность фильтрационных потерь к параметрам донных отложений, которая была получена на модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине, в условиях расширенных границ модели. В данную модель для анализа общего водного баланса бассейна кроме процессов водообмена в системе "водотоки - подземные воды - эвапотранспирационная разгрузка - водоотбор подземных вод" включена система бессточных озер, в которые поступает вода как из водотоков, так и поземных вод, а затем эта вода испаряется. Такой подход позволяет замкнуть полный водный баланс моделируемого бассейна, зная гидрограф стока реки Хэйхэ во входном створе – станции Лангисхан (рис. 42).

Моделирование осуществлялось с помощью программного кода MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] в интерфейсе Processing Modflow 10 [Chiang, 2020]. Теоретическая модель геофильтрации, которую использует MODFLOW-2005, и используемые модули описаны в приложении 2. В настоящий модели также не учитывался поток ненасыщенной влаги (см. раздел 4.1).

4.3.1. Геофильтрационная и вычислительная схематизации Режим геофильтрационного потока

Моделирование производилось в нестационарной постановке. Период моделирования – с 1 января 2000 года по 31 декабря 2017 года. Модель разбита на 216 стресс-периодов длительностью в один месяц (28-31 календарный день), в течение которых параметры эвапотранспирационной разгрузки и русла, расходы проток, дебиты скважин были постоянны.

Пространственная структура геофильтрационного потока

В модели задавался грунтовый водоносный комплекс, который разбивался на три слоя с различными значениями геофильтрационных параметров. Второй модельный слой характеризует более низкие фильтрационные свойства отложений комплекса в северной части бассейна (табл. 24, рис. 13). Вертикальная геофильтрационная схематизация уточнена относительно модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине с целью учесть неоднородность водоносного комплекса по вертикали и корректно задать озера в модели (пакет LAK3 [Merritt и др., 2000] предполагает перевод ячеек озера в статус неактивных для проведения расчетов). Поверхности рельефа и модельных слоев оцифрованы по данным топографической карты масштаба 1:50000 и бурения [Xie, 1980] (приложение 3).

Внешние границы модели заданы по контуру границ бассейна. Региональный поток подземных вод направлен на север и северо-восток в сторону области разгрузки – оазиса Эйджина и системы терминальных озер [Барановская, 2018]. Модель включает западную (Хихе) и восточную (Донгхе) протоки р. Хэйхэ от гидрологической станции Лангисхана и систему из шести терминальных озер. В Лангисхане, точке расположения системы шлюзов, задан известный входящий расход реки за период времени 2000-2017 гг. для проток Хихе и Донгхе.

Нижняя граница модели принята непроницаемой. Верхняя граница соответствует дневной поверхности, на которой задан расход эвапотранспирационной разгрузки.

В рассматриваемой системе баланс подземных вод в основном обеспечивается фильтрационными потерями из реки, которые расходуются на эвапотранспирацию в приречной и приозерной зонах. Грунтовый водоносный комплекс выступает в роли буферной емкости, которая может накапливать и отдавать воду. Соответственно, ключевые параметры моделируемой системы – параметры эвапотранспирационной разгрузки, геофильтрационные параметры водоносного комплекса и параметры русла реки, которые определяют взаимодействие поверхностных и подземных вод.

Вычислительная схематизация

Размеры модели в плане модели – 140х180 км, общая площадь составляет 25200 км², площадь активных ячеек – 14100 км². Моделируемое пространство аппроксимировано регулярной ортогональной сеткой с размером блока 500х500 м и состоит из 360 рядов и 280 колонн блоков.

Для реализации взаимосвязи с сопредельными бассейнами по внешним границам модели задано граничное условие III рода с помощью пакета GHB [Harbaugh, 2005].

Эвапотранспирационная разгрузка моделировалась с помощью пакета ETS1 [Banta, 2000], который позволяет учесть нелинейную зависимость величины испарения от глубины залегания уровня подземных вод.

Для моделирования взаимодействия подземных и поверхностных вод был использован пакет SFR2 [Niswonger и др., 2005], который, в отличие от пакета STR, позволяет учитывать взаимодействие реки с озером. Русло реки было задано прямоугольным, при этом ширина реки задана для каждого стресс-периода как эмпирическая линейная функция входящего расхода, подобранная по данным дистанционных наблюдений за шириной реки и известным величинам расхода. По рис. 60 видно, что с 2000 по 2017 год расход р. Хэйхэ в районе Лангисхана изменялся в широких пределах: от 0 до $9.4 \cdot 10^6$ м³/сут, при этом ширина реки также значительно варьировала: от 0 до 200 м (табл. 26).

Озера моделировались с помощью пакета LAK3 [Merritt и др., 2000], который позволяет учитывать водообмен озера с подземными и поверхностными водами.

Испарение с открытой водной поверхности озер и рек и выпадение осадков на поверхность водных объектов задано непосредственно с помощью пакетов LAK3 и SFR2, скорость испарения принята равно потенциальному испарению (PET), рассчитанному по Пенману-Монтейту с использованием данных метеонаблюдений на станции Эйджина (рис. 51).

Эксплуатация подземных вод задавалась с помощью пакета WEL [Harbaugh, 2005].

Граничные условия модели

Во входящем сечении (Лангисхан) задан известный расход р. Хэйхэ (рис. 60). На нижней границе модели задано граничное условие II рода с нулевым расходом. На границах модели в плане заданы граничные условия III рода.

На верхней границе модели задан расход эвапотранспирационной разгрузки, который зависит от величины потенциального испарения и глубины залегания уровня подземных вод. Потенциальное испарение (испаряемость) за моделируемый период рассчитано с использованием данных метеостанции Эйджина по зависимости Пенмана-Монтейта с месячным шагом и приведено на рис. 51. По данным метеостанции Эйджина за моделируемый период времени осадки более 20 мм в сутки случались всего 2 раза (рис. 52), что обуславливает практическое отсутствие инфильтрационного питания на исследуемой территории по данным специальных исследований [Gates и др., 20086; Sun и др., 2016].



Рис. 51. Суточная испаряемость в бассейне Эйджина за 2000-2017 год, рассчитанная методом Пенмана-Монтейта

Внутренние граничные условия представляют собой протоки р. Хэйхэ и бессточные озера, заданные граничными условиями III рода и эксплуатационные скважины, расход которых задан граничным условием II рода.



Рис. 52. Суточные осадки за период 2000-2017 по данным метеостанции Эйджина

Положение эксплуатационных скважин в пределах моделируемой территории показано на рис. 42. Общее количество модельных ячеек с эксплуатационными скважинами – 309. Дебит одной скважины варьировал от 182 м³/сут до 1380 м³/сут в зависимости от месяца ирригационного периода (май-август) при среднем дебите 846 м³/сут.

Начальные условия в модели заданы следующим образом: произведен первичный запуск модели на счет с начальным уровнем подземных вод равным поверхности рельефа и полученное распределение уровней на конечный момент времени (31 декабря 2017 года) задано в качестве начального условия для проведения расчетов.

Геофильтрационные параметры, параметры русла реки, терминальных озер и эвапотранспирации

Зоны распределения геофильтрационных параметров заданы по данным гидрогеологических исследований [Хіе, 1980] и существующих моделей [Хи и др., 2014; Үао и др., 20156] и приведены в приложении 3. При этом учтена анизотропия коэффициента фильтрации в вертикальном направлении. Начальные значения коэффициента фильтрации в горизонтальной плоскости (*k*) изменялись от 4 до 44 м/сут, в вертикальной (*k*_z) – от 0.1 до 14 м/сут, начальное значение гравитационной водоотдачи – 0.15 (табл. 24).

На основании предыдущих исследований фильтрационных свойств донных отложений [Min и др., 2013; Wang и др., 20176; Vasilevskiy и др., 2019] русло проток Донгхе и Хихе было разделено на 12 зон с различным значением параметра *ko/mo*. (рис. 53). Начальные значения для каждой зоны приведены в табл. 25. Параметры каждого сегмента, включая ширину, длину реки, значение *ko/mo* приведены в табл. 26. Разделение проток реки на сегменты показано в приложении 3.

No	No	Начальные значения			Откалиброванные значения		
зоны	слоя	<i>k</i> , м/сут	<i>kz</i> , м/сут	μ, -	<i>k</i> , м/сут	<i>k₂</i> , м/сут	μ, -
	1	43	14	0.15	39	10	0.20
1	2	44	14	0.15	39	10	0.20
	3	44	1	0.15	39	10	0.20
	1	25	9	0.15	34	8	0.19
2	2	5	2	0.15	5	1	0.15
	3	5	1	0.15	18	5	0.15
	1	18	6	0.15	24	6	0.18
3	2	4	1	0.15	4	1	0.14
	3	4	0.6	0.15	23	6	0.14
	1	15	5	0.15	16	4	0.17
4	2	6	2	0.15	5	1	0.15
	3	6	0.5	0.15	16	4	0.15
	1	5	2	0.15	4	0.9	0.15
5	2	5	2	0.15	4	0.9	0.15
	3	5	0.2	0.15	4	0.9	0.15
6	1	4	1	0.15	5	1	0.14
	2	4	1	0.15	5	1	0.15
	3	6	0.1	0.15	5	1	0.15

Табл. 24. Начальные и откалиброванные значение геофильтрационных параметров водно-балансовой модели бассейна Эйджина

Табл. 25. Начальные значения параметра *k*₀/*m*₀ донных отложений водно-балансовой модели бассейна Эйджина

№ зоны	k_0/m_0 , cyr ⁻¹	№ зоны	$k_0/m_{0,}{ m cyr}^{-1}$	№ зоны	$k_0/m_{0,}{ m cyr}^{-1}$
1	0.55	5	0.86	9	0.55
2	0.41	6	0.89	10	0.002
3	0.89	7	0.65	11	0.79
4	0.62	8	0.41	12	0.51

В модели задавались шесть терминальных озер (Западный Хуан, Восточный Хуан, Лебединое, Мононг, Хаила и Бэиг). Начальные уровни воды в озерах были заданы в соответствии с отметками поверхности рельефа (на 1 января 2000 года вода в терминальных озерах отсутствовала). Начальное значение параметра *k*₀/*m*₀ донных отложений для каждого озера было выбрано равным значению *k*₀/*m*₀ десятой зоны неоднородности русла реки (табл. 25, 0.002 сут⁻¹) и уточнялось в ходе калибрации модели.

В области моделирования выделены 2 зоны с различными параметрами эвапотранспирации – области пустыни и оазиса, обрамляющего протоки и систему озер (рис. 42). Критическая глубина была принята равной 4 и 5 м для области пустыни и оазиса соответственно согласно данным предшествующих исследований (см. раздел 1.2.2). Потенциальное испарение рассчитывалось по Пенману-Монтейту с использованием данных метеонаблюдений на станции Эйджина (рис. 51). Зависимость относительной эвпотранспирации (отношение скорости эвапотранспирационной разгрузки к потенциальной величине) от глубины залегания уровня грунтовых вод принята для области оазиса по данным [Даутова и др., 2013], для области пустыни – по данным [Xiao, 2018] (рис. 5).



Рис. 53. Зоны распределения параметра k_0/m_0 водно-балансовой модели бассейна Эйджина

Табл. 26. Параметры сегментов русла водно-балам	нсовой модели бассейна Эйджина
---	--------------------------------

No сегмента	Ллина сегмента м	<i>I</i> м	$k_0/m_0, { m cyr}^{-1}$		
	Amina connenta, m	<i>Dr</i> , m	Начальное	Откалиброванное	
1	158500	11-200	0.41-0.89	0.0024-0.0052	
2	7000	8-90	0.41	0.0024	
3	54000	8-90	0.002-0.55	0.00001-0.0032	
4	46000	5-60	0.002-0.55	0.00001-0.0032	
5	1500	5-60	0.41	0.0024	
6	57500	5-60	0.002-0.55	0.00001-0.0032	
7	65000	5-60	0.002-0.55	0.00001-0.0032	
8	240500	4-46	0.51-0.79	0.003-0.0046	
9	4500	8-90	0.002	0.00001	

4.3.2. Калибрация модели по данным наблюдений за уровнями подземных вод, расходом реки, площадью терминальных озер

Калибрация параметров модели производилась по комплексу наблюдений за уровнями подземных вод в 62 скважинах, расходами реки на гидрометрическом посту Донжуанхай, динамикой изменения площади бессточных озер и величины испарения с поверхности земли.

Объектами калибрации являлись значения коэффициентов фильтрации и гравитационных емкостей грунтового водоносного комплекса, *k*₀/*m*₀ донных речных и озерных отложений, параметры проводимости удаленных границ GHB, а также доли стока на границах сегментов при разделении реки на протоки (приложение 3).

Подобранные в ходе калибрации значения геофильтрационных параметров и параметров русла приведены в табл. 24 и табл. 25. Для параметра проводимости удаленной границы подобраны значения 1250-2500 м²/сут в зависимости от границы модели. Для озерных отложений озер Восточный Хуан, Лебединое, Мононг, Хаила и Бэиг подобраны значения *ko/mo* 0.01 сут⁻¹, для озера Западный Хуан – 1 сут⁻¹. Доли разделения стока на границах сегментов реки изменялись от 0.1 до 0.9 в зависимости от сегмента и периода моделирования.

Для оценки качества калибрации модели по наблюденным уровням использовались такие критерии как RSME и коэффициент корреляции [Legates и др., 1999]. Соответствие модельных и наблюденных уровней по всем скважинам (приложение 3) за весь период моделирования показано на рис. 54. Коэффициент корреляции по всем скважинам составляет 0.998. Ход изменения уровня по отдельным скважинам в сравнении с наблюдениями приведен на рис. 55. По рис. 55 видно, что в целом, изменение модельных уровней согласовано с изменением наблюденных уровней в каждой скважине. RSME изменяется от 0.21 до 1.27 м в зависимости от точки наблюдений. Коэффициент корреляции между модельными и наблюденными данными для отдельных скважин также достаточно высок (0.6-0.94).

Основными критериями для калбирации коэффициента перетока донных речных и озерных отложений являлся наблюденный расход реки за период времени 2000-2017 гг. на гидрометрическом посту Донжуанхай на восточной протоке (рис. 42), а также данные изменения площадей озер Западный Хуан, Восточный Хуан и Лебединое, полученные с помощью дистанционных наблюдений (см. раздел 1.2.2). Сравнение модельной и наблюденной динамики кумулятивного расхода восточной протоки на гидрометрическом посту Донжуанхай приведено на рис. 56. По рис. 56 видно, что в целом наблюденный и модельный кумулятивный объем стока реки совпадают с относительной погрешностью не более 20% (за исключением первых двух лет, когда по данным наблюдений, вода еще не успела дойти до гидрометрического поста Донжуанхай). По состоянию на 31.12.2017 наблюденный кумулятивный объем сток за 18-летний







Сопоставление модельного и наблюденного изменени площадей терминальных озер Западный Хуан, Восточный Хуан и Лебединое приведено на рис. 57, рис. 58 и рис. 59 соответственно. Изменение площадей озер Хаила, Бэиг и Мононг не учитывалось т.к. их площадь не превышала 5 км² за период времени 2000-2017 гг. по данным наблюдений [Li и др., 2019а]. В целом, модельная динамика изменения площадей терминальных озер соответствует наблюденной.

II6 I1 II3-N 1060.5 1006 1007 1060 1005.5 1006.5 1059.5 H 1059 1058.5 м 1006 Ловеца 1005.5 1005 AppBeddy 1004.5 1058 R2=0.8 Модельные Модельные Модельные R²=0.61 R²=0.89 1005 RMSE=0.63 1003.5 1057.5 RMSE=0.41 RMSE=0.27 Наблюденные Наолюденные Наблюденные 1003 1057 1004.5 01 02 2016 01 05 2016 01 08 2016 01 11.2016 01 02 2017 01 05 2017 01 08 2017 01.06.2013 Дата 01 11.2013 01 02.2014 01 05.2014 01 08.2014 01 11.2014 01 02.2015 01.09.2012 01.06.2015 01.03.2017 08.2013 01 05.2015 01 08.2015 01 11.2015 01.05.2011 01.10.2011 01.03.2012 01.08.2012 01.01.2013 01.06.2013 01.11.2013 01.04.2014 01.12.2015 01.05.2016 01.10.2016 01.08.2017 01.06.2011 01.03.2012 01.06.2012 01.12.2012 01.03.2013 01.03.2014 01.09.2014 01.02.2015 01.07.2015 01.12.2011 01.12.2013 01.03.2015 01.09.2011 01.06.2014 01.09.2014 01.12.2014 01.03.201 ō Дата Дата III1 II7III8 945.5 1007 956 945 955.5 1006.5 R²=0.82 RMSE=0.55 944.5 м 1006 Уровенр, м 1005.5 1005 Уровень, м 955 М Уровень, 1 94 954.5 943.5 954 R2=0.7 943 R2=0.7 RMSE=0.61 Модельные Модельные RMSE=0.5 953.5 1004.5 Молельные 942.5 •Наблюденные •Наблюденные Наблюденные 953 942 1004 - 5 102 00 10 Дата 5 102 201 S Дата PD01.11.2013 01.11.2010 01.09.2011 01.02.2012 01.07.2012 01.12.2012 01.05.2013 01.04.2016 01.09.2016 01.04.2011 01.03.2014 01.08.2014 01.01.2015 01.06.2015 01.11.2015 01.06.2012 01.10.2012 01.06.2013 01.10.2015 01.05.2010 01.11.2010 01.05.2011 01.11.2011 01.05.2012 01.11.2012 01.05.2013 01.11.2014 01.05.2015 01.11.2015 01.05.2016 01.11.2016 01.05.2017 01.02.2013 01.10.2013 01.02.2014 01.06.2014 01.10.2014 01.06.2015 01.02.2016 01.06.2016 01.10.2016 01.02.2017 01.06.2017 M1 M14 M19 1033 939 907 1032.9 938.9 906.9 938.8 1032.8 906.8 R²=0.87 RMSE=1.27 Модельные R2=0.6 R²=0.94 1032.7 938.7 906.7 RMSE=0.87 RMSE=0.21 ¥.1032.6 H 1032.5 Наблюденные Ы Σ 938.6 V 906.6 906.5 906.4 906.6 , 938.6 938.5 938.5 938.4 Модельные 938.3 906.3 Модельные 1032.3 Наблюденные 938.2 Наблюденные 906.2 1032.2 938.1 906.1 1032.1 938 906 1032 01.10.2017 01.11.2017 01.12.2017 01.01.2018 01.10.2017 01.11.2017 01.12.2017 01.01.2018 01.09.2017 01.10.2017 01.11.2017 01.12.2017 01.01.2018 Дата Дата Дата

Рис. 55. Изменения модельных уровней в сопоставлении с данными наблюдений



Рис. 56. Модельный и наблюденный кумулятивный объем стока на посту Донжуанхай за 2000-2017 гг.



Рис. 57. Модельная и наблюденная динамика изменения площади озера Западный Хуан за 2000-2017 гг.

121



Рис. 58. Модельная и наблюденная динамика изменения площади озера Восточный Хуан за 2000-2017 гг.



Рис. 59. Модельная и наблюденная динамика изменения площади озера Лебединое за 2000-2017 гг.

Таким образом, при калибрации модели удалось достичь приемлемого соответствия модельных и наблюденных уровней подземных вод, расходов реки, динамики изменения площадей терминальных озер, что дает основания использовать построенную модель для осуществления прогнозов.

122

4.3.3. Калибрация эвапотранспирационной разгрузки по данным дистанционных наблюдений

Дистанционное зондирование признано эффективным инструментом для получения пространственно распределенной региональной величины эвапотранспирации с земной поверхности [Los и др., 2000]. В условиях бассейна Эйджина данные дистанционных наблюдений за эвапотранспирацией были успешно использованы для анализа последствий проекта по переводу стока реки в нижнее течение р. Хэйхэ [Zhou и др., 2018]. Кроме того, в работах, посвященных геогидрологическому моделированию бассейна Эйджина прямо указывается на то, что повышение достоверности разработанных моделей должно основываться на сравнении модельной и рассчитанной с использованием данных дистанционного зондирования эвапотранспирации [Yao и др., 20156].

В условиях аридного климата рассчитанные по данным дистанционных наблюдений величины испарения с поверхности земли могут с незначительной (равной величине атмосферных погрешностью осадков) рассматриваться, как характеристика эвапотранспирационной разгрузки подземных вод. Существует множество моделей. позволяющих оценить испарение с поверхности земли по данным дистанционных наблюдений. Для данной работы выбрана модель MOD16 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Global Evapotranspiration Project) [Ми и др., 2013]. База данных MOD16 представляет собой базу данных эвапотранспирации с поверхности земли с разрешением 0.5 км для общей площади 109 млн км² с 8-дневным, месячным и годовым временными шагами. Данные для периода наблюдений с 2000 по 2017 год находятся в свободном доступе в сети интернет [MOD16, 2020].

Данные эвапотанспирации базы MOD16 получены с помощью расчетов по формуле Пенмана-Монтейта [Monteith, 1965]. В качестве исходных данных использованы ежедневные метеорологические данные и восьмидневные данные динамики растительности (тип растительности, альбедо поверхности, индекс площади листьев (LAI), полученные с помощью MODIS дистанционного зондирования по методике [Mu И дp., 2013]). Расчет эвапотранпспирации традиционно основан на расчете баланса энергии и массы. Эвапортанспирация включает в себя испарение влаги с поверхности земли и с поверхности растительности, а также транспирацию растительностью. Ежедневная сумма эвапотранспирации, рассчитанная с помощью алгоритма MOD16 представляет собой сумму эвапотранспирации дневного и ночного времени суток. Алгоритм MOD16 позволяет получить достаточно точные данные по эвапортанспирации в региональном масштабе, позволяя производить расчеты водного и энергетического цикла, климатических изменений [Ми и др., 2011].

Так как алгоритм MOD16 и подобные позволяет оценить эвапотранспирацию с поверхности земли, занятой растительностью, в пределах оазиса были выбраны два участка для сравнения модельной и рассчитанной по данным наблюдений эвапотранспирационных

разгрузок. Первый участок расположен вдоль западной протоки Хихе вблизи гидрологической станции Лангисхан, его площадь составляет 18.9 км². Второй участок расположен в дельте восточной протоки Донгхе, вблизи впадения протоки в озеро Восточный Хуан, его площадь – 60.5 км². Местоположение участков показано на рис. 61. Для сравнения модельной эвапотранспирационной разгрузки и данных наблюдений были выбраны два периода времени – июль 2017 год и весь 2017 год (365 суток). Результаты сравнения модельной и рассчитанной по данным наблюдений (наблюденной) эвапотранспирационных разгрузок на выбранных участках приведены в табл. 27.

Период	Модельная	Наблюденная	Относительная
наблюдений	эвапотранспирация, мм	эвапотранспирация, мм	ошибка, %

15.5

150

Июль 2017 года

2017 год

14.7

117

Табл. 27. Результаты сравнения модельной и наблюденной эвапотранспирационной разгрузок

По табл. 27 вилно. что рассчитанная по алгоритму MOD16 величина эвапотранспирационой разгрузки в пределах двух выбранных участков оазиса составляет 150 мм/год, что попадает в интервал оценки эвапотранспирации по модели M-SEBAL в работе [Zhou и др., 2018], где для оазиса Эйджина была получена средняя величина эвапотранспирационной разгрузки 143-217 мм за вегетационный период за 2000-2014 гг. В то же время, за июль 2017 года модельная и рассчитанная по данным наблюдений эвапотранспирационные разгрузки различаются всего на 5%, а за весь 2017 год – на 22%. Стоит отметить, что разница между годовой модельной и рассчитанной по данным наблюдений эвапотранспирационными разгрузками составляет 33 мм, что практически точно совпадает с годовой суммой осадков по данным метеостанции Эйджина (30 мм за 2017 год).

Таким образом, данные дистанционных наблюдений за эвапотранспирационной разгрузкой также подтверждают соответствие построенной геогидрологической модели природным условиям.

4.3.4. Результаты моделирования и оценка чувствительности

Компоненты баланса подземных вод по результатам моделирования приведены в табл. 28. В период с 1 января 2000 по 31 декабря 2017 общее пополнение подземных вод составило $8.68 \cdot 10^9$ м³. Фильтрационные потери из русел составили 75%, а приток от внешних границ составил 22% $(1.92 \cdot 10^9 \text{ м}^3)$ от общего питания. Оставшиеся 3% приходятся на фильтрационные потери из озер $(2.86 \cdot 10^8 \text{ м}^3)$. Общая разгрузка подземных вод составила $1.28 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$, из которой 62% составила эвапотранспирация подземных вод $(7.92 \cdot 10^9 \text{ м}^3)$. Разгрузка подземных вод в речную сеть составила $1\% (1.64 \cdot 10^8 \text{ м}^3)$, в бессточные озера - $1\% (1.68 \cdot 10^8 \text{ м}^3)$, эксплуатация подземных вод - $5\% (6.3 \cdot 10^8 \text{ м}^3)$, отток к внешним границам - $31\% (3.88 \cdot 10^9 \text{ м}^3)$ от общей разгрузки. Таким образом, анализ компонентов баланса подземных вод демонстрирует, что основным источником питания водоносного комплекса являются фильтрационные потери из русла реки, а основная часть разгрузки - эвапотранспирация подземных вод, что согласуется с литературным данным [Wang и др., 20146] и результатам, полученным на модели участка протоки Донгхе (см. раздел 4.1.3). Однако доля перетекания из русла реки в региональной модели бассейна Эйджина меньше, чем в модели участка протоки Донгхе, что объясняется большим притоком с внешних границ региональной модели бассейна Эйджина.

Табл. 28. Компоненты баланса подземных вод по результатам моделирования водного баланса бассейна Эйджина за период времени 2000-2018 гг.

		Питание		Разгрузка	
№	Компонент баланса подземных вод	Объем, м ³	Доля, %	Объем, м ³	Доля, %
1	Взаимосвязь с рекой	6.48·10 ⁹	75	$1.64 \cdot 10^8$	1
2	Взаимосвязь с озером	2.86·10 ⁸	3	1.68·10 ⁸	1
3	Эвапотранспирация	-	-	7.92·10 ⁹	62
4	Эксплуатация подземных вод	-		6.30 [.] 10 ⁸	5
5	Водообмен с внешними границами	1.92·10 ⁹	22	3.88·10 ⁹	30
6	Итог	8.68·10 ⁹	100	$1.28 \cdot 10^{10}$	100

Компоненты водного баланса терминальных озер Западный Хуан, Восточный Хуан и Лебединое по результатам моделирования приведены в табл. 29. По табл. 29 видно, что основным источником пополнения терминальных озер является поверхностный сток (91-96% от общего пополнения), а разгурзка происходит в основном испарением (87-94 % от общей разгрузки).

Табл. 29. Компоненты водного баланса терминальных озер Западный Хуан, Восточный Хуан и Лебединое по результатам геогидрологического моделирования за период времени 2000-2018 гг.

	Объем воды в озере, м ³			Пополнение	Разгрузка		
Озеро	2000 год	2018 год	Объем поверхностн ого стока, м ³ (доля, %)	Объем подземног о стока, м ³ доля, %)	Осадки, м ³ (доля, %)	Испарение, м ³ (доля, %)	Фильтраци онные потери, м ³ (доля, %)
Западный Хуан	0	3.09·10 ⁷	1.04·10 ⁹ (91)	6.65 [.] 10 ⁷ (6)	2.95·10 ⁷ (3)	9.62·10 ⁸ (87)	1.5·10 ⁸ (13)
Восточный Хуан	0	1.91·10 ⁸	1.44 [.] 10 ⁹ (96)	$2.24 \cdot 10^{7} (2)$	3.1·10 ⁷ (2)	1.23·10 ⁹ (94)	7.47·10 ⁷ (6)
Лебединое	0	1.23·10 ⁸	9.07·10 ⁸ (91)	7.25.107 (7)	2.15·10 ⁷ (2)	8.20·10 ⁸ (93)	$6.03 \cdot 10^7 (7)$

Разница между общей разгрузкой и питанием составила 4.08[·]10⁹ м³, т.е. в целом в бассейне Эйджина еще продолжается региональный спад уровня, хотя в прибрежных зонах и оазисе

уровень растет со скоростью несколько сантиметров в год. Подобный результат получен на модели участка взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине и описан в литературе [Wang и др., 2011a; Xu и др., 2014].

По результатам моделирования суточные величины фильтрационных потерь оказались в значительной степени зависимы от величины входящего расхода реки (рис. 60). С позиции режима связи подземных и поверхностных вод, за весь период моделирования уровень подземных вод не опускался ниже отметки поверхности донных отложений, т.е. не происходило отрыва уровня подземных вод. За весь период моделирования общий кумулятивный сток проток Донгхе и Хихе составил 1.04·10¹⁰ м³, а потери речного стока – 6.32·10⁹м³ (61% от общего стока).

По рис. 60 видно, что после сокращения расхода реки до 0 м³/сут в мае-августе наблюдается разгрузка подземных вод в русло реки, однако расход разгрузки примерно на порядок ниже, чем в предшествующий период наличия стока в реке, когда поверхностные воды питали подземные.



Рис. 60. Общий расход реки во входящем сечении и модельные фильтрационные потери за период моделирования 2000-2017 гг.

Полученные карты модельных уровней грунтового водоносного комплекса и эвапотранспирационной разгрузки на июль 2017 года показаны на рис. 61. Анализ карты модельных уровней подземных вод показывает, что основное направление движения подземных вод на исследуемой территории – на север и северо-восток к области разгрузки в районе терминальных озер.



Рис. 61. Распределение модельных уровней подземных вод(а) и эвапотранспирационной разгрузки (б) на июль 2017 года

Анализ карты эвапотранспиационной разгрузки показывает, что очаги эвапотранспирационной разгрузки расположены в основном вдоль проток р. Хэйхэ и в оазисе в дельте восточной протоки. Величина испарения на этих участках в несколько раз выше, чем на преобладающей территории пустыни Гоби.

Чувствительность модели к значению параметра k_0/m_0 донных отложений показана на примере графика зависимости модельного кумулятивного объема стока (V_{tot}) восточной протоки на гидрометрическом посту Донжуанхай от среднего k_0/m_0 донных отложений (рис. 62). На рис. 62 видна значительная чувствительность кумулятивного объема стока реки к k_0/m_0 донных отложений. Так, при уменьшении k_0/m_0 донных отложений в два раза кумулятивный объем стока реки увеличивается в 1.76 раза. Таким образом, чувствительность модели бассейна Эйджина к параметрам донных отложений оказалась значительно выше, чем в модели участка протоки Донгхе и объясняется более низким средним значением параметра k_0/m_0 донных отложений, полученным при калибрации модели - 0.0037 сут⁻¹.



Рис. 62. Зависимость кумулятивного объема стока реки в Донжуанхай от среднего k_0/m_0 донных отложений

4.3.5. Результаты прогнозных расчетов

На откалбированной модели решалась прогнозная задача по установлению расхода, который необходимо пропускать в нижнее течение р. Хэйхэ для стабилизации площадей трех основным терминальных озер – Восточный Хуан, Западный Хуан и Лебединое. При уменьшении расхода реки, сокращается площадь терминальных озер, вплоть до их полного исчезновения. При увеличении расхода реки увеличивается площадь озер, и, соответственно, увеличивается

испарение с их поверхностей. Соответственно, для каждого озера существует такой минимальный входящий расход реки, при котором уровень (площадь) озера будет испытывать только годовые колебания, оставаясь в стационарном среднемноголетнем режиме (рис. 63).



Рис. 63. Прогнозные расчеты колебания площадей терминальных озер на период времени 2018-2022 гг.

Прогноз выполнялся на срок 5 лет (2018-2022 гг.). Параметры потенциального испарения и атмосферных осадков принимались для каждого стресс-периода (месяца) средними за предыдущие 18 лет моделирования. Значение расхода реки принималось базовым (средним за предыдущие 18 лет), а также измененным как в сторону увеличения, так и уменьшения с шагом 10% от базовой величины.

В результате прогнозного моделирования оказалось, что для стабилизации площадей озер Восточный Хуан, Западный Хуан и Лебединое в нижнее течение р. Хэйхэ необходимо пропускать 7.7[.]10⁸ м³/год, что на 34% больше среднего расхода за предыдущие 18 лет (2000-2017 гг.). Из указанного выше расхода порядка 41% дойдет до бессточных озер, а 59% сформирует фильтрационные потери, расходуемые в основном на эвапотранспирацию в прибрежной зоне. При этом необходимо распределять порядка 27% стока в протоку Хихе и 73% стока – в протоку Донгхе, из которых 60% в озеро Восточный Хуан и 40% — в Лебединое озеро. Для озера Западный Хуан среднемноголетняя стабильная площадь составит 6.7[.]10⁷ м² (по состоянию на 2021 год вода в озере отсутствует), для озера Восточный Хуан - 7.3·10⁷ м² (на 30% больше площади озера по состоянию на 2021 год), для Лебединого озера - 6.4·10⁷ м² (на 50% больше площади озера по состоянию на 2021 год).

4.3.6. Обсуждение результатов

В региональной модели бассейна Эйджина перетекание из русла реки является основным источником питания подземных вод, а эвапотранспирационная разгрузка формируют основную долю расходной части баланса. Доля потерь речного стока за 18-летний цикл моделирования составила 61% от входящего стока реки из участка русла суммарной длиной 635 км. Для сравнения, результаты моделирования взаимосвязи поверхностных и подземных вод в долине р. Хэйхэ продемонстрировали величину фильтрационных потерь из участка русла реки длиной 133 км равной 33% от входящего речного стока за более чем 2-летний период моделирования. То есть длина моделируемого участка речного русла увеличилась в 4.8 раза, а доля потерь речного стока – всего на 28%. Это объясняется более низким средним значением параметра k_0/m_0 донных отложений на два порядка ниже, чем в остальной части русла. Динамика фильтрационных потерь из русла определяется режимом попусков воды в протоки, этот результат аналогичен полученному на модели участка взаимосвязи поверхностных и подземных и подземных вод в речной долине р.

Высокая чувствительность модели к параметрам донных отложений обусловлена более низким средним значением k_0/m_0 донных отложений (0.0037 сут⁻¹). Действительно, среднее значение критерия α_r , показывающего чувствительность фильтрационных потерь из реки к параметрам донных отложений (формула 46), составляет 8.38, то есть потери речного стока практически определяются параметрами донных отложений. Таким образом, дополнительное фильтрационное сопротивление донных отложений реки в водно-балансовой модели бассейна Эйджина значительно выше, чем в модели участка взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине протоки Донгхе. Объяснение полученного результата приведено в разделе 5.1.

Расширенная модель воспроизводит процессы эвпотранспирационной разгрузки с учетом нелинейной зависимости скорости эвапотранспирации от глубины залегания уровня, результаты сравнения с данными дистанционных наблюдений за испарением с поверхности земли демонстрируют, что модельная эвапотранспирационная разгрузка в годовом выражении отличается от рассчитанной по данным дистанционных наблюденной на годовую величину атмосферных осадков.

Результаты калибрации расширенной модели по данным наблюдений за уровнями подземных вод, динамикой площадей терминальных озер и эвапотранспирационной разгрузкой

130

продемонстрировали ее соответствие природной условиям, что позволило использовать ее в качестве инструмента для выполнения прогнозных расчетов.

Стоит отметить, что полученный с помощью прогнозных расчетов оптимальный расход реки Хэйхэ в нижнем течении $(7.7 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{год})$ хорошо совпадает с результатами предшествующих прогнозных оценок: [Wu и др., 2003] - оптимальный расход $7.5 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{год}$, [Xi и др., 2010] - $9 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{год}$. При этом, полученный автором результат следует считать более обоснованным, так как построенная в настоящей работе модель откалибрована не только по данным уровней подземных и поверхностных вод и расходов поверхностных вод, но и по данным дистанционных наблюдений за динамикой площадей бессточных озер и эвапотранспирационной разгрузкой.

5. Анализ результатов исследований методом моделирования

В данном разделе приводится анализ результатов моделирования взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном и региональном масштабах и факторов, влияющих на водообмен в системе подземные воды – поверхностные воды. На основе разработанных геогидрологических моделей участков русел нижнего течения р. Хэйхэ приводятся рекомендации по регулированию стока реки и практические рекомендации по построению геогидрологических моделей взаимосвязи подземных и поверхностных вод в аридных условиях.

5.1. Сопоставление результатов моделирования в локальном и региональном масштабах

В результате моделирования одномерного тепловлагопереноса и анализа суточных колебаний температуры донных отложений средняя величина скорости фильтрационных потерь из русла реки составила 0.2-0.28 м/сут в годовом цикле наблюдений. По результатам моделирования взаимосвязи подземных и поверхностных вод средняя скорость фильтрационных потерь из участка русла длиной 133 км за 871 сутки моделирования составила $3.03 \cdot 10^{-2}$ м/сут (модель I), а из участка русла длиной 635 км в 18-летнем цикле моделирования — $2.91 \cdot 10^{-2}$ м/сут (модель II), то есть разница определения средней скорости фильтрационных потерь по двум моделям составляет всего 4%. Таким образом, средняя скорость фильтрационных потерь из протяженных участков русел, полученная с помощью региональных геогидрологических моделей, оказалась примерно на 1 порядок ниже, чем скорость фильтрационных потерь, оцененная в локальном масштабе. Данный результат подчеркивает важность построения региональных геогидрологических моделей для оценки потерь из протяженных участков русла.

В результате калибрации водно-балансовой модели бассейна Эйджина значение параметра k_0/m_0 составило 0.0037 сут⁻¹, что на 2 порядка ниже, чем было получено в результате локального опробования на ключевом участке (0.6 сут⁻¹). Это объясняется тем, что р. Хэйхэ является несовершенной по степени вскрытия пласта, а водно-балансовая модель бассейна Эйджина квази-трехмерная, и река в ней задана на поверхности первого слоя. Таким образом, все деформации линий тока по вертикали в речной долине входят в расчетное значение параметра *ko/mo*. Известно, что несовершенство по степени вскрытия пласта прибавляет к расчетному значению параметра ΔL водотока примерно 0.44 от мощности водоносного пласта [Шестаков, 1993] даже в изотропном пласте. Исследования влияния несовершенства водотоков по степени вскрытия на расчетные параметры донных отложений встречаются и в зарубежной литературе [Nawalany и др., 2020]. В анизотропном по вертикали пласте эта прибавка может быть еще более существенной. То есть несовершенство реки по степени вскрытия добавляет дополнительное фильтрационное сопротивление. Поэтому расчетное откалиброванное В результате регионального моделирования значение параметра ko/mo донных отложений, включающее в себя фильтрационное сопротивление за счет несовершенства водотока как по степени, так и по характеру вскрытия моделируемого пласта, получается меньше, чем "истинное" значение этого параметра, полученное при локальном опробовании донных отложений.

Для проверки данного предположения с помощью MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] были собраны две тестовые модели с характерными для исследуемого бассейна Эйджина параметрами и одинаковыми геометрическими размерами: З колонны, 200 рядов, 50 слоев (размеры моделей 150x10000x200 м). На южной границе моделей задано граничное условие I рода (H=101 м). На северной границе моделей в верхнем слое задана река с коэффициентом перетока донных отложений, полученным в результате решения обратной задачи на модели тепловлагопереноса (k_0/m_0 =0.6 сут⁻¹, H=100 м) с помощью пакета River [Harbaugh, 2005]. Водоносный пласт задан анизотропным (k_{xy} =15 м/сут, k_z =4 м/сут). В двух моделях задана одинаковая суммарная проводимость водоносного пласта (T=3000 м²/сут). В I варианте модели (рис. 64) вся проводимость задана в первом слое (река является совершенной по степени вскрытия пласта), во II варианте модели (рис. 65) – проводимость равномерно распределена по всей мощности водоносного пласта (река является несовершенной по степени вскрытия пласта).



Рис. 64. Схема модели совершенной по степени вскрытия реки (І вариант модели)

Величина расхода подземных вод, разгружающегося в реку, выражается:

$$Q = Tb\Delta H / L, \tag{47}$$

где *b* – ширина потока подземных вод, м; *L* – длина потока подземных вод, м.

Из равенства ΔH , *T* и *b* двух моделей следует:

$$Q_I L = Q_{II} \left(L + \Delta L \right), \tag{48}$$

где *Q*₁ и *Q*₁₁ – расход фильтрационного потока, разгружающийся в реку для модели I и II вариантов соответственно, м³/сут.

Расчетные величины эквивалентной длины водотока и коэффициента перетока донных отложений выражаются:

$$\Delta L = L(\alpha - 1), \ \alpha = Q_I / Q_{II}$$

$$\frac{k_0}{m_0} = \frac{T}{Lb_r(\alpha - 1)} , \qquad (49)$$

где *b*^{*r*} - половина ширины реки, м.



Рис. 65. Схема модели несовершенной по степени вскрытия реки (II вариант модели)

Таким образом, задавая на двух вариантах тестовой модели характерные для бассейна Эйджина параметры водоносного пласта и донных отложений, можно вычислить расчетные величины эквивалентной длины водотока и коэффициента перетока донных отложений, которые должны быть заданы в модели планового потока для учета зоны резких деформаций линий тока вблизи речного русла.

По результатам расчетов, расчетная величина эквивалентной длины водотока оказалась равна 5337 м при коэффициенте перетока донных отложений 0.0037 сут⁻¹. Таким образом, в условиях бассейна Эйджина (мощность водовмещающей толщи существенно превышает ширину реки, а водовмещающие отложения обладают вертикальной анизотропией), несовершенство р. Хэйхэ по степени вскрытия играет значительную роль в общем расчетном фильтрационном сопротивлении донных отложений.

Более сложной является проблема несоответствия расчетных значений параметра *ko/mo* донных отложений в модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине (табл. 21) и откалиброванных значений этого параметра в региональной модели бассейна Эйджина (табл. 26). Из сравнения этих таблиц видно, что одна и та же протока, заданная на двух

моделях с использованием примерно одинаковой геофильтрационной схематизации, имеет параметры донных отложений, отличающиеся на два и более порядка. В результате этого оказалось, что в модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине поверхностный сток малочувствителен к расчетным параметрам донных отложений (α /<0.1), а в региональной модели наоборот — высокочувствителен (α />6). По-видимому, эта разница возникла из различных подходов к калибрации моделей. В модели взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речной долине для калибрации использовались только уровни подземных вод, а в региональной модели — целый комплекс наблюдений, включающий помимо уровней и расходы реки, и динамику изменения площадей озер и оцененную по дистанционным данным эвапотранспирацию. Поэтому полученный при помощи региональной модели бассейна Эйджина результат следует считать более достоверным.

5.2. Основные факторы, определяющие параметры взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном и региональном масштабах

При рассмотрении параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе основными факторами, влияющими на величину фильтрационных потерь, являются мутность и температура поверхностных вод. Эти факторы влияют на фильтрационное сопротивление донных отложений, которое определяет величину водообмена между подземными и поверхностными водами. При анализе результатов моделирования на протяженных участках русла оказалось, что значительное влияние на фильтрационные потери оказывают параметры эвапотранспирационной разгрузки. Влияние эвапотранспирационной разгрузки на фильтрационные потери из реки увеличивается при уменьшении фильтрационного сопротивления донных отложений. В случае, когда проницаемость донных отложений сопоставима с проницаемостью пласта, эвапотранспирационная разгрузка наряду с геофильтрационными параметрами пласта определяют величину фильтрационных потерь из русла реки.

Кроме того, как показали результаты модерования водного баланса бассейна Эйджина, несовершенство реки по степени вскрытия играет значительную роль в общем расчетном фильтрационном сопртивлении донных отложений при мощности водовмещающей толщи, существенно превышающей ширину И наличии вертикальной анизотропии реки фильтрационных свойств водовмещающих отложений. Таким образом, в исследуемых условиях, несовершенство водотока по степени вскрытия пласта обуславливает значительное влияние расчетных параметров донных отложений на взаимосвязь подземных и поверхностных вод даже условиях проницаемости донных отложений сопоставимой проницаемостью В с водовомещающих отложений.

135

5.3. Практические рекомендации

5.3.1. По регулированию стока нижнего течения р. Хэйхэ

По результатам геогидрологического моделирования взаимосвязи подземных и поверхностных вод на протяженных участках русел видно, что режим фильтрационных потерь во многом обусловлен режимом попусков воды в нижнее течение р. Хэйхэ. В то же время, по результатам моделирования с суточным временным шагом выявлено, что доля потерь речного стока выше в течение коротких попусков в весенне-летний сезон, когда потенциальное испарение особенно велико и ниже в зимний период времени, когда потенциальное испарение значительно снижается. Снижение доли потерь речного стока при длительных (продолжительностью месяц и более) попусках объясняется постепенным падением градиента напора между поверхностными и подземными водами. Соответственно, для поддержания водного баланса прибрежной экосистемы, следует делать короткие попуски воды в нижнее течение р. Хэйхэ в весенне-летний период времени, а для поставки максимального объема воды в терминальные озера – длинные в зимнее время.

Согласно результатам прогнозных расчетов, для стабилизации площадей трех основных терминальных (Восточный Хуан, Западный Хуан и Лебединое), в нижнее течение р. Хэйхэ необходимо пропускать 7.7^{.108} м³/год. При этом необходимо распределять порядка 27% стока в протоку Хихе и 73% стока – в протоку Донгхе (из которых 60% в озеро Восточный Хуан и 40% — в Лебединое озеро). Стаблизиация площадей терминальных озер позволит поддержать уровень грунтовых вод, необходимый для существования оазиса Эйджина, и ограничить потери воды на испарение, а также не допустить излишнего повышения уровня грунтовых вод, интенсификации эвапотранспирации и связанного с ней развития процессов повышения минерализации грунтовых вод и засоления зоны аэрации.

5.3.2. По построению моделей взаимосвязи подземных и поверхностных вод аридных

территорий

Результаты геогидрологического моделирования взаимосвязи подземных и поверхностных вод продемонстрировали высокую чувствительность фильтрационных потерь к параметрам эвапотранспирационной разгрузки, которая оказывает значительное влияние на баланс подземных вод в прибрежных зонах. Соответственно, прибрежные зоны необходимо учитывать на региональных моделях в условиях аридного климата так как они играют важную роль в формировании фильтрационных потерь.

При моделировании процесса эвапотранспирационной разгрузки следует учитывать нелинейную зависимость скорость эвапотранспирации от глубины залегания уровня грунтовых вод. Параметры эвапотранспирационной разгрузки (потенциальное испарение, критическая глубина эвапотранспирации, вид кривой зависимости скорости эвапотранспирации от глубины залегания уровня) следует определять под данным экспериментальных исследований и решения обратных задач на моделях влагопереноса.

Результаты локального опробования фильтрационных свойств донных отложений могут быть использованы в качестве начальных значений параметров при калибрации региональных моделей. Для получения региональной изменчивости фильтрационных параметров донных отложений локальное опробование следует проводить по всей длине интересующего участка русла. Полученная структура неоднородности фильтрационных свойств должна учитываться в региональных моделях.

Кроме того, при калибрации параметров донных отложений следует учитывать значительное влияние несовершенства водотоков по степени вскрытия водовмещающих отложений на расчетные значения параметров донных отложений, особенно в условиях мощности водовмещающей толщи существенно превышающей ширину водотока и наличии вертикальной анизотропии фильтрационных свойств водовмещающих отложений.

Важным аспектом повышения достоверности результатов моделирования является калибрация моделей по данным комплекса наблюдений. Для калибрации модели целесообразно использовать не только замеры уровней подземных и поверхностных вод, но и известные расходы рек, площади водных объектов, данные дистанционных наблюдений за испарением с поверхности земли.

Заключение

В данной работе на примере нижнего течения р. Хэйхэ произведена оценка взаимосвязи подземных и поверхностных в условиях антропогенного изменения поверхностного стока и аридного климата. Оценка взаимосвязи произведена в локальном и региональном масштабах. Исследование параметров взаимосвязи в локальном масштабе проведено методом моделирования тепловагопереноса в донных отложениях с использованием данных мониторинга за уровнями и температурами подземных и поверхностных вод, температурами донных отложений, а также результатов полевого опробования фильтрационных свойств донных отложений и лабораторного изучения их водно-физических свойств. В результате получен диапазон изменения средней скорости фильтрации из русла 0.2-0.28 м/сут и параметра k₀/m₀ 0.45-0.71 сут⁻¹ для опытной площадки в восточной протоке нижнего течения р. Хэйхэ. Анализ суточных колебаний температуры донных отложений подтвердил полученный диапазон изменения скорости фильтрации из русла реки. Основными факторами, влияющими на пространственно-временную изменчивость фильтрационных свойств донных отложений, оказались мутность температура поверхностных вод. Оценка взаимосвязи в региональном масштабе произведена на двух геогидрологических моделях, в которых учитывались процессы геофильтрации, взаимодействия подземных и поверхностных вод, эвапотранспирационной разгрузки, эксплуатации подземных вод. В зависимости от исследуемого участка русла и периода моделирования, средняя доля фильтрационных потерь из русла реки составила 33-61%. При этом выявлена значительная чувствительность величины фильтрационных потерь из русла к параметрам эвапотранспирационной разгрузки, которая во многом определяет фильтрационные потери речного стока при низком (относительно фильтрационного сопротивления пласта) фильтрационном сопротивлении донных отложений. Показано значительное влияние несовершенства реки по степени вскрытия водовмещающих отложений на расчетные значения параметров донных отложений. На основе результатов моделирования разработаны практические рекомендации по регулированию стока нижнего течения р. Хэйхэ.

По результатам выполненной работы можно сделать следующие выводы:

- Оценка фильтрационных свойств донных отложений методом налива в забивные пьезометры продемонстрировала значительную фильтрационную неоднородность верхнего 40сантиметрового интервала донных отложений нижнего течения р. Хэйхэ. Интервал изменения коэффициента фильтрации на ключевом участке по данным 38 проведенных полевых опробований составил от 0.3 до 42 м/сут.
- 2. В процессе проведения полевого опробования донных отложений при помощи наливов в забивные пьезометры выявлен эффект осаждения взвешенных частиц из фильтрующейся из

пьезометра мутной воды. При обработке результатов наливов в донные отложения следует строить диагностические графики в координатах ln (S₀/S) от t для выбора модели дальнейшей обработки: Хворстлева-Шестакова, не учитывающей рост фильтрационного сопротивления осадка на дне пьезометра во времени или разработанной и опробованной автором при обработке данных полевых исследований модели линейного роста фильтрационного сопротивления. При отсутствии в полевых условиях чистой воды для проведения наливов следует предварительно фильтровать речную воду, чтобы избежать осаждения взвешенных частиц, что значительно упрощает интерпретацию результатов опыта.

- 3. Оценка параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод в локальном масштабе произведена с помощью двух методов: моделирование сезонной и суточной динамики тепловлагопереноса. Для параметризации и калибрации моделей использованы данные мониторинга за уровнями и температурами подземных и поверхностных вод, температурами вертикального профиля донных отложений, а также данных фильтрационного опробования донных отложений. Использованные методы продемонстрировали хорошую сходимость результатов. На участке детальных исследований в нижнем течении р. Хэйхэ разница результатов моделирования в суточном и сезонном масштабах составила 10-20%. Среднегодовая скорость нисходящей фильтрации из русла реки, рассчитанная по результатам моделирования сезонной динамики тепловлагопереноса, составила 0.2-0.28 м/сут, интервал среднего значения параметра *ko/mo* 0.45-0.71 сут⁻¹.
- 4. Важными факторами, влияющими на временную изменчивость фильтрационных потерь водотоков в условиях аридного климата, являются мутность и температура поверхностных вод. Неучет зависимости коэффициента фильтрации донных отложений от температуры ведет к завышению расчетных фильтрационных потерь из русла реки на величину порядка 10% в среднегодовом разрезе и существенно увеличивает расчетные зимние фильтрационные потери из русла.
- 5. При построении региональных геогидрологических моделей территорий с аридным климатом, следует учитывать эвапотранспирационные процессы в прибрежных зонах, которые играют важную роль в формировании фильтрационных потерь из русла реки и в балансе подземных вод. Результаты геогидрологического моделирования двух протяженных участков русел (длиной 133 км и 635 км) в нижнем течении р. Хэйхэ показали, что средняя доля фильтрационных потерь составила от 33% до 61% от общего входящего стока реки, в зависимости от рассматриваемого участка русла и периода моделирования. Результаты моделирования продемонстрировали связь фильтрационных потерь из русла реки со входящим поверхностным стоком и позволили сформировать рекомендации по регулированию стока нижнего течения р. Хэйхэ.

- 6. Для оценки чувствительности фильтрационных потерь из русла реки к параметрам модели разработано аналитическое решение задачи фильтрации подземных вод в речной долине при их несовершенной связи с водотоком с учетом испарения со свободной поверхности. Введен безразмерный критерий α_r, по значению которого определяется степень влияния параметров донных отложений на фильтрационные потери речной воды. По результатам калибрации региональной модели бассейна Эйджина расчетное значение критерия α_r в среднем составляет более 6, что указывает на существенное влияние несовершенства гидравлической связи русел водотоков с подземными водами на величину фильтрационных потерь.
- 7. Калибрация региональной водно-балансовой модели бассейна Эйджина произведена с использованием данных комплексного мониторинга за уровнями и расходами подземных и поверхностных вод и данных дистанционных наблюдений за динамикой изменения площадей бессточных озер и эвапотранспирацией с поверхности земли. Хорошее соответствие модельных и наблюденных величин позволило подтвердить соответствие модели природным условиям и обосновать ее использование в качестве инструмента для прогнозного обоснования мероприятий по улучшению водно-балансовой обстановки рассматриваемой территории.
- 8. Для поддержания водного баланса прибрежной экосистемы в нижнем течении р. Хэйхэ, целесообразно делать короткие попуски в весенне-летний период времени, а для пропуска максимального объема воды в бессточные озера длинные попуски (продолжительностью месяц и более) в зимнее время. Для стабилизации площадей трех основных бессточных озер (Восточный Хуан, Западный Хуан и Лебединое) и поддержания устойчивого экологического состояния оазиса Эйджина в нижнее течение р. Хэйхэ следует ежегодно пропускать порядка 7.7·10⁸ м³ воды. При этом необходимо распределять порядка 27% стока в западную протоку и 73% стока в восточную протоку р. Хэйхэ.

Список литературы

- Алексеевский Н.И., Болгов М.В., Коробкина Е.А., Фролова Н.Л. Изменения водного режима замкнутых озер Центральной Азии при различных сценариях изменения климата и антропогенного воздействия // Историческая география Азиатской России. Труды Всероссийской научной конференции. Институт географии им. Б.В.Сочавы. Иркутск. 2011. С. 39-41.
- 2. Аридныетерритории.[Электронный ресурс].Режимдоступа:https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/arid-land (31.08.2020).
- 3. Барановская Е.И. Гидрогеологическая структура межгорного артезианского бассейна Хэйхэ (Китай) // Геоэкология. Инженерная геология. Геокриология. 2016. №6. С. 497-509.
- Барановская Е.И. Гидрогеологическое строение и гидрогеохимические условия артезианского межгорного бассейна Хэйхэ (северо-западный Китай). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 2018.
- Болгов М.В. Стохастические модели многолетних и сезонных колебаний речного стока. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук. Москва. Институт водных проблем РАН. 1996.
- Болгов М.В., Фролова Н.Л. Водный режим реки Аргунь и озера Далайнор в условиях антропогенного воздействия // География и природные ресурсы. 2012. Т. 33. № 4. С. 21-29.
- Василевский П.Ю., Ван П. Оценка скорости фильтрации из русла реки по данным суточных колебаний температуры донных отложений на примере р. Хэйхэ (Внутренняя Монголия, Китай) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 81-86.
- Вэй Л. Формирование и оценка ресурсов подземных вод межгорного артезианского бассейна Хэйхэ (Северо-западный Китай). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. МГУ. 2010.
- 9. Гриневский С.О. Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод. Инфра-М. Москва. 2012. 152 с.
- Гриневский С.О., Преображенская А.Е., Юрченко С.А. Оценка баланса подземных вод Самур-Гюльгерычайской аллювиально-пролювиальной равнины (южный Дагестан) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. №4. С. 44-54.
- Даутова Д.С. Оценка инфильтрационного питания и эвапотранспирационной разгрузки подземных вод методом моделирования влагопереноса в зоне аэрации. Выпускная магистерская работа. Москва. 2013.

- Дедюлина Е.А., Василевский П.Ю., Поздняков С.П. Чувствительность расчетов инфильтрационного питания к параметру связности пор зоны аэрации // Вестн. Моск. Унта. Сер. 4. Геология. 2020. № 1. С. 81-87.
- Кац Д.М., Шестаков В.М. Мелиоративная гидрогеология. Изд-во МГУ. Москва. 1992. 256
 с.
- 14. Куваев А.А. Гидрогеотермические исследования водоносного комплекса четвертичных отложений межгорных впадин. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 1984.
- 15. Лехов М.В. Профильное моделирование скважин в безнапорном водоносном горизонте. Программа 1Well // Инженерная геология. 2015. Т. 3. С. 52-64.
- 16. Литвак Р. Г. Расчеты понижений уровней грунтовых вод от действия дренажных скважин в условиях аридного климата с учетом неоднородной инверсии испарения грунтовых вод // Центральноазиатский журнал исследований воды. 2017. Т. 3. № 4. С. 18-23.
- Литвак Р.Г., Немальцева Е.М. Расчеты вертикального дренажа в межгорных долинах Кыргызстана с учетом неоднородной инверсии испарения грунтовых вод // Вестник Кыргызского аграрного университета. 2008. №1(9). С. 178-182.
- 18. Маринов Н.А. Гидрогеология Азии. Недра. Москва. 1974. 576 с.
- Никитин Р.М. Гидрогеологические исследования при оценке устойчивости оползневых склонов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. Москва. МГУ. 1976.
- 20. Никитин Р.М. Опыт и результаты многолетних исследований кафедры гидрогеологии в Средней Азии // Сборник «Гидрогеология сегодня и завтра: наука, образование, практика». Материалы международной научной конференции. МАКС Пресс. Москва. 2013. С. 157 – 161.
- 21. Никитин Р.М. В.М. Шестаков и среднеазиатский период работ кафедры гидрогеологии // Труды школы-семинара «Моделирование гидрогеологических процессов: от теоретических представлений до решения практических задач». МГУ. Москва. 2018. 206 с.
- 22. Олиферова О.А. Опытно-фильтрационные опробования слоистых отложений предгорных шлейфов (на примере Чуйской впадины). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. МГУ. 1982.
- 23. Оролбаева Л.Э. Изучение потока подземных вод в постановке опытно-фильтрационных наблюдений в долине р. Чу (в пределах Киргизской части Чуйской межгорной впадины). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. Москва. МГУ. 1980.

- 24. Оролбаева Л.Э. Закономерности трансформации гидрогеосферы горных стран (на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алтая). Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Бишкек. 2019.
- Питьева К.Е., Барановская Е.И. Гидрогеохимические условия грунтового водоносного комплекса артезианского бассейна Хэйхэ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015.
 №2. С. 106-115.
- 26. Поздняков С.П. Исследование процессов дренирования покровных отложений (на примере западной части Чуйской впадины). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. МГУ. 1984.
- 27. Поздняков С.П., Преображенская А.Е. Оценка эвапотранспирационной разгрузки подземных вод при помощи численного моделирования // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2009. №5. С. 457-469.
- 28. Смагин А.В., Садовникова Н.В., Мизури Маауиа Бен Али. Определение основной гидрофизической характеристики почв методом центрифугирования // Почвоведение. 1998. №11, С.1362-1370.
- 29. Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С. Грунтоведение. 2005. Москва. Изд-во МГУ. 1014 с.
- 30. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. Изд-во Недра. Москва. 1976. 280 с.
- 31. Фролова Н. Л. Гидрология рек. Антропогенные изменения речного стока: учебное пособие для академического бакалавриата. 2-е изд., испр. и доп. Издательство Юрайт. Москва. 2019. 115 с.
- 32. Фролова Н.Л., Болгов М.В. Об устойчивости уровенного режима озера Далайнор (КНР) в результате реализации проекта переброски стока в трансграничном бассейне р. Аргунь и его последствия для РФ // Устойчивость водных объектов, водосборных и прибрежных территорий; риски их использования: сборник научных трудов всероссийской научной конференции. Калининград. 2011. С. 432–443.
- 33. Череменский Г.А. Прикладная геотермия. Изд-во Недра. Москва. 1977. 224 с.
- 34. Черепанский М.М. Региональные гидрогеологические прогнозы влияния отбора подземных вод на речной сток. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 2006.
- 35. Чулаевский В.Б. Применение геотермических методов для изучения фильтрационных потоков. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. Москва. 1980.
- Шестаков В.М. Гидрогеологические исследования в межгорных впадинах. Изд-во МГУ. Москва. 1987. 151 с.

- Шестаков В.М. Гидрогеологические исследования в межгорных впадинах Южного Таджикистана. Изд-во МГУ. Москва. 1991. 105 с.
- 38. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. Издательство МГУ. Москва. 1995. 368 с.
- 39. Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. Недра. Москва. 1982. 244 с.
- 40. Шестаков В.М., Поздняков С.П. Геогидрология. ИКЦ Академкнига. Москва. 2003. 176 с.
- 41. Язвин А.Л. Методика проведения и интерпретации опытно-фильтрационных работ в речных долинах межгорных впадин. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. МГУ. 1993.
- 42. Akiyama T., Sakai A., Yamazaki Y., Wang G., Fujita K., Nakawo M., Masayoshi A., Jurhpei A., Yuki G. Surface water–groundwater interaction in the Heihe River basin, Northwestern China // Bull. Glaciol. Res. 2007. T. 24. C. 87–94.
- 43. Anderson M.P. Heat as a ground water tracer // Ground Water. 2005. T. 43. № 6. C. 951–968. doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x.
- 44. Banta E.R. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model -Documentation of Packages for Simulating Evapotranspiration with a Segmented Function (ETS1) and Drains with Return Flow (DRT1). U.S. Geological Survey Open-File Report 00-466. 2000. 127 c.
- 45. Bastola H., Peterson E.W. Heat tracing to examine seasonal groundwater flow beneath a lowgradient stream in rural central Illinois, USA // Hydrogeology Journal. 2016. T. 24. №1. C. 181– 194. doi:10.1007/s10040-015-1320-8.
- 46. Batlle-Aguilar J., Cook P.G. Transient infiltration from ephemeral streams. A field experiment at the reach scale // Water Res. Res. 2012. № 48. doi:10.1029/2012WR012009.
- 47. Belcher W.R., Sweetkind D.S. Death Valley regional groundwater flow system, Nevada and California - hydrogeologic framework and transient groundwater flow model. U.S. Geol. Survey Professional Paper 1711. 2010. 398 c.
- 48. Bolgov M.V., Korobkina E.A., Frolova N.L. Hydrology and management of the terminal lakes in the central asia // Sustainable development of Asian countries, water resources and biodiversity under climate change. Proceedings of AASSA Regional Workshop. Barnaul. 2013. C. 119–127.
- 49. Brunner P., Cook P.G., Simmons C.T. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater // Water Resour. Res. 2009. T. 45. №1. doi: 10.1029/2008wr006953.
- Brunner P., Therrien R., Renard P., Simmons C.T., Franssen H.J.H. Advances in understanding river-groundwater interactions // Reviews of Geophysics. 2017. T. 55. №3. C. 818–854. doi.org/10.1002/2017RG000556.
- 51. Caissie D., Luce C.H. Quantifying streambed advection and conduction heat fluxes // Water Resour. Res. 2017. T. 53. №2. C. 1595–1624. doi:10.1002/2016WR019813.
- 52. Chen X. Streambed hydraulic conductivity for rivers in south-central Nebraska // Journal of the American Water Resources Association. 2004. T. 40. №3. C. 561–573. doi:10.1111/j.1752-1688.2004.tb04443.x.
- 53. Chen X., Song J., Wang W. Spatial variability of specific yield and vertical hydraulic conductivity in a highly permeable alluvial aquifer // J. Hydrol. 2010. T. 388. № 3–4. C. 379–388. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.017.
- 54. Chen Z., Nie Z., Zhang H., Cheng X., He M. Groundwater renewability based on groundwater ages in the Heihe valley alluvial basin, Northwestern China // Acta Geol. Sinica. 2004. T. 4. C. 560–567.
- 55. Chen Z., Nie Z., Zhang G., Wan L., Shen J. Environmental isotopic study on the recharge and residence time of groundwater in the Heihe River Basin, northwestern China // Hydrogeology Journal. 2006. T. 14. №8. C. 1635–1651. doi:10.1007/s10040-006-0075-7.
- 56. Chiang E. User Guide for Processing Modflow Version 10 A graphical user interface for MODFLOW, MODPATH, MT3D, PEST, SEAWAT, and ZoneBudget // Simcore Software. 2020. 270 c.
- 57. Chiang W.H. 3D-groundwater modeling with PMWIN: A simulation system for modeling groundwater flow and transport processes. 3D-Groundwater Modeling with PMWIN: A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes. Springer Berlin Heidelberg. 2005. 397 c. doi:10.1007/3-540-27592-4.
- 58. Chung S.O, Horton R. Soil heat and water flow with a partial surface mulch // Water Resources Research. 1987. T. 23. №12. C. 2175–2186. doi:10.1029/WR023i012p02175.
- 59. Constantz J. Temperature dependence of unsaturated hydraulic conductivity of two soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1982. T. 46. № 3. C. 466–470. doi:10.2136/sssaj1982.03615995004600030005x.
- 60. Constantz J. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges // Water Resour. Res. 2008.T. 44. doi:10.1029/2008wr006996.
- 61. Colvin C., Wireman M., Manzano M., Kreamer D., Goldscheider N., Coxon C. Ecosystem conservation and groundwater // IAH Strategic Overview Series. 2016.
- 62. Cook P.G. Quantifying river gain and loss at regional scales // J. Hydrol. 2015. T. 531. C. 749– 758. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.10.052.
- 63. Datry T., Larned S.T., Tockner K. Intermittent Rivers: A Challenge for Freshwater Ecology // BioScience. 2014. № 64. C. 229–235. doi:10.1093/biosci/bit027.

- 64. Desilets S.L.E., Ferre T.P.A., Troch P.A. Effects of stream-aquifer disconnection on local flow patterns // Water Resour. Res. 2008. T. 44. № 9. doi:10.1029/2007wr006782.
- 65. de Vries J., Simmers I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges // Hydrogeol. J. 2002. T.10. №1. C. 5–17. doi:10.1007/s10040-001-0171-7.
- 66. Doherty J. PEST. Groundwater Data Utilities. Watermark Numerical Computing. Australia. 2001.
- 67. Dunkerley D.L. Bank permeability in an Australian ephemeral dry-land stream: variation with stage resulting from mud deposition and sediment clogging // Earth Surf. Proc. Land. 2008. T. 33. №2. C. 226–243. doi:10.1002/esp.1539.
- Du C., Yu J., Wang P., Zhang Y. Analysing the mechanisms of soil water and vapour transport in the desert vadose zone of the extremely arid region of northern China // Journal of Hydrology. 2018. T. 558. C. 592–606. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.09.054.
- 69. Eamus D., Zolfaghar S., Villalobos-Vega R., Cleverly J., Huete A. Groundwater-dependent ecosystems: Recent insights from satellite and field-based studies // Hydrology and Earth System Sciences. 2015. T. 19. №10. C. 4229–4256. doi:10.5194/hess-19-4229-2015.
- 70. Elgueta-Astaburuaga M.A., Hassan M.A. Experiment on temporal variation of bed load transport in response to changes in sediment supply in streams // Water Resour. Res. 2017. T. 53. №1. C. 763–778. doi:10.1002/2016WR019460.
- 71. Filimonova E.A., Baldenkov M.G. A combined-water-system approach for tackling water scarcity: application to the Permilovo groundwater basin, Russia // Hydrogeol. J. 2015. T. 24.
 №2. C. 489–502. doi:10.1007/s10040-015-1325-3.
- 72. Gaofeng Z., Yonghong S., Chunlin H., Qi F., Zhiguang L. Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Heihe River Basin, northwest China // Environmental Earth Sciences. 2010. T. 60. № 1. C. 139–153. doi:10.1007/s12665-009-0175-5.
- 73. Gates J.B., Edmunds W.M., Darling W.G., Ma J., Pang Z., Young A.A. Conceptual model of recharge to southeastern Badain Jaran Desert groundwater and lakes from environmental tracers // Appl. Geochem. 2008a. T. 23. №12. C. 3519–3534.
- 74. Gates J.B., Edmunds W.M., Ma J., Scanlon B.R. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride // Hydrogeology Journal. 20086. T. 16. № 5. C. 893–910. https://doi.org/10.1007/s10040-007-0264-z.
- 75. Gianni G., Richon J., Perrochet P., Vogel A., Brunner P. Rapid identification of transience in streambed conductance by inversion of floodwave responses // Water Resour. Res. 2016. T. 52. №4. C. 2647–2658. doi:10.1002/2015WR017154.

- 76. GMSАquaveo[Электронный ресурс].Режимдоступа:https://www.aquaveo.com/software/gms-groundwater-modeling-system-introduction(31.08.2020).
- 77. Golden Software Grapher [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.goldensoftware.com/products/grapher (31.08.2020).
- 78. Gordon R.P., Lautz, L.K., Briggs M.A., McKenzie, J.M. Automated calculation of vertical porewater flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program // Journal of Hydrology. 2012. T. 420-421. C. 142–158. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.053.
- 79. Guo X., Feng Q., Si J., Xi H., Zhao Y., Deo R.C. Partitioning groundwater recharge sources in multiple aquifers system within a desert oasis environment: Implications for water resources management in endorheic basins // Journal of Hydrology. 2019. T. 579. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.124212.
- 80. Harbaugh A.W. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model
 the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 2005. 253
 c.
- 81. Hatch C.E., Fisher A.T., Revenaugh J.S., Constantz, J., Ruehl C. Quantifying surface watergroundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development // Water Resour. Res. 2006. №42. doi:10.1029/2005wr004787.
- 82. Healy R.W. Simulating water, solute, and heat transport in the subsurface with the VS2DI software package all rights reserved // Vadose Zone J. 2008. T. 7. №2. C. 632–639. doi:10.2136/vzj2007.0075.
- 83. Hill M.C., Tiedeman C.R. Effective Groundwater Model Calibration: With Analysis of Data, Sensitivities, Predictions and Uncertainty. Wiley and Sons. 2007. 480 c.
- 84. Hvorslev M.J. Time lag and Soil Permeability in Groundwater Observations // Waterways Experiment Station Bulletin. 1951. T. 36.
- 85. Instruction manual high-speed refrigerated centrifuges CR22GIII/CR21GIII. Hitachi Koki Co., Ltd. Takeda. 2009.
- 86. Irvine D.J., Briggs M.A., Lautz L.K., Gordon R.P., McKenzie J.M., Cartwright I. Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater-Surface Water Exchange // Groundwater. 2017. T. 55. №1. C. 10-26. doi:10.1111/gwat.12459.
- 87. Kalbus E., Reinstorf F., Schirmer M. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2006. T. 10. № 6. C. 873–887. doi:10.5194/hess-10-873-2006.

- 88. Kennedy C.D., Genereux D.P., Corbett D.R., Mitasova H. Design of a light-oil piezomanometer for measurement of hydraulic head differences and collection of groundwater samples // Water Resources Research. 2007. T. 43. №9. doi:10.1029/2007WR005904.
- Keviczky L., Bars R., Hetthéssy J., Bányász C. Introduction to MATLAB. Advanced Textbooks in Control and Signal Processing. Springer International Publishing. 2019. doi:10.1007/978-981-10-8321-1_1.
- 90. Koch F.W., Voytek E.B., Day-Lewis, F.D., Healy R., Briggs M.A., Lane J.W., Werkema D. 1DTempPro V2: New Features for Inferring Groundwater/Surface-Water Exchange // Groundwater. 2016. T. 54. №3. C. 434–439. doi:10.1111/gwat.12369.
- 91. Kodesova R., Vlasakova M., Fer, M., Tepla D., Jaksik O., Neuberger P., Adamovsky R. Thermal properties of representative soils of the Czech Republic // Soil and Water Research. 2013. T. 8. №4. C. 141–150. doi:10.17221/33/2013-swr.
- 92. Kurylyk B.L., Moore R.D., Macquarrie K.T.B. Scientific briefing: Quantifying streambed heat advection associated with groundwater-surface water interactions // Hydrological Processes. 2016. T. 30. №6. C. 987–992. doi:10.1002/hyp.10709.
- 93. Leake S.A., Gungle B. Evaluation of Simulations to Understand Effects of Groundwater Development and Artificial Recharge on the Surface Water and Riparian Vegetation Sierra Vista Subwatershed, Upper San Pedro Basin, Arizona. U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA. 2012. Open-File Report 2012-1206.
- 94. Leek R., Wu J. Q., Wang L., Hanrahan T.P., Barber, M.E., Qiu H. Heterogeneous characteristics of streambed saturated hydraulic conductivity of the Touchet River, south eastern Washington, USA // Hydrological Processes. 2009. T. 23, № 8. C. 1236–1246. doi:10.1002/hyp.7258.
- 95. Legates D.R., McCabe G.J. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation // Water Resources Research. 1999. T. 35. №1. C. 233–241. doi:10.1029/1998WR900018.
- 96. Li B., Zhang, Y.C., Wang P., Du C.Y., Yu J.J. Estimating dynamics of terminal lakes in the second largest endorheic river basin of Northwestern China from 2000 to 2017 with Landsat imagery // Remote Sensing. 2019a. T. 11. № 10. doi:10.3390/rs11101164.
- 97. Li E., Tong Y., Huang Y., Li X., Wang P., Chen H., Yang C. Responses of two desert riparian species to fluctuating groundwater depths in hyperarid areas of Northwest China // Ecohydrology. 20196. T. 12. №3. doi:10.1002/eco.2078.
- 98. Li X., Gan Y., Zhou A., Liu Y., Wang D. Hydrological controls on the sources of dissolved sulfate in the Heihe River, a large inland river in the arid northwestern China, inferred from S and O isotopes // Applied Geochemistry. 2013. T. 35. C. 99-109. doi:10.1016/j.apgeochem.2013.04.001.

- 99. Liu C., Liu J., Wang X.S., Zheng C. Analysis of groundwater-lake interaction by distributed temperature sensing in Badain Jaran Desert, Northwest China // Hydrological Processes. 2016a. T. 30. № 9. C. 1330–1341. doi:10.1002/hyp.10705.
- 100. Liu X., Yu J., Wang P., Zhang Y., Du C. Lake evaporation in a hyper-arid environment, northwest of China-measurement and estimation // Water (Switzerland). 20166. T. 8. № 11. doi:10.3390/w8110527.
- Los S.O., Pollack N.H., Parris M.T., Collatz G.J., Tucker, C.J., Sellers, P.J., Dazlich D.A.
 A global 9-yr biophysical land surface dataset from NOAA AVHRR data // Journal of Hydrometeorology. 2000. T.1. № 2. C. 183-199.
- 102. Lurtz M.R., Morrison R.R., Gates, T.K., Senay G.B., Bhaskar A.S., Ketchum D.G. Relationships between riparian evapotranspiration and groundwater depth along a semiarid irrigated river valley // Hydrological Processes. 2020. T. 34. №8. C. 1714–1727. doi:10.1002/hyp.13712.
- 103. McCallum A.M., Andersen M.S., Rau G.C., Acworth R.I. A 1-D analytical method for estimating surface water–groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series // Water Resour. Res. 2012. T. 48. №11. doi:10.1029/2012WR012007.
- 104. Merritt M.L., Konikow L.F. Documentation of a Computer Program to Simulate Lake-Aquifer Interaction Using the MODFLOW Ground-Water Flow Model and the MOC3D Solute-Transport Model. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4167. 2000. 146 c.
- 105. Min L., Vasilevskiy P.Y., Wang P., Pozdniakov S.P., Yu J. Numerical approaches for estimating daily river leakage from arid ephemeral streams // Water (Switzerland). 2020. T. 12, №2. doi: 10.3390/w12020499.
- 106. Min L., Yu J., Liu C., Zhu J., Wang P. The spatial variability of streambed vertical hydraulic conductivity in an intermittent river, northwestern China // Environmental Earth Sciences. 2013. T. 69. №3. C. 873–883. doi:10.1007/s12665-012-1973-8.
- 107.MOD16[Электронный ресурс].Режимдоступа:http://files.ntsg.umt.edu/data/NTSG_Products/MOD16/ (31.08.2020).
- 108. Monteith J.L. The State and Movement of Water in Living Organism // Symposium of the society of experimental biology. Cambridge University Press. 1965. C. 205-234.
- Mu Q., Zhao M., Running S.W. Remote Sensing of Environment Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm // Remote Sens. Environ. 2011. T. 115. № 8. C. 1781–1800.
- Mu Q., Zhao M., Running, S.W. MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3). Algorithm Theoretical Basis Document. Collection 5. 2013.

- 111. Nawalany M., Sinicyn G., Grodzka-Lukaszewska M., Miroslaw-Swiatek D.
 Groundwater–Surface Water Interaction—Analytical Approach // Water. 2020. T. 12. №6.
- 112. Niswonger R.G., Prudic D.E. Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to include unsaturated flow beneath streams. A modification to SFR1. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 2005. 47 c.
- 113. Niswonger R.G., Prudic D.E., Fogg G.E., Stonestrom D.A., Buckland E.M. Method for estimating spatially variable seepage loss and hydraulic conductivity in intermittent and ephemeral streams // Water Resour. Res. 2008. №44. C. 1–14. doi:10.1029/2007wr006626.
- Partington D., Therrien R., Simmons C.T., Brunner P. Blueprint for a coupled model of sedimentology, hydrology, and hydrogeology in streambeds // Rev. Geophys. 2017. №55. C. 287–309. doi:10.1002/2016RG000530.
- 115. Pekel, J.-F., Cottam A., Gorelick N., Belward A.S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes // Nature. 2016. T. 540, №418. doi:10.1038/nature20584.
- 116. Pool D.R., Blasch K.W., Callegary J.B., Leake S.A., Graser L.F. Regional Groundwater-Flow Model of the Redwall-Muav, Coconino, and Alluvial Basin Aquifer Systems of Northern and Central Arizona. USGS Scientific Investigation Report. 2011. 2010-5189. v. 1.1. 101 c.
- 117. Pozdniakov S.P., Wang P., Lekhov M.V. A semi-analytical generalized Hvorslev formula for estimating riverbed hydraulic conductivity with an open-ended standpipe permeameter // Journal of Hydrology. 2016. T. 540. C. 736–743. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.061.
- 118. Prudic D.E. Documentation of a Computer Program to Simulate Stream-Aquifer Relations using a Modular, Finite-difference, Groundwater Flow Model. U.S. Geological Survey: Reston. VA, USA. 1989. 113 c.
- Qian Y., Qin D., Pang Z., Wang L. A discussion of recharge sources of deep groundwater in the Ejin Basin in the lower reaches of Heihe River // Hydrogeol. Eng. Geol. 2006. T. 3. C. 25– 29.
- 120. Rau G.C., Cuthbert M.O., McCallum A.M., Halloran L.J.S., Andersen M.S. Assessing the accuracy of 1-D analytical heat tracing for estimating near-surface sediment thermal diffusivity and water flux under transient conditions // Journal of Geophysical Research F: Earth Surface. 2015. T. 120. № 8. C. 1551–1573. doi:10.1002/2015JF003466.
- Rausch R., Schuth C., Himmelsbach T. Hydrogeology of Arid Environments. Borntraeger Science Publishers. 2012. 283 c.
- 122. Roshan H., Rau G.C., Andersen M.S., Acworth I.R. Use of heat as tracer to quantify vertical streambed flow in a two-dimensional flow field // Water Resour. Res. 2012. T. 48. № 10. doi:10.1029/2012WR011918.

- 123. Scanlon B.R., Tyler S.W., Wierenga P.J. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport // Rev. Geophys. 1997. T. 35. №4. C. 461-490.
- 124. Schaap M.G., Leij F.J., Van Genuchten, M.T. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // Journal of Hydrology. 2001. T. 251. №3–4. C. 163–176. doi:10.1016/S0022-1694(01)00466-8.
- Schneidewind U., van Berkel M., Anibas C., Vandersteen G., Schmidt C., Joris I., Zwart, H.J. LPMLE3: A novel 1-D approach to study water flow in streambeds using heat as a tracer // Water Resources Research. 2016. T. 52. №8. C. 6596–6610. doi:10.1002/2015WR017453.
- 126. Shah N., Nachabe M., Ross M. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers // Ground Water. 2007. T. 45. №3. C. 329–338. doi:10.1111/j.1745-6584.2007.00302.x.
- 127. Shanafield M., Cook P.G. Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods // J. Hydrol. 2014. №511. C. 518–529. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.01.068.
- Simunek J., Bradford S.A. Vadose zone modeling: introduction and importance // Vadose Zone J. 2008. T. 7. №2. C. 581–586. doi:10.2136/vzj2008.0012.
- 129. Simunek J., Sejn A., Saito H., Sakai M., van Genuchten M.T. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. 2013. V. 4.17. 343 c.
- Simunek, J., van Genuchten, M.T., Sejna M. Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages // Vadose Zone J. 2016. T. 15. №7. doi:10.2136/vzj2016.04.0033.
- 131. Song J., Jiang W., Xu S., Zhang G., Wang L., Wen M., Long Y. Heterogeneity of hydraulic conductivity and Darcian flux in the submerged streambed and adjacent exposed stream bank of the Beiluo River, northwest China // Hydrogeology Journal. 2016. T. 24. №8. C. 2049–2062. doi:10.1007/s10040-016-1449-0.
- Sophocleous M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science // Hydrogeol. J. 2002. №10. C. 52–67. doi:10.1007/s10040-001-0170-8.
- 133. Stallman R.W. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature // Journal of Geophysical Research. 1965. T. 70 №12. C. 2821– 2827. doi:10.1029/jz070i012p02821.
- 134. Sun P., Ma J., Qi S., Zhao W., Zhu G. The effects of a dry sand layer on groundwater recharge in extremely arid areas: field study in the western Hexi Corridor of northwestern China // Hydrogeology Journal. 2016. T. 24. № 6. C. 1515–1529. doi:10.1007/s10040-016-1410-2.

- 135. Tang Q., Kurtz W., Schilling O.S., Brunner P., Vereecken H., Hendricks Franssen H.J. The influence of riverbed heterogeneity patterns on river-aquifer exchange fluxes under different connection regimes // J. Hydrol. 2017. T. 554. C. 383–396. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.09.031.
- 136. Tooth S. Process, form and change in dryland rivers: A review of recent // Earth Sci. Rev.
 2000. №51. C. 67–107. doi:10.1016/S0012-8252(00)00014-3.
- 137. van Genuchten M.T. A Closed-form Equation for Predicting the HydraulicConductivity of Unsaturated Soils // Soil Science Society of America Journal. 1980. T. 44. №5. C. 892-898.
- 138. van Genuchten M.T., Leij F.J., Yates S.R. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS. Riverside, California. 1991.
- Vasilevskiy P.Y., Wang P., Pozdniakov S.P., Davis P. Revisiting the modified Hvorslev formula to account for the dynamic process of streambed clogging: Field validation // J. Hydrol. 2019. №568. C. 862–866. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.11.034.
- 140. Villeneuve S., Cook P.G., Shanafield M., Wood C., White N. Groundwater recharge via infiltration through an ephemeral riverbed, central Australia // J. Arid Environ. 2015. №117. C. 47–58. doi:10.1016/j.jaridenv.2015.02.009.
- 141. Wang L., Jiang W., Song J., Dou X., Guo H., Xu S., Li Q. Investigating spatial variability of vertical water fluxes through the streambed in distinctive stream morphologies using temperature and head data // Hydrogeology Journal. 2017a. T. 25. №5. C. 1283–1299. doi:10.1007/s10040-017-1539-7.
- 142. Wang P. Progress and prospect of research on water exchange between intermittent rivers and aquifers in arid regions of northwestern China // Prog. Geogr. 2018. №37. C. 183–197.
- 143. Wang P., Grinevsky S.O., Pozdniakov S.P., Yu J., Dautova D.S., Min L., Du C., Zhang Y. Application of the water table fluctuation method for estimating evapotranspiration at two phreatophyte-dominated sites under hyper-arid environments // Journal of Hydrology. 2014a. T. 519(PB). C. 2289–2300. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.087.
- 144. Wang P., Pozdniakov S.P., Shestakov V.M. Optimum experimental design of a monitoring network for parameter identification at riverbank well fields // J. Hydrol. 2015. T. 523. C. 531–541. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.004.
- 145. Wang P., Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Y. Estimating groundwater-ephemeral stream exchange in hyper-arid environments: Field experiments and numerical simulations // Journal of Hydrology. 20176. T. 555. C. 68–79. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.10.004.
- 146. Wang P., Yu J., Pozdniakov S.P., Grinevsky S.O., Liu C. Shallow groundwater dynamics and its driving forces in extremely arid areas: A case study of the lower Heihe River in

northwestern China // Hydrological Processes. 20146. T. 28. №3. C. 1539–1553. doi:10.1002/hyp.9682.

- 147. Wang P., Yu J., Zhang Y., Fu G., Min L., Ao F. Impacts of environmental flow controls on the water table and groundwater chemistry in the Ejina Delta, northwestern China // Environmental Earth Sciences. 2011a. T. 64. №1. C. 15–24. doi:10.1007/s12665-010-0811-0.
- 148. Wang, P., Yu J., Zhang Y., Liu C. Groundwater recharge and hydrogeochemical evolution in the Ejina Basin, northwest China // J. Hydrol. 2013. T. 476. C. 72–86. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.10.049.
- 149. Wang P., Zhang Y., Yu J., Fu G., Ao F. Vegetation dynamics induced by groundwater fluctuations in the lower Heihe River Basin, northwestern China // J. Plant Ecol. 20116. T. 4. №1–2. C. 77–90. doi:10.1093/jpe/rtr002.
- 150. Wen X., Wu Y., Su J., Zhang Y., Liu F. Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in the Ejina Basin, Northwestern China // Environ. Geol. 2005. T. 48. №.6. C. 665– 675.
- 151. Wu G., Shu L., Lu C., Chen X., Zhang X., Appiah-Adjei E., Zhu J. Variations of streambed vertical hydraulic conductivity before and after a flood season // Hydrogeol. J. 2015. №23. C. 1603–1615. doi:10.1007/s10040-015-1275-9.
- Wu X.M., Chen C.X., Shi S.S. Three-dimensional numerical simulation of groundwater system in Ejina Basin, Heihe River, Northwestern China // J. China Univ Geosci. 2003. T. 28. C. 527–532.
- 153. Wu X., Shi S., Li Z., Hao A., Qiao W., Yu Z., Zhang S. The study on the groundwater flow system of Ejina basin in lower reaches of the Heihe River in Northwest China (Part 1) // Hydrogeol. Eng. Geol. 2002. T. 1. C. 16–20.
- 154. Xi H., Feng Q., Liu W., Si J.H., Chang Z., Su Y. The research of groundwater flow model in Ejina Basin, Northwestern China // Environmental Earth Sciences. 2010. T. 60. №5. C. 953– 963. doi:10.1007/s12665-009-0231-1.
- 155. Xiao L. The Quantification of Ecological Water Consumption of Ejina Delta in the Lower Reaches of Heihe River and Water Use Efficiency of the Heihe Ecological Water Conveyance Project. PhD Thesis. University of Chinese Academy of Sciences. Beijing, China. 2018.
- 156. Xie Q. Regional Hydrogeological Survey Report of the People's Republic of China (1:200 000): Ejina K-47-[24] [R]. Chinese People's Liberation Army: Jiuquan. China. 1980.
- 157. Xie Y., Cook P. G., Simmons C. T., Zheng C. On the limits of heat as a tracer to estimate reach-scale river-aquifer exchange flux // Water Resources Research. 2015. T. 51. №9. C. 7401– 7416. doi:10.1002/2014WR016741.

- 158. Xu Y., Yu J., Zhang Y., Wang P., Wang D. Groundwater dynamic numerical simulation in the Ejina Oasis in an ecological water conveyance period // Hydrogeol. Eng. Geol. 2014. T. 41. №4. C. 11–18.
- 159. Yang Q., Xiao H., Zhao L., Yang Y., Li C., Zhao L., Yin L. Hydrological and isotopic characterization of river water, groundwater, and groundwater recharge in the Heihe River basin, northwestern China // Hydrological Processes. 2011. T. 25. №8. C. 1271–1283. doi:10.1002/hyp.7896.
- 160. Yao Y., Huang X., Liu J., Zheng C., He X., Liu C. Spatiotemporal variation of river temperature as a predictor of groundwater/surface-water interactions in an arid watershed in China // Hydrogeology Journal. 2015a. T. 23. №5. C. 999–1007. doi:10.1007/s10040-015-1265y.
- Yao Y., Zheng C., Liu J., Cao G., Xiao H., Li H., Li W. Conceptual and numerical models for groundwater flow in an arid inland river basin // Hydrological Processes. 20156. T. 29. №6. C. 1480–1492. doi:10.1002/hyp.10276.
- 162. Yao Y.Y., Zheng C.M., Tian Y., Liu J., Zheng Y. Numerical modeling of regional groundwater flow in the Heihe River Basin, China: Advances and new insights // Science China. Earth Sciences. 2015B. T. 45. №1. C. 3-15. doi:10.1007/s11430-014-5033-y.
- I63. Zhan S., Song C., Wang J., Sheng Y., Quan J. A Global Assessment of Terrestrial Evapotranspiration Increase Due to Surface Water Area Change // Earth's Future. 2019. T. 7. №3. C. 266–282. doi:10.1029/2018EF001066.
- 164. Zhang P., Jeong J.-H., Yoon J.-H., Kim H., Wang S., Linderholm H., Fang K., Wu X., Chen D. Abrupt shift to hotter and drier climate over inner East Asia beyond the tipping point // Science. 2020. T. 370. C. 1095-1099.
- 165. Zhang Y., Wu Y Qiao M. Lysimetric experiment on the riverbed in the lower reaches of Heihe River // Arid Zone Research. 2002. T. 20. №4. C. 257-260.
- 166. Zhou Y., Li X., Yang K., Zhou J. Assessing the impacts of an ecological water diversion project on water consumption through high-resolution estimations of actual evapotranspiration in the downstream regions of the Heihe River Basin, China // Agricultural and Forest Meteorology. 2018. T. 249. C. 210–227. doi:10.1016/j.agrformet.2017.11.011.
- 167. Zhu B.Q., Yu J.J., Rioual P., Ren X.Z. Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin, China // Sedimentary Geology. 2014. T. 301. C. 54–69. doi:10.1016/j.sedgeo.2013.12.006.

Приложения

Приложение 1. Экспериментальная оценка гидрофизических параметров донных отложений

В зоне неполного насыщения (зоне аэрации) выполняется обобщенный закон Дарси, в котором коэффициент влагопереноса зависит от влажности [Шестаков и др., 2003]. Зависимость коэффициента влагопереноса от влажности называется функцией влагопроводности. Кроме того, при неполном насыщении пород зоны аэрации из-за действия капиллярных сил в них возникает всасывающее давление *h*. Зависимость всасывающего давления от объемной влажности θ называется основной гидрофизической характеристикой (ОГХ).

1.1. Основная гидрофизическая характеристика и модель ван Генухтена

Для описания процессов влагопереноса в зоне неполного насыщения используются воднофизические свойства, полученные на основе экспериментального изучения состояния воды в ненасыщенной породе. Они связывают объемное влагосодержание θ и давление *h*. В настоящее время широко используется уравнение ван Генухтена [van Genuchten и др., 1991]:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha h)^n)^m}, h < 0\\ \theta_s, h \ge 0 \end{cases}, \tag{50}$$

где n – эмпирический параметр, зависящий от размера и распределения пор, -; m=1-1/n, -; α – эмпирический параметр, зависящий от капиллярных свойств, м⁻¹; θ_r и θ_s - остаточное влагосодержание (т.е. не извлекаемое гравитационным путем) и влагосодержание в насыщенной среде (θ_s совпадает с пористостью за вычетом доли пор, занятых защемленным воздухом), -.

Если ОГХ описывается зависимостью (50), то зависимость коэффициента влагопереноса k_w от объемной влажности согласно модели ван Генхутена-Муалема выражается [van Genuchten, 1980]:

$$k_{w} = k\sqrt{\theta} (1 - (1 - \theta^{\frac{1}{m}})^{m})^{2},$$
(51)

где *k* – коэффициент фильтрации в насыщенной среде, м/сут.

Таким образом, для расчетов ОГХ и зависимости коэффициента влагопереноса от влажности необходимо экспериментально определить параметры n, α , θ_r и θ_s .

1.2. Экспериментальное определение основной гидрофизической характеристики и гранулометрического состава донных отложений протоки Донгхе

Задачей экспериментального определения ОГХ являлось получение параметров ван Генхутена *n*, α, θ_r и θ_s для обеспечения модели тепловлагопереноса.

В ходе полевых работ в 2015 году в русле протоки Донгхе вблизи температурных датчиков Т1 и Т2 (рис. 24) были отобраны образцы донных отложений для экспериментального определения ОГХ. Отбор образцов производился с глубин: 0, 20, 40 и 60 см. При отборе образцов сохранялось природное сложение донных отложений. Для отбора образцов использовались режущие кольца. Экспериментальное определение ОГХ производилось с помощью центрифуги HITACHI CR21GIII (рис. 66). Теоретические основы метода определения параметров ОГХ с помощью центрифугирования изложены в [Смагин и др., 1998], они связывают угловую скорость вращения ротора центрифуги с высотой всасывания влаги вращающегося образца.

Для определения ОГХ с помощью центрифуги полностью водонасыщенные образцы пород помещались в обоймы и вращались с большой скоростью с помощью ротора. Насыщение образцов производилось «снизу» для максимального удаления воздуха из пористого пространства породы.



Рис. 66. Центрифуга НІТАСНІ CR21GIII

При вращении образцы теряют часть влаги, которая отводится с помощью дренажа в специальную емкость. Каждой скорости вращения ротора соответствует определенная величина всасывающего давления. После вращения образцов с заданной скоростью в течение определенного времени, образцы взвешивались и рассчитывалась их объемная влажность по формуле:

$$\theta = \frac{v_{6odbi}}{v_{ofpasya}} = \frac{m_{6odbi}}{v_{ofpasya}} = \frac{m_{ofpasya} - m_{pyyhma}}{v_{ofpasya}},$$
(52)

где *v*_{образца} – объем образца, см³; *v*_{воды} – объем воды, см³; *m*_{воды} – масса воды, г; *m*_{образца} – масса образца после очередной ступени вращения, г; *m*_{грунта} – масса образца, высушенного при температуре 105 °C в течение 7 часов, г.

Масса образцов измерялась на электронных весах с точностью до 0.01 г. Время вращения образцов с определенной скоростью и соответствие определенной скорости вращения всасывающему давлению задавалось производителем центрифуги HITACHI CR21GIII [Instruction, 2009] (табл. 30).

№ ступени	Скорость вращения ротора, об/мин	Всасывающее давление, бар	Время вращения образца, мин
1	310	0.01	10
2	540	0.03	12
3	690	0.05	17
4	820	0.07	21
5	980	0.1	26
6	1200	0.15	28
7	1390	0.2	36
8	1960	0.4	45
9	2400	0.6	51
10	2940	0.9	57
11	4380	2	68
12	6930	5	81
13	9810	10	90

Табл. 30. Ступени вращения образцов на центрифуге HITACHI CR21GIII

Образцы вращались со скоростями от 300 об/мин (соответствует всасывающему давлению 0.01 бар) до 9810 об/мин (соответствует всасывающему давлению 10 бар). На скорости 300 об/мин образцы вращались в течение 10 мин, на скорости 9810 об/мин – 1.5 часа. Всего образцы вращались с 13 скоростями. Во время проведения опытов в центрифуге поддерживалась постоянная температура, равная 20 °C для избежания нагрева образцов и избыточного испарения влаги.

После взвешивания образцов они снова помещались в центрифугу и вращались с большей угловой скоростью. Таким образом, образцы постепенно теряли влагу. В результате проведения серии опытов по вращению одних и тех же образцов на разных скоростях был получен набор зависимостей величины всасывающего давления от объемной влажности (ОГХ). Полученные экспериментальные зависимости всасывающего давления от влажности приведены на рис. 67.



Рис. 67. ОГХ образцов из русла протоки Донгхе

Образцы для определения гранулометрического состава донных отложений отбирались с глубин 0, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120 см. Гранулометрический состав песчаных отложений был определен лазерным методом для частиц размером менее 2 мм с помощью лазерного дефрактометра Malvern Mastersizer 2000 и с помощью сита для частиц размером более 2 мм. Результаты определений гранулометрического состава приведены в табл. 31.

T C	A 1	D					~			Π
Laon	3 I	Pervillation	определения	FNAUVE	IOMETNULECVOLO	COCTARA	ODD32OB	W2 nVCT2	A THOTOKU	LOUTYE
1 a0.11.	51.	I CSYJIDIAIDI	определения	I pany.		COCTABA	oopasob	no pyone	1 IIPOIOKI	дошл
		~	1 · · ·	1 2	1			1.2	1	/ 1

Содержание	Глубина отбора образца							
частиц размером	0 см	10 см	20 см	40 см	60 см	80 см	100 см	120 см
<0.005 мм, %	0	0	0	0	0	0	0	0.3
0.005-0.01 мм, %	0	0	0	0	0	0	0	0.4
0.01-0.05 мм, %	1	1	0	0	0	0	0	1.6
0.05-0.1 мм, %	17	14	0	0	1	2	3	2
0.1-0.25 мм, %	60	62	35	32	27	28	27	29
0.25-0.5 мм, %	20	23	51	58	49	45	41	43
0.5-1 мм, %	2	0	14	10	21	20	24	21
1-2 мм, %	0	0	0	0	0	0	1	0
>2 MM, %	0	0	0	0	2	5	4	3

Интегральные кривые гранулометрического состава донных отложений приведены на рис. 68. По классификации песков Сергеева Е.М. образцы с глубин 0-10 см – песок чистый бидисперсный средне-мелкозернистый, образцы с глубин 20-120 см – песок чистый бидисперсный мелко-среднезернистый.

158



Рис. 68. Интегральные кривые гранулометрического состава донных отложений протоки Донгхе

Плотность скелета образцов определялась расчетным методом по формуле [Трофимов и др., 2005]:

$$\rho_d = \frac{\rho}{1+W},\tag{53}$$

где ρ – плотность образца при естественном сложении, г/см³; W – весовая влажность образца при естественном сложении, д.е.

Плотность образца в естественном сложении определялась по формуле:

$$\rho = \frac{m_{o\delta\rho a 3 4 a}}{v_{o\delta\rho a 3 4 a}},\tag{54}$$

где *v*_{образца} – объем образца, см³; *m*_{образца} – масса образца при естественной влажности, г;

Результаты расчета плотности скелета образцов приведены в табл. 32.

1.3. Расчет параметров ван Генхутена

Расчет параметров ван Генухтена производился с помощью кода RETC [van Genuchten и др., 1991]. Код RETC позволяет подобрать параметры ван Генухтена к экспериментальным кривым ОГХ с помощью метода наименьших квадратов. В начале подбора задавался параметр θ_s , совпадающий с пористостью, полученный по формуле:

$$\theta_{s} = \frac{v_{nop}}{v_{o\delta pasua}} = \frac{v_{eobal}}{v_{o\delta pasua}} = \frac{m_{eobal}}{v_{o\delta pasua}} = \frac{m_{eobal}}{v_{o\delta pasua}},$$
(55)

где *v*_{пор} – объем пор, см³; *v*_{образца} – объем образца, см³; *v*_{воды} – объем воды, занимающей поровое пространство, см³; т_{воды} – масса воды, г; р_{воды} – плотность воды, принятая равной 1 г/ см³;

Результаты подбора параметров ван Генухтена приведены в табл. 32.

159

Глубина	Параме	. 2			
отбора, см	а, 1/см	n	$\theta_{\rm r}$	θ_{s}	ρ _d , г/см ³
0	0.058	2.14	0.03	0.42	1.41
20	0.116	1.96	0.03	0.38	1.52
40	0.089	2.28	0.02	0.31	1.57
60	0.048	3.06	0.03	0.32	1.64

Табл. 32. Параметры ван Генухтена и плотность скелета донных отложений протоки Донгхе

В табл. 33 приведено сравнение экспериментально полученных параметров ван Генухтена, с параметрами из каталога Rosetta Lite v 1.1 [Schaap и др., 2001], полученными по данным о гранулометрическом составе и плотности скелета отложений (табл. 31 и табл. 32). Табл. 33. Сравнение экспериментальных параметров ван Генхутена с параметрами из каталога Rosetta Lite v 1.1

Глубина	Экспериментальные параметры				Параметры по Rosetta Lite v 1.1			
отбора,								
СМ	а, 1/см	п	$\theta_{\rm r}$	θ_{s}	а, 1/см	n	$\theta_{\rm r}$	θ_{s}
0	0.058	2.14	0.03	0.42	0.032	4.34	0.05	0.41
20	0.116	1.96	0.03	0.38	0.030	4.69	0.05	0.38
40	0.089	2.28	0.02	0.31	0.030	4.61	0.05	0.36
60	0.048	3.06	0.03	0.32	0.035	4.40	0.05	0.34

По табл. 33 видно, что экспериментально полученные параметры близки к рассчитанным по гранулометрическому составу и плотности скелета и подходят для данного типа отложений. Полученные экспериментальные значения параметров ван Генхутена были использованы в модели тепловлагопереноса в донных отложениях р. Хэйхэ (раздел 3.3).

Приложение 2. Описание теоретической модели геофильтрации и используемого кода MODFLOW-2005

Программа MODFLOW-2005 [Harbaugh, 2005] широко используется для моделирования геофильтрации, взаимодействия подземных и поверхностных вод [Belcher и др., 2010; Pool и др., 2011; Yao и др., 20156]. Код позволяет моделировать процесс трехмерной нестационарный геофильтрации, в общем виде описываемый уравнением:

$$\frac{\partial}{\partial x}k_x\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}k_y\frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}k_z\frac{\partial H}{\partial z} + q(x, y, z) = \eta\frac{\partial H}{\partial t},$$
(56)

где H – напор подземных вод, м; k_x , k_y , k_z – диагональные компоненты тензора коэффициента фильтрации, совпадающие с осями ортогональной системы координат, м/сут; η – коэффициент упругоемкости породы, -; q(x, y, z) – интенсивность источников и стоков, м³/сут.

Для учета колебаний уровня грунтовых вод, осушения и насыщения породы на верхней границе водонасыщенной зоны уравнение (56) дополняется кинематическим уравнением для уровня грунтовых вод:

$$\left. \mu \frac{\partial H}{\partial t} \right|_{z=z_{gw}} = -k_z \frac{\partial H}{\partial z} + W_{in} - ET ,$$

(57)

где z_{gw} – отметка уровня грунтовых вод, м; W – интенсивность инфильтрационного питания, м/сут; ET – интенсивность эвапотранспирации, м/сут; μ – гравитационная водоотодача, -.

Программа MODFLOW-2005 использует метод конечных разностей для решения уравнения (56).

Код MODFLOW-2005 имеет модульную структуру. Для реализации в модели граничных условий в программе предусмотрены дополнительные модули (пакеты), которые позволяют моделировать процессы взаимосвязи подземных и поверхностных вод (RIV, STR, SFR2), эвапотранспирационной разгрузки (EVT, ETS1), водообмена с вешними границами (GHB, FHB), эксплуатации подземных вод (WEL) и др. Ниже приведено краткое описание использованных при построении геогидрологических моделей пакетов.

Пакет STR [Prudic, 1989] моделирует водообмен между поверхностными и подземными водами. Поток поверхностных вод моделируется через систему сегментов и всегда направлен в одном направлении вниз по течению водотока. Предполагается, что поток моментально поступает вниз по течению реки, что оправданно, если сравнить характерные скорости течения реки и процесса геофильтрации. Уровень реки внутри русла прямоугольной формы рассчитывается с использованием уравнения Маннинга на каждый момент времени:

$$H_r = \left(\frac{Q \cdot n}{L_r - S_{_{riv}}^{^{1/2}}}\right)^{3/5},\tag{58}$$

где *Q* - расход реки, м³/сут; *S*_{riv} – уклон речного русла, -; *n* – коэффициент шероховатости Маннинга, -.

Параметр дополнительной проводимости русла *С* – ключевой параметр, который контролирует взаимодействие между подземными и поверхностными водами в пакете STR:

$$C = D_{riv}L_r k_0 / m_o, \tag{59}$$

где D_{riv} – длина реки внутри ячейки модели, м; L_r – ширина реки, м; m_0 – мощность донных отложений, м; k_0 – коэффициент фильтрации донных отложений, м/сут.

Пакет STR позволяет моделировать взаимодействие подземных вод как в подпертом, так и в свободном режимах фильтрации. Свободный режим фильтрации реализуется если уровень подземных вод опускается ниже поверхности отрыва (подошвы донных отложений реки). Пакет SFR2 [Niswonger и др., 2005] моделирует взаимодействие подземных и поверхностных вот с учетом изменения расхода поверхностных водотоков вдоль русла. Поток поверхностных вод может поступать вниз по течению водотока через систему сегментов моментально или в соответствии с кинематическим волновым уравнением. Модуль SFR2 предлагает несколько вариантов расчета уровня поверхностного водотока:

- Постоянный уровень в поверхностном водотоке;
- Расчет уровня по уравнению Маннинга в широком русле прямоугольной формы (уравнение 58);
- Расчет уровня по уравнению Маннинга в русле, заданном с помощью 8-ми точечного разреза;
- Расчет уровня на основе эмпирической кривой расхода, аппроксимированной степенной функцией при отдельном описании функции связи ширины и расхода водотока;
- Путем описания кривой расхода и фактических данных связи расхода с шириной и глубиной водотока. В данном варианте значения между опорными точками в процессе моделирования рассчитываются с помощью линейной интерполяции.

Модуль SFR2 имеет аналогичные модулю STR параметры и также позволяет моделировать взаимосвязь подземных и поверхностных вод в режимах свободной и подпертой фильтрации.

Отличием пакета SFR2 от STR является расчет расхода водотока и его уровня в центре модельного блока, а не в его начале, что повышает точность расчетов. Также пакет SFR2 предоставляет возможность моделировать поступление поверхностного стока, атмосферных осадков в водоток и испарение с его поверхности. Кроме того, в отличие от пакета STR, модуль SFR2 позволяет учитывать разгрузку поверхностного водотока в озеро или питание из него.

Пакет LAK3 [Меггітt и др., 2000] моделирует взаимодействие озер с подземными водами и поверхностными водотоками. Уровень воды в озере рассчитывается на каждый временной шаг с использованием связи площади озера и объема воды в нем. Объем воды в озере рассчитывается на основании уравнения водного баланса, которое позволяет вычислять изменение объема воды в озере при взаимодействии с подземными и поверхностными водами. Также учитываются поступление воды в озеро с помощью поверхностного стока, атмосферные осадки и испарение с поверхности озера. В пакете реализована возможность объединения соседних озер в единую систему с общим водным балансом при подъеме уровня и разделения озер на независимые системы при снижении уровня. Ключевым параметром, определяющим взаимодействие с подземными водами, является коэффициент перетока донных отложений озера k_0/m_0 , который может быть задан в каждую модельную ячейку, занятую озером. Взаимодействие с поверхностными водами реализовано путем поступления воды из водотока, или в водоток, заданный с помощью пакета SFR2.

Пакета EVT [Harbaugh, 2005] моделирует эвапотранспирационную разгрузку подземных вод. При этом скорость эвапотранспирационной разгрузки прямо пропорциональна величине потенциального испарения (испаряемости) и обратно пропорциональна глубине залегания уровня подземных вод. Испарение происходит с поверхности грунтовых вод при положении уровня выше критической глубины эвапотранспирации.

Пакета ETS1 [Banta, 2000] моделирует эвапотранспирационную разгрузку подземных вод с учетом нелинейной взаимосвязи скорости эвапотранспирации и глубины залегания уровня грунтовых вод. Зависимость скорости эвапотранспирации от глубины уровня подземных вод задается с помощью кусочной функции. Ключевые параметры, которые контролируют скорость эвапотранспирационной разгрузки аналогичны параметрам пакета EVT – потенциальное испарение и критическая глубина эвапотранспирации.

Пакет GHB [Harbaugh, 2005] позволяет задавать расход фильтрационного потока на границе, который прямо пропорционален разнице напоров на удаленной границе и на границе геофильтрационной модели. Таким образом, модуль позволяет учесть взаимодействие с удаленной границей без включения ее в область моделирования. Ключевым параметром, определяющим величину геофильтрационного потока, является проводимость области между границей модели и удаленной границей, которая вычисляется по геометрическим размерам области и характерному для нее коэффициенту фильтрации.

Пакет WEL [Harbaugh, 2005] моделирует закачку или откачку воды из водоносного горизонта. Отбор или нагнетание воды задается из ячейки модели, в которой находится эксплуатационная скважина. При этом расход закачки или откачки может изменяться каждый стресс-период.



Приложение 3. Водно-балансовая модель бассейна Эйджина

Водно-балансовая модель бассейна Эйджина. а – зоны распределения геофильтрационных параметров, б – поверхность рельефа модели, в – подошва первого слоя модели, г – подошва второго слоя модели



Водно-балансовая модель бассейна Эйджина. д – подошва третьего слоя модели, е – начальные условия, ж – сегменты реки, з – наблюдательные скважины

165





Профиль Т1



Профиль Т2