

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

*На правах рукописи*

**Моисеева Юлия Александровна**

**ИЗМЕНЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ**

25.00.07 – Гидрогеология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
Доктор географических наук,  
профессор Савичев О.Г.

Томск – 2018

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА .....	10
1.1. Используемые термины и определения .....	10
1.2. Изученность подземного стока таежной зоны Западной Сибири .....	12
1.3. Методы оценки подземного стока .....	15
1.4. Методы прогнозирования подземного стока и уровня режима подземных вод .....	21
1.5. Современное состояние изученности методов палеореконструкций .....	23
1.5.1 Основные методы палеореконструкций .....	23
1.5.2. Методы палеогидрогеологических реконструкций .....	25
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТ, ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ .....	28
2.1. Объект и исходная информация .....	28
2.2. Методика исследования .....	31
ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЁЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ .....	36
3.1 Географическое и административное положение .....	36
3.2. Геоморфологические и геологические условия .....	37
3.3. Гидрогеологические условия .....	46
3.4. Климатические условия .....	56
3.5. Гидрологические условия .....	59
3.6. Растительный и почвенный покров. Природное районирование .....	63
3.7. Хозяйственная деятельность .....	66
ГЛАВА 4. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ .....	71
4.1. Оценка подземного стока таежной зоны Западной Сибири .....	73
4.2 Многолетние изменения среднегодовых значений уровней подземных вод и подземного стока .....	82

4.3. Внутригодовые изменения среднегодовых значений уровней подземных вод и подземного стока .....	92
ГЛАВА 5. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СУММАРНОГО И ПОДЗЕМНОГО СТОКА .....	96
5.1. Математическая модель формирования годового суммарного стока.....	97
5.2. Математическая модель формирования подземного стока .....	102
ГЛАВА 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ И ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ПОДЗЕМНОГО СТОКА .....	105
6.1. Климат в голоцене по данным палеоклиматических реконструкций .....	105
6.2. Реконструкция суммарного стока.....	109
6.3. Реконструкция подземного стока .....	114
6.4 Долгосрочный прогноз изменений элементов водного баланса .....	117
6.5. Математическая модель формирования годового и месячного водного баланса водосбора.....	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	131
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	133

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Формирование подземного стока и количественная характеристика этого процесса представляют собой исключительный научный и прикладной интерес. С научной точки зрения, изучение подземного стока способствует дальнейшему уточнению процессов и определению продолжительности циклов круговорота воды в природе, темпов водообмена в верхних частях земной коры, выяснению условий питания и разгрузки водоносных горизонтов. А с практической точки зрения, изучение подземного стока может обеспечить успешное решение ряда народнохозяйственных задач, связанных с комплексным использованием и охраной водных ресурсов, целенаправленным управлением поверхностным и подземным стоком, прогнозированием минимальных расходов рек для гидроэнергетического проектирования, судоходства, лесосплава, ирригации, водоснабжения и других отраслей народного хозяйства. Оценка подземного стока производится в зависимости от ряда природных факторов и условий, из которых наибольшее значение имеют климатические особенности, геологическое строение, литологический состав горных пород, характер рельефа и растительности, а также эрозионная деятельность речной сети. Для построения долгосрочных гидрогеологических прогнозов важно не только знать современные изменения климата, режима подземных и поверхностных вод, но и учитывать изменения, происходившие в прошлом. Понимание палеогидрологических и палеогидрогеологических условий является ключом к решению целого ряда гидрогеологических, геоэкологических, геохимических задач и необходимым условием разработки методов долгосрочного прогноза изменений окружающей среды, в том числе играет важную роль в построении теории формирования геохимических аномалий (природных и антропогенных) и поисков гидрогенных месторождений полезных ископаемых. А это, в свою очередь, определяет актуальность палеогидрологических и палеогидрогеологических реконструкций. Однако методика подобных исследований недостаточно разработана и опирается в основном на методику воднобалансовых расчётов и инженерно-гидрометеорологических изысканий для строительства в современный период либо представляет собой второстепенное приложение к методике климатических реконструкций, которые, в свою очередь, базируются на целом ряде достаточно грубых предположений. В настоящее время используются различные

методы палеоклиматических реконструкций для периода голоцена, представленные в работах (Чернавская и др. 1995, Bostonalievа, 2015, Antipina et al. 2014, Prenke-Kraus, 2008, Gaewski 2015, Rui-bo Zhang, 2015, Moller et al., 2015, Соломина, 2010, Назаров и др. 2012). В Западной Сибири ранее проводились палеоботанические реконструкции (Antipina, et. al. 2014, Алексеев, 2014 и др.), палинологические (Борисова, 2005, Prenke-Kraus et. al. 2015, Хазина, 2009 и др.), дендрохронологические (Малышева, 2013, Бочкарев, 2006, Rui-bo Zhang et. al., 2015 и др.), палеогляциологические (Окишев, 1984, Moller, 2015 и др.), и др. Также следует отметить, что при планировании и осуществлении хозяйственной деятельности в Западной Сибири (например, проектировании, строительстве и эксплуатации объектов нефтегазового комплекса) важно учитывать очень высокую и прогрессирующую заболоченность региона, которая обусловлена сочетанием избыточного увлажнения и слабой дренированности водосборов. В свою очередь заболоченность связана с общим и подземным водообменом.

Всё вышесказанное определяет актуальность проводимых в данной диссертационной работе исследований.

**Цель и задачи исследования.** Цель исследования – оценка подземного стока таёжной зоны Западной Сибири и обоснование методики его реконструкции в голоцене.

Для достижения этой цели были сформулированы следующие задачи исследования:

1. Определить основные факторы формирования подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири;
2. Выполнить оценку подземного стока на основе выявленных многолетних изменений уровней подземных вод и расходов рек в таёжной зоне Западной Сибири по данным наблюдений до 2015 гг.;
3. Разработать и обосновать новую методику реконструкции подземного стока на основе математической модели суммарного и подземного стока в голоцене в таёжной зоне Западной Сибири;
4. Построить долгосрочный прогноз изменений подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири.

**Объект и методы исследования.** Основным объектом исследования являются подземные воды отложений четверичного и палеогенового возраста в таёжной зоне

Западной Сибири (частично – на прилегающих территориях). При реконструкции подземного стока в качестве объектов исследования рассматривались водосборы средних рек таежной зоны Западной. В процессе исследования использовались следующие методы: методы математического моделирования гидрогеологических процессов, статистический, географо-гидрологический.

**Исходные материалы.** Использованы данные собственных исследований, выполненных совместно с сотрудниками Томского политехнического университета в 2015–2017 гг., материалы государственного мониторинга поверхностных вод и гидроклиматической информации (среднегодовые данные гидрологических и климатических характеристик по 38 средним рекам Западной Сибири и 64 метеостанциям) с конца XIX века до 2015 г. (Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды), материалы государственного мониторинга геологической среды по Томской области (данные наблюдений за уровнями подземных вод по 15 режимным скважинам, из которых 5 скважин четвертичных отложений, 6 – палеогеновых, 2 скважины отложений неогенового возраста и 2 – меловых) за период с 1960-х гг. до 2015 г. (Томская геологоразведочная экспедиция, АО «Томскгеомониторинг»).

**Научная новизна.** Впервые предложена методика реконструкции подземного стока в голоцене, выполнена реконструкция и вероятностный прогноз долгосрочных изменений подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири, выявлены условия, определяющие направление и масштаб изменений режима подземных вод региона.

#### **Научные положения, выносимые на защиту**

1. Модуль подземного стока на территории таёжной зоны Западной Сибири в настоящее время изменяется от 1 до 3,2 л/(с·км<sup>2</sup>). На протяжении последних 40 лет в таёжной зоне Западной Сибири продолжается рост среднегодовых уровней подземных вод в ненарушенных хозяйственной деятельностью условиях, который в среднем по таёжной зоне Западной Сибири за период с конца 1960-х по 2015 гг. составляет 0,34 м.

2. Разработана и обоснована методика реконструкции подземного стока, основанная на зависимости модуля подземного стока от суммы атмосферных осадков за тёплый период (величина инфильтрационного питания) и коэффициента стока (степень обводнённости горных пород). На основе данной методики показано, что в последние

десятилетия в таёжной зоне Западной Сибири наблюдаются максимальные или близкие к максимальным для голоцена значения подземного стока (24 мм/год).

**3. Основным условием увеличения подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири является рост атмосферного увлажнения при различных сценариях изменения температуры воздуха. К концу XXI века при сценарии увеличения температуры воздуха и атмосферного увлажнения увеличение подземного стока будет незначительным.**

**Достоверность результатов работы.** Достоверность результатов исследования подтверждается: 1) использованием статистических данных о расходах и уровнях речных вод, полученных Росгидрометом, данных об уровнях подземных вод, полученных АО «Томскгеомониторинг» и других организаций в системе государственного мониторинга геологической среды; 2) корректным применением методов статистического и экспертного анализа данных наблюдений с учётом нормативных требований, принятых в Российской Федерации и Всемирной метеорологической организации (ВМО); 3) апробацией результатов исследования в публикациях в рецензируемых научных журналах («Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов», «Вестник Северного Арктического Федерального университета, серия: Естественные науки», «IOP Conference Series: Earth and Environmental Science» и докладов на научных всероссийских и международных конференциях).

**Практическая значимость работы.** Результаты исследования являются научной основой для: 1) долгосрочного прогноза ресурсов подземных вод в таёжной зоне Западной Сибири; 2) выявления условий формирования геохимических аномалий, связанных с изменением режима подземных вод; 3) нормирования антропогенных воздействий на водные объекты и разработки долгосрочных программ комплексного использования и охраны водных ресурсов в Сибири; 4) проведения учебных занятий по гидрогеологии и геоэкологии в университетах Российской Федерации. Материалы диссертационной работы использовались при выполнении работ по гранту РФФИ №17-05-00042 «Исследование гидрологических условий формирования геохимических аномалий в поверхностных водных объектах суши» и мегагранту Правительства Российской Федерации (грант 14 Z50.31.0012).

**Апробация работы.** Основные положения диссертации опубликованы в 9 работах, в том числе 4 статьи в журналах, входящих в Перечень рецензируемых научных изданий и

рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при Министерстве образования и науки Российской Федерации для опубликования основных научных результатов диссертаций и одна статья в российском научном журнале, индексируемом Scopus:

1. Савичев, О.Г. Методика реконструкции зонального водного стока в Западной Сибири в голоцене / О.Г. Савичев, М.В. Решетько, **Ю.А. Моисеева** // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Т. 327. № 5. – С.87–96.
2. **Моисеева, Ю.А.** Способ расчета и возможные изменения подземного стока в Западной Сибири в голоцене / Ю.А. Моисеева, О.Г. Савичев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017.– Т. 328. № 2. – С. 6–14
3. Савичев, О.Г. Устойчивость поверхностных вод тундры и лесотундры Западной Сибири к антропогенному влиянию / О.Г. Савичев, **Моисеева Ю.А.** // Вестник САФУ. Сер.: Естеств. науки. – 2016. – № 4. – С. 36–46. doi: 10.17238/issn2227-6572.2016.4.36
4. Решетько, М.В. Климатические особенности и статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории севера Западной Сибири / М.В. Решетько, **Ю.А. Моисеева** // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Т. 327. – № 4. – С. 108–118
5. Savichev, O.G. The nonlinear effects based on peat chronology data in paleoclimatic reconstructions / O.G. Savichev, M.V. Reshetko, **Yu.A. Moiseeva** // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – 2016. – Vol. 43. – P. 1-5. 012034 doi:10.1088/1755-1315/43/1/012034

А также 4 работы опубликованы в трудах Международных конференций и симпозиумов (Моисеева, 2016 а, 2016 б, 2017, Савичев, 2018).

**Апробация работы.** Основные результаты работы и отдельные ее положения докладывались и обсуждались на следующих научных конференциях Международного и Всероссийского уровня:

1. XX Международный научный симпозиум студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», г. Томск, 2016 г.
2. XV Всероссийская молодежная конференция института наук о Земле СПбГУ «Современные исследования в геологии», г. Санкт-Петербург, 2016 г.



3. XV Международной конференции имени А.Ф. Терпугова «Информационные технологии и математическое моделирование» (ИТММ–2016), Алтайский край, 2016 г.
4. XXI Международный научный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр», г. Томск, 2017 г.
5. XXIV Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов», г. Москва, 2017 г.
6. Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2018, г. Томск, 2018 г.

**Личный вклад автора.** Автор лично участвовал в получении всех результатов, изложенных в диссертации, сформулировал защищаемые положения на основе, статистического анализа данных расходов и уровней речных вод, уровней подземных вод, температуры атмосферного воздуха и атмосферных осадков, а также математического моделирования процессов формирования суммарного и подземного стока.

**Структура и объём диссертации.** Диссертация объёмом 147 страниц машинописного текста состоит из введения, 6 глав, заключения, списка литературы из 163 наименований, содержит 27 рисунков и 17 таблиц.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю, д.г.н., профессору Олегу Геннадьевичу Савичеву за постоянное внимание, советы и помощь в работе. За поддержку и ценные критические замечания в процессе выполнения работы искреннюю благодарность автор выражает д.г.-м.н., профессору С.Л. Шварцеву, д.г.-м.н., профессору Л.П. Рихванову, особую благодарность автор выражает д.г.-м.н., профессору А.К. Мазурову, д.г.-м.н., профессору В.К. Попову, руководителю отделения геологии к.г.-м.н. Н.В. Гусевой, всему коллективу отделения геологии и ПНИЛ Гидрогеохимия Национального исследовательского Томского политехнического университета, профессору, члену-корреспонденту РАН И.П. Семелетову, а также д.г.-м.н., профессору О.В. Дудареву и сотрудникам лаборатории арктических исследований ТОИ ДВО РАН.

# ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

## 1.1. Используемые термины и определения

В процессе изучения исследуемой проблемы использовался ряд определений и терминов, перечень которых приведен ниже. Основные понятия в данной работе приняты с учетом действующих в России нормативно-правовых документов и учебной литературы.

Под геологической средой, Е.М. Сергеев, понимает любые горные породы и почвы, слагающие верхнюю часть разреза литосферы, которые рассматриваются как многокомпонентные системы, находящиеся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, что приводит к изменению природных геологических процессов и возникновению новых антропогенных (инженерно-геологических) процессов, изменяющих инженерно-геологические условия определенной территории (Сергеев, 1979). По В.Т. Трофимову геологическая среда – область верхних горизонтов литосферы, находящаяся в прошлом, настоящем или будущем во взаимодействии с инженерно-хозяйственной деятельностью человека, качественно и количественно эволюционирующая во времени, являющаяся компонентом природных и природно-технических экосистем (Трифонов, Королев, 2013).

Подземные воды – воды, находящиеся в толще горных пород верхней части земной коры в жидком, твердом и газообразном состоянии (Большая энциклопедия..., 1991). Под уровнем подземных вод понимается превышение свободной или пьезометрической поверхности подземных вод в данной точке над любой плоскостью сравнения.

Палеогидрогеология – происхождение и история развития подземной гидросферы, исследование роли подземных вод геологических процессах (Основы гидрогеологии, 2007).

Гидрограф – хронологический график изменения расходов воды в данном створе водотока (Гидрология суши..., 1988).

Расчленение гидрографа – графическое выделение на гидрографе объемов воды, сформированных различными источниками питания (Гидрология суши..., 1988).

Гидрологический режим – совокупность закономерно повторяющихся изменений состояния водного объекта, присущих ему и отличающих его от других водных объектов (Гидрология суши..., 1988).

Водный режим – изменение во времени уровней, расходов и объемов воды в водных объектах и почвогрунтах (Гидрология суши..., 1988).

По Шварцеву С.Л. режим подземных вод – это изменение их уровня, температуры, химического состава и расхода во времени и пространстве, под влиянием естественные и искусственных факторов (Шварцев, 2012).

Под подземным стоком понимается процесс движения гравитационных подземных вод в зоне насыщения земной коры, формирующийся как часть общего круговорота воды (Всеволожский, 1991). При этом предполагается, что подземный сток в гумидных районах формируется под дренирующим воздействием речных систем и зависит от климатических, геологических, гидрогеологических, геоморфологических, гидрологических и антропогенных факторов, определяющих соотношение элементов водного баланса и условия движения подземных вод (Куделин, 1960; 1972; Основы гидрогеологии..., 1983).

Подземная составляющая водного стока рек формируется, прежде всего, за счет подземных вод верхней гидродинамической зоны (зоны активного водообмена), находящейся «в сфере влияния эрозионного вреза местной гидрографической сети, интенсивного дренажа и воздействия современных климатических факторов» (Шварцев, 2012).

Гидрологический прогноз – научно обоснованное предсказание ожидаемого гидрологического режима (Гидрология суши..., 1988). Гидрогеологический прогноз – научно обоснованное предсказание гидрогеологических процессов, явления и изменений, происходящих под воздействием естественных и искусственных факторов.

По А.А. Ляпунову, математическое моделирование – это опосредованное практическое или теоретическое исследование объекта, при котором непосредственно изучается не сам интересующий нас объект, а некоторая вспомогательная искусственная или естественная система (модель), находящаяся в некотором объективном соответствии с познаваемым объектом, способная замещать его в определенных

отношениях и дающая при её исследовании, в конечном счете, информацию о самом моделируемом объекте. Моделирование гидрологического процесса – это создание моделей, воспроизводящих отдельные стороны гидрологического процесса (Гидрология суши..., 1988).

Уровень воды – высота поверхности воды в водном объекте над условной горизонтальной плоскостью сравнения (Гидрология суши..., 1988).

Согласно (Чебатарев, 1962), сток – это количество воды, стекающее с данного бассейна за определенный отрезок времени. При расчетах сток (Гидрология суши..., 1988) обычно выражается в виде объема, модуля или слоя стока. В (Гидрология суши..., 1988), объем стока – объем воды, стекающий с водосбора за какой-либо интервал времени; модуль стока – количество воды, стекающее с единицы площади водосбора в единицу времени; слой стока – количество воды, стекающее с водосбора за какой-либо интервал времени, равное толщине слоя, равномерно распределенного по площади этого водосбора (в мм); коэффициент стока – отношение величины (объема или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших возникновение стока. Речной сток – сток, происходящий по речной сети (Гидрология суши..., 1988).

## **1.2. Изученность подземного стока таежной зоны Западной Сибири**

Задачей региональной оценки подземного стока является получение количественных данных по величине подземного стока (естественных ресурсов подземных вод) для значительных территорий, например, в пределах целого бассейна подземных вод или нескольких бассейнов, района, области, края и т.д. (Всеволожский, 1973). Масштабы гидрогеологической изученности таежной зоны Западной Сибири позволяют выполнить комплексную оценку подземного стока, поэтому ниже рассмотрены основные исследования, выполненные в разное время учеными гидрогеологами для территории Западной Сибири, в т.ч. для территории исследования.

На территории Западной Сибири большой вклад в изучение гидрогеологии Западной Сибири внесли работы М. И. Кучина (1932, 1936), которые имели большое значение для последующих исследований на данной территории и описывающие гидрогеологические условия юго-восточных районов. В данной работе впервые были намечены перспективы изучения артезианских вод Западно-Сибирской низменности. К этому же периоду относятся начало изучения подземных вод палеозойского обрамления

низменности. В 1928-1933 гг. К.В. Радугиным, а в 1933-1934 гг. Ю. А. Красновым наряду с геологическими исследованиями проведены попутные рекогносцировочные гидрогеологические наблюдения на Томь-Яйском междуречье. В пределах Томской области К. В. Ивановым и М. И. Юдиным в 1950 г. была дана краткая характеристика подземных вод палеозоя на основании материалов полевых геологических исследований. С 1954 г. Томской комплексной экспедицией проводится бурение разведочно-эксплуатационных скважин для водоснабжения сельскохозяйственных и промышленных объектов. По результатам этих работ Ю. К. Смоленцевым написан ряд отчетов, освещающих гидрогеологические условия южной части Томской области и условия водоснабжения сельскохозяйственных и промышленных объектов, а также составлены крупномасштабные гидрогеологические карты и карты гидрогеологического районирования по условиям водоснабжения (Подземный сток..., 1966; Ресурсы пресных..., 1991.).

С 1960 г. начала выполнять комплексные геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические съемки Томская геологоразведочная экспедиция (ТГРЭ). Первой была выполнена съемка масштаба 1:25 000 в границах Богашевского, Малиновского, Михайловского и других участков, прилегающих к г. Томску (ответственные исполнители – геологи А. П. Жмаев, М. В. Шадрин, М. В. Толкачев, М. М. Тельцова, Г. А. Ярмакова). В этих работах участвовали и сотрудники кафедры гидрогеологии и инженерной геологии ТПИ под руководством Г. А. Сулакшиной. Основная цель выполненных съемок – оценка инженерно-геологических условий разработки нерудных месторождений. Впервые изучались инженерно-геологические особенности покровных лессовых пород как основания для сооружений.

Изучением режима подземных вод на территории исследования неоднократно рассматриваются в работах С. Л. Шварцева, Н. М. Рассказова, В. К. Попова, А. Д. Назарова и др.

С 1996 г. по настоящее время ОАО «Томскгеомониторинг» проводятся систематические наблюдения в рамках программы по мониторингу геологической среды Томской области (режим подземных вод, контроль за их охраной, изучение экзогенных геологических процессов).

Отдельно в работах (Вердиев, 2009; Гармаев, Доржготов, 2010, Добровольский, 2007; Коронкевич и др., 2007) изучаются влияния изменения климата на изменения

водного стока, в том числе речного и подземного. Наиболее полные исследования представлены в работах В. С. Ковалевского, С. Г. Добровольского, И. А. Шикломанова и А. И. Шикломанова.

Изученность гидрогеологических условий территории исследования послужило основой количественной оценки подземного стока. Региональная оценка подземного стока таежной зоны Западно-Сибирского артезианского бассейна, результатом которой является комплекс карт его основных количественных показателей (слой, модуль, коэффициент стока и др.) (Всеволожский, 1973; Подземный сток..., 1966; Ресурсы пресных..., 1991; Гидрогеология СССР, 1970,) позволила выявить общие закономерности формирования и особенности распределения подземного стока в пределах территории исследования.

Выделяется три основных фактора, влияющих на формирование подземного стока: климат, рельеф и структурно-гидрогеологический. Все они действуют не изолированно, а взаимосвязано. Величина подземного стока представляет собой, таким образом, некоторую обобщенную (интегральную) количественную характеристику весьма сложного природного явления, заключающегося в процессах питания, движения и дренирования подземных вод (Куделин, 1965). Также следует подчеркнуть весьма значительную роль олиготрофных и других видов болот Западной Сибири в питании и регулировании водообмена многопластовой гидравлически взаимосвязанной подземной водоносной системы бассейнов стока на обширных заболоченных пространствах водораздельных равнин и долин рек (Ресурсы пресных...,1991).

Основное питание водоносный комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков практически на всей площади своего распространения – на приподнятых участках плоских междуречных пространств и склонах речных долин. Исключение составляют водорозделы, сложенные глинистыми отложениями федосовской, смирновской и кочковской свит, где инфильтрация затруднена. Зоны разгрузки бассейнов стока приурочены к руслам рек и прилегающим к руслу пойменным и низким надпойменным террасам

Влияние климата придает подземному стоку черты ярко выраженной широтной зональности. В пространственном отношении подземный сток на исследуемой территории отражает региональные закономерности распределения и увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток (Куделин, 1965; Камнева, 2012). Указанные

черты широтной географической зональности подземного стока находят отражение и на территории Томской области, где с севера на юг под влиянием тех же причин происходит уменьшение модулей от 3,0–2,0 л/(с·км<sup>2</sup>) в северо-восточной части до 1–0,5 л/(с·км<sup>2</sup>) на юго-западе.

### 1.3. Методы оценки подземного стока

Формирование подземного стока в реки и количественная характеристика этого процесса представляют собой исключительный научный и прикладной интерес. Изучение подземного стока способствует дальнейшему уточнению процессов круговорота воды в природе, определению продолжительности циклов круговорота, темпов водообмена в верхних частях земной коры, выяснению условий питания и разгрузки водоносных горизонтов. Исследование процессов подземного стока представляет интерес при решении гидрогеологических, гидрологических, геохимических, геофизических и геологических задач. Например, более глубокое понимание физических и химических взаимодействий верхних частей земной коры, гидросферы и атмосферы во многом зависит от степени раскрытия закономерностей формирования подземного стока и точности его количественной оценки (Морозов, 1975).

В целом, основные методы и приемы количественной оценки подземного стока можно объединить в следующие группы: гидрогеологические, воднобалансовые, гидрохимические, физические и гидрологические. Указанные методы, по сути, составляют единый комплекс, упрощение которого в какую-либо сторону составляет основу используемых в настоящее время методов, каждый из которых обладает определенными преимуществами и недостатками по отношению к другим (Морозов, 1975).

Точность оценок, полученных в результате моделирования, по лизимитрическими наблюдениям и наблюдениям за уровнем режимом подземных вод, определяется объективностью схематизации гидрогеологических условий и аппроксимаций расчетных параметров, найденных на локальных участках, на всю водосборную площадь или ее крупные участки. По этой причине применение таких методов ограничено недостаточной «густоты» наблюдательной сети и сокращенной программы наблюдений (Морозов, 1975; Куделин, 1972).

Со значительными трудностями связано использование балансовых методов из-за значительных погрешностей измерения элементов водного баланса, а также необходимости применения независимых методов определения суммарного испарения.

Гидрометрический метод позволяет получить оценки подземного стока на отдельных участках рек в меженный период. Если же рассматривать речной бассейн в целом и учитывать все фазы водного режима, то этот метод трансформируется в структурный элемент гидролого-гидрогеологического метода, базирующегося на расчленении гидрографа реки и нашедшего наиболее широкое распространение при оценке подземного стока с достаточно крупных водосборных территорий с развитой гидрографической сетью (Куделин, 1972; Основы гидрогеологии..., 1983).

Впервые, в связи с решением гидрологических проблем, еще в середине XIX столетия французские инженеры предложили выделять подземный сток на гидрографе общего стока реки путем проведения прямой линии, соединяющей низкие точки гидрографа. Нижняя часть расчлененного таким образом гидрографа и представляла подземный сток. По существу, этот способ, получивший название метода «срезок», ничем не отличался от определения подземного питания рек по межennomу или минимальному расходу рек в период устойчивой летней или зимней межени. Во всех этих случаях допускалось, что подземное питание реки остается постоянным в течение года (Попов, 1968; Чеботарев, 1962; Подземный сток..., 1966).

Позднее несостоятельность такой точки зрения становилась все более очевидной, и авторы в разных странах предлагали различные способы для выражения динамичности подземного стока в реки в течение годового цикла. При этом некоторые повышали линию, отделяющую подземный сток от поверхностного в половодья и паводки, другие, наоборот, понижали, а третьи, следуя старому способу, оставляли ее прямой (Попов, 1968).

Изучение и оценка естественных ресурсов подземных вод на территории России проводилась начиная с XX века в организациях Министерства геологии СССР, Академии наук, крупнейших вузах страны.

В 30-40-х годах XX века решение данной проблемы началось с разработки учения о вертикальной гидродинамической зональности подземных вод в связи с положением эрозионного вреза рек и основы гидрогеологической классификации подземного питания рек. Пользуясь законами динамики подземных вод, были установлены



закономерности и режим подземного стока в реки в разные сезоны года в зависимости от степени гидравлической связанности водоносных горизонтов с рекой; изучены гидрогеологические условия подземного питания рек обширных регионов (Попов, 1968, Чеботарев, 1962).

Значительные исследования по региональной оценке и картированию естественных ресурсов подземных вод и подземного стока отдельных крупных регионов были выполнены отечественными специалистами (Б.И. Куделин, В.А. Всеволожский, Р.Г. Джамалов, И.В. Зеленин, И.С. Зекцер, В.М. Шестопалов, В.А. Карпова, Н.А. Лебедева, О.В. Попов, А.П. Лавров, В.И. Клименко, М.Л. Марков и др.).

Усовершенствование гидрологических расчетов и необходимость повышения их точности приводит гидрологов к необходимости расчленения стока на «элементарные части» с выделением этих частей по генетическому признаку (Чеботарев, 1962).

В.Г. Глушаковым впервые (1928 г.) (Попов, 1968, Куделин 1960,) был предложен принцип генетического расчленения общего речного стока с выделением четырех типов питания рек: 1) глубокими подземными водами; 2) аллювиальными водами и верховодкой; 3) большими скоплениями поверхностных вод (половодье); 4) малыми количествами поверхностных вод (паводки). Достоинство предложенного Глушаковым В.Г. принципа расчленения общего речного стока заключается в том, что выделение подземной составляющей производится в предложении о динамичности подземного стока в реки. Вследствие отсутствия гидрогеологических данных эта динамичность учитывалась грубо схематизировано и устанавливалась на гидрографе приближенно по характерным расходами реки (Попов, 1968).

В 1930 г. В.С. Советов (Попов, 1968; Куделин, 1960) предлагает схему расчленения стока рек, допуская, что подземное питание реки с началом половодья увеличивается до максимума, наступающего примерно через месяц после прохождения пика половодья, с последующим медленным уменьшением подземного стока к межени. В это же время А.В. Огиевский (Попов, 1968; Куделин, 1960,) создает такую схему расчленения, считая, что в период подъема воды в реке при половодье увеличение подземного питания происходить не может, и оно остается постоянным, ограничиваясь только «глубоководной своей частью». В последующем увеличение подземного питания наступает одновременно с началом спада воды в реке. Схема расчленения гидрографа рек по Б.В. Полякову (Попов, 1968, Куделин, 1960, 1972) отличалась от схемы

А.В. Огиевского предположением, что влияние увеличения гидростатического давления речных вод при половодье и паводках на разгрузку в реку глубоких водоносных горизонтов полностью прекратит и ее глубоководное подземное питание при подъеме уровня речных вод подземный сток в реку не происходит. В этом случае река служит источником питания подземных вод прибрежных зон.

Потребность выполнения массовых гидрологических расчетов приводила гидрологов к использованию приемов приближенных оценок подземного стока в реки по упрощенным схемам расчленения. В качестве примера возможности получения при этом положительных результатов можно привести количественную оценку величины подземного питания рек по типовым гидрографам, выполненную М.И. Львовичем для классификации рек по генетическим признакам питания (Попов, 1968; Куделин, 1960).

Считая, что положение участка гидрографа подземного стока в реку для периода подъема воды в ней точно не может быть определено, иностранными учеными, такими как, Х.Риггс, Р. Келлер, Е. Натерман, В. Фридрих и др. (Попов, 1968), основное внимание обращается на построение кривой спада. Суть данного метода заключается в определении участка на гидрографе реки, характеризующего расхождение аккумулятивной в бассейне воды при отсутствии поверхностного (склонного) стока, когда питание реки происходит только за счет подземных вод – этот участок, таким образом, соответствует кривой спада (*depletion curves*) подземного питания реки (Попов, 1968; Чеботарев, 1962; Подземный сток... 1966).

В Лаборатории гидрогеологических проблем Академии наук СССР под руководством Ф.П. Саваренского в середине 40-х годов прошлого века постановкой и связанными с ее решением работами «Проблемы взаимосвязи подземных вод и поверхностного стока» было положено начало широкому развитию гидрогеологического обоснования исследований подземного питания рек (Попов, 1968; Подземный сток..., 1966).

Теоретической базой правильной постановки вопроса о закономерности подземного стока является деление подземных вод по принципу вертикальной гидродинамической зональности, предложенное Б. Л. Личковым (Попов, 1968). В последующем в данном направлении продолжили заниматься Ф. А. Макаренко, Н. К. Зайцева, В. А. Сулина, Н. И. Толстихина и др.

Основным направлением исследований по проблеме «Взаимосвязи подземных и

поверхностных стоков», связанным с изучением подземного питания рек гидрогеологами, явилось выявление гидрогеологической сущности процесса подземного стока в реки, обнаружение закономерности формирования подземного стока в речных бассейнах и динамики поступления его в реки из водоносных пластов, находящихся в различной гидравлической связи с реками. Главное место в этих исследованиях занимают работы Б.И. Куделина (Куделин, 1960, 1972).

В исследовательских работах Б.И. Куделина получили развитие общие вопросы постановки генетического изучения подземного стока в реки и впервые на гидрогеологической основе предложена схема классификации подземного питания рек.

Автор схемы характеризует взаимосвязь подземных и речных вод двумя противоположными процессами: подземным питанием поверхностных водотоков и водоемов за счет подземного стока из водоносных горизонтов речного бассейна и «отрицательным подземным питанием» рек – подземными потерями поверхностных вод на питание подземных. В дальнейшем этот метод получил развитие в работах О.В.Попова (Попов, 1968), предложившего дополнительно учитывать соотношение расходов воды в реке в моменты времени до начала, во время и на спаде половодья, а также ряда других исследователей, использовавших при расчленении гидрографов рек данные о родниковом стоке и атмосферных осадков.

В работах П. С. Кузина совместно с другими авторами выполнено детальное гидрологическое районирование и описание территории бывшего СССР, включая и рассматриваемую в диссертации территорию исследования (Кузин, 1979); С. Г. Агарковым и соавторами проведен анализ стоковых рядов, накопленных к началу 1970-х гг. (Агарков и др., 1976); Д. А. Бураковым подробно рассмотрены вопросы формирования водного стока весеннего половодья в равнинной, заболоченной части обского бассейна, что позволило указанному автору разработать эффективную математическую модель для расчета гидрографа рек (Бураков, 1978); А. М. Комлевым проведены подробнейшие исследования зимнего стока рек Западной Сибири (Комлев, 1973); С. П. Никитиным и В. А. Земцовым выявлены зависимости водного стока западно-сибирских рек от определяющих факторов и установлены причины пространственно-временной изменчивости гидрологических показателей в обском бассейне (Никитин, 1986).

Выбор конкретного метода расчета подземного стока зависит от целей, задач и

масштаба исследований и от гидролого-гидрогеологических и антропогенных условий оцениваемой территории. Однако важно подчеркнуть, что методы оценки могут дополнять друг друга, то есть достоверный результат может быть получен при их совместном использовании.

Используемые методики, описанные выше не обеспечивают получение достоверных результатов о подземном стоке в период весеннего половодья и летне-осенних паводков даже при наличии определенного гидрогеологического обоснования. Это объясняется тем, что условия взаимосвязи речных и подземных вод на всем протяжении реки не всегда известны, а разные типы режима подземного стока в периоды повышенной водности могут наблюдаться не только на разных участках одной реки, но и на одном и том же участке реки на ее левом и правом берегах (Савичев, 2011). Тем не менее, методика расчленения гидрографа с учетом гидрогеологической информации наиболее всего подходит для региональной оценки подземного водного стока.

По изучению и оценке подземного стока, выполняемых на территории исследования из последних можно выделить следующие работы:

Савичева О. Г. (Савичев, 2003) совместно с В. А. Земцовым, В. В. Паромовым (Земцов и др, 2002), С. Ю. Краснощековым и др. (Савичев и др 2003, Земцов, 2003) по исследованию многолетних изменений среднегодовых и среднемесячных расходов вод реки Обь и ряда ее крупных притоков за период с 1930-40-х гг. до 2002 г.;

В. А. Льготина совместно с О. Г. Савичевым и Ю. В. Макушиным (Льготин и др., 2010, Савичев и др., 2004, 2011) посвященные анализу изменения уровней и температуры подземных вод верхней гидродинамической зоны на территории Томской области ненарушенных хозяйственной деятельностью, а также расчёту среднемесячных и среднегодовых значений подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири;

Харанжевской Ю. А. (Харанжевская, 2011; 2013; 2016) по исследованию многолетней изменчивости подземного стока бассейна р. Чая, а также оценки роли подземного стока в формировании современного состояния заболоченной территории южно-таежной подзоны Западной Сибири;

Камневой О. А. по многолетним изменениям гидрогеологических условий зоны активного водообмена Среднеобского бассейна (Камнева, 2012).

#### **1.4. Методы прогнозирования подземного стока и уровня режима ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

Изучение режима подземных вод является одной из основных проблем, решаемых гидрогеологией, в результате которой можно построить долгосрочные гидрогеологические прогнозы. В частности, заблаговременно составленные прогнозы режима подземных вод могут явиться основой планирования рациональной эксплуатации подземных вод, подтоплением городских территории, площадей разного рода строительства и сельскохозяйственных угодий, а также для составления гидрогеологических прогнозов.

Разработка основ гидрогеологических прогнозов возможных изменений количества и качества подземных вод во времени под влиянием естественных факторов и процессов и под воздействием различной хозяйственной деятельности человека базируется на вскрытых закономерностях формирования подземных вод и заключается в создании физических, детерминированных математических и вероятностно-статистических, моделей прогнозируемых процессов. Подобное моделирование должно учитывать взаимосвязь подземных вод с другими природными процессами на Земле, управляющими изменчивостью водных ресурсов и подземных, в частности. Только на базе глубокого познания процессов формирования подземных вод можно строить модели управления их режимом в нужном для человечества направлении.

Существует четыре основные группы методов прогноза режима подземных вод: гидродинамические, вероятностно-статистические, балансовые и гидрогеологические аналоги (Ковалевский, 1973; Основы гидрогеологии..., 1983).

Гидродинамические методы прогнозов естественного режима применимы в случаях, когда изменения в режиме подземных вод вызваны влиянием в основном лишь одного фактора. Наибольшее распространение эти методы могут получить при прогнозах приречного вида режима, определяемого режимом поверхностных вод, а также при прогнозах спада уровней или дебитов подземных вод в периоды «независимого» их режима (Ковалевский, 1973; Основы гидрогеологии..., 1983).

Применение гидродинамических методов для прогнозов режима подземных вод является ограниченным в связи с тем, что в большинстве случаев естественный режим подземных вод и грунтовых вод в особенности формируется под одновременным

воздействием комплекса режимобразующих факторов, суммарный эффект которых интегрируется в регистрируемых наблюдениями колебаниях уровней подземных вод. Несмотря на то, что все изменения в режиме подземных вод обусловлены определенными причинно-следственными связями, значительная часть которых имеет закономерный характер, в сезонном и многолетнем режиме подземных вод все же немалую роль играет элемент случайности, так как случайным является само сочетание воздействий большого числа факторов. Поэтому наиболее приемлемыми методами прогноза естественного режима подземных вод становятся вероятностно-статистические, позволяющие оценивать неоднозначность полученных прогнозов (с указанием диапазона возможных отклонений прогнозных значений), а также косвенно учитывать суммарный эффект всех факторов (Ковалевский, 1973; Основы гидрогеологии..., 1983).

Балансовые методы прогнозов подземных вод основаны на решении уравнения общего баланса какой-либо территории или балансового уравнения грунтовых вод. Поскольку для таких прогнозов приходится использовать либо прогнозные, либо среднемноголетние данные по атмосферным осадкам, температурам воздуха или испарению, применимость этих методов ограничивается в связи с тем, что не для каждого района и не всегда можно получить достаточно достоверные и заблаговременные прогнозы вышеуказанных факторов (Ковалевский, 1973; Основы гидрогеологии..., 1983).

В тех случаях, когда по каким-либо причинам исключена возможность составления прогнозов режима подземных вод на основе сравнительно точных методов, они могут строиться на гидрогеологической аналогии. Обычно этот метод применяется при отсутствии наблюдений вообще или систематических наблюдений, но когда известны гидрогеологические условия территории (глубина залегания подземных вод, литологический состав водовмещающих пород и т.д.) (Ковалевский, 1973; Основы гидрогеологии..., 1983).

В работах В.С. Ковалевского (Ковалевский, 1973) изучались пространственно-временные закономерности формирования режима подземных вод и подземного стока в многолетнем аспекте на основе анализа существования и значимости многолетних трендов в режиме уровней подземных вод и подземного стока для территории СССР, и более детально для европейской части. Так же в работе (Ковалевский, 1983) в плане

оценки перспектив долгосрочного и сверхдолгосрочного прогнозирования режима уровней подземных вод и подземного стока рассматривалось на основе временной экстраполяции трендов, выявленной достоверной цикличности и случайных колебаниях.

К числу наиболее значимых исследований по гидрологическим прогнозам, следует отнести работы по созданию приближенной теории движения паводка, использованию для целей прогноза запасов воды в речной сети, прогнозы по данным бассейнов индикаторов (работы Г. П. Калинина, П. И. Милюкова, А. В. Огиевского, М. И. Гуревича и др.). Существенные и наиболее важные работы выполнены по изучению процессов потерь талого и дождевого стока (работы Г. А. Алексева, Е. Г. Попова, В. Д. Комарова и др.). Изучение закономерностей формирования стока горных рек позволило разработать методику прогноза стока рек за вегетационный и более короткие (месяц, декада) периоды (работы П. М. Машукова, А. Н. Важнова, Ю. М. Денисова, А. А. Хоршана). Краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах изложены в работах Л. Г. Шуляковского, В. В. Пиотровича, С. Н. Булатова (Георгиевский, 1982).

Проблемами математического моделирования процессов формирования стока в разные годы занимались Ю. Б. Виноградов, Л. С. Кучмент, М. Ю. Калинин, А. Н. Гельфан и другие ученые.

## **1.5. Современное состояние изученности методов палеореконовструкций**

### **1.5.1 Основные методы палеореконовструкций**

Палеореконовструкции очень важны для понимания эволюции природных условий. Одним из классических объектов палеореконовструкций являются торфяные архивы болот, при изучении которых получают обширную и надежную информацию, как о глобальных, так и о региональных климатических событиях и условиях голоцена (Aaby, 1976; Хотинский, 1977).

Глубина проникновения в прошлое различных косвенных методов оценки климатических изменений неодинакова. Наибольшая она у ледовых кернов, болотных и озерных отложений. Возраст отложений может достигать десятков и даже сотен тысяч лет, будучи ограниченным лишь возрастом самих исследуемых объектов (озер, ледников, болот). Дендрологические данные о живых деревьях в условиях Русской

равнины имеются не более чем на 300 лет, но деревья в постройках и мостовых позволяют проникнуть в прошлое до 1000 лет при условии составления единых дендрологических шкал, а стволы, захороненные в болотах и селевых отложениях, – еще глубже.

Одни те же источники привлекаются для восстановления одного из элементов климата (озерные отложения – для восстановления интенсивности стока, коррелируемого с осадками) или сразу многих (толщина ледниковых слоев и скорость их накопления свидетельствует о годовых осадках, их изотопной состав – о зимних температурах воздуха).

Инструментальные измерения осадков ведутся около 100 лет. На таком интервале времени трудно выявить закономерности многолетних колебаний осадков. Это вынуждает прибегать к принципиально иным по характеру источника информации об атмосферном увлажнении в прошлом, например, к колонкам годичных слоев илистых отложений в озерах, документированным сведениям о колебаниях водности рек и озер (Чернавская и др, 1995).

Особенности строения торфяных залежей верхового и отчасти переходного типов, то есть изменения с глубиной ботанического состава растительных остатков и степени разложения торфа могут рассматриваться как проявления вековых и внутривековых колебаний увлажнения.

Для палеоэкологических реконструкций используют различного рода биологические и геохимические индикаторы, каждый из которых несет информацию об изменении того или иного компонента биоты, ландшафта или климата. К числу биологических индикаторов относятся растительные остатки, споры и пыльца, диатомовые водоросли, раковинные амебы и пр. Среди геохимических индикаторов наибольшее распространение получили химические элементы, их распределение и отношения, строение и свойства гуминовых кислот. Разнообразные свойства торфяных залежей неравномерно отражают действия различных факторов окружающей среды, однако их комплексное изучение с применением совокупности индикаторов позволяет получить наиболее полную и достоверную информацию о хронологии голоцена.

Палеоэкологические исследования торфяных отложений позволяют реконструировать историю формирования болотных массивов, окружающих их ландшафтов, а также позволяют получать информацию о происходивших



климатических изменениях за время торфонакопления. Одним из способов выделения климатических сигналов является сравнение данных о динамике локальных условий среды, реконструированных по нескольким торфяным болотам. Наличие сходных синхронных изменений свойств торфа в разных болотных массивах, вероятно, является следствием воздействия экзогенных факторов, а именно климатических изменений.

В настоящее время используются различные методы палеоклиматических реконструкций, представленные в работах (Чернавская и др., 1995; Bostonalieva, 2015; Antipina et al., 2014; Prenke-Kraus, 2008; Gaewski, 2015; Rui-bo Zhang, 2015; Moller et al. 2015) для периода голоцена на территории всего земного шара. В Западной Сибири ранее проводились палеоботанические реконструкции (Antipina et al., 2014; Алексеев 2014 и др.), палинологические (Борисова и др., 2005; Prenke-Kraus et al., 2015; Хазина, 2009), дендрохронологические (Малышева и др., 2013; Бочкарев, 2006; Rui-bo Zhang et al., 2015), палеогляциологические (Окишев, 1984 Moller et al., 2015), и др.

### **1.5.2. Методы палеогидрогеологических реконструкций**

Одна из важнейших проблем гидрогеологических исследований – это получение достаточно длинных и представительных рядов наблюдений за режимом подземных вод. Такие ряды необходимы для составления достоверных сезонных и долгосрочных прогнозов режима подземных вод, базирующихся на установлении генетических и вероятностно-статистических закономерностей многолетней изменчивости уровней подземных вод и подземного стока как под влиянием только естественных и искусственных факторов, так и одновременного воздействия естественных и искусственных факторов (Ковалевский, 1983).

Существуют различные пути реконструкции рядов данных режима подземных вод, например, установление парной корреляционной связи между анализируемым коротким рядом и длинным рядом аналога (аналитическим и графическим способом), установление множественной корреляционной связи режима подземных вод с серией определяющих его основные режимобразующих факторов, моделирование на основе статистических характеристик, полученных по коротким рядам наблюдений, а также восстановление с использованием палеогляциологических данных, дендрологических, лимнологических, палинологических, палеоботанических и др. Принимая во внимание то, что гидрометеорологические ряды ограничены в лучшем случае небольшим числом

десятков лет, многие ученые часто используют процессы, позволяющие реконструировать гидрогеологические условия и режим подземных вод, как например, солнечная активность, кольца деревьев, осадко- и торфонакопление и др (Шнитников, 1969, Ковалевский, 1976).

Палеогидрогеология представляет собой одну из отраслей геологических знаний, изучающую древние гидрогеологические условия и их развитие в течение геологического времени.

За последнее время палеогидрогеологические исследования получают все более широкое развитие, причем это тесно связано с практикой геологопоисковых работ. Применение палеогидрогеологических методов исследований способствует оценке территорий и акваторий в отношении перспективности поисков различных полезных ископаемых.

Основой палеогидрогеологических реконструкций являются палеогеологические методы: все палеогидрогеологические построения воспроизводятся на палеогеографической основе с добавлением данных, характеризующих гидрогеологические условия.

Впервые принцип палеогидрогеологического анализа были намечены в работах П. Н. Чирвинского (Палеогидрогеологические методы..., 1971), который основное внимание обратил на геологическую деятельность подземных вод, приводящую к образованию рудных месторождений и различных пород. Значения работ П. Н. Чирвинского заключается в определении задач палеогидрогеологии в связи с изучением условий формирования рудных и других месторождений полезных ископаемых. Дальнейшая разработка методов исторического анализа процессов формирования рудных месторождений, залежей нефти и газа, а также формирования химического состава подземных вод находит отражение в работах К. И. Макова, А. Н. Семихатова, Н. К. Игнатовича, Г. Н. Каменского, А. А. Карцева и др (Карцев и др., 1969).

Следует отметить, что в работах перечисленных авторов нет единого принципа и единой методики палеогидрогеологических построений. И в первую очередь это объясняется тем, что палеогидрогеологические построения они осуществляют не на основе фактического материала, а путем логического воссоздания гидрогеологических

построений, и субъективность решения поставленной задачи и различные толкования одного и того же вопроса.

Молодой возраст палеогидрогеологии не позволяет до конца определить ее содержание, структуру и даже назначение. Большинство основателей этой теории (А.М. Овчинников, А.А. Карцев, Е.А. Басков, Е.В. Пиннекер) считают, что она занимается реконструкцией гидрогеологических условий водонапорных систем или подземных гидросфер, существовавших в прошлые геологические эпохи (Шварцев, 2012).

Содержание и задачи палеогидрогеологии в представлении А.А. Карцева, С. Б. Вагина, Е. А. Баскова (Карцев и др., 1969) сводится к следующему: выяснение гидрогеологических условий минувших геологических эпох, изучение геологической деятельности древних подземных вод, выявление их роли в формировании и разрушении месторождений различных полезных ископаемых.

Методы исследований палеогидрогеологии существенно различаются от методов гидрогеологии. Если в гидрогеологии сведения о подземных водах накапливаются путем непосредственного их изучения, то в палеогидрогеологии характеристика подземных вод минувших эпох, их состава, динамики, генезиса получается путем анализа и обобщения главным образом различных геологических материалов, с учетом теоретических и эмпирических обобщений гидрогеологии. Используются материалы по стратиграфии, тектонике, литологии, геохимии и специальные построения по палеогеологии, палеогеографии, палеотектонике и т.д.

Палеогидрогеологические условия Западно-Сибирского артезианского бассейна изучали Б. Ф. Маврицкий, В. Б. Торгованова, Б. П. Ставицкий, В. М. Матусевич, С. Б. Вагин, А. А. Карцев и др.

## ГЛАВА 2. ОБЪЕКТ, ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

### 2.1. Объект и исходная информация

Основным объектом исследования являются подземные воды верхнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирского артезианского бассейна (ЗСАБ), приуроченные к водоносным отложениям четвертичного и палеогенового возраста и широко распространённые в таёжной зоне Западной Сибири в целом, и в Томской области, в частности. Частично использованы данные о подземных водах меловых отложениях, приуроченных ко второму гидрогеологическому комплексу верхнего гидрогеологического этажа (Гидрогеология СССР, 1970). Главное внимание при этом было уделено изучению подземным водам на территории Томской области, где они представлены практически повсеместно, и имеется стабильно функционирующая с 1960-х гг. сеть режимных гидрогеологических наблюдений (Состояние геологической... 2015; Ресурсы маломинерализованных ..., 1991).

Исходной информацией для проведения исследований послужили данные Томской геологоразведочной экспедицией (ТГРЭ), полученные с середины 1960-х гг. по 1995 г., а данные за период с 1996 по 2015 гг. специалистами АО «Томскгеомониторинг» (основная часть сотрудники ТГРЭ) на режимных скважинах государственной наблюдательной сети в рамках ведения мониторинга геологической среды на территории Томской области (Савичев, Макушин, 2004; Льготин и др., 2010; Савичев и др., 2011; Shiklomanov et al., 2013; Состояние геологической.... 2006; 2014; 2015; 2016). Методика ведения наблюдений за уровнями подземных вод определялась нормативными документами бывшего Министерства геологии СССР, а затем Министерства природных ресурсов России, и в целом в течение всего периода принципиально не менялась.

Режимные скважины, характеризующие режим подземных вод верхнего гидрогеологического этажа ЗСАБ, – скважины 123р, 124р, 156р, 157р, 167р, 169р, 284р, 94р, 80р, 113р, 114р, 118р, 92р. В случае подземных вод меловых отложений были использованы материалы наблюдений на режимных скважинах 79р и 115р. В целом, выбор пунктов наблюдений осуществлялся с учётом отсутствия явно выраженного

антропогенного воздействия на подземные воды и продолжительности рядов за уровнями. Часть скважин вскрывает грунтовые воды, для которых свойственны весенне-осеннее питание при инфильтрации талых и дождевых вод и террасовый вид режима. Данные по одной скважине (92р) характеризуют междуречный вид режима грунтовых вод, а остальные скважины вскрывают напорные воды весенне-осеннего питания. На рисунке 2.1. отмечено расположение пунктов наблюдений.

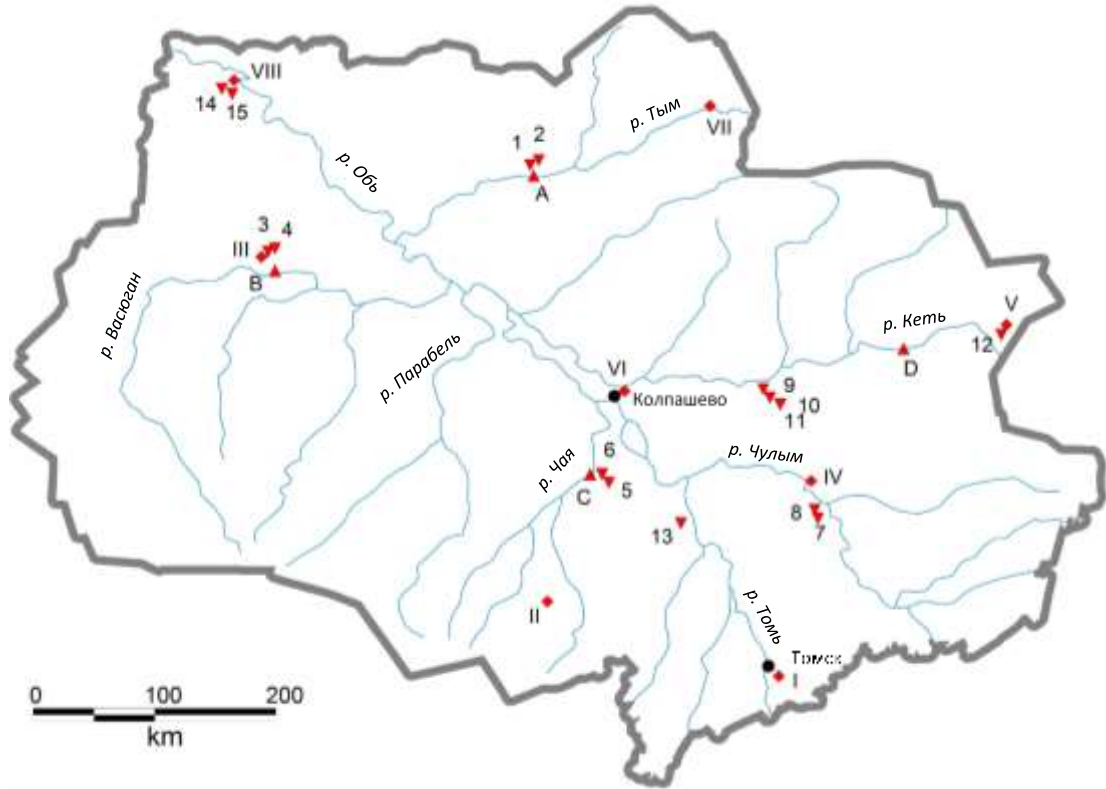


Рисунок – 2.1. Схема размещения пунктов наблюдений (номера скважин приведены в таблице 1); условные обозначения: 1–15 – пункты гидрогеологических наблюдений (таблица 2.1); I–VIII – метеорологические станции Росгидромета; А–D – гидрологические посты Росгидромета

В таблице 2.1 приведено краткое описание пунктов наблюдений.

Таблица 2.1. Пункты наблюдений за уровнями подземных вод

№ (рис.2.1)	Скважина	Населенный пункт	Возраст водоносных комплексов, тип и вид режима	Период наблюдений
1	156р	с. Напас	Р <sub>3lg</sub> , напорные воды весенне-осеннего питания	1971–2010
2	157р	с. Напас	Р <sub>1pr</sub> , напорные воды весенне-осеннего питания	1970–2010

№ (рис.2.1)	Скважина	Населенный пункт	Возраст водоносных комплексов, тип и вид режима	Период наблюдений
3	167р	с. Средний Васюган	$P_{2tv}$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1972–2015
4	169р	с. Средний Васюган	$a2Q_{1tb}$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1972–2010
5	284р	с. Подгорное	$P_{2jr}+P_{3nm}$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1975–2010
6	94р	с. Подгорное	$N_1$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1965–2015
7	79р	с. Зырянское	$K_{2sms}$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1965–2015
8	80р	с. Зырянское	$P_{3lg}$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1965–2010
9	113р	с. Белый Яр	$N_1$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1968–2012
10	114р	с. Белый Яр	$P_{3lg}$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1968–2012
11	115р	с. Белый Яр	$K_{2sms}$ , напорные воды весенне- осеннего питания	1968–2010
12	118р	с. Усть- Озёрное	$Q_{1tb}$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1968–2010
13	92р	с. Кривошеино	$aQ_{2tb}$ , междуречный режим	1965–2015
14	123р	с. Александров ское	$1Q_{III}$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1968–2015
15	124р	с. Александров ское	$1Q_{III}$ , грунтовые воды весенне- осеннего питания, террасовый вид	1968–2010

## 2.2. Методика исследования

В процессе исследования использовались методы математического моделирования гидрогеологических процессов, статистический, географо-гидрологический.

Статистический анализ проводился для выявления многолетних изменений уровней подземных вод и климатических параметров. Статистический анализ заключался в проверке нулевых гипотез:

1) о случайности с помощью критерия Питмена  $\pi$  (2.1.1, 2.2.2) и с использованием линейной модели вида (2.1.3):

$$\pi = r_* \cdot \sqrt{\frac{N-2}{1-r_*}}, \quad (2.1.1)$$

$$r_* = k_1 \cdot \sqrt{\frac{D_t}{D_X}}, \quad (2.1.2)$$

$$X = k_1 \cdot t + k_2, \quad (2.1.3)$$

где  $X$  – значение исследуемого показателя;  $t$  – календарный год;  $k_1$  и  $k_2$  – эмпирические константы;  $N$  – объём выборки;  $D_t$  и  $D_X$  – дисперсии величин  $t$  и  $X$ ;

2) об однородности рядов наблюдений с помощью критериев Стьюдента  $S$  и Фишера  $F$ :

$$S = \frac{|A_1 - A_2|}{\sqrt{N_1 \cdot D_1 + N_2 \cdot D_2}} \cdot \sqrt{\frac{N_1 \cdot N_2 \cdot (N_1 + N_2 - 2)}{N_1 + N_2}}, \quad (2.1.4)$$

$$F = \frac{\max(D_1; D_2)}{\min(D_1; D_2)}, \quad (2.1.5)$$

где  $A_1, A_2$  – выборочные средние;  $D_1, D_2$  – выборочные дисперсии;  $N_1, N_2$  – объёмы сравниваемых выборок (Пособие..., 1984; Христофоров, 1993; Handbook..., 1984). Вывод о неслучайном изменении или нарушении однородности рядов делался при уровне значимости  $\alpha=5\%$  в случае, когда расчетная статистика ( $S, F, \pi$ ) по модулю превышала соответствующее критическое значение.

При изучении связанности изменений уровней подземных вод вычислялись коэффициенты корреляции  $r$  и погрешности их расчета  $\delta_r=(1-r^2) \cdot (N-1)^{-0.5}$ . Статистически значимыми (с уровнем значимости 5%) принимались коэффициенты корреляции, удовлетворяющие условию  $|r| \geq 2 \cdot \delta_r$ .

Кроме данных об уровнях подземных вод, температуре атмосферного воздуха и атмосферных осадков также использовались данные многолетних наблюдений Росгидромета за уровнями и расходами вод средних рек в бассейне Оби. Выбор именно средних, под которыми, согласно (Гидрология суши..., 1988), понимаются реки с площадью водосбора от 20000 до 5000 км<sup>2</sup>, обусловлен тем, что их сток отражает зональные закономерности, в то время как сток малых рек азонален (соответствует местным условиям), а больших – гиперзонален (смещение особенностей, характерных для разных природных зон).

В качестве меры близости вычисленных и измеренных значений использовался квадрат корреляционного отношения  $R^2$  (Nash, Sutcliffe, 1970; Бефани, Калинин 1983). В качестве критического значения, согласно (Бефани, Калинин 1983; Крицкий, 1982), принято  $R^2=0,36$ .

Расчёт водного баланса в работе выполнялся для однородного периода, когда в целом для года выполняется условие:

$$Y_a \approx P_a - E_a, \quad (2.1.6)$$

где  $Y_a$ ,  $P_a$ ,  $E_a$  – средние годовые (за однородный многолетний период) значения слоя речного стока, атмосферных осадков и испарения (отнесены к центру водосбора). Месячные значения жидких атмосферных осадков  $P(T_a \geq 0)$  в первом приближении приняты по месячной сумме атмосферных осадков при температуре атмосферного воздуха  $T_a$  больше и равной 0°C. Соответственно, твёрдые атмосферные осадки  $P(T_a < 0)$  определены по месячной сумме осадков при температуре воздуха менее 0°C.

Влагозапасы в снежном покрове  $WS$  в  $i$ -й месяц приближённо определены по формуле (2.1.7), а коэффициент водоотдачи из снежного покрова  $k_{sm}$  – по формуле (2.1.8):

$$WS_i \approx \begin{cases} \delta_{WS} \cdot (WS_{i-1} - \delta_T \cdot k_{sm} \cdot T_{a,i} \cdot M_i), & T_{a,i} \geq 0 \\ \delta_{WS} \cdot (WS_{i-1} + P_i(T_{a,i} < 0) - \delta_T \cdot k_{sm} \cdot T_{a,i} \cdot M_i), & T_{a,i} < 0 \end{cases}, \quad (2.1.7)$$

$$k_{sm} = k_{sm,0} \cdot \frac{f_{fp} \cdot \exp(-1.4 \cdot \gamma) + f_{fb} \cdot \exp(-0.36 \cdot \gamma) + (1 - f_f)}{100 \cdot (1 - \beta)}, \quad (2.1.8)$$

где  $\delta_{WS}$  – дельта-функция, равная единице при положительном значении влагозапасов в снежном покрове и нулю – при отрицательном;  $\delta_T$  – дельта-функция, равная единице при положительном значении температуры атмосферного воздуха и нулю – при



отрицательном;  $k_{sm}$  – коэффициент водоотдачи из снежного покрова;  $k_{sm,0}$  – коэффициент стаивания снега (слой талой воды на  $1^\circ\text{C}$ ), принятый, согласно (Бефани, Калинин, 1983), в размере  $5 \text{ мм}/(^\circ\text{C}\cdot\text{сут})$ ;  $\beta$  – стаивание снега, при котором начинается водоотдача; для среднезернистого снега принято  $\beta=0.13$  (Бефани, Калинин, 1983);  $\gamma$  – коэффициент полноты леса (в долях единицы);  $M_i$  – количество суток в  $i$ -м месяце;  $f_f$  – лесистость водосбора (часть водосбора, занятая лесом), в процентах от площади водосбора;  $f_{fp}$  и  $f_{fb}$  – части водосбора, занятые хвойным и лиственным лесом, в процентах от площади водосбора; значения  $f_f$  приняты по (Основные гидрологические..., 1979), а значения  $f_{fp}$  и  $f_{fb}$  – согласно (Дюкарев и др., 1991).

Водоотдача из снежного покрова  $h_{sm,i}$  в  $i$ -месяц определялась по разнице влагозапасов месяцы  $i$  и  $i-1$ :

$$h_{sm,i} = \delta_{WS} \cdot (WS_i - WS_{i-1}), \quad (2.1.9)$$

Испарение с поверхности водосбора  $E_i$  в  $i$ -м месяце вычислено по уравнению Харгрейва с учётом рекомендаций (Allen et al., 1998):

$$E_i = k_{E,1} \cdot M_i \cdot R_0 \cdot (T_{a,i} + k_{E,2}) \cdot \sqrt{T_{a,\max,i} - T_{a,\min,i}}, \quad (2.1.10)$$

где  $R_0$  – внеземная радиация,  $\text{кДж}/(\text{см}^2\cdot\text{месяц})$ ;  $T_{a,\max,i}$ ,  $T_{a,\min,i}$  – максимальные и минимальные месячные значения температуры атмосферного воздуха,  $^\circ\text{C}$ ;  $k_E$  и  $k_T$  – эмпирические коэффициенты, рассчитанные по критерию Нэша и Сатклифа (Nash, Sutcliffe, 1970) при максимальном приближении к значениям среднегодового месячного испарения, вычисленного по методу Пенмана-Монтейна (Allen et al., 1998; Hendrics, 2010) по данным измерений элементов теплового баланса на метеостанциях Западной Сибири; для расчёта использованы данные (Климат Западной..., 1963; Научно-прикладной..., 1993; СНиП 23-01-99, 2003).

Дополнительно были рассчитаны объёмная влажность и льдистость почвы. Расчёт влажности почвы выполнен, согласно (Бефани, Калинин, 1983), по эмпирическим формулам (2.1.11)–(2.1.13) по заданным средним значениям измеренных влагозапасов в метровом слое почвы и грунта на третью декаду мая и августа (Дюкарев и др., 1991):

$$w_i \approx \frac{w_{1,i,b} + w_{1,i,b}}{2000}, \quad (2.1.11)$$

$$w_{1,i,e} = (w_{1,i,b} + P_i(T_a \geq 0) + h_{sm,i}) \cdot \exp(-0.007 \cdot E_0), \quad (2.1.12)$$

$$E_{0,i} = 0.18 \cdot (T_{a,i} + 25)^2 \cdot (1 - f_{a,i}), \quad (2.1.13)$$

где  $w_i$  – среднее месячное значение влажности почвы,  $\text{м}^3/\text{м}^3$ ;  $w_{1,i,b}$  и  $w_{1,i,b}$  – влагозапасы в метровом слое почвы и грунта на начало и конец  $i$ -го месяца, мм;  $E_{0,i}$  – испаряемость, мм/месяц;  $f_{a,i}$  – среднемесячная относительная влажность атмосферного воздуха, в долях единицы. Расчёт начинается с конца марта. Начальные влагозапасы в метровом слое почвы и грунта (в конце марта) подбираются из условия минимума суммы модулей отклонений расчётных и измеренных значений.

Расчёт льдистости почвы (содержания льда)  $\Lambda$  для месяцев с отрицательной температурой почвы выполнен подбором (метод общего понижающего градиента в MS Excel) по уравнениям (2.1.14)–(2.1.15) согласно (Гельфан, 2007):

$$\frac{55}{12} \cdot (1 + 8 \cdot \Lambda_i)^2 \cdot \left( \frac{\Phi - \Lambda_i}{\Phi} \right)^{b-1} \cdot \left( \frac{\Psi}{w_i - \frac{\rho_l}{\rho_w} \cdot \Lambda_i} \right)^b + T_{s,i} = 0, \quad (2.1.14)$$

$$b = \frac{2.7 - 5.2 \cdot 10^{-6} \cdot w_{fc}^{3.5}}{\lg w_{fc} - \lg \Psi}, \quad (2.1.15)$$

где  $\Phi$  – пористость почвы;  $\Psi$  – максимальная гигроскопичность почвы;  $\rho_l$  и  $\rho_w$  – плотность льда и воды; принято  $\rho_l/\rho_w \approx 0.9$ ;  $w_{fc}$  – наименьшая влагоёмкость почвы;  $T_s$  – температура почвы на глубине 0.5 м.

Пористость почвы  $\Phi$  ( $\text{м}^3/\text{м}^3$ ) и содержание глинистых частиц  $C_{Cl}$  (частиц с диаметром менее 0.002 мм) принято по данным (Clapp, Hornberger, 1978; Dunne, Willmott, 1996) в редакции (Гусев, Насонова, 2010). Максимальная гигроскопичность  $\Psi$  определена из соотношения (Вершинина и др., 1985):

$$w_{wp} = 1.34 \cdot \Psi, \quad (2.1.16)$$

где  $w_{wp}$  – влажность завядания. Наименьшая влагоёмкость почвы  $w_{fc}$  ( $\text{м}^3/\text{м}^3$ ) и влажность завядания  $w_{wp}$  ( $\text{м}^3/\text{м}^3$ ) рассчитана по зависимостям (Noilhan, 1996):

$$w_{fc} = 89.0467 \cdot 10^{-3} \cdot C_{Cl}^{0.3496}, \quad (2.1.17)$$

$$w_{wp} = 37.1342 \cdot 10^{-3} \cdot C_{Cl}^{0.5}, \quad (2.1.18)$$

где содержание глинистых частиц  $C_{Cl}$  в % от веса почвы (приводится по (Гусев, Насонова 2010)). Класс почв принят по материалам исследований, выполненных в Томском государственном и Томском политехническом университетах (Савичев, 2010) с учётом данных (Непряхин, 1977).

Средняя месячная температуры почвы на глубине 0.5 м от поверхности определяется по эмпирической зависимости (2.1.19), полученной методом наименьших квадратов по данным интерполяции среднемесячных значений температуры почвы на глубине 0.4 и 0.8 м:

$$T_{s,i} = k_{s,1} \cdot T_{a,i} + k_{s,2}, \quad (2.1.19)$$

где  $k_{s,1}=0.589\pm 0.057$ ;  $k_{s,2}=5.586\pm 0.216$ ; квадрат корреляционного отношения вычисленных и измеренных значений  $R^2=0.80$ .

Для получения статистически достоверной информации и обоснования результатов об изменениях среднегодовых уровней подземных вод, а также атмосферных осадках и температуре воздуха был выполнен статистический анализ по уравнениям 2.1.1–2.1.5. Для объяснения полученных результатов изменений уровней и расходов подземных вод в работе построена модель водного баланса (глава 6) на основе уравнений 2.1.6–2.1.19.

## **ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЁЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Подземная гидросфера находится в постоянном изменении как под влиянием эндогенных (тектонических), так и экзогенных (космогенных и различных геофизических) процессов. Масштабы этих изменений в региональном плане изменчивы и зависят от сочетаний различных режимобразующих факторов и условий. Под режимобразующими факторами понимаются такие процессы, которые, изменяясь во времени, приводят к изменению в подземных водах (геологические, метеорологические, гидрологические и антропогенные). Под режимобразующими условиями понимают ту природную обстановку (тектоническая структура, рельеф, литология водовмещающих пород и др.), которая в период наблюдений практически не изменяется, но определяет характер воздействия факторов на подземные воды (Ковалевский В.С., 1994). Возможности применения конкретных методов оценки подземного стока определяются прежде всего особенностями природных условий и состоянием гидрогеологической изученности территории. Поэтому, ниже рассмотрены основные факторы и условия формирования подземного стока таёжной зоны Западной Сибири.

### **3.1 Географическое и административное положение**

Большая часть исследуемого района (таёжной зоны Западной Сибири) соответствует территории Томской области. Область расположена в юго-восточной части физико-географической страны Западной Сибири, соответствующей среднему течению р. Обь. На юге Томская область граничит с Кемеровской и Новосибирской областями, на западе – с Омской областью, на востоке – с Красноярским краем, на севере – с Ханты-Мансийским автономным округом (Экологический мониторинг, 2012; 2015). Площадь региона составляет 314,4 тыс. км<sup>2</sup>. Лесные земли составляют 68,3 % от общей площади. Общий запас древесины – 2,9 млрд. м<sup>3</sup>. Расчетная лесосека – 41 млн. м<sup>3</sup>. Болота занимают 32 % от площади области. На земли сельскохозяйственного назначения приходится 6,4 %, земли водного фонда – 0,5 %, земли населенных пунктов

– 0,4 %, земли промышленности, энергетики, транспорта и иного специального назначения – 0,2 %. На территории Томской области насчитывается 18,1 тыс. рек общей протяженностью 95 тыс. км, озер 112,9 тыс.

Административно область состоит из 16 районов, 601 населенного пункта, в том числе – 6 городов (гг. Томск, Северск, Асино, Колпашево, Стрежевой, Кедровый). Численность населения составляет 1,04 млн. чел., из них 70,2 % – доля городских жителей. Средняя плотность населения – 3,4 человек на 1 км<sup>2</sup>.

### 3.2. Геоморфологические и геологические условия

Томская область расположена в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины – одной из величайших равнин мира. По ее южной, восточной и западной окраинам преобладают наклонные равнины, возвышенности, плато, а в центральных частях – низменности. На территории области выделяются Кетско-Тымская, Чулымская, Приаргинская, Восточно-Барабинская и Васюганская наклонные равнины (Рис. 3.2.1). В центральной части области с юго-востока на северо-запад протягивается Обь-Тымская низменность, в ее пределах расположена долина р. Оби (Евсеева, 2001; Гидрогеология СССР, 1970).

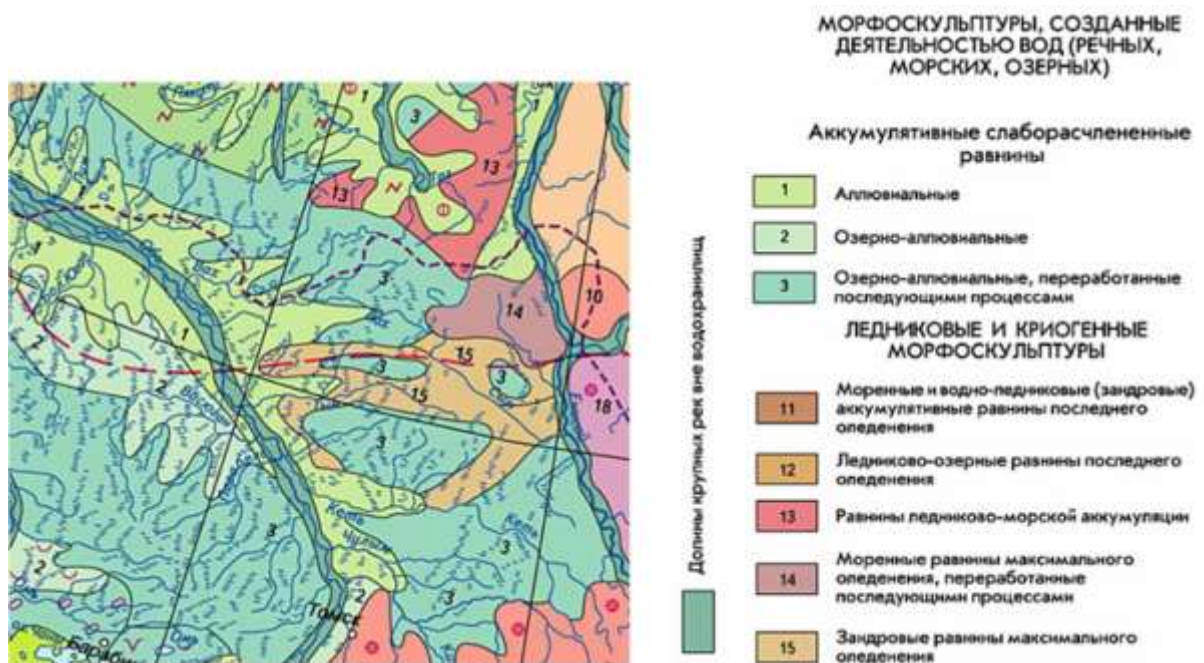


Рисунок – 3.2.1. Фрагмент геоморфологической карты с морфоскульптурными комплексами (Национальный атлас...)

Кетско-Тымская наклонная равнина занимает бассейн Кети и Тыма. Абсолютные высоты ее постепенно снижаются с востока на запад к долине Оби от 180 до 100 м. Поверхность равнины преимущественно плоская, заболоченная, особенно на правобережье Кети (до 50-52 %) (Евсеева, 2001).

Чулымская наклонная равнина расположена в бассейне среднего и нижнего течения реки Чулым и его правых притоков – Чичкаюла и Улуюла. Поверхность равнины полого-увалистая с небольшими плоскими участками, абсолютные высоты изменяются от 120 до 190 м. Высшая точка 191 м – приурочена к верховьям рек Улуюла и Чичкаюла (Евсеева, 2001).

Приаргинская наклонная равнина расположена в зоне крутого погружения древних структур Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна и занимает в пределах Томской области бассейны рек Чети, Кии Томь-Яйское междуречье. Абсолютные высоты ее изменяются от 150 до 250 м, местами более (Евсеева, 2001).

Васюганская наклонная равнина занимает практически все левобережье Оби. Абсолютные высоты ее в пределах области не превышают 166 м. В центральных частях равнина плоская, сильно заболоченная (до 70 %), в пределы области заходит часть (2,3 млн. га) Васюганского болота – крупнейшего на земном шаре (Евсеева, 2001).

Обь-Тымская низменность протягивается с юга на северо-запад в центральной части области. Абсолютные высоты ее колеблются от 40 до 100 м, поверхность низменности плоская, заболоченная, по ней протекает р. Обь (Евсеева, 2001).

Река Обь делит область на относительно возвышенную (до 193 м) правобережную часть и пониженную левобережную. Наиболее возвышенным является Томь-Яйское междуречье, куда заходят отроги Кузнецкого Алатау. Здесь расположена высшая точка Томской области – 264 м. Отсюда поверхность понижается в северо-западном направлении. Минимальная высота равна 30 м и приурочена к урезу воды реки Обь на северной границе области (Трофимов, 1980).

Рельеф Томской области имеет ряд особенностей:

1. Плоский, сильно заболоченный (средняя заболоченность Западно-Сибирской равнины составляет 30 % (Лисс и др, 1987), на территории Томской области 39,5-50 % (Дюкарев, 1991; Инишева 1995);

2. На междуречье Оби и Енисея в пределах области прослеживаются древние ложбины стока. В рельефе ложбин стока наблюдается чередование линейно вытянутых параллельно бортам песчаных грив.

В структурно геологическом отношении (рис. 4.2.2) рассматриваемая территория приурочена к обширной Западно-Сибирской плите, фундамент которой образован докембрийскими складчатыми, в значительной степени метаморфизированными, породами различного генезиса, а платформенный чехол – мощный толщей рыхлых и слабосцементированных отложений мезо-кайнозойского возраста. Фундамент плиты выходит на поверхность по склонам горного обрамления ее, а в центральной части структуры залегает на глубине до 3000 - 4000м (Ресурсы подземных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

Отложения мезозойского возраста (юра, мел) распространены на большей части рассматриваемой территории и отсутствуют только на некоторых участках по периферии низменности на сводах отдельных локальных поднятий Внешнего пояса плиты (выпадают юрские и частично нижнемеловые осадки). Они залегают под четвертичными осадками и выходят непосредственно на поверхность в крайней приуральской и юго-западной частях территории юга Западной Сибири и особенно широко в пределах Обь-Енисейского междуречья (область распространения меловых отложений Чулымо-Енисейского района). На остальной территории они повсеместно перекрыты более молодыми (палеоген, неоген) осадками и вскрываются на глубине до 750-900 м и реже более (Ресурсы подземных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

В целом на юге Западной Сибири мезозойские отложения представлены сложным комплексом континентальных, прибрежно-морских и морских осадков, среди которых преобладают песчано-глинистые и глинистые толщи (глины, аргиллиты, глинистые алевролиты, тонко- и мелкозернистые глинистые пески и песчаники). Преобладание континентальных и прибрежно-морских фаций (пески, песчаники, песчанистые алевролиты) характерно для среднеюрских осадков и отложений верхнего валанжинготерива, апт-сеномана и верхнего турона-сантона (юго-восточная часть территории). Наиболее опесчаненные разрезы мезозойских толщ (пески, песчаники, алевролиты, реже грубозернистые песчаники, гравеллиты, конгломераты) свойственны участкам, расположенным вблизи палеозойского обрамления, сводовым частям крупных локальных поднятий и Чулымо-Колпашевскому району.





Общая мощность мезозойских отложений в центральной части плиты достигает 2500-3000 м и более (Ресурсы подземных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

Отложения палеогеновой системы распространены практически на всей рассматриваемой территории, кроме Чулымо-Енисейского района. На большей её части они залегают согласно на породах мелового возраста или с размывом на образованиях складчатого фундамента. Разновозрастные отложения палеогена залегают непосредственно под четвертичным покровом и обнажаются по речным долинам (рис.3.2.3-3.2.6).

Большая часть разреза палеогеновых отложений (от палеоцена до нижнего олигоцена включительно) в центральной и западной частях низменности представлена морскими глинистыми осадками. Общая мощность глинистой толщи (глины, глинистый опоки, диатомиты) в центре структуры достигают 600-700 м, реже более. Только вблизи границ области распространения морские глинистые отложения палеогена замещаются континентальными пачками песков, разнозернистых песчаников и кремнистых опок.

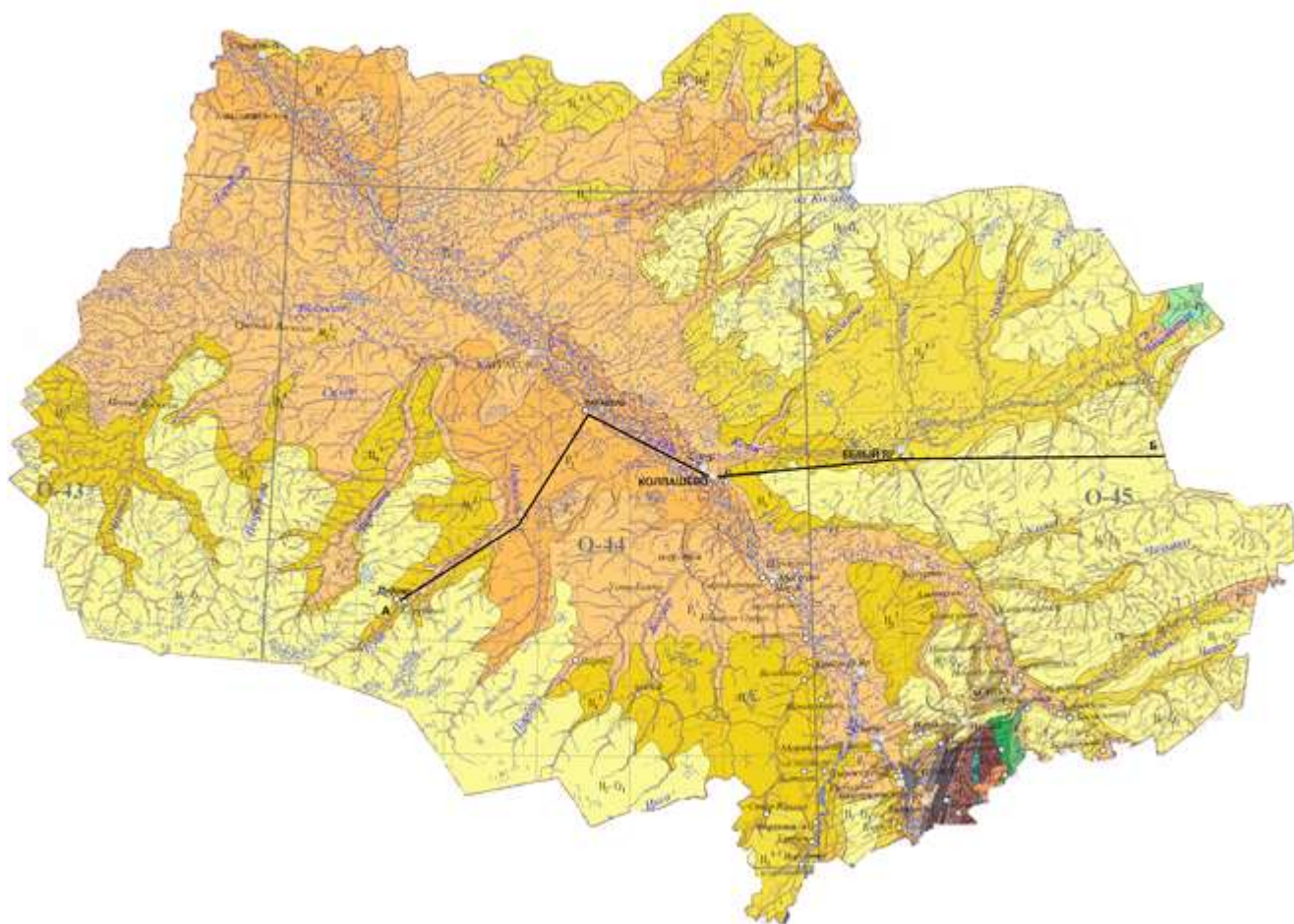


Рисунок – 3.2.3. Геологическая карта исследуемой территории (См. условные обозначения на рис.3.2.4.) (Государственная геологическая...)

Условные обозначения

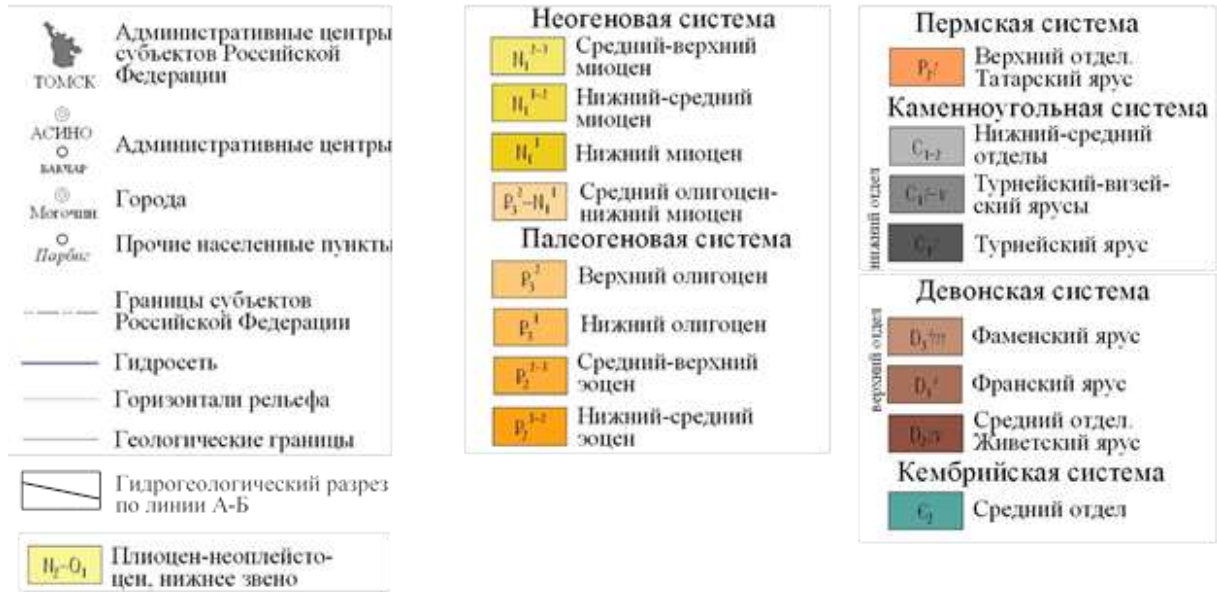


Рисунок – 3.2.4. Условные обозначения к геологической карте (рис. 3.2.3)  
 (Государственная геологическая...)

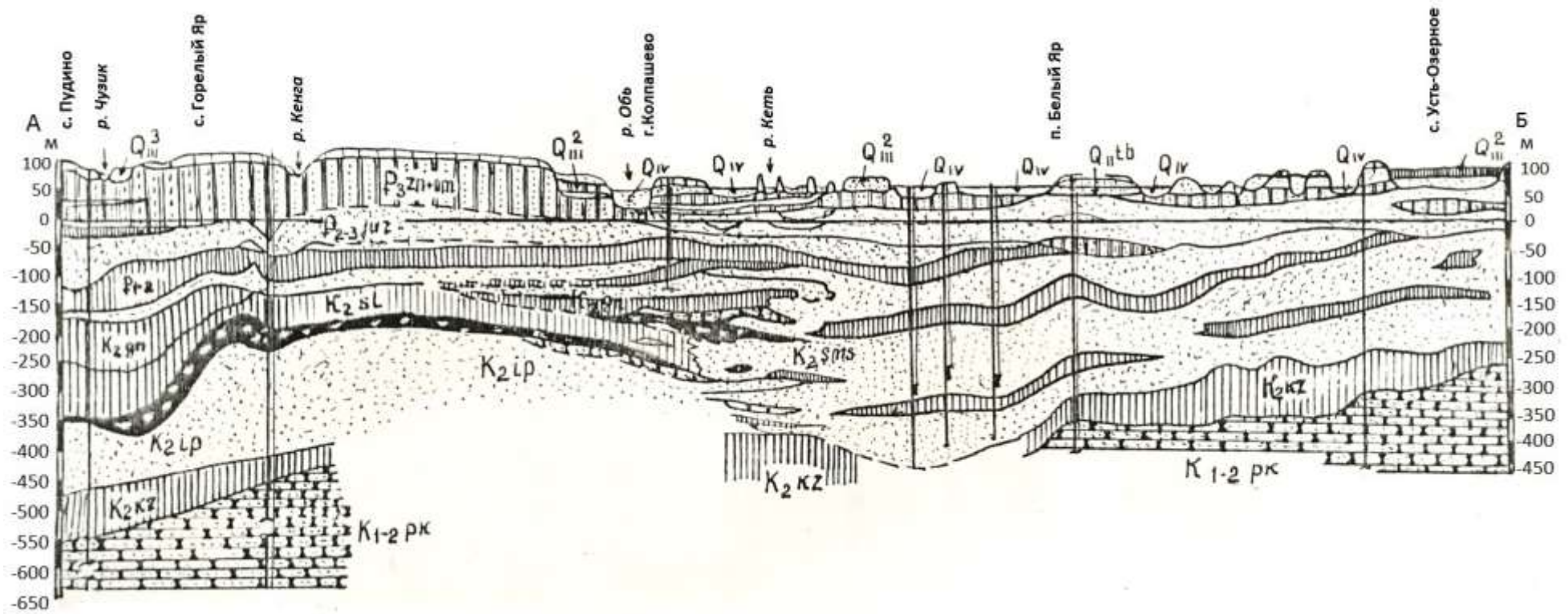


Рисунок – 3.2.5. Геологический разрез по линии А–Б (Быкова, 1986).

## Условные обозначения

$Q_{IV}$	Отложения поймы: аллювиальные пески, галечники, торф	$P_{1-2}$	Морские, прибрежно-морские и аллювиальные отложения. Парабельская свита. Песчаники и пески с прослоями глин. Люлинворская свита. Глины, пески, прослойки песчаников
$Q_{III}^1$	Отложения первой надпойменной террасы: аллювиальные пески, галечники, супеси, суглинки	$K_2 gn$	Ганькинская свита. Морские глины известковистые, песчаники железистые, оолитовые железные руды
$Q_{III}^2$	Отложения второй надпойменной террасы: аллювиальные пески, галечники, супеси, суглинки	$K_2 sl$	Славгородская свита. Морские отложения: глины алевроитовые с прослоями песчаников
$Q_{III}^3$	Отложения третьей надпойменной террасы: аллювиальные пески, галечники, суглинки	$K_2 sms$	Сымская свита. Озерно-аллювиальные, болотные отложения: пески с примесью каолина, окатышами глин, алевролиты
$Q$	Нерасчлененные четвертичные отложения	$K_2 ip$	Ипатовская свита. Прибрежно-морские отложения: алевроиты и песчаники, пески, в кровле железистые песчаники и оолитовые железные руды
$Q_{II} tb$	Тобольский горизонт. Озерно-аллювиальные пески с глинистыми окатышами, галечники	$K_2 kz$	Кузнецовская свита. Морские глины с прослоями. Водоупор
$P_{3zn+nm}$	Олигоцен. Озерные, болотные, аллювиальные отложения знаменской и новомихайловской свит. Пески, глины, бурые угли	$K_2 kz$	Покурская свита. Песчаники, алевролиты
$P_{2-3} jur$	Юрковская толща. Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, пески, редко с прослоями глин		

## Литология






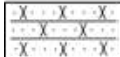
	Покровные суглинки и глины		Аргиллиты и глины
	Пески		Оолитовые железные руды
	Переслаивание глин и песков		Песчаники и алевролиты

Рисунок – 3.2.6. Условные обозначения для геологического разреза А–Б (рис. 3.2.5) (Быкова, 1986).

Отложения олигоценового возраста (кроме нижнеолигоценовых слоев чеганской свиты) повсеместно представлены комплексом пород континентального генезиса (разнозернистые пески, алевритовые глины и алевриты с прослоями бурых углей и лигнитов). В разрезе континентального олигоцена юга Западной Сибири выделены преимущественно песчаные отложения атлымского горизонта, песчано-глинистые и глинисто-алевритовые осадки новомихайловского и знаменского горизонтов. Общая мощность континентальных отложений олигоцена в центральной части плиты достигает 280-300 м (рис.3.2.3-3.2.6) (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы подземных..., 1973).

Отложения неогенового возраста распространены на значительно меньшей площади, чем нижележащие осадки континентального олигоцена. В пределах Обь-Енисейского междуречья отложения неогена распространены отдельными изолированными участками широких водораздельных пространств или в виде отчетливо выраженных долин, вложенных в более древние отложения. На большей части территории отложения неогена представлены глинистыми породами с невыдержанными прослоями и линзами мелко- и тонкозернистыми песков и алевритов. Общая мощность неогена достигает 100-120 м (рис.3.2.3-3.2.6).

Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности представлены сложным комплексом разновозрастных осадков аллювиального, озерно-аллювиального, озерно-болотного, субэрального, эолового и делювиально-пролювиального генезиса. Аллювиально-озерные и озерно-болотные отложения распространены в северной части рассматриваемой территории. В большинстве случаев четвертичные отложения залегают на породах неогена и палеогена и только в Чулымо-Енисейском районе и по окраинам низменности – на породах мезозоя (мел, юра). Общая мощность четвертичных отложений изменяется в широких пределах от 30-50 м до 200 м (рис.3.2.3-3.2.6) (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы подземных..., 1973).

Особенностью разреза четвертичных отложений является резкое преобладание существенно глинистых осадков (суглинки, ленточные глины, тяжелые супеси, глинистые пески) озерно-ледникового, озерного и субэрального генезиса. Весьма характерно двухслойное строение разреза, когда грубозернистые песчаные отложения залегают только в основании четвертичного покрова, замещаясь в верхней части глинами и суглинками (Обь-Иртышское междуречье, Чулымо-Енисейский район).

### 3.3. Гидрогеологические условия

Рассматриваемая территория расположена в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна (ЗСАБ) и соответствует участку среднего течения реки Обь. В геологическом разрезе ЗСАБ отчетливо выделяется складчатый фундамент, сложенный породами докембрийского и палеозойского возраста, и чехол, образованный платформенными полого залегающими терригенными осадками мезозоя и кайнозоя. В разрезе мезозойско-кайнозойских отложений, в свою очередь, выделяются два гидрогеологических этажа с резко различными условиями формирования подземных вод, разделенные мощным региональным водоупором верхнемелового-палеогенового возраста (Состояние геологической... 2015; Гидрогеология СССР, 1970).

Основным объектом изучения в данной работе является верхний гидрогеологический этаж, поэтому более подробно будут рассмотрены первые два гидрогеологических комплекса (рис. 3.3.1–3.3.3), залегающие в зоне активного водообмена.

Верхний гидрогеологический этаж представляет собой многослойную фациально изменчивую толщу, включающую более 30 водоносных горизонтов, приуроченных к палеогеновым, неогеновым и четвертичным отложениям. Он характеризуется, в целом, свободным водообменом, интенсивность которого с глубиной снижается и в нижней части этажа водообмен становится затрудненным. Воды верхнего этажа преимущественно пресные, реже слабосоленоватые. Питание подземных вод осуществляется, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков на приподнятых участках междуречных пространств и склонах речных долин. Зоны разгрузки бассейнов стока приурочены к руслам рек и прилегающим к руслу пойменным и низким надпойменным террасам (Состояние геологической..., 2006).

**Неоген четвертичный водоносный комплекс** развит практически повсеместно в пределах артезианского бассейна. В его состав входит четвертичные отложения пойменно-террасового комплекса современной речной сети, пайдугинской, тобольской, смирновской, кочковской свит и миоцена. В пределах Томского выступа водоносные отложения распространены локально в виде маломощных прослоев линз. Водоносные породы представлены песками различной зернистости с линзами и прослоями глин и суглинков, супесями, гравийно-галечниковыми отложениями.

Основное питание водоносный комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков практически на всей площади своего распространения – на приподнятых участках плоских междуречных пространств и склонах речных долин. Исключение составляют водорозделы, сложенные глинистыми отложениями федосовской, смирновской и кочковской свит, где инфильтрация затруднена.

Кровля водоносных отложений и уровень подземных вод иногда совпадают с дневной поверхностью, главным образом, в долинах рек. На водоразделах глубина залегания кровли достигает 88-94 м (южная часть Обь-Томского междуречья). Мощность водовмещающих отложений изменяется от 0,7 м в долинах рек до 47 м – на водоразделах. На значительной части своего распространения горизонт имеет свободную урвенную поверхность. При наличии в кровле глин создается напор в пределах 10-30 (5-40 м 2014г) и более метров.

Мощность водовмещающих отложений изменяется от 2,7 м в долинах рек до 39 м на водоразделах (Состояние геологической... 2014).

Водообильность отложений резко изменчива и в плане, и в разрезе, что связано с неоднородностью их литологического состава и разной степенью от 0,002 до 4,06 л/с. Коэффициенты водопроницаемости также изменяются в очень широких пределах (от 19 до 430 м<sup>2</sup>/сут).

На водораздельных плато, за исключением площадей, занятых древними ложбинами стока, водоносный горизонт защищен от поверхностного загрязнения. В долинах рек в пределах ложбин стока (преимущественно северо-восточная часть области) грунтовый водоносный горизонт не защищен или слабо защищен от загрязнения.

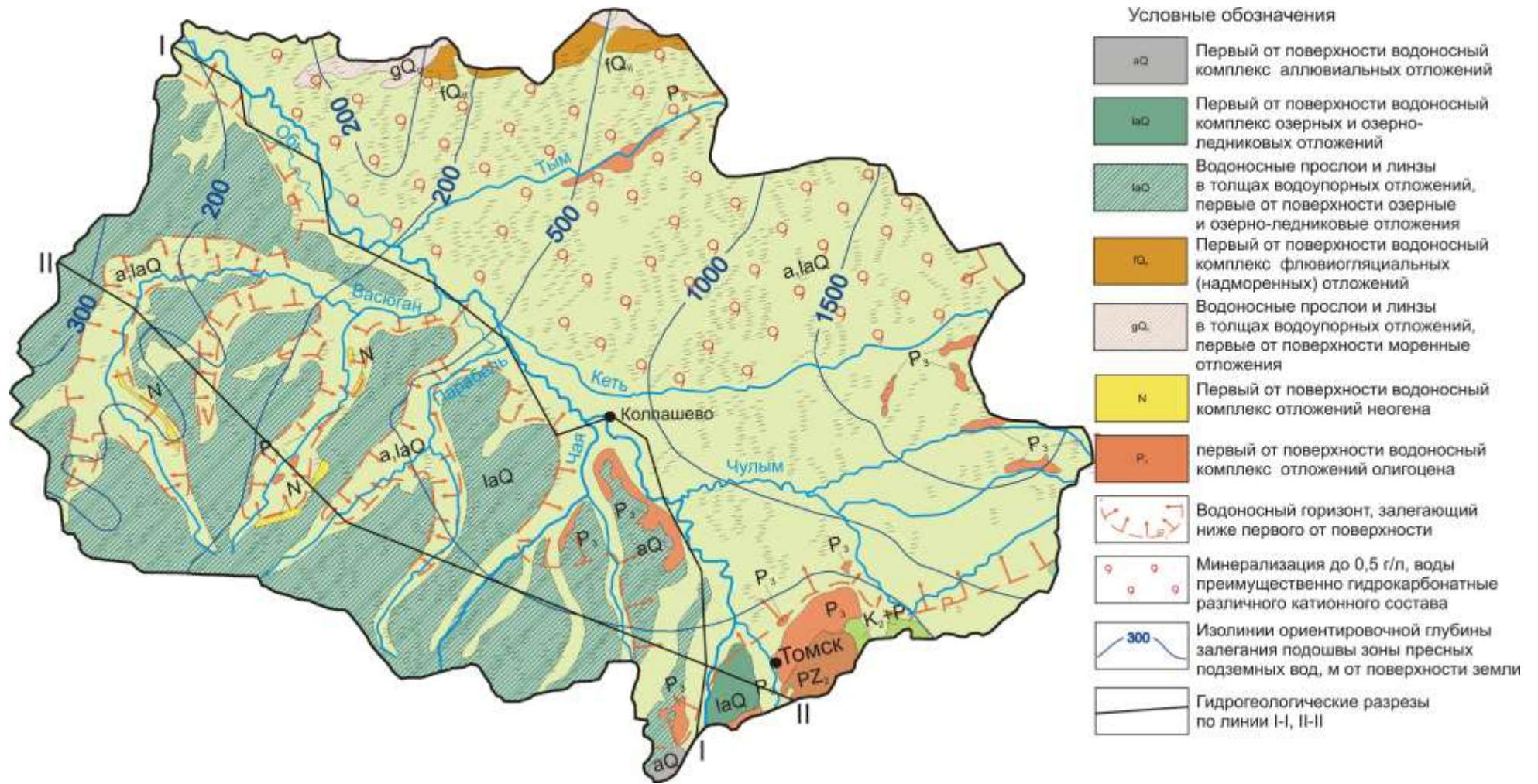


Рисунок – 3.3.1. Гидрогеологическая карта исследуемой территории. Карта построена на основе (Атлас гидрогеологических..., 1983)



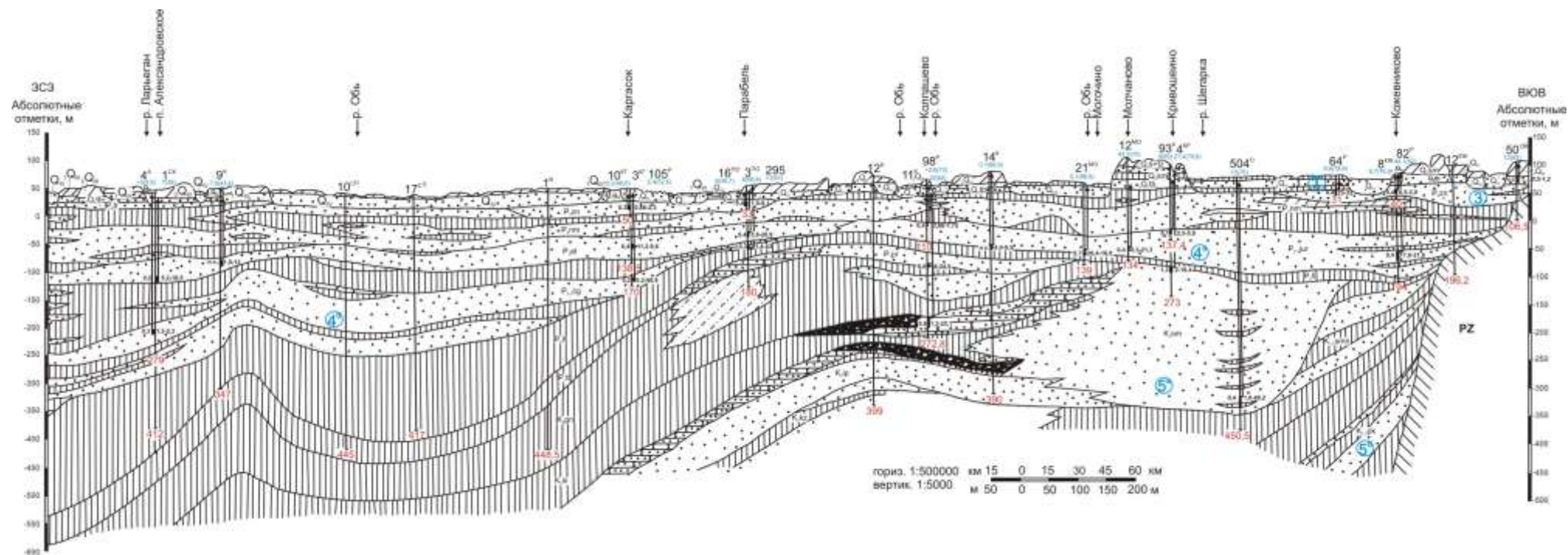


Рисунок – 3.3.2. Гидрогеологический разрез по линии I-I (Земскова, Смоленцев 1984)

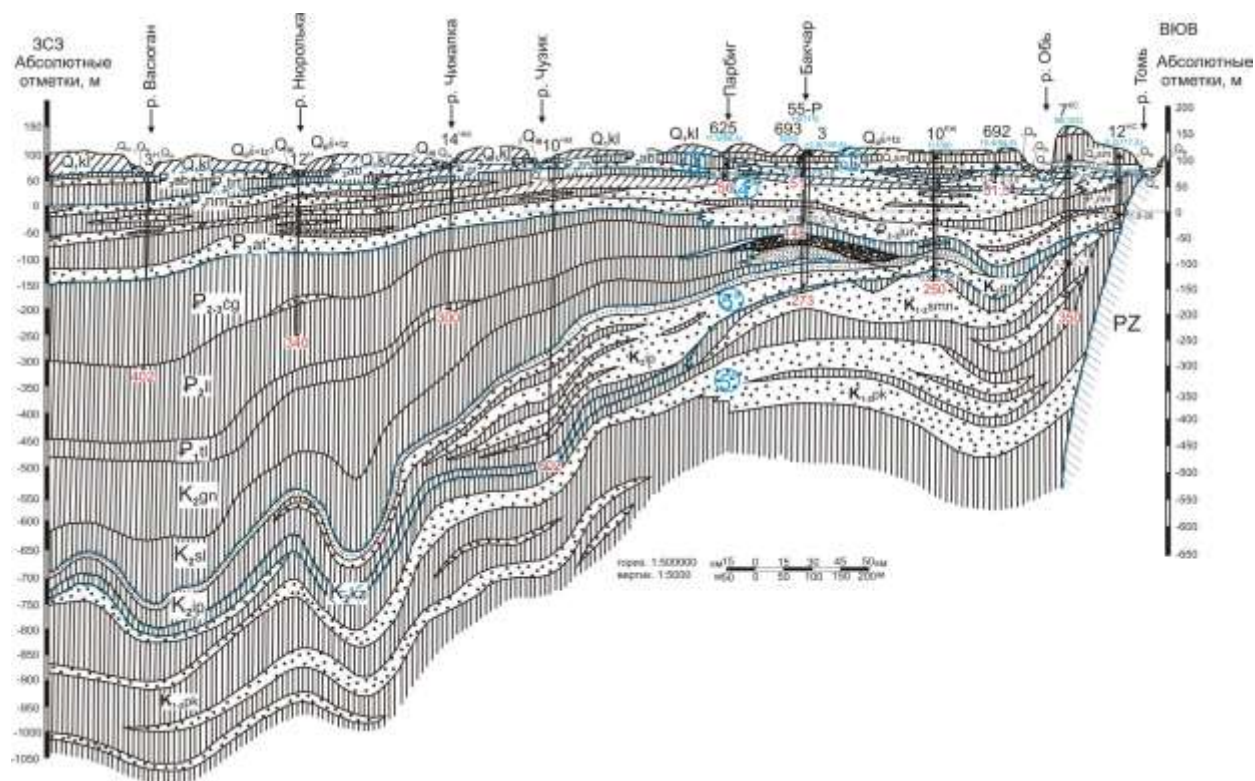


Рисунок – 3.3.3. Гидрогеологический разрез по линии II-II (Земскова, Смоленцев 1984)



- Водоносные комплексы**
- 1 3 Границы и номера расчетных водоносных горизонтов, комплексов
- 1 Водоносный комплекс неоген-четвертичных отложений
  - 4<sup>a</sup> Водоносный комплекс палеогеновых отложений (палеоценовых-среднеолигоценовых)
  - 4<sup>b</sup> Водоносный горизонт верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений чеганской свиты
  - 5<sup>a</sup> Водоносный комплекс верхнемеловых-палеоценовых отложений
  - 5<sup>b</sup> Водоносный комплекс нижне-верхнемеловых отложений

Рисунок – 3.3.4 (а). Условные обозначения к гидрогеологическим разрезам I-I и II-II

## Стратиграфическое деление

$Q_{IV}$	Современные аллювиальные отложения пойменных террас. Галечники, пески, супеси, суглинки, глины.	$P_{2n}$	Нижний-средний олигоцен. Атлымская свита. Пески, прослои алевритов, глин, бурых углей.
$1Q_{III}$	Верхнечетвертичные аллювиальные отложения первых надпойменных террас. Галечники, пески, супеси, суглинки, глины, илы.	$P_{1,2n}$	Верхний эоцен-нижний олигоцен. Юрковская свита. Пески, алевриты, глины, пропластки бурого угля.
$2Q_{III}$	Верхнечетвертичные аллювиальные отложения второй надпойменной террасы. Пески, супеси, суглинки, глины.	$P_{1,2n}$	Верхний эоцен-нижний олигоцен. Чеганская свита. Глины зелёные листоватые, алевритистые с прослоями песков и алевритов.
$3Q_{III}$	Верхнечетвертичные аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы. Пески, суглинки, глины.	$P_{2n}$	Эоцен. Люлинворская свита. Опоковидные глины, опоки, пески и песчаники кварцево-глауконитовые.
$Q_{II}S+tz$	Среднечетвертичные отложения. Ширтинский и тазовский горизонты. Глины, суглинки, пески.	$P_{2n}$	Палеоцен. Парабельская свита. Песчаники зеленовато-серые, глауконитово-кварцевые с прослоями опок и глин.
$Q_{II}sm$	Среднечетвертичные отложения. Самаровский горизонт. Глины, суглинки, пески.	$P_{2n}$	Палеоцен. Талицкая свита. Глины тёмно-серые, с прослоями песчаников.
$Q_{II}tb$	Среднечетвертичные отложения, Тобольская свита. Пески, галечники, алевриты, суглинки.	$K_{2n}$	Верхний мел. Ганькинская свита. Глины алевритовые известковистые с прослоями мергелей. (Кампанский, маастрихтский, датский ярусы)
$Q_{I}kl$	Нижнечетвертичные отложения. Кальватская свита. Суглинки, супеси, глины, пески.	$K_{2n}$	Верхний мел. Славгородская свита. Глины с прослоями глинистых опок, глауконитовых алевролитов и песчаников, включения пирита (Кампанский ярус).
$P_{3ab}$	Верхний олигоцен. Абросимовская свита. Пески, алевриты, глины.	$K_{2n}$	Верхний мел. Ипатовская свита. Песчаники, алевролиты, часто глауконитовые, с глинистым известковистым цементом (Коньякский, сантонский ярусы).
$P_{3gr}$	Верхний олигоцен. Журавская свита. Пески глауконитово-кварцевые, алевриты, алевритовые глины	$K_{2n}$	Верхний мел. Кузнецовская свита. Глины с прослоями глауконитовых алевролитов (Туронский ярус).
$P_{3trt}$	Верхний олигоцен. Туртасская свита. Алевриты глинистые, глины алевритовые, прослои песков.	$K_{2nm}$	Нижний-верхний мел. Симоновская свита. Глины, алевролиты, пески, прослои песков и песчаников (Аптский, альбский, сеноманский, туронский ярусы).
$P_{3tr}$	Верхний олигоцен. Трайгородская свита. Пески с каолинитом.	$K_{2nm}$	Нижний-верхний мел. Покурская свита. Глины, алевриты, песчано-алевоитовые глины (Аптский, альбский, сеноманский ярусы).
$P_{3zn}$	Верхний олигоцен. Знамеская свита. Пески, алевриты, глины.	$PZ$	Палеозойские образования - нерасчленённые.
$P_{3nm}$	Нижний-средний олигоцен. Новомихайловская свита. Глины, алевриты, прослои песков, бурых углей и лигнитов.		

Рисунок – 3.3.4 (б). Условные обозначения к гидрогеологическим разрезам I–I и II–II

**Палеогеновый водоносный комплекс**, объединяющий осадки лагернотомской, новомихайловской, атлымской, юрковской, иногда кусковской свит, распространен повсеместно на территории Томской области, за исключением ее южной части. Разрез его представляет многослойную фациально-изменчивую толщу песков, песчано-гравийно-галечниковых отложений, алевритов, глин с линзами лигнитов и бурых углей (Состояние геологической..., 2006; 2014; 2015).

Основное питание водоносный комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков, наиболее интенсивной в открытых северо-восточных, восточных и юго-восточных частях области, в нижнем течении рр. Парабель, Чая.

Верхней границей комплекса служат песчано-глинистые отложения лагернотомской свиты или глины новомихайловской, в подошве лежат глинистые и песчаные образования эоцена или верхнего мела. Глубина залегания кровли водоносного комплекса варьирует в очень широких пределах и увеличивается по мере движения с востока на запад и с северо-востока на юго-запад. В долинах крупных рек она не превышает 30-40 м, на водоразделах составляет 80-90 и более метров. Наиболее глубоко кровля водоносного комплекса залегает на юге Кожевниковского и Шегарского районов (110-120 м), а на междуречье рр.Улу-Юл и Чичка-Юл глубина залегания увеличивается до 195 м. Мощность водовмещающих отложений возрастает в запад-северо-западном направлении и изменяется от 0-10 м у границ выклинивание палеогеновых отложений в южной части области до 185 м на крайнем северо-западе.

Воды повсеместно напорные. Статистические уровни прослеживаются на глубинах первых метров прослеживаются в долинах рек, до 26-40 м и более – на водоразделах. В долинах р. Оби и ее крупных притоков часто наблюдается самоизлив и уровни устанавливаются на 0,5-10 и более метров выше поверхности земли.

Водообильность комплекса меняется как по площади, так и по разрезу, в зависимости от литологии и мощности водовмещающих отложений. Водоносные породы представлены песками различного механического состава. В общем плане уменьшение крупности песков происходит с юга и юга-востока на север и северо-запад, а в вертикальном разрезе – снизу-вверх.

Наиболее мелким составом отличаются пески лагернотомской и новомихайловской свит. В западной и северной частях области пески преимущественно тонко-мелкозернистые, а в юго-восточной – мелко-среднезернистые. Пески атлымской и

юрковской свит в верхней части разреза тонко-мелкозернистые, в нижней – крупно-грубозернистые с гравием и галькой в подошве. Для песчаной толщи характерно присутствие линз глин, бурых углей, растительного детрита.

Удельные дебиты скважин, фильтры которых установлены в интервале залегания средне-крупно-грубозернистых песков, изменяются от 1,2 до 3,01 л/с. Минимальные значения удельных дебитов (0,006 – 0,3 л/с) получены при откачках из скважин, фильтры которых установлены в тонко-мелко-среднезернистых глинистых песках (Состояние геологической..., 2014, 2015).

Величина водопроницаемости комплекса также характеризуется большой изменчивостью. Зоны с наибольшими величинами водопроницаемости (1000-2000 м<sup>2</sup>/сут и более) отмечаются в южной, центральной и северо-западных частях области, что связано с уменьшением мощности водовмещающих отложений и выклиниванием наиболее водообильных отложений юрковской свиты.

**Водоносный комплекс верхнемеловых отложений** сымской и симоновской свит имеет повсеместное распространение на территории области, за исключением крайней южной части (Томский выступ), но используется для водоснабжения только в Асиновском, Первомайском и Зырянском районах. Водовмещающие породы представлены песками различной зернистости (чаще всего от тонко- до среднезернистых с преобладанием мелкозернистых) с линзами и прослоями глин, алевролитов. Пески часто глинистые, каолинизированные, что резко ухудшает их фильтрационные свойства. Наиболее значительной каолинизацией обладают континентальные песчаные осадки сымской свиты на правом берегу р. Обь, в силу этого они относятся к слабопроницаемым породам среди мощной каолинизированной толщи песков встречаются линзы относительно промытых песков, которые представляют интерес в качестве возможных источников водоснабжения (Состояние геологической..., 2006; 2014; 2015).

Глубина до кровли водоносного комплекса составляет 80-140 м в южной и юго-восточной части области, по мере продвижения на северо-запад она увеличивается до 420 и более метров. Мощность водоносных отложений изменяется в очень широких пределах – от первых метров у границы выклинивания меловых отложений до 200 и более метров в северной части области. Мощности менее 100 м отмечаются в юго-восточной части области.

Пьезометрическая поверхность подземных вод устанавливается от 11,6 м выше поверхности земли до 4,3 м ниже в долинах рек, на водоразделах – на глубинах до 39,5 м. Воды повсеместно напорные. На крайнем юго-востоке области напоры составляют 70-100 м на северо-западе они увеличиваются до 446 м (Состояние геологической..., 2014; 2015).

Водообильность песков водоносного комплекса низка и определяется не столько их гранулометрическим составом, сколько степенью каолинизации. Минимальные удельные дебиты (0,002-0,024 л/с) получены из отложений сымской свиты в южной и центральной частях области. В то же время на этой же площади получены удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,08-0,01 л/с, часто составляют тысячные доли л/с. Максимальный удельный дебит (0,88 л/с) был получен при откачке из песков симоновской свиты в районе г. Асино.

Водопроницаемость водовмещающих отложений водоносного комплекса характеризуется резкой изменчивостью. Минимальные ее значения отмечаются вблизи Томского выступа (3-12 м<sup>2</sup>/сут), максимальные (600-900 м<sup>2</sup>/сут) – в Колпашевском и Бакчарском районах. Сосновского месторождения подземных вод в районе г. Асино величина водопроницаемости отложений симоновской свиты установлены в пределах от 60 до 339 м<sup>2</sup>/сут (Состояние геологической..., 2014; 2015).

Гидродинамический режим подземных вод на территории Томской области формировался как в естественных условиях, так и под влиянием техногенных факторов.

Естественные условия формирования гидродинамического режима грунтовых вод первого от поверхности водоносного комплекса четвертичных отложений сохранились на большей части территории области, нарушения его отмечалось лишь в пределах зон влияния крупных водозаборов и участков городской застройки.

Территория Томской области относится к провинции с устойчивым сезонным промерзанием зоны аэрации, в пределах которой основное питание грунтовых вод осуществляется весной за счет инфильтрации снеготалых вод. В пределах этой провинции выделяется несколько видов режима грунтовых вод: приречный, террасовый и междуречный, в пределах которых сезонные колебания уровня зависят от различных факторов.

**Приречный** вид режима типичен для грунтовых вод пойменных отложений р.Обь и ее крупных притоков. На этих участках режим грунтовых вод зависит не только от

инфильтрации атмосферных осадков и притока со стороны террас, но также тесно связан с гидрологическим режимом рек.

*Террасовый* вид режима характерен для грунтовых вод надпойменных террас р.Обь и ее крупных притоков, а также для вод неоген-четвертичных отложений, подстилающих террасовые при отсутствии разделяющих их водоупоров. Приходная часть баланса грунтовых вод здесь складывается из инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод со склонов и междуречий.

*Междуречный* вид режима подземных вод характерен для водораздельных пространств. Основную роль в питании подземных вод этого вида режима играет инфильтрация атмосферных осадков. Интенсивность питания зависит от мощности и литологического состава пород зоны аэрации (Состояние геологической..., 2006; 2014; 2015).

Нижний гидрогеологический этаж Западно-Сибирского артезианского бассейна объединяет водоносные комплексы верхнего турона-сантона (ипатовская свита), апт-сеномана, валанжин-готорива, средней юры и водносный комплекс образований складчатого фундамента плиты (Ресурсы подземных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970). Этаж сложен песчано-глинистыми породами различного возраста – от триасового до верхнемелового и отличается значительной мощностью отложений и высокими напорами подземных вод, затрудненным и весьма затрудненным водообменом. В краевой части артезианского бассейна, примыкающей к палеозойскому обрамлению, глинистые породы, как правило, отсутствуют или залегают в виде отдельных линз. Поэтому отложения верхнего и нижнего этажа представляют единую водоносную толщу. Питание вод нижнего этажа происходит, главным образом, в краевых частях бассейна. Движение подземных вод (за исключением вод верхнемеловых горизонтов) осуществляется к центру ЗСАБ (Состояние геологической..., 2006).

Характерные особенности структурно-геологического строения сложного Западно-Сибирского артезианского бассейна (ярусное расположение водоносных и водоупорных комплексов пород и чрезвычайно пологое залегание слоев со слабым падением к центральной части бассейна), незначительные уклоны поверхности территории, слабая эрозионная расчлененность и наличие широких и плоских междуречных пространств обуславливают весьма своеобразный характер движения и разгрузки подземных вод. В периферических частях Западно-Сибирского артезианского

бассейна, в непосредственной близости к горноскладчатому обрамлению, в формировании подземного питания рек и озер участвуют подземные воды практически всех водоносных комплексов мезо-кайнозойских отложений. По направлению к центральной части бассейна в связи с общим погружением и увеличением мощности осадочных отложений мезо-кайнозоя нижние водоносные комплексы (юрские и меловые) погружаются на значительную глубину и перекрывается толщей преимущественно глинистых водоупорных отложений.

### 3.4. Климатические условия

Климат Томской области характеризуется как континентальный – с коротким и тёплым летом, продолжительной и холодной зимой, поздними весенними и ранними осенними заморозками, равномерным увлажнением (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы поверхностных..., 1973; Евсева 2001). Равнинная поверхность и открытость территории Томской области с севера и юга благоприятны для свободного проникновения воздушных масс с Арктики и Средней Азии, что является одной из причин неустойчивости погоды (резкие изменения элементов погоды в сравнительно короткие периоды времени). В циркуляционных процессах во все времена года участвуют арктические и умеренные воздушные массы, летом – тропические.

Средняя годовая температура воздуха на территории области отрицательна и изменяется от  $-0,5^{\circ}\text{C}$  на юге до  $-2,7^{\circ}\text{C}$  на северо-востоке области. Минимум температуры приходится на январь. Средняя температура января изменяется по территории от  $-19,1^{\circ}\text{C}$  до  $-20,5^{\circ}\text{C}$  на юге, от  $-21,5^{\circ}\text{C}$  до  $-22,1^{\circ}\text{C}$  – на севере. Абсолютный минимум температуры воздуха зимой повсеместно ниже  $-50^{\circ}\text{C}$ . а в отдельных районах –  $-57-58^{\circ}\text{C}$ . Средний из абсолютных минимумов воздуха в зимние месяцы на территории области изменяется от  $-39$  до  $-44^{\circ}\text{C}$ . Самыми теплыми зимой бывают ноябрь и март, крайне редко (в 2% случаев) – декабрь и февраль (Научно-прикладной... 1993; Евсева, 2001).

Холодный период с температурами ниже  $0^{\circ}\text{C}$  длится в области 180-200 дней. Максимум температуры воздуха приходится на июль. Летом температурный режим более устойчив, чем зимой. Так, в Томске июль является самым теплым месяцем года в 89% случаев, самым холодным он был лишь в 4% случаев. В июле температурные различия по территории области невелики: от  $16,8-17^{\circ}\text{C}$  на северо-востоке и



заболоченных западных районах до 18,2°C на юго-востоке. Летом случаются заморозки. Продолжительность периода с температурой выше 0°C в Томской области составляет 165-185 дней. Продолжительность безморозного периода изменяется от 114-115 дней в г.Томске до 68-90 дней – в западных и восточных заболоченных районах области; в долине р.Оби – 113–125 дней (Научно-прикладной... 1993; Евсева, 2001).

Особенности циркуляции атмосферы на юго-востоке Западно-Сибирской равнины обуславливают преобладание юго-западных и южных ветров. Зимой и в переходные сезоны в области господствуют ветры южной четверти: южные, юго-восточные и юго-западные (Гидрогеология СССР, 1970, Ресурсы поверхностных..., 1973, Евсева, 2001). В летние месяцы увеличивается повторяемость северных ветров. На севере области и в долине реки Обь они преобладают. Средние месячные и годовые скорости ветра, как правило, невелики – 2-4 м/с. Повторяемость слабых ветров (3 м/с) в области повсеместно более 50%. Сильные ветры (10 м/с) – крайне редки (1-3%), но в долинах рек их частота возрастает до 4-8%.

Годовое количество осадков по территории области изменяется в среднем от 400 до 570 мм. Больше всего осадков выпадает на западе области, а также на востоке и северо-востоке при приближении к Среднесибирскому плоскогорью. Меньше всего осадков выпадает в Зырянском районе – 358-381 мм (таблица 3.4.1).

Количество дней с осадками по области изменяется от 170 (Зырянский район) до 180-200 дней на остальной территории. Наибольшее количество осадков выпадает в теплый период года. Причем 38-42% от всех осадков теплого периода приходится на июль, август. Летом осадки часто выпадают в виде ливней. Наименьшее количество осадков выпадает в феврале и марте (от 12 до 20 мм). В зимнее время осадки выпадают преимущественно в твердом виде – это 22-34% от общего их количества за год (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы поверхностных..., 1973; Евсева, 2001).

Устойчивый снежный покров в области устанавливается: на севере и северо-востоке – 20-23 октября, в центральной части – 27-29 октября, в южной части – 30-31 октября. Снег удерживается в южной и центральной частях области 176–182 дня, на севере и северо-востоке – 190–197 дней. Разрушение устойчивого снежного покрова в южных, центральных и западных районах в среднем отмечается 18–22 апреля, на севере, северо-востоке – с 25 апреля по 3 мая (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы поверхностных..., 1973; Евсева, 2001; Научно-прикладной... 1993).

Таблица 3.4.1. Внутризональная изменчивость влаго- и теплообеспеченности Томской области (Ландшафты болот..., 2012)

Пункт наблюдения	Среднегодовая температура воздуха, °С		Среднегодовое количество осадков, мм	
	1935-1980 гг.	1983-2005 гг.	1891-1983 гг.	1983-2005 гг.
Подзона средней тайги				
Александровское	-2,6	-0,9	479	719
Каргасок	-2,0	-0,6	488	683
Белый Яр	-1,7	-0,3	467	650
Подзона южной тайги				
Колпашево	-1,5	-0,4	598	650
Подгорное	-1,4	-0,46	596	625
Бакчар	-1,1	0,46	499	630
Подзона мелколиственных лесов				
Кривошеино	-1,0	0,54	523	638
Первомайское	-0,8	0,8	416	618
Томск	-0,6	1,22	520	617
Кожевниково	-1,0	0,8	420	616

Устойчивый снежный покров устанавливается в конце октября – начале ноября, однако в отдельные годы могут наблюдаться значительные отклонения от средних лет. Максимальной высоты снежный покров достигает в третьей декаде февраля. Средняя и наибольшая высота снежного покрова за зиму составляет на защищенных участках 60-80 см, на открытых – 35-55 см (Ресурсы поверхностных..., 1973; Евсева, 2001; Научно-прикладной... 1993). Максимальные запасы воды в снеге колеблются от 70 мм на территории Обско-Иртышского междуречья до 170 на северо-востоке области. Устойчивый снежный покров разрушается почти на всей территории в течении апреля. Число дней со снежным покровом уменьшается с северо-востока на юго-запад от 190-200 до 150 (Гидрогеология СССР, 1970; Евсева, 2001; Научно-прикладной... 1993).

На большей части территории в течение всего года преобладают юго-западные и западные ветры. Средняя годовая скорость ветра равняется 3-5 м/сек. В зимние месяцы скорость ветра наибольшая, в марте она достигает 5-6 м/сек. В летний период скорость

ветра уменьшается и составляет в июле и августе 2,5-3,5 м/сек (Ресурсы поверхностных..., 1973; Евсеева, 2001; Научно-прикладной... 1993).

Средние скорости ветра в январе составляют 2,4–5,6 м/с, в июле – 2,2–3,4 м/с; наибольшие скорости наблюдаются весной (в марте) и осенью (в октябре). Величина их достигает 25–27 м/с. Повторяемость слабых ветров (меньше 3 м/с) более 50 %; сильные ветры (больше 10 м/с) крайне редки – 1–3 % (Научно-прикладной... 1993).

### 3.5. Гидрологические условия

Речная сеть Томской области представлена более 18 000 рек, общей протяжённостью около 95 тыс. км (густота речной сети 0,3 км/км<sup>2</sup>), бóльшая часть которых относится к малым рекам и ручьям. Средний многолетний приток речных вод в Томскую область (рр. Обь, Томь, Чулым, Кеть и др.) оценивается в 113,1 км<sup>3</sup>/год. На территории области создается объем вод, равный около 72,2 км<sup>3</sup>/год (Плиткин, 1976; Евсеева 2001). Сумма притока и местного стока речных вод определяет общее количество ежегодно возобновляемых водных ресурсов в 185,3 км<sup>3</sup>/год. Как по суммарным водным ресурсам, так и по ресурсам местного стока (в абсолютном выражении и на единицу площади) область занимает одно из первых мест в Западной Сибири (Земцов 1991, Евсеева 2001,). Практически весь отток речных вод с территории области совершается по Оби. Годовой сток речных вод включает снеговую (55-74 %), грунтовую (17-40 %) и дождевую влагу (5-11 %). Среднемноголетний модуль стока рек в соответствии с законом географической зональности возрастает с юга на север от 2 до 8 л/с км<sup>2</sup>, т.е. примерно от 60 до 250 мм/год.

Главной водной артерией области является река Обь. Она образуется от слияния рек Бии и Катунь в Алтайских горах, длина собственно Оби – 3650 км. Обь пересекает территорию области с юго-востока на северо-запад своим верхним (до устья Томи) и средним течением на протяжении более 1000 км. Все остальные реки области относятся к бассейну Оби. Всего в Томской области насчитывается 18100 рек и проток с суммарной протяженностью 94800 км, из них 573 реки длиной более 20 км и общей длиной 39,5 тыс. км. Сведения о реках области длиной более 300 км даны в таблице 3.5.1. Наиболее крупными реками – притоками Оби – являются Томь, Чулым, Кеть, Васюган, Тым, Парабель, Чая.

Таблица 3.5.1. Сведения о реках Томской области, протяженностью свыше 300 км (Савичев, 2010)

Название реки	Куда впадает и с какого берега	Расстояние от устья, км	Длина реки, км	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>
Обь	Обская губа		3650/1080	2 990 000
Чулым	Обь (прав.)	2543	1799/725	134 000
Кеть	Обь (прав.)	2246	1621/805	94 200
Томь	Обь (прав.)	2677	827/125	62 000
Васюган	Обь (лев.)	2169	1082	61 800
Тым	Обь (прав.)	2077	950/641	32 300
Кия	Чулым (лев.)	376	548/90	32 200
Чая	Обь (лев.)	2403	194	27 200
Парабель	Обь (лев.)	2189	308	25 500
Чижапка	Васюган (прав.)	114	511	13 800
Шегарка	Обь (лев.)	2605	382/230	12 000
Парбиг	Чая (лев.)	194	320	9 180
Чузик	Парабель (лев.)	308	382	9 000
Кенга	Парабель (прав.)	308	498	8 570
Улу-Юл	Чулым (прав.)	172	411	8 450
Бакчар	Чая (прав.)	194	348	7 310

По классификации Б.Д. Зайкова, реки Томской области относятся к западно-Сибирскому типу, характеризующемуся растянутым, сравнительно невысоким половодьем, низкой зимней меженью и повышенным стоком в летне-осенний период (Савичев, 2010).

Реки лесной зоны извилисты, с малыми уклонами (падение 5-10 см на 1 км) и со слабовыраженными водоразделами. Долины этих рек слабообработанные, неясно выраженные, асимметричные, ящикообразной формы, врезанные на глубину 10-15 м. Ширина их изменяется от 0,5-1,0 км в верховьях до 10-12 км в низовьях. Правые склоны более крутые, чем левые, и значительно рассечены долинами притоков с заболоченными тальвегами. Дно долин заболочено. Долины рек Кети, Тыма, Чузика являются

ложбинами древнего стока. Берега по высоте различны. Реки, пересекающие болота, имеют низкие, топкие берега и часто сливаются с займищами и ссорами. Местами реки текут вдоль приподнятых песчаных грив. Поймы рек, как правило, двухсторонние, пересеченные старицами и ложбинами, с наличием дугообразных грив высотой 3-4 м, между которыми расположены болота. Сток на пойме составляет 3-5% стока в русле (Ресурсы поверхностных вод..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

Основными источниками питания рек являются зимние осадки, формирующие 55-82% годового стока, на долю подземных вод приходится 10-40%, а дождевого – 3-11%. По водному режиму реки относятся к Западно-Сибирскому типу, они имеют длительное весенне-летнее половодье (2-3 месяца). Подъем уровня весной происходит чаще в середине-конце апреля. Ранний подъем бывает в конце марта, а поздний в начале мая. Высота подъема уровня воды достигает 7,2 м на реке Тыме, на Кети составляет до 7,5 м в верховьях и 3-5 м – в низовьях; на р. Чулым – до 7-9 м, на Томи, Оби – до 10-11 м (Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

Внутригодовое распределение стока рек, который большей частью формируется вне равнины, отличается пониженным зимним и меженным стоком и увеличенным весенним стоком (рис. 3.5.1.). Типовое распределение стока внутри года приведено в таблице 3.5.2.

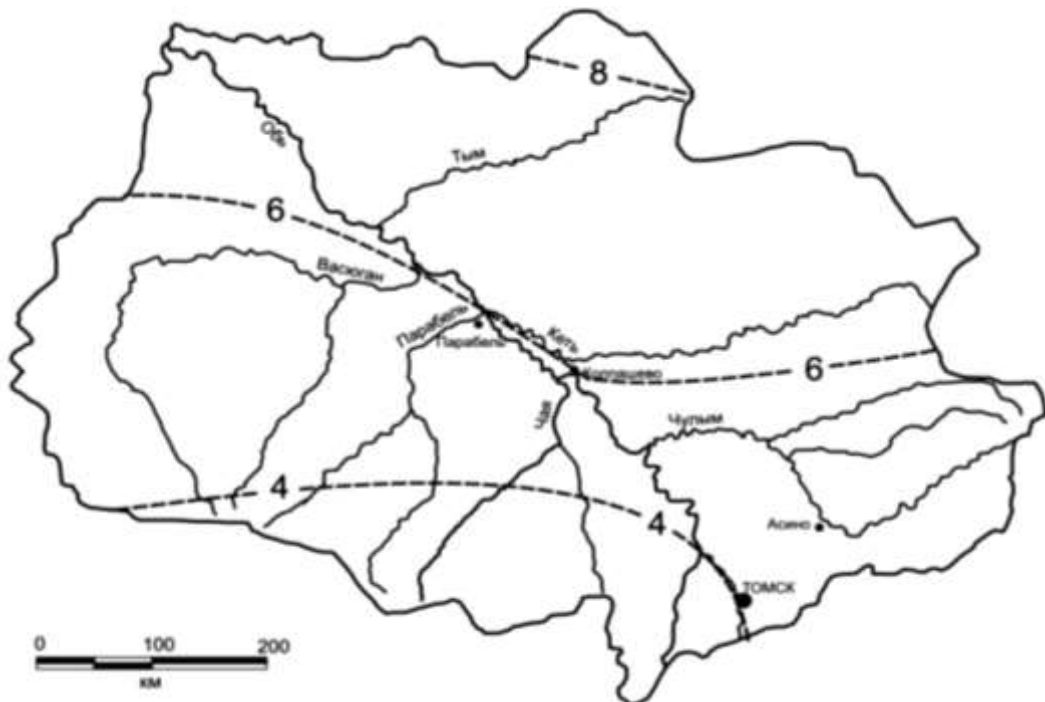


Рисунок – 3.5.1. Модуль водного стока средних рек Томской области, л/(с·км<sup>2</sup>),  
(Савичев, 2010)

Таблица 3.5.2. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Томской области (Морозов, 1975)

В долях от нормы стока												Год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII	
0,26	0,26	0,26	0,64	3,12	2,8	1,6	0,82	0,72	0,68	0,5	0,34	1,00

Ледостав на реках устанавливается неодновременно: на севере реки чаще замерзают в последнюю декаду октября, а на юге – в первую декаду ноября. Продолжительность ледостава 140-215 дней. Наибольшей толщины лед достигает в марте. Толщина льда на Оби 80-120 см; на Чулыме – до 75-100 см; на других крупных притоках Оби – 50-60 см; на таежных реках – 12-20 см, а местами вода не замерзает совсем. Кроме того, на реках зимой образуются наледи. Чаще всего это связано со сложной разрывной тектоникой (Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

В Томской области насчитывается 112,9 тыс. озер с суммарной площадью зеркала 4451 км<sup>2</sup>. Преобладают небольшие озера, площадь которых менее 0,1 км<sup>2</sup>, их более 106 тыс., или 94% от общего числа. Озер с площадью более 1 км<sup>2</sup> – 417; 11 озер области имеют площадь свыше 10 км<sup>2</sup>. По расположению озера можно разделить на водораздельные и пойменные. Первых 83,6 тыс., с суммарной площадью зеркала около 2900 км<sup>2</sup>; вторых – более 29 тысяч (площадь зеркала 1560 км<sup>2</sup>). Генезис водораздельных озер тесно связан с развитием болотообразовательных процессов, но первичной причиной их образования были термокарстовые процессы, при которых во многолетнемерзлых породах вытаивали линзы и пласты льда. Затем в результате протаивания и просадки грунтов возникали котловины, заполненные водой. Со временем озера зарастали и превращались в болота. Самое крупное озеро области – Мирное. Длина озера 6 км, ширина – 3,5 км, площадь равна 18,3 км<sup>2</sup>. Преобладающие глубины – 2-4 м (Евсеева, 2001).

Степень заболоченности Томской области составляет около 30 %. Основной тип болот – верховые сфагновые. Васюганско-Каргасокский болотный массив – одно из крупнейших болот в мире. Наиболее заболоченные районы в области: Александровский, Бакчарский и Парабельский (Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970; Савичев, 2010).

### 3.6. Растительный и почвенный покров. Природное районирование

Почвенный покров описываемой территории характеризуется большой пестротой. В лесной зоне на водосборах рек Тыма, Кети, Васюгана, Парабели, Чаи основным являются почвы подзолистого типа на песчаных, супесчаных, глинистых и тяжелосуглинистых отложениях. Плоские обширные междуречья Кети, Тыма, Васюгана заняты сфанговыми и сфангово-гипновыми болотами с торфяно-подзолистыми глеевыми почвами, развитыми на песчаных и супесчаных отложениях (Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

На юге и юго-востоке лесной зоны, в бассейнах рек Чулыма, Томи и Шигарки широко распространены серые лесные почвы в сочетании с черноземно-луговыми и отчасти с выщелочными и подзолистыми черноземами на тяжелосуглинистых и глинистых отложениях. В Обско-Иртышском междуречье господствующее положение занимают почвы засоленного типа, представленные серыми лесными глеевыми, лугово-черноземными, луговыми, болотными, солончаками, солонцами и солодями. В долинах реки Оби и ее крупных притоков распространены аллювиальные слаборазвитые, луговые, лугово-болотные и болотные почвы легкого механического состава (Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

По основным морфологическим и химическим свойствам (мощности гумусового горизонта, структуре, механическому и химическому составу, выраженности того или иного почвообразовательного процесса и хозяйственной ценности) выделяют почвы: автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные (Евсеева, 2001).

Автоморфные почвы приурочены к повышенным элементам рельефа и занимают около 46 % территории области. Они делятся на три типа: подзолистые, серые лесные и черноземы. На исследуемой территории развиты дерново-подзолистые и серые лесные почвы.

Дерново-подзолистые почвы занимают 32,2 % всей площади исследуемой территории. Они развиваются преимущественно на покровных лессовидных суглинках, иногда карбонатных. Среди них довольно часто встречаются дерново-подзолистые или вторично-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом. Дерново-подзолистые почвы формируются под покровом смешанных хвойно-лиственных и сосновых лесов с хорошо развитым мохово-травянистым покровом, а также под вторичными березово-осиновыми лесами.

Серые лесные почвы формируются на хорошо дренированных участках под пологом густых смешанных и березово-осиновых лесов. Серые лесные почвы в той или иной степени оподзолены, встречаются серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом. Общая площадь серых лесных почв составляет около 5,3 % территории области, на исследуемой территории развиты незначительно. Серые лесные почвы имеют преимущественно суглинисто-глинистый механический состав. Мощность гумусового горизонта у серых лесных почв изменяется от 10–15 до 45 см, содержание гумуса – от 2,5–4,0 до 7 % (Евсеева, 2001; Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970). Почвы имеют слабокислую реакцию.

Полугидроморфные почвы имеют значительную площадь распространения в области (около 23 %). Они представлены болотно-подзолистыми, лугово-черноземными, серыми лесными глеевыми почвами. Полугидроморфные почвы встречаются в центральных частях междуречий, в понижениях рельефа под преимущественно заболоченными лесами. Наиболее распространены болотно-подзолистые почвы – переходные от подзолистых почв к болотным. Длительное избыточное увлажнение приводит к заболачиванию почв, сопровождающееся оторфовыванием верхних горизонтов и оглеением нижних. Наиболее характерные черты болотно-подзолистых почв: кислая реакция среды, малогумусность (Евсеева, 2001; Ресурсы поверхностных..., 1973; Гидрогеология СССР, 1970).

Гидроморфные почвы характеризуются доминированием болотного почвообразовательного процесса на болотах и поемного на поймах рек. Гидроморфные почвы представлены торфяно-болотными верховыми, торфяно-болотными низменными, аллювиально-дерновыми и др. Почвенный покров пойм, занимающий около 0,2 % территории, весьма сложен, им свойственны особые условия развития, связанные с периодическим затоплением поймы, что вызывает перерыв в почвообразовании, а также с ежегодным отложением по пойме аллювиального наноса, что ведет к постоянному омолаживанию почв (Евсеева, 2001; Ресурсы поверхностных..., 1973).

Болотные почвы формируются в условиях постоянного избыточного увлажнения под специфичной влаголюбивой растительностью. Неполное разложение органических остатков, протекающее в условиях избытка влаги и недостатка кислорода, приводит к формированию на поверхности болотных почв органогенного (торфяного) горизонта. Его состав, свойства и мощность полностью определяются типом водного питания,



качеством питающих вод и характером растительности. В зависимости от типа водного питания и типа торфяной залежи торфяные болотные почвы подразделяются на верховые, низинные и переходные. Для торфов болотно-верховых почв характерны: низкая зольность, высокие кислотность и влагоемкость. Торфа болотно-низинных почв имеют высокую зольность и степень разложения, менее кислую реакцию среды и др. (Дюкарев, 1991).

Томская область входит в состав двух природных зон – тайги и лесостепи. Комплекс лесных угодий складывается из темнохвойных или сменивших вторичных мелколиственных лесов, сосновых боров, сфагновых болот. Наиболее распространены в области сосновые леса. Они занимают значительные площади в бассейне Тыма, Кети, верхнем течении реки Васюган, на междуречьях Оби и Чулыма, Оби и Томи. Обычно сосновые леса называют борами. В северных районах на песчаных террасах, в ложбинах древнего стока преобладают лишайниковые боры, они самые светлые и сухие. Этому способствуют слабая сомкнутость крон и супесчано-песчаные почвы (Евсеева 2001; Ресурсы поверхностных..., 1973).

Растительный покров лесной зоны представлен в основном темнохвойными лесами, приуроченными к речным долинам и приречным частям равнины, и сфагновыми болотами с незначительным распространением луговой растительности. Леса состоят из ели сибирской, пихты сибирской и кедра сибирского с примесью березы и осины, реже лиственницы и сосны. На водоразделах темнохвойные леса встречаются по холмам и гривам. Главной причиной такого распространения их в условиях сибирской тайги является плохая дренированность и заболоченность водоразделов.

Крайний юго-восток лесной зоны покрыт осиново-березовыми лесами. Встречаются здесь и сосновые боры. По левобережью р.Томь преобладают сосновые боры, которые располагаются большими массивами на дюнных песках. В долинах р.Оби и ее главных притоков (Томи, Тыма, Кети и др.) распространены пойменные луга, а в долинах мелких рек – суходольные луговой, болотной и лесной растительностью (Ресурсы поверхностных..., 1973).

Для лесостепи характерно чередование открытых пространств с отдельными березняками, которые на севере сливаются почти в сплошные леса. В этой зоне часто встречаются небольшие сфагновые болота с угнетенной сосной.

Широко распространены в области заболоченные сфагновые сосняки. Они представляют собой переходные растительные группировки от лишайниковых и брусничных сосняков к сфагнитовым (торфяным) болотам. На юго-востоке области встречаются травяные сосняки. Лиственничные леса в Томской области не имеют широкого распространения. Они встречаются на левобережье Чулыма в виде небольших островов; одиночными деревьями лиственница наблюдается в бассейне Кети, Тыма, Васюгана (Евсеева, 2001).

### **3.7. Хозяйственная деятельность**

Томская область обладает огромными запасами природных ресурсов. Утвержденные запасы нефти составляют 633,87 млн. т, газа – 333,1 млрд. м<sup>3</sup>. По запасам торфа Томская область на 2-м месте в Российской Федерации – 29,4 млрд. т. В недрах области сосредоточены свыше 57 % ресурсов железа Российской Федерации, 18 % циркония, 9 % титана, 6 % алюминия, 5 % бурого угля, 4 % цинка. На юго-востоке области расположены площади, перспективные для добычи золота и сурьмы. Здесь же локализованы месторождения различных общераспространенных полезных ископаемых. Имеются значительные запасы песчано-гравийных смесей, кирпичных глин, силикатных и кварцевых песков, сапропелей (Экологический мониторинг, 2012; 2015).

Основные полезные ископаемые среди общераспространенных – песчано-гравийная смесь, песок строительный, строительный грунт, глина, торф, сапропель, известняк, строительный камень. Участки недр, на которых ведется добыча общераспространенных полезных ископаемых по территории области распределены неравномерно. Большая часть месторождений полезных ископаемых с утвержденными запасами находится на территории Томского района. В Томском районе зарегистрировано 54 лицензионных участка недр, наименьшее количество лицензионных объектов (по одному) зарегистрировано в Шегарском, Верхнекетском, Молчановском и Чаинском районах. Повсеместно ведется добыча так называемых строительных грунтов (глина, песок, супесь и др (Экологический мониторинг, 2012, 2015).

Состояние окружающей природной среды определяется качеством природной среды, а также характером и интенсивностью антропогенного воздействия. Качество

окружающей природной среды оценивается по атмосферному воздуху и состоянию основных водных объектов.

По данным Территориального органа Федеральной службы государственной статистики в атмосферный воздух Томской области поступают выбросы загрязняющих веществ от стационарных источников загрязнения с более 1200 промышленных площадок. В целом суммарный объем выбросов по области составляет 293,081 тыс.т (Экологический мониторинг, 2012; 2015).

Наблюдение за состоянием поверхностных вод на территории Томской области осуществляется ГУ «Томский ЦГМС» Западно-Сибирского УГМС в 23 створах. Анализы результатов контроля качества воды в основных реках области показывают, что воды большинства рек загрязнены нефтепродуктами, железом, ХПК, фенолами. В результате естественного и антропогенного загрязнения поверхностных вод водоемы Томской области соответствуют 3-4 классам качества.

На основе изученной информации при описании физико-географической характеристики района исследования, можно сделать некоторые выводы:

Климатические факторы (солнечная радиация, атмосферные осадки, ветер) определяют соотношение осадков и испарения и указывают на потенциальные возможности ежегодного пополнения запасов подземных вод. Подземный сток в реки испытывает сезонные, годовые и многолетние колебания, однако эти колебания выражены обычно значительно менее резко, чем колебания поверхностного стока. Сезонные и годовые изменения подземного стока зависят от изменяющихся метеорологических условий, соотношения осадков и испарения.

Многолетние колебания подземного стока в реки находятся в зависимости от многолетних колебаний климатических факторов: засушливые периоды влекут за собой резкое уменьшение, а периоды обильного увлажнения – увеличение подземного стока. Многолетние колебания подземного стока носят циклический характер, но, причины и продолжительность их еще не получили окончательного теоретического обоснования.

Геологическое строение и литологический состав водовмещающих горных пород определяют количество водоносных горизонтов, их водопроницаемость, мощность отдельных водоносных пластов и оказывают влияние на режим подземных вод и величину подземного стока.

Характер рельефа бассейна реки и степень покрытия растительностью могут во многом обеспечить благоприятные условия инфильтрации атмосферных осадков и весеннего снеготаяния, а, следовательно, и пополнения запасов подземных вод.

Важное значение имеет глубина эрозионного вреза реки, определяющая степень дренирования водоносных горизонтов подземных вод. Водоносные горизонты, главным образом зоны свободного водообмена, частично или полностью вскрываются рекой и овражно-балочной сетью. И чем глубже и, значит, полнее вскрыты водоносные пласты, тем более интенсивным будет подземный сток. В долинах рек на отдельных участках могут встречаться различные условия дренирования безнапорных и напорных водоносных горизонтов. Дренирование может, осуществляться открытым к закрытым стоком.

Дренирование «открытым» стоком характеризует непосредственную разгрузку безнапорных и неглубоких напорных вод в русло реки или в подрусловый аллювий). Дренирование более глубоких напорных водоносных горизонтов осуществляется «закрытым» стоком и характеризует разгрузку этих вод в реку через слабопроницаемую кровлю.

Этот процесс называется перетеканием и может иметь место лишь в условиях превышений напоров нижнего водоносного горизонта над напорами вышележащих грунтовых и речных вод. Связь речных, грунтовых и напорных вод осуществляется благодаря тому, что напоры вод третьего водоносного горизонта больше напоров подземных вод второго водоносного горизонта и напоры вод обоих водоносных горизонтов больше гидростатических напоров грунтовых и речных вод. Чем больше разность напоров подземных и речных вод, тем интенсивнее будет происходить перетекание напорных вод в грунтовые и далее в русло реки или подрусловый аллювий.

Напорные водоносные горизонты обычно занимают большие площади, и области их питания приподняты над областями напоров. Поэтому перетекание подземных вод из нижних водоносных горизонтов в верхние может происходить по всему горизонту. Но поскольку превышение пьезометрических уровней напорных подземных вод над уровнями грунтовых и речных вод по направлению от областей питания к области разгрузки увеличивается, то и величина перетекания по мере приближения подземного потока к реке будет возрастать и достигнет своего максимума под руслом реки (Чеботарев, 1964).

Интенсивность перетекания напорных подземных вод в подрусловый аллювий зависит от его водопроницаемости. В древних долинах рек с глубоким эрозионным врезом, заполненных крупнообломочным материалом, разгрузка подземных вод напорных водоносных горизонтов может быть весьма интенсивной, и тем интенсивнее, чем выше водопроницаемость древнего аллювия в этих долинах. Подобная схема дренирования водоносных горизонтов характерна для многих средних и крупных рек.

Полное дренирование характеризуется условиями, при которых все напорные и безнапорные подземные воды зоны свободного водообмена стекают в гидрографическую сеть. Часть из них может поступать в долины рек непосредственно, другая же – путем перетекания через вышележащие водоносные горизонты. Частичное дренирование характеризуется неполным вскрытием водоносных горизонтов подземных вод зоны свободного водообмена и гидрогеологическими условиями, затрудняющими перетекание напорных подземных вод в вышележащие водоносные горизонты. Подземный поток в этих условиях не полностью разгружается в русло реки и некоторая часть подземного стока как бы «проскакивает» под руслом данной реки и поступает в более глубокие эрозионные врезы. Такая схема дренирования характерна для малых рек с неглубокими эрозионными врезам.

Одним из основных климатических факторов, определяющим сток, являются атмосферные осадки. На территории Томской области, согласно (Чемоданов, 1953), среднее количество осадков составляет 500мм. В бассейнах рек равнинно-таежной зоны норма атмосферных осадков составляет 420-530 мм. Суммарное испарение с поверхности суши Томской области, довольно однообразно. Норма испарения в среднем по территории равна 330 мм. В отдельных бассейнах рек норма испарения составляет: 320 мм в бассейне р. Улу-юл, 337 мм в бассейне р. Кеть, 300 мм в бассейне р. Чая, 330 мм в бассейне рек Тым и Васюган. Повышенные значения испарения с поверхности суши Томской области объясняется, видимо, транспирацией лесных массивов, покрывающих почти сплошь бассейны многих рек, и замедленным стоком талых вод.

Если проследить увеличение атмосферных осадков на территории Западной Сибири, то оказывается, что количество выпадаемых атмосферных осадков постепенно увеличивается по направлению господствующих ветров, по мере увеличения площадей лесных массивов. Это относится главным образом к зимним осадкам. В летний период половина ветров западного направления. Часто повторяются северо-западные ветры,

при которых наблюдается наибольшее количество атмосферных осадков, причем количество их понижается по мере уменьшения площадей лесных массивов и резко падает в открытой степной равнине (Чемоданов, 1953, Морозов, 1975).

Довольно равномерное количество атмосферных осадков, выпадаемых в равнинно-таежной зоне, равномерное накопление снежных запасов и почти одинаковое испарине с поверхности суши обуславливают мало изменяющийся по территории средний сток рек.

Таким образом, можно сделать вывод, что основными факторами формирования подземного стока в таежной зоне Западной Сибири являются: характерная для данной территории высокая заболоченность, степень дренированности, лесистость водосборов, климатическая зональность и особенности геологического строения.

## ГЛАВА 4. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Большая часть исследуемого района (таежной зоны Западной Сибири) соответствует территории Томской области. Область расположена в юго-восточной части физико-географической страны Западной Сибири, соответствующей среднему течению р. Обь. Территория области находится в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. По ее южной, восточной и западной окраинам преобладают наклонные равнины, возвышенности, плато, а в центральных частях – низменности.

Территория представляет собой плоскую, слаборасчлененную равнину. Практически весь отток речных вод с территории области совершается по Оби. Реки лесной зоны извилисты, с малыми уклонами (падение 5-10 см на 1 км) и со слабовыраженными водоразделами. Долины этих рек слаборазработанные, неявно выраженные, асимметричные, врезанные на глубину 10-15 м. Правые склоны более крутые, чем левые, и значительно рассечены долинами притоков с заболоченными тальвегами. Дно долин заболочено. Долины рек Кети, Тыма, Чузика являются ложбинами древнего стока. Берега по высоте различны. Реки, пересекающие болота, имеют низкие, топкие берега и часто сливаются с займищами и ссорами. Местами реки текут вдоль приподнятых песчаных грив.

Годовой сток речных вод включает снеговую (55-74 %), грунтовую (17-40 %) и дождевую влагу (5-11 %). Среднегодовое количество стока рек в соответствии с законом географической зональности возрастает с юга на север от 2 до 8 л/с км<sup>2</sup>, т.е. примерно от 60 до 250 мм/год. Основными источниками питания рек являются зимние осадки, формирующие 55-82% годового стока, на долю подземных вод приходится 10-40%, а дождевого – 10-13%. По водному режиму реки относятся к Западно-Сибирскому типу, они имеют длительное весенне-летнее половодье (2-3 месяца) (Гидрогеология СССР, 1970).

Особенности климата равнинно-таежной зоны, с продолжительной и снежной зимой, определяют основные черты распределения стока рек. Зимний сток (XI-III) равнинных рек (Улу-Юл, Кеть, Тым, Чая, Васюган, Четь и др.) составляет 13%, весенний – (IV-V) 56 %, летне-осенний – 31 % годового стока. Весеннее половодье рек здесь продолжительное (2-3 месяца), постепенно снижающееся. Количество атмосферных осадков, выпадаемых на территории исследования выше биологической

потребности леса в воде. Вследствие этого лес обуславливает наиболее выгодное для меженного и зимнего питания рек распределение влаги между поверхностным и подземным стоком, увеличивая долю грунтового стока за счет поверхностного. Вследствие преобладания годового количества атмосферных осадков над испарением, характерной особенностью данной территории является широкое распространение болот.

Так, реки равнинно-таежного правобережья Оби (Улу-Юл, Кеть, Тым и др.) имеют большую долю грунтового питания – до 30 – 35 %. Реки левобережья Оби (Чая, Васюган и др.) имеют меньшую долю грунтового питания – 18-20 %. Здесь сказывается различие в физико-географических условиях. Залесенность правобережья способствует большему накоплению грунтовых вод и их подземному стоку в реки. Болотные массивы левобережья Оби меньше отдают воды для грунтового питания рек. Средняя доля подземного стока для Томской области составляет 27,6%. (Ресурсы пресных..., 1991).

На фоне общей закономерной горизонтальной и вертикальной географической зональности подземного стока, которая связана с климатической зональностью и влиянием структуры земной коры, наблюдается влияние на условия формирования стока гидрогеологического фактора, нарушающего общий плавный ход изолиний. Больше всего заметно влияние местных гидрогеологических условий на формирование подземного стока в районах аллювиальных и флювиогляциальных отложений древних переуглубленных речных долин, где наблюдается резкое увеличение модулей подземного стока и ресурсов подземных вод по сравнению с фоновыми их значениями (Куделин, 1965). В пределах Среднеобского бассейна на изучаемой территории от устья реки Томи до устья реки Тыма наблюдаются значительные различия в величинах подземного стока для лево- и правобережной частей реки Обь. Подземный сток правобережной части характеризуется более высокими величинами и равен  $2,7 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ . Подземный сток левобережной части равен  $1 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ . Доля подземного стока в суммарном в среднем составляет 32 %, изменяясь от 11,1 % у с. Плотниково до 49,5 % у с. Родионовка.

Пространственное распределение доли подземного стока подчиняется региональной зональности, но в большей степени согласуется с близостью к устьям рек и усилением степени дренированности реками подземных вод. Внутригодовое распределение подземного стока для всех исследуемых пунктов имеет одинаковый



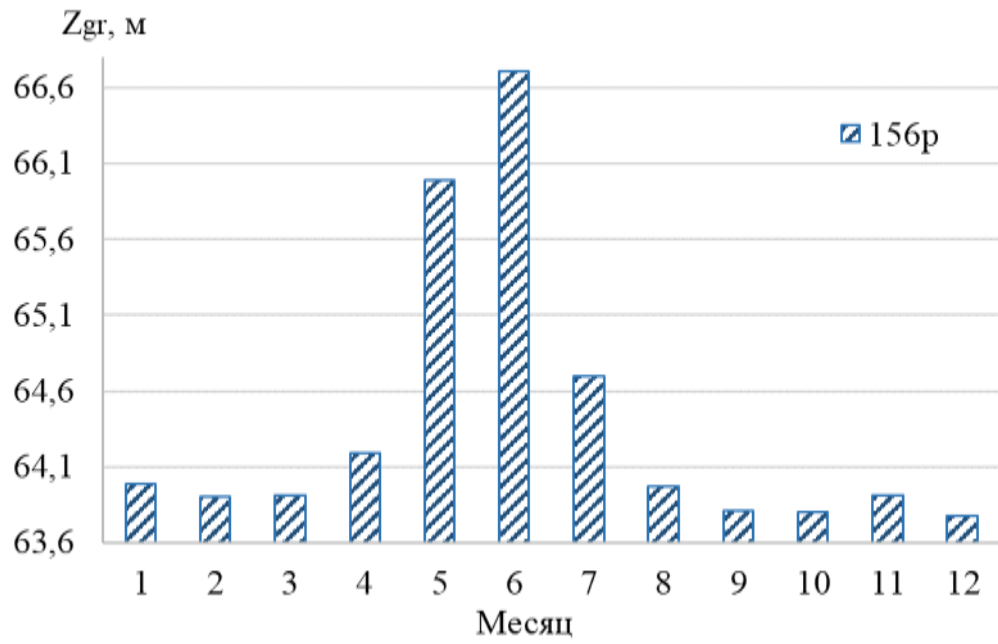
характер. С марта по декабрь происходит увеличение стока, с декабря по март - его снижение (Гидрогеология СССР, 1970; Ресурсы пресных..., 1991).

Как видно из вышеизложенного, количество атмосферных осадков, выпадаемых в Томской области выше биологической потребности леса в воде. Вследствие этого лес обуславливает наиболее выгодное для меженного и зимнего питания рек распределение влаги между поверхностным и подземным стоком, увеличивая долю грунтового стока за счет поверхностного.

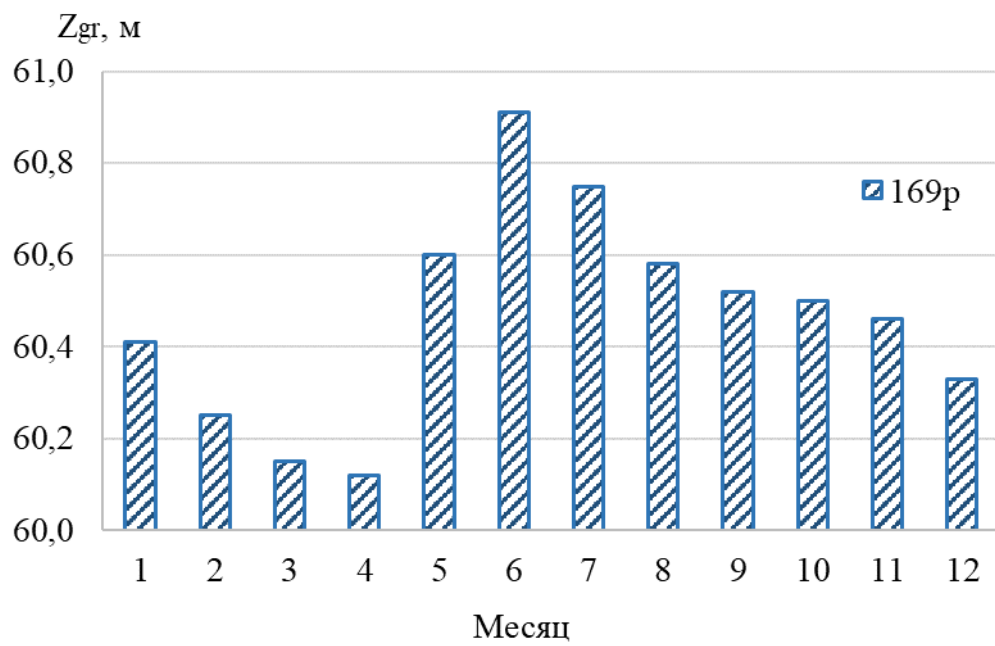
#### **4.1. Оценка подземного стока таежной зоны Западной Сибири**

На сегодняшний день существует проблема оценки современного подземного стока, которая неоднократно рассматривалась в работах (Боревский, Марков, 2014; Гриневский, 2012; Куделин, 1960; Кусковский, 1966; Попов, 1968; Mei, 2015; Miller et al., 2015). Обычно используется метод расчленения гидрографа при допущении равенства подземного стока и подземной составляющей речного стока, причём в предположении преобладания подпорного режима взаимодействия речных и подземных вод. Однако в долинах равнинных рек Западной Сибири даже с сильно заболоченными водосборами в ряде случаев наблюдается нисходящий режим.

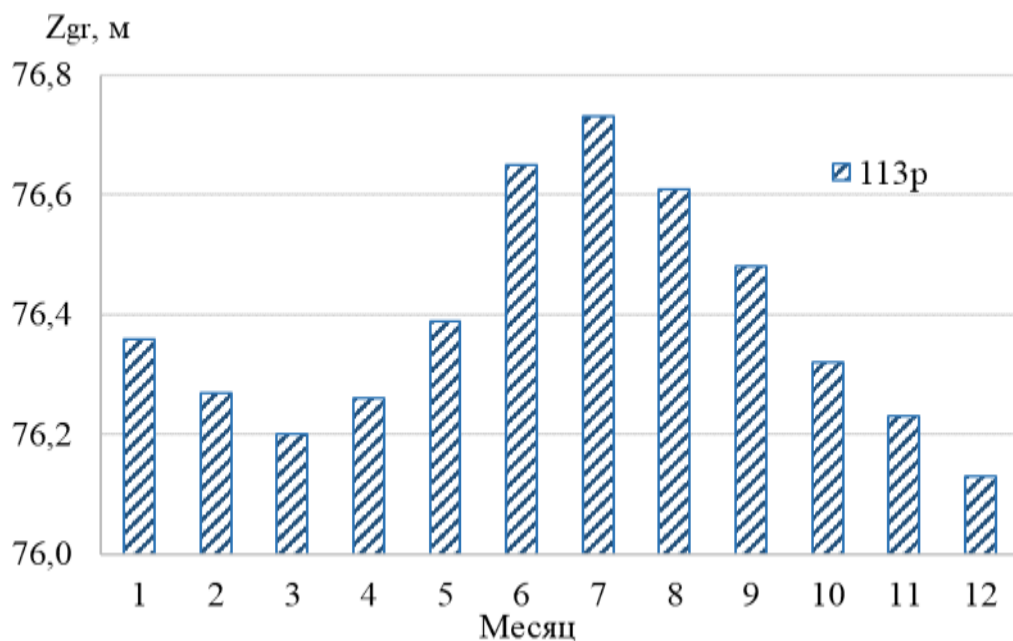
Поэтому, прежде чем непосредственно перейти к оценке подземного стока автором были изучены и проанализированы изменения уровней подземных вод в пунктах наблюдения вблизи средних рек территории исследования (рр. Васюган, Парабель, Чая, Тым, Кеть) (подробнее в главе 4). В результате анализа внутригодового изменения уровней подземных вод, наблюдается их увеличение в период половодья (рис.4.1.1. (а-г)).



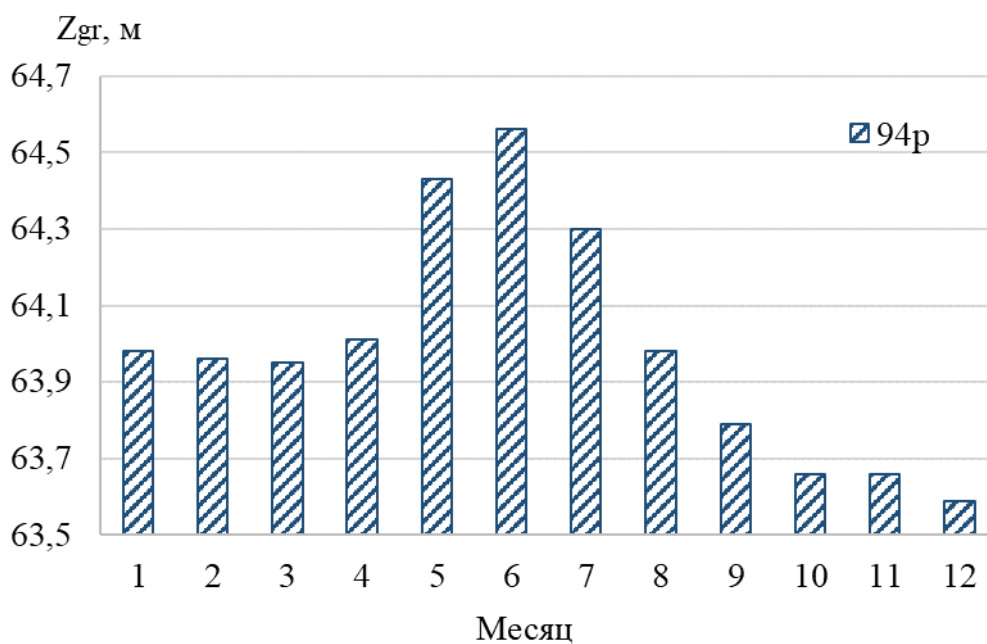
а)



б)



в)

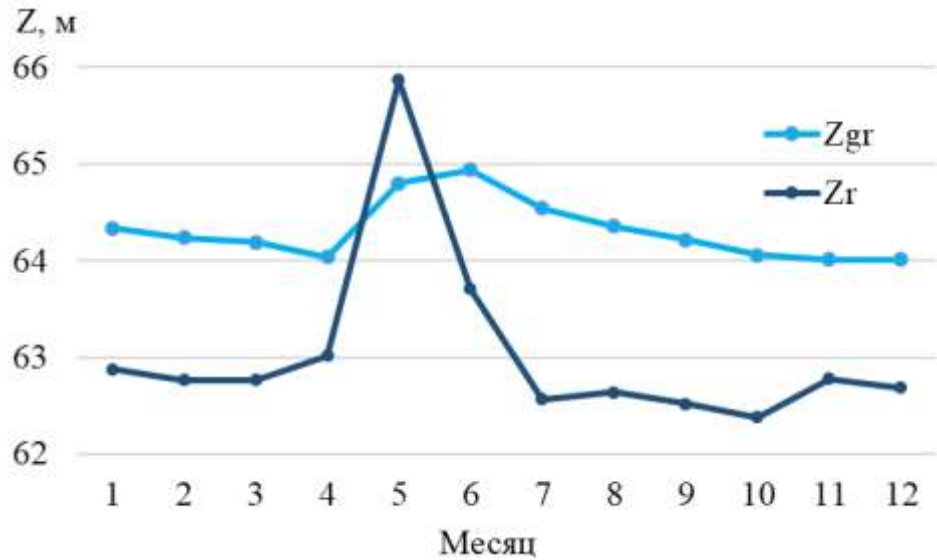


г)

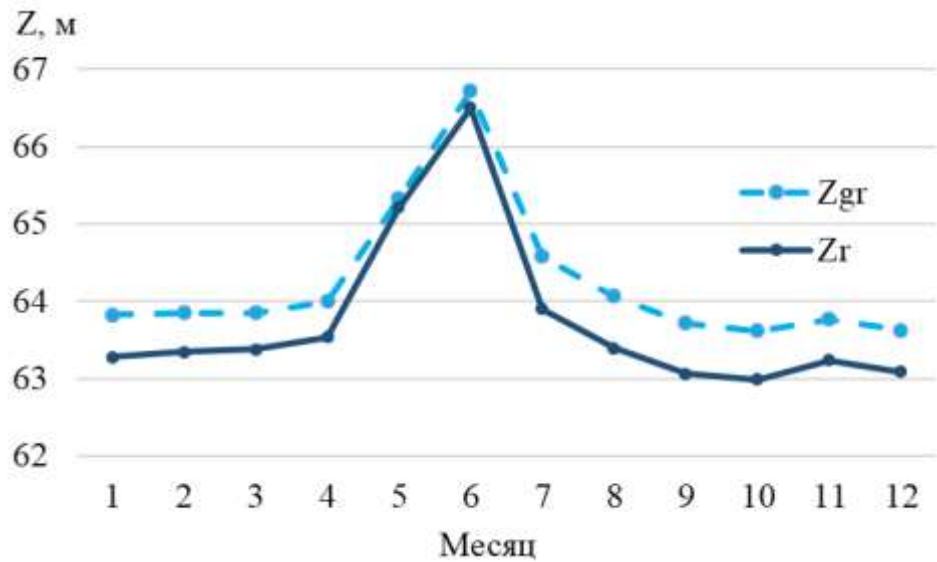
Рисунок – 4.1.1. Внутригодовое изменение уровней подземных вод в скважинах 156р (с. Напас) (а), 169р (с. Средний Васюган) (б), 113р (с. Белый Яр) (в) и 94р (с. Подгорное)

(г)

При сравнении уровней речных и грунтовых вод рек Тым, Кеть, Чая, Васюган (рис.4.1.2. (а-б)), выявлен нисходящий режим подземного стока, что подтверждается в целом синхронным изменением уровней.



а) (94р)



б) (156р)

Рисунок – 4.1.2. Совмещенный график уровней грунтовых (скважина 94р у с. Подгорное (а)) и речных вод р.Чая с. Подгорное и (скважина 156р с. Напас (б)) и р.Тым с. Напас.

В связи с этим в работе проводится оценка по уравнению, предложенного О. Г. Савичевым (Савичев, 2004,) методика которого основана на количественной оценки подземного стока по регрессионной зависимости от уровней речных и подземных вод, аналогичной по структуре уравнению Дюпюи:

$$Q_{gr(Z),i} = a_0 + a_1 \cdot Z_{gr,i} + a_2 \cdot (Z_{gr,i}^2 - Z_{r,i}^2), \quad (4.1.1)$$

где  $Q_{gr(Z)}$  – расход подземных вод в  $i$ -месяц;  $Z_{gr}$  и  $Z_r$  – уровни подземных и речных вод в  $i$ -месяц;  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  – коэффициенты регрессии.

Коэффициенты регрессии оцениваются методом наименьших квадратов (МНК) по данным за период зимней межени (согласно (Методические рекомендации..., 2009), в таежной зоне Западной Сибири это – ориентировочно период с декабря по март) о среднемесячных уровнях подземных вод, полученных на режимных скважинах государственной наблюдательной сети (Льготин и др. 2010; Савичев, Макушин, 2004; Камнева, 2012 и др.), среднемесячных уровнях и расходах воды в средних реках, в водосборах которых расположены принятые к расчетам гидрогеологические скважины);

Использование уравнения 4.1.1 предполагает, что, водный сток незарегулированных рек в период зимней межени при отсутствии некомпенсируемых объемов сбросов и забора природных вод в целом эквивалентен подземному стоку с водосборной территории, а также зависимости между уровнями подземных вод и подземным стоком, найденные для зимней межени, в целом сохраняются в течение всего года. Коэффициенты регрессии оцениваются методом наименьших квадратов (МНК) по данным за период зимней межени (с декабря по март) о среднемесячных уровнях подземных вод, полученных на режимных скважинах государственной наблюдательной сети (Савичев, 2004; 2005; 2010; 2011), среднемесячных уровнях воды в средних реках, в водосборах которых расположены принятые к расчетам гидрогеологические скважины.

Кроме того, величина подземного стока может определяться как сумма среднемесячных значений подземного водного стока  $Q_{gr(i)}$ , которые с декабря по март принимаются равными среднемесячному водному стоку рек, а в прочие месяцы - вычисляются линейной интерполяцией по формуле:

$$Q_{gr(i),i} = \begin{cases} Q_{r,12} + (Q_{r,12} - Q_{r,3}) \cdot (i - 3) / 9; & i = 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 \\ Q_{r,i}; & i = 1, 2, 3, 12 \end{cases}, \quad (4.1.2)$$

где  $Q_{gr(i)}$  – расход подземных вод в  $i$ -месяц календарного года;  $Q_r$  – расход воды в реке в  $i$ -месяц.

Исходя из этого, было выполнено сопоставление значений подземного стока в водосборах рек Тым, Кеть, Васюган, Парабель, Чая, полученных по уравнению (4.1.1) и в результате линейной интерполяции между расходами воды в зимнюю межень по формуле (4.1.2). В результате получено, что соотношение  $Q_{gr(Z)}/Q_{gr(i)}$  изменяется в диапазоне от 1,02 до 1,85 (таблица 4.1.1.), что позволяет использовать уравнение (4.1.2) для оценки минимального (базового) подземного стока (Моисеева, Савичев, 2017).

Таблица 4.1.1. Оценки подземного стока и параметры расчётных уравнений (4.1.1-4.1.2) (Моисеева, Савичев, 2017)

Река – створ	Номер скважины (возраст отложений)	$Q_{gr(li)}$ , м <sup>3</sup> /с	$Q_{gr(Z)}$ , м <sup>3</sup> /с	$Q_{gr(Z)}/$ $Q_{gr(li)}$	Коэффициенты регрессии (4.1.1) и погрешности их определения			$R^2$
					$a_0 \pm \delta_a$	$a_1 \pm \delta_a$	$a_2 \pm \delta_a$	
р. Васюган – с. Средний Васюган	169р (Q <sub>птб</sub> + 2Q <sub>штб</sub> )	44,3	82,0	1,85	–	4,80± 0,82	-0,37± 0,08	0,44
р. Парабель – с. Новиково	129р (P <sub>3lg</sub> )	23,1	39,7	1,72	-3123,60± 196,68	43,87± 2,43	-0,17± 0,02	0,93
р. Чая – с. Подгорное	94р (Q <sub>ш</sub> )	41,4	42,3	1,02	–	0,10± 0,04	0,10± 0,01	0,38
р. Тым – с. Напас	156р (aQ <sub>птб</sub> + P <sub>3lt</sub> + P <sub>3nm</sub> )	67,2	102,7	1,53	-6021,27± 1258,39	94,41± 19,56	1,00± 0,39	0,53
р. Кеть – п. Максимкин Яр	113р (2aQ <sub>п</sub> + aQ <sub>птб</sub> + N <sub>1</sub> )	98,3	152,8	1,55	–	68,90± 20,99	-0,45± 0,10	0,45

Примечание:  $Q_{gr(Z)}$  – расход подземных вод, рассчитанный по зависимости (4.1.1);  $Q_{gr(li)}$  – расход подземных вод, рассчитанный по зависимости (4.1.2);  $R^2$  – квадрат корреляционного отношения для уравнения (4.1.1); привodka выборочных средних к среднемноголетним значениям проводилась путём умножения на соотношение ( $Q_p/Q_n$ ), где  $Q_p$  – выборочное среднее значение суммарного стока;  $Q_n$  – среднее многолетнее значение суммарного стока по (Савичев, 2010).

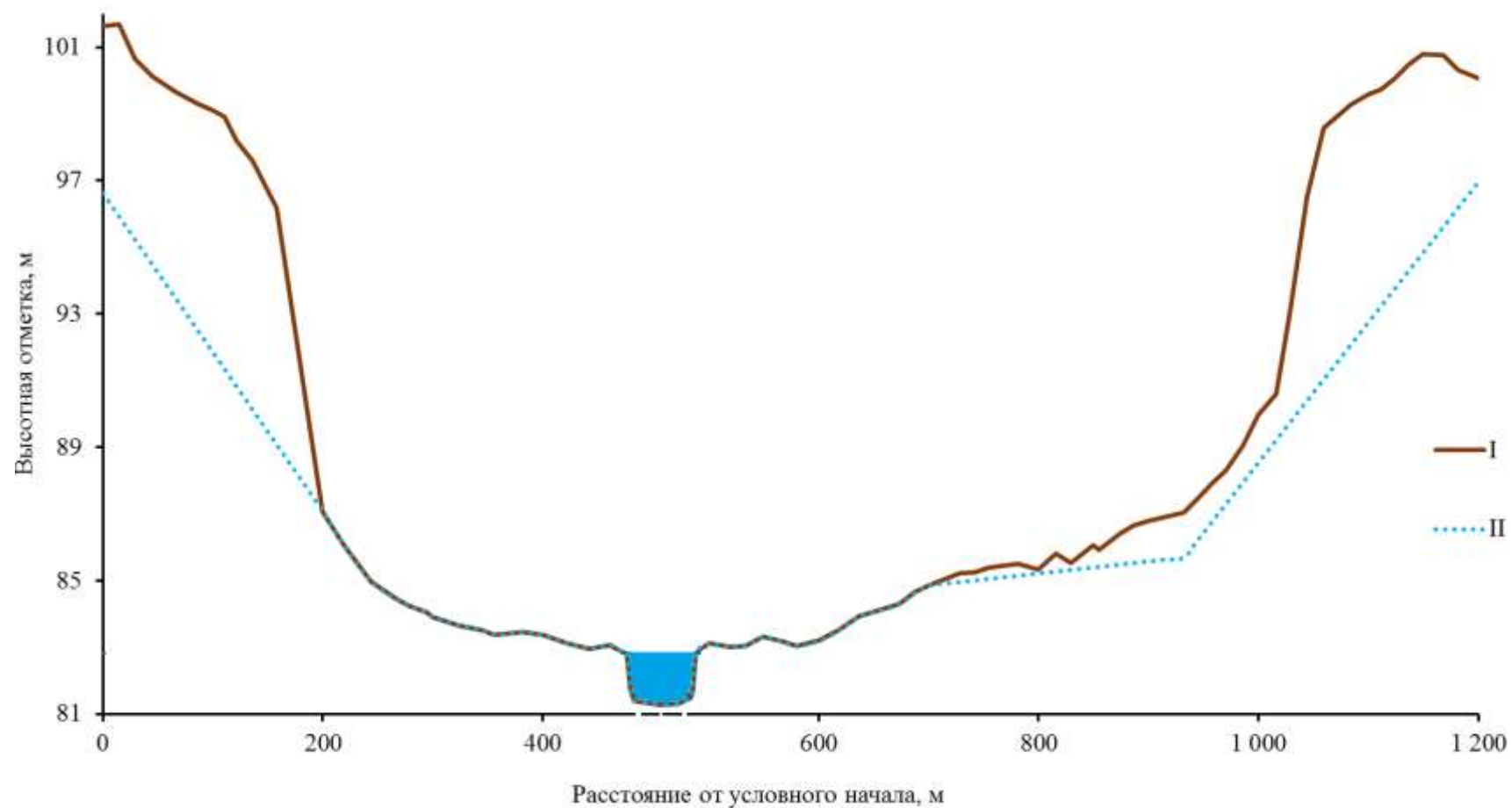


Рисунок – 4.1.4. Поперечный профиль долины реки Колга (элемент сети Колга – Чижалка – Васюган – Обь); условные обозначения: I – поверхность долины и русла; II – уровень грунтовых вод (измерения проводились одновременно с измерением уровня речных вод) (Моисеева, Савичев, 2017)

Величина квадрата корреляционного отношения  $R^2$  между измеренными (в зимний период) и вычисленными по уравнению (2) значениями во всех случаях были выше критического значения 0,36, что свидетельствует о возможности использования данного способа оценки подземного стока в качестве базового (рис. 4.1.3) (Моисеева, Савичев, 2017).

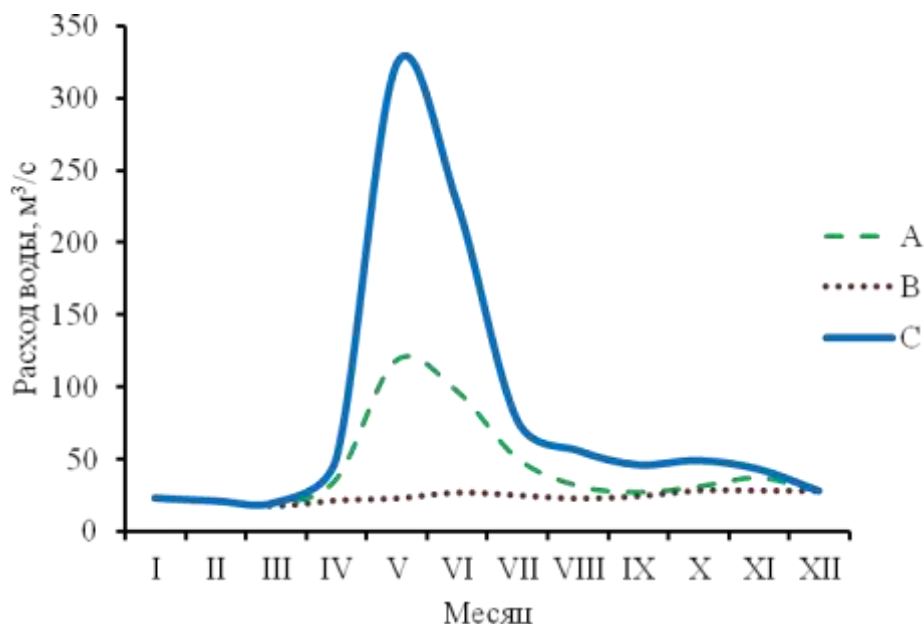


Рисунок – 4.1.3. Гидрограф реки Парабель в створе с. Новиково; условные обозначения:

A – расход подземных вод по (4.1.1); B – расход подземных вод по (4.1.2); C – суммарный расход воды (Моисеева, Савичев, 2017)

На основе изученной литературы, содержащей информацию о количественной оценке подземного стока для территории исследования и расчетных значений по уравнениям (4.1.1–4.1.2) составлена таблица 4.1.2.

Рассчитанные с помощью уравнений 4.1.1–4.1.2 значения модуля стока согласуются с данным, представленными в литературных источниках (таблица 4.1.1), следовательно, данные уравнения можно принимать в качестве количественной оценки подземного стока. На основе полученных данных построена карта изменения модуля подземного стока средних рек на территории исследования (рис.4.1.5.).



Таблица 4.1.2 Значения подземного стока на территории Томской области согласно литературным источникам и значения стока, рассчитанные по уравнениям (4.1.1–4.1.2)

Источник данных	Значения подземного стока для территории Томской области, л/(с км <sup>2</sup> )
(Подземный сток ..., 1966)	1-2
(Всеволожский, 1973)	1-3
(Ресурсы пресных..., 1991)	0,5-3
(Вода России..., 2000)	2-3
(Зекцер И.С., 2012)	2-3
(Карты ресурсного..., 2010)	1-3
По уравнению 1.1.	2,2-4,2
По уравнению 1.2.	1,3-2,7

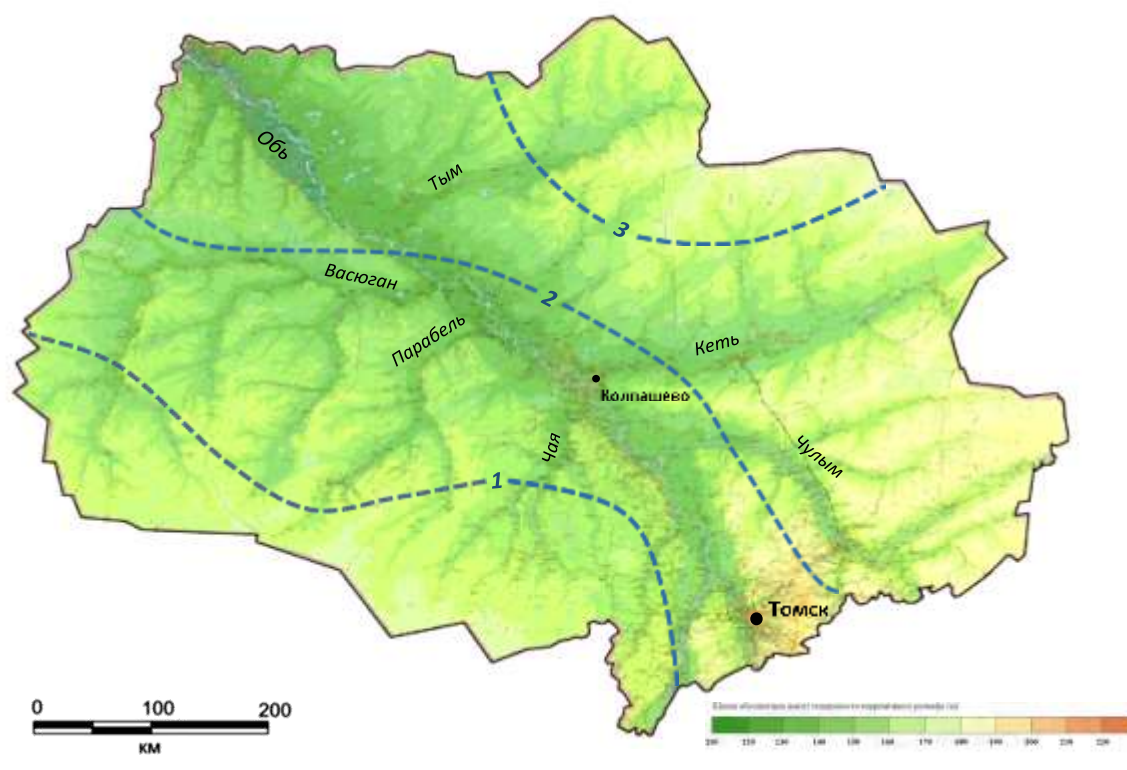


Рисунок – 4.1.5. Модуль подземного стока средних рек Томской области, л/(с·км<sup>2</sup>)

В результате можно сказать, что модуль подземного стока на территории исследования изменяется от 1 до 3,2 л/(с·км<sup>2</sup>). В пространственном отношении подземный сток на исследуемой территории отражает региональные закономерности

распределения широтной зональности и увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток. При этом подземный сток правобережной части р. Обь характеризуется более высокими величинами 2,1-3,2 л/(с·км<sup>2</sup>), а левобережной части составляет 1-1,5 л/(с·км<sup>2</sup>).

#### **4.2 Многолетние изменения среднегодовых значений уровней подземных вод и подземного стока**

Для более детального изучения изменений подземного стока, в работе проведен статистический анализ многолетних изменений среднегодовых уровней подземных вод в таёжной зоне Западной Сибири.

Ранее выполненные исследования уровней подземных вод на территории Томской области по данным режимных скважин у сёл Напас (157р), Средний Васюган (169р), Подгорное (94р), Зырянское (81р), Белый Яр (114р), Мельниково (63р)) за период с начала наблюдений до 2005 г. позволил выявить нарушение однородности рядов среднегодовых и/или среднесезонных уровней подземных вод, связанное в основном с повышением уровней подземных вод с середины 1980-х гг. по 2005 г. (по сравнению с предыдущим периодом) в среднем на 0,21 м. Наибольшее увеличение отмечено в зимний период (в среднем на 0,23 м), наименьшее – в летне-осенний (0,09 м). Кроме того, было выявлено неслучайное увеличение среднегодовых и среднесезонных уровней подземных вод (за весь период наблюдений) у сёл Подгорное (94р), Напас (157р), Зырянское (81р), Мельниково (63р) (Льготини др, 2010, Shiklomanov et al., 2013). Согласно (Савичев, 2004), с 1980 по 2003 среднемесячные уровни подземных вод зоны активного водообмена на территории в ненарушенных хозяйственной деятельностью условиях повысились по сравнению с 1960–1970 гг. в среднем на 0,1...0,4 %, притом наиболее устойчивый рост свойственен для зимнего сезона и начала весеннего половодья, пик которого на рассматриваемой территории приходится на конец мая-июнь.

Выполненный в работе анализ данных наблюдений за период с 1965–1973 гг. до 2010–2015 гг. в целом подтвердил указанные выше выводы. В частности, отмечено дальнейшее увеличение уровней подземных вод, которое в среднем составляет 0,34 м, в том числе 0,32 м для подземных вод четвертичных отложений (7 скважин), 0,35 м для отложений палеогена (6 скважин) и 0,37 м для меловых отложений (2 скважины).

Нарушение однородности рядов среднегодовых значений уровней подземных вод зафиксировано в 73 % (скважины 156р, 157р, 167р, 284р, 94р, 79р, 80р, 113р, 114р, 118р, 92р). Неслучайное изменение среднегодовых уровней подземных вод за весь период наблюдений выявлено на 8 скважинах из 15 (157р, 167р, 284р, 94р, 79р, 80р, 114р, 92р). Максимальное увеличение уровней отмечено в случае четвертичных отложений у с. Кривошеино на границе водосбора и долины р. Оби (скважина 92р, глубина скважины 24 м). Существенное увеличение уровней подземных вод (0,3–0,9 м/год) также отмечено в отложениях четвертичного, палеогенового и мелового возраста в водосборах рек Чая (с. Подгорное, скв. 94р, 284р) и Чулым (с. Зырянское, скв. 79р, 80р), причём наиболее заметный рост уровней грунтовых вод происходит в период после 1995 г. (таблица 4.2.1).

Таблица 4.2.1. Результаты проверки рядов среднегодовых значений уровней подземных вод

№ (рис.2.1)	Скважина (возраст отложений)	Период	A, м	$\sigma$ , м	S/S <sub>5%</sub>	F/F <sub>5%</sub>	$\pi/\pi_{5\%}$	k <sub>1</sub> , м/год
1	156р (P <sub>3</sub> )	1971–1994	64,51	0,43	–	–	-0,32	–
		1995–2010	64,53	0,25	–	–	-0,15	–
		1971–2010	64,52	0,36	0,07	<b>1,04</b>	-0,15	–
2	157р (P <sub>1pr</sub> )	1971–1994	76,83	0,08	–	–	0,99	–
		1995–2010	76,98	0,06	–	–	0,14	–
		1971–2010	76,89	0,10	<b>3,19</b>	0,63	<b>3,01</b>	0,007
3	167р (P <sub>2tv</sub> )	1972–1994	60,77	0,21	–	–	<b>1,29</b>	0,017
		1995–2015	61,07	0,13	–	–	0,58	–
		1972–2015	60,92	0,23	<b>2,76</b>	<b>1,07</b>	<b>3,14</b>	0,013
4	169р (aQ <sub>итb</sub> )	1972–1994	59,95	0,25	–	–	-0,85	–
		1995–2010	60,08	0,40	–	–	-0,74	–
		1972–2010	60,01	0,33	0,63	0,88	-0,06	–
5	284р (P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub> )	1975–1994	74,88	0,28	–	–	0,05	–
		1995–2010	75,38	0,34	–	–	<b>1,46</b>	0,051
		1975–2010	75,10	0,40	<b>2,32</b>	0,59	<b>2,28</b>	0,025
6	94р (N <sub>1</sub> )	1965–1994	64,17	0,61	–	–	1,02	0,029
		1995–2015	64,86	0,40	–	–	1,22	0,036
		1965–2015	64,45	0,63	<b>2,24</b>	1,00	<b>2,69</b>	0,028

№ (рис.2.1)	Скважина (возраст отложений)	Период	A, м	$\sigma$ , м	S/S5%	F/F5%	$\pi/\pi5\%$	k1, м/год
7	79p (K2)	1965–1994	100,16	0,25	–	–	0,50	–
		1995–2015	100,89	0,62	–	–	0,74	–
		1965–2015	100,46	0,57	2,84	2,81	2,59	0,025
8	80p (P3)	1965–1994	99,76	0,26	–	–	0,55	–
		1995–2010	100,56	0,54	–	–	2,65	0,099
		1965–2010	100,04	0,54	3,28	1,85	3,18	0,030
9	113p (N1)	1968–1994	76,38	0,34	–	–	-0,89	–
		1995–2012	76,64	0,36	–	–	0,67	–
		1968–2012	76,48	0,37	1,19	0,47	0,66	–
10	114p (P3)	1968–1994	76,84	0,30	–	–	-0,40	–
		1995–2010	77,16	0,31	–	–	0,64	–
		1968–2010	76,97	0,34	<b>1,64</b>	0,44	<b>1,16</b>	0,010
11	115p (K2)	1968–1994	78,19	0,26	–	–	-0,97	–
		1995–2010	78,35	0,25	–	–	0,74	–
		1968–2010	78,25	0,26	0,99	0,42	0,42	–
12	118p (Q <sub>птб</sub> )	1968–1994	96,40	0,76	–	–	-0,35	–
		1995–2010	96,58	0,23	–	–	0,30	–
		1968–2010	96,47	0,62	0,45	<b>4,16</b>	0,13	–
13	92p (aQ <sub>2</sub> )	1965–1994	69,96	0,37	–	–	3,23	0,035
		1995–2015	71,08	0,31	–	–	-0,04	–
		1965–2015	70,40	0,70	<b>5,44</b>	0,59	5,66	0,039
14	123p (1Q <sub>III</sub> )	1968–1994	39,00	0,56	–	–	<b>-1,06</b>	-0,032
		1995–2015	39,01	0,39	–	–	0,15	–
		1968–2015	39,01	0,49	0,03	0,85	-0,42	–
15	124p (1Q <sub>III</sub> )	1970–1994	38,27	0,45	–	–	<b>-1,15</b>	-0,031
		1995–2010	38,37	0,40	–	–	0,05	–
		1970–2010	38,31	0,43	0,34	0,47	-0,25	–

Примечание: полужирным шрифтом выделены соотношения фактических и критических значений критериев Стьюдента, Фишера и Питмена, которые свидетельствуют о возможном нарушении однородности и случайности выборок

Необходимо отметить, что между колебаниями среднегодовых значений уровней подземных вод отложений разного возраста прослеживаются статистически значимые корреляционные связи на значительной части исследуемой территории. Наиболее тесная связь отмечена для скважин, вскрывающих неоген-четвертичные, палеогеновые и меловые отложения в Кеть-Чулымском районе в восточной части Томской области, а именно – в средней части водосбора реки Кеть (скважины 113р, 114р, 115р), палеогеновые и меловые отложения в средней части водосбора реки Чулым (скважины 80р и 79р). Для левобережной равнинной части бассейна Средней Оби (водосборы рек Васюган и Чая в западной части Томской области) значимые связи между уровнями подземных вод четвертичных и палеогеновых отложений отсутствуют или существенно слабее (таблица 4.2.2).

В первом случае (для более связанных колебаний уровней подземных вод в Кеть-Чулымском районе) это объясняется лучшей проницаемостью водоносных отложений разного возраста, представленных в значительной мере песками разномерными, с галькой и гравием, а во втором (для водосборов левых притоков реки Обь) – заметно большим распространением суглинков, глин и песков с переслоями глин, которые характеризуются худшими фильтрационными свойствами.

Для объяснения выявленных изменений уровней подземных вод был проведён анализ однородности и случайности рядов среднегодовых значений температуры атмосферного воздуха  $T_a(a)$ , суммы положительных  $\Sigma T_a(\geq 0)$  и отрицательных  $\Sigma T_a(< 0)$  среднемесячных температур воздуха, годовых сумм атмосферных осадков в целом  $P$ , атмосферных осадков за тёплый  $P(T_a \geq 0)$  (со среднемесячной температурой более и равной  $0^\circ\text{C}$ ) и холодный  $P(T_a < 0)$  периоды года по данным наблюдений 8 метеостанций (за тот же период, что и анализ уровней подземных вод). В первом приближении можно считать, что величина  $P(T_a < 0)$  соответствует суммарному выпадению снега, а величина  $P(T_a \geq 0)$  – дождю.

Таблица 4.2.2. Статистически значимые коэффициенты корреляции  $r$  между среднегодовыми уровнями подземных за период с 1973 по 2010 гг.

Номер скважины	Номер скважины														
	157р	156р	123р	124р	167р	169р	284р	94р	80р	79р	113р	114р	115р	118р	92р
157р (P)	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
156р (P)	–	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
123р (Q)	–	0,52	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
124р (Q)	–	0,49	0,40	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
167р (P)	0,65	–	–	–	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
169р (Q)	0,31	0,54	0,58	0,42	–	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–
284р (P)	–	-0,32	–	–	0,35	–	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–
94р (Q)	0,43	–	0,52	–	–	–	–	1,00	–	–	–	–	–	–	–
80р (P)	0,58	–	0,33	–	0,60	–	0,32	0,62	1,00	–	–	–	–	–	–
79р (K)	0,55	–	0,32	–	0,60	–	0,31	0,59	0,99	1,00	–	–	–	–	–
113р (QN)	0,48	–	0,54	–	-	0,48	-0,30	0,50	0,43	0,46	1,00	–	–	–	–
114р (P)	0,56	–	0,50	–	-	0,46	–	0,55	0,49	0,52	0,99	1,00	–	–	–
115р (K)	0,47	–	0,55	–	-	0,45	–	0,52	0,43	0,45	0,97	0,97	1,00	–	–
118р (Q)	–	–	–	–	–	–	–	0,48	–	–	–	–	–	1,00	–
92р (Q)	0,80	–	–	–	0,74	–	0,42	0,60	0,81	0,78	0,31	0,42	–	–	1,00

Примечание: приведены коэффициенты корреляции  $r$ , удовлетворяющие условию  $|r| \geq 2 \cdot \delta_r$ , где  $\delta_r$  – погрешность определения  $r$

В результате сделан вывод о практически повсеместном увеличении с начала 1970-х гг. среднегодовой температуры атмосферного воздуха  $T_a(a)$  и сумм положительных среднемесячных температур воздуха  $\Sigma T_a(\geq 0)$ . Статистически значимое изменения других климатических характеристик было отмечено в следующих случаях: 1) увеличение  $\Sigma T_a(<0)$  – на метеостанциях Колпашево, Первомайское, Томск, Колпашево, Александровское; 2) увеличение  $P$  – на метеостанциях Томск, Колпашево; 3) увеличение  $P(T_a < 0)$  – на метеостанциях Средний Васюган, Томск, Колпашево; 4) увеличение  $P(T_a \geq 0)$  – на метеостанциях Колпашево, Ванжиль-Кынак. Уменьшение атмосферных осадков ( $P$ ,  $P(T_a \geq 0)$ ) отмечено только на метеостанции Усть-Озёрное на востоке Томской области (таблица 4.2.3.).

Подземная составляющая речного стока с учётом (Hendrics, 2010; Shiklomanov et al., 2013; Mei, 2015) вычислялась по формуле:

$$Y_{g,i} = \begin{cases} Y_i, i = 12, 1, 2, 3 \\ Y_3 + (Y_{12} - Y_3) \cdot \frac{(i-3)}{(12-3)}, \end{cases} \quad (4.2.1)$$

где  $Y_i$ ,  $Y_{g,i}$  – слой речного стока и его подземная составляющая в  $i$ -й месяц календарного года. Границы зимнего периода (с декабря по март) приняты согласно (Методические рекомендации..., 2009) с учётом региональных особенностей климатических и гидрологических условий (отрицательные температуры воздуха, устойчивый снежный покров, устойчивый ледостав).

В работах (Савичев, 2010; Харанжевская, 2011; Камнева, 2012) было показано, что увеличение подземного стока в бассейне реки Чая и некоторых других рек связано со смещением границ гидрологических сезонов. Для подтверждения этого вывода в диссертации была рассчитана подземная составляющая речного стока по формуле (4.2.1) и выполнена проверка рядов среднегодовых расходов воды рек Чая, Васюган, Тым, Кеть и их подземной составляющей на однородность и случайность.

Таблица 4.2.3. Результаты проверки рядов среднегодовых значений температуры атмосферного воздуха и годовой суммы атмосферных осадков

№ (рис.2.1)	Пункт	Период	Температура атмосферного воздуха						Атмосферные осадки					
			A, °C	$\sigma$ , °C	S/S <sub>5%</sub>	F/F <sub>5%</sub>	$\pi/\pi_{5\%}$	k <sub>1</sub> , °C/ГОД	A, мм/ГОД	$\sigma$ , мм/ГОД	S/S <sub>5%</sub>	F/F <sub>5%</sub>	$\pi/\pi_{5\%}$	k <sub>1</sub> , мм/ГОД
I	Томск	1965–1994	0,2	1,2	–	–	<b>1,38</b>	0,073	543	76	–	–	0,13	–
		1995–2015	1,0	1,1	–	–	-0,07	–	593	78	–	–	0,35	–
		1965–2015	0,5	1,2	<b>1,27</b>	0,57	<b>1,62</b>	0,039	564	80	<b>1,11</b>	0,48	1,00	1,690
II	Бакчар	1965–1994	-0,4	1,2	–	–	<b>1,14</b>	0,060	461	83	–	–	-0,29	–
		1995–2015	0,4	1,0	–	–	-0,08	–	499	98	–	–	0,15	–
		1965–2015	-0,1	1,2	<b>1,24</b>	0,53	<b>1,48</b>	0,035	476	90	0,73	0,63	0,47	–
III	Средний Васюган	1972–1994	-0,9	1,2	–	–	0,83	–	537	103	–	–	-0,62	–
		1995–2015	-0,3	1,1	–	–	0,02	–	561	93	–	–	0,02	–
		1972–2015	-0,6	1,2	0,90	0,46	<b>1,04</b>	0,033	548	98	0,39	0,50	0,06	–
IV	Первомай ское	1965–1994	-0,1	1,3	–	–	<b>1,49</b>	0,083	446	65	–	–	-0,01	–
		1995–2015	1,0	1,1	–	–	0,10	–	474	86	–	–	0,13	–
		1965–2015	0,4	1,3	<b>1,47</b>	0,60	<b>1,91</b>	0,048	458	75	0,66	0,79	0,53	–
V	Усть- Озёрное	1968–1994	-1,7	1,5	–	–	<b>1,29</b>	0,097	549	61	–	–	-0,55	–
		1995–2015	-0,9	1,3	–	–	0,26	–	509	95	–	–	-0,46	–
		1968–2015	-1,4	1,5	0,90	0,47	<b>1,39</b>	0,049	533	78	0,84	<b>1,04</b>	<b>-1,02</b>	-2,008



№ (рис.2.1)	Пункт	Период	Температура атмосферного воздуха						Атмосферные осадки					
			A, °C	$\sigma$ , °C	S/S <sub>5%</sub>	F/F <sub>5%</sub>	$\pi/\pi_{5\%}$	k <sub>1</sub> , °C/ГОД	A, мм/ГОД	$\sigma$ , мм/ГОД	S/S <sub>5%</sub>	F/F <sub>5%</sub>	$\pi/\pi_{5\%}$	k <sub>1</sub> , мм/ГОД
VI	Колпашево	1965–1994	-1,2	1,3	–	–	<b>1,35</b>	0,075	488	64	–	–	-0,16	–
		1995–2015	-0,1	1,2	–	–	0,14	–	541	121	–	–	0,13	–
		1965–2015	-0,7	1,3	<b>1,44</b>	0,52	<b>1,82</b>	0,046	510	94	<b>1,00</b>	<b>1,63</b>	0,75	–
VII	Ванжилъ- Кынак	1971–1994	-3,0	1,3	–	–	<b>1,01</b>	0,082	584	75	–	–	-0,86	–
		1995–2010	-2,5	1,3	–	–	-0,14	–	636	93	–	–	-0,22	–
		1971–2010	-2,8	1,3	0,56	0,44	0,84	–	605	85	0,93	0,62	0,28	–
VIII	Александровское	1968–1994	-2,2	1,3	–	–	<b>1,72</b>	0,101	493	92	–	–	-0,51	–
		1995–2015	-1,4	1,3	–	–	0,18	–	530	95	–	–	0,01	–
		1968–2015	-1,9	1,3	<b>1,18</b>	0,42	<b>1,67</b>	0,047	509	94	0,67	0,47	0,30	–

Примечание: полужирным шрифтом выделены соотношения фактических и критических значений критериев Стьюдента, Фишера и Питмена, которые свидетельствуют о возможном нарушении однородности и случайности выборок

Указанные выше факты, в целом, согласуются с данными других авторов (Адаменко и др., 2000; Groisman et al., 2013; Паромов, 2017) о заметном потеплении в таёжной зоне Западной Сибири с 1950-х гг., в том числе в марте и декабре.

Последнее, в свою очередь, это может свидетельствовать о расширении границ тёплого периода, на что косвенно указывают и данные об увеличении значений  $\Sigma T_a(\geq 0)$ . Следовательно, можно предположить, что в ряде случаев возрастает инфильтрация в предзимний период и в начале зимы (ноябрь – декабрь), а также раньше начинается весеннее снеготаяние. Соответственно, увеличивается и ордината кривой спада подземного стока, который в зимний период (во время ледостава на реках и устойчивого снежного покрова на их водосборах) можно в первом приближении считать равным речному стоку.

Полученные результаты (таблица 4.2.3) также свидетельствуют о статистически значимом (при уровне значимости 5%) увеличении в течение 1995 – 2015 гг. (по сравнению с периодом с 1965–1972 гг. до 1994 г.) подземной составляющей стока рек Чая и Тым, что совпадает с результатами ранее выполненного анализа подземного стока и средних зимних (за декабрь – март) расходов воды за период до 2005 – 2007 гг. (Shiklomanov et al., 2013). В то же время, при уровне значимости 5% не подтверждена гипотеза о нарушении рядов подземного стока реки Васюган и Кеть, хотя ранее было отмечено значимое увеличение расходов воды этих рек в среднем за декабрь – март (Савичев, 2010).

В результате проведенных исследований выявлено статистически значимое увеличение среднегодовых уровней подземных вод четвертичных, палеогеновых и меловых отложений на территории Томской области в ненарушенных хозяйственной деятельностью условиях, что совпадает с данными об увеличении зимнего меженного стока больших и средних рек региона (Shiklomanov et al., 2013).

Таблица 4.2.3. Результаты проверки рядов среднегодовых расходов воды  $Q$  рек Васюган, Чая, Тым, Кеть и их подземной составляющей  $Q_g$  (по формуле (4.2.1))

№ (рис.2.1)	Река – пункт, параметр	Период	$A, \text{м}^3/\text{с}$	$\sigma, \text{м}^3/\text{с}$	$S/S_{5\%}$	$F/F_{5\%}$	$\pi/\pi_{5\%}$	$k_1, \text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{год})$
А	Река Тым – Напас, $Q$	1971–1994	202,2	36,5	–	–	<b>-1,28</b>	-2,83
		1995–2010	214,9	35,0	–	–	0,12	–
		1971–2010	207,3	36,0	0,53	0,40	-0,10	–
	Река Тым – Напас, $Q_g$	1971–1994	75,5	8,4	–	–	<b>-1,54</b>	-0,74
		1995–2010	82,7	13,3	–	–	0,53	–
		1971–2010	78,4	11,1	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	0,46	–
В	Река Васюган – Средний Ва- сюган, $Q$	1972–1994	154,3	39,7	–	–	-0,45	–
		1995–2015	141,1	33,4	–	–	0,56	–
		1972–2015	148,0	37,0	0,58	0,58	-0,46	–
	Река Васюган – Средний Ва- сюган, $Q_g$	1972–1994	37,5	7,0	–	–	-0,44	–
		1995–2010	39,7	6,2	–	–	0,22	–
		1972–2010	38,5	6,7	0,54	0,52	0,30	–
С	Река Чая – Подгорное, $Q$	1965–1994	75,1	35,5	–	–	0,12	–
		1995–2015	92,7	35,6	–	–	0,19	–
		1965–2015	82,4	36,3	0,85	0,45	0,75	–
	Река Чая – Подгорное, $Q_g$	1965–1994	23,2	4,3	–	–	1,00	–
		1995–2015	31,3	5,0	–	–	0,55	–
		1965–2015	26,5	6,1	<b>2,98</b>	0,61	<b>2,97</b>	0,29
D	Река Кеть – Максимкин Яр, $Q$	1968–1994	238,0	46,1	–	–	-0,27	–
		1995–2012	245,7	50,5	–	–	0,11	–
		1968–2012	241,1	47,5	0,26	0,52	0,10	–
	Река Кеть – Максимкин Яр, $Q_g$	1968–1994	89,1	20,1	–	–	0,80	–
		1995–2012	93,6	15,3	–	–	0,734	–
		1968–2012	90,9	18,3	0,39	0,68	0,88	–

### **4.3. Внутригодовые изменения среднегодовых значений уровней подземных вод и подземного стока**

Для более детального анализа изменений среднегодовых уровней подземных вод в работе изучено внутригодового распределения среднегодовых значений уровней (таблица 4.3.1.) и стока подземных вод (таблица 4.3.2.).

Для всей территории исследования по данным пунктам наблюдения максимальные средние значения уровней подземных вод наблюдаются в июне месяце, минимальные в марте. Рассматривая изменения уровней в многолетнем плане, ряды данных были разделены на два условных периода: с начала наблюдений до 1994 и с 1995 до конца наблюдений, преимущественно до 2015 г. Как уже упоминалось выше, существенное увеличение среднегодовых уровней подземных вод (0,3–0,9 м/год) отмечено в отложениях четвертичного, палеогенового и мелового возраста в водосборах рек Чая (с. Подгорное, скв. 94р) и Чулым (с. Зырянское, скв. 79р, 80р), причём наиболее заметный рост уровней грунтовых вод происходит в период после 1995 г. В результате проведенного анализа увеличение уровней подземных вод в скв. 94р (четвертичные отложения) происходит в течении всего года практически равномерно, в среднем увеличение составляет 0,68 м. Для скважины 79р (меловые отложения) максимальное увеличения в период с 1995 по 2015 гг. по сравнению с периодом до 1994 г., выявлено в апреле месяце, в среднем за год увеличение составляет 0,74 м, а для 80р (палеогеновые отложения) увеличение уровней происходит равномерно и в среднем увеличивается на 0,79 м.

На основе имеющихся данных о расходах рек Томской области, были вычислены значения расхода подземного стока методом расчленения речных гидрографов линейной интерполяцией по уравнению 4.1.2. Такой метод позволяет оценить наиболее устойчивую часть стока подземных вод, формирующегося под влиянием гидрогеологических, гидрометеорологических факторов текущего и предыдущих лет. Величину стока определяет в основном приток вод неоген-четвертичных и палеогеновых отложений.

Таблица 4.3.1. Средние месячные значения уровней подземных вод за периоды с начала наблюдений до 1994 и с 1995 до 2012-2015 гг.

Пункт	№ скв.	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
с.Александровское	123р	1971-1994	38,42	38,20	38,06	38,06	39,37	40,59	40,52	39,62	39,06	38,78	38,76	38,59	39,00
		1995-2015	38,38	38,17	38,03	38,11	39,40	40,69	40,61	39,71	39,10	38,79	38,62	38,48	39,01
с.Александровское	124р	1970-1994	37,10	36,80	36,59	36,85	39,43	41,03	40,18	38,42	37,82	37,63	37,75	37,51	38,08
		1995-2010	37,35	37,02	36,81	37,21	39,69	41,15	40,72	39,11	38,32	37,93	38,00	37,75	38,42
с.Напас	156р	1971-1994	64,00	64,01	63,99	64,11	65,67	66,63	64,86	64,32	64,12	64,18	64,29	64,14	64,51
		1995-2012	63,95	63,93	63,95	64,16	65,96	66,56	65,08	64,27	64,10	64,07	64,19	64,12	64,53
с.Напас	157р	1971-1994	76,67	76,70	76,81	76,99	77,28	77,10	76,79	76,73	76,70	76,75	76,79	76,78	76,83
		1995-2012	76,84	76,87	76,97	77,04	77,44	77,38	76,93	76,88	76,91	76,91	76,92	76,88	76,98
с.Зырянское	79р	1965-1994	99,58	99,43	99,32	99,50	101,31	101,91	101,02	100,41	100,02	99,83	99,78	99,74	100,16
		1995-2015	100,26	100,11	100,31	100,83	102,21	102,30	101,55	100,93	100,63	100,58	100,51	100,48	100,89
с.Зырянское	80р	1965-1994	99,58	99,42	99,30	99,47	101,25	101,95	101,08	100,46	100,06	99,84	99,78	99,76	100,16
		1995-2010	100,34	100,19	100,12	100,30	102,10	102,74	101,83	101,20	100,85	100,67	100,59	100,56	100,89
с.Белый Яр	113р	1968-1994	76,35	76,19	76,13	76,12	76,30	76,63	76,67	76,59	76,48	76,42	76,37	76,34	76,38
		1995-2012	76,62	76,53	76,44	76,46	76,66	76,92	76,98	76,88	76,80	76,71	76,63	76,56	76,64
Ср.Васюган	167р	1972-1994	60,53	60,58	60,57	60,63	61,31	61,34	60,54	60,43	60,36	60,43	60,52	60,52	60,77
		1995-2015	60,91	60,92	60,96	61,05	61,78	61,74	61,04	60,78	60,83	60,87	60,93	60,92	61,07
с.Подгорное	94р	1965-1994	63,83	63,80	63,79	63,89	64,67	65,11	64,77	64,42	64,18	64,00	63,99	63,93	64,17
		1995-2015	64,61	64,55	64,42	64,54	65,47	65,89	65,37	64,98	64,77	64,67	64,70	64,65	64,86
с.Ср.Васюган	169р	1972-1994	59,84	59,75	59,64	59,57	60,02	60,34	60,18	60,10	60,05	60,06	60,02	59,98	59,95
		1995-2012	60,00	59,87	59,76	59,74	60,10	60,41	60,33	60,19	60,16	60,18	60,17	60,08	60,08

Таблица 4.3.2. Средние месячные значения подземного стока, вычисленные по уравнению 1.2.2.

Река - Пункт	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
р. Обь – г.Колпашево	1965-1994	1160,7	1106,4	1108,8	1129,9	1150,9	1172,0	1193,0	1214,1	1235,2	1256,2	1277,3	1298,3	1191,9
	1995-2012	1026,0	938,5	1110,8	1124,6	1138,4	1152,1	1165,9	1179,6	1193,4	1207,1	1220,9	1234,7	1141,0
р. Тым – с.Напас	1965-1994	72,0	65,2	61,9	64,6	67,3	70,1	72,8	75,5	78,3	81,0	83,8	86,5	73,2
	1995-2012	75,8	73,6	70,4	73,7	77,0	80,3	83,6	86,9	90,2	93,5	96,8	100,0	83,3
р. Чулым – с.Зырянское	1965-1994	134,1	113,2	104,9	112,2	119,5	126,9	134,2	141,5	148,8	156,2	163,5	170,8	135,5
	1995-2012	199,6	167,4	151,5	164,1	176,8	189,4	202,1	214,7	227,4	240,0	252,7	265,3	198,5
р. Кеть – с. Максимкин Яр	1968-1994	85,0	77,5	73,7	76,7	79,8	82,9	86,0	89,1	92,1	95,2	98,3	101,4	87,8
	1995-2013	90,3	83,0	85,1	88,3	91,5	94,6	97,8	101,0	104,1	107,3	110,5	113,6	96,8
р.Васюган – Ср.Васюган	1965-1994	34,2	28,6	25,8	28,4	30,9	33,5	36,1	38,7	41,3	43,9	46,5	49	36,4
	1995-2015	39,3	30,8	29,2	31,7	34,2	36,7	39,3	41,8	44,3	46,8	49,4	51,9	39,6
р. Чая – с.Подгорное	1965-1994	22,0	20,3	20,5	21,2	21,9	22,6	23,3	24,0	24,6	25,3	26,0	26,7	23,2
	1995-2013	29,4	28,5	27,8	29,4	31,0	32,6	34,1	35,7	37,3	38,8	40,4	42,0	33,9

Периоды наблюдений для анализа внутригодового изменения подземного стока были разделены по такому же принципу, как и для уровней подземных вод (таблица 4.3.1.).

Внутригодовое распределение стока подземных вод для всех пунктов имеет одинаковый характер. Максимальный сток наблюдается в декабре, минимальный – в феврале– марте. Наибольшее увеличение среднегодовых значений подземного стока наблюдается в р. Чулым у с.Зырянское (0,2 л/(с км<sup>2</sup>)). В целом для всех исследуемых пунктов наблюдается незначительное увеличение, кроме р. Обь в г. Колпашево, там прослеживается уменьшение.

В целом, на основе анализа данных наблюдений за расходами средних рек таежной зоны Западной Сибири, уровнями подземных и речных вод сформулировано *первое защищаемое положение*: **Модуль подземного стока на территории таёжной зоны Западной Сибири в настоящее время изменяется от 1 до 3,2 л/(с•км<sup>2</sup>). На протяжении последних 40 лет в таёжной зоне Западной Сибири продолжают рост среднегодовых уровней подземных вод в ненарушенных хозяйственной деятельностью условиях, который в среднем по таёжной зоне Западной Сибири за период с конца 1960-х по 2015 гг. составляет 0,34 м.**

## **ГЛАВА 5. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СУММАРНОГО И ПОДЗЕМНОГО СТОКА**

Согласно изложенным в разделе 1.5.2. существующим методам исследований палеорекоkonструкций можно выделить, что реконструкция подземного стока обычно сводится: 1) к поиску регрессионных зависимостей между расходами или уровнями подземных вод (искомой функцией) между температурой приземных слоев атмосферного воздуха, атмосферными осадками, суммой отрицательных или положительных температур атмосферного воздуха, меженными расходами речных вод, индексами солнечной активности и т.д. (значимыми аргументами); 2) генерации рядов аргументов; 3) аппроксимации и/или интерполяции пропусков в данных об уровнях подземных вод по уравнениям регрессии (Ковалевский и др, 1998; Ковалевский, 2006; Коноплянцев, Семенов, 1979).

Однако при использовании указанного подхода возникают вопросы не только с получением достоверной климатической информации, без которой невозможно восстановление уровня режима подземных вод, но и с обоснованием устойчивости связей между гидрогеологическими и иными показателями в долгосрочном разрезе и неоднозначностью понятия о подземном стоке (Боревский, Марков, 2014.). Последний вопрос непосредственно сказывается на выборе показателей подземного стока и его факторов. В рассматриваемой работе под подземным стоком понималась его часть, которая может быть количественно оценена как подземная составляющая речного стока. Однако и в этом случае появляется неоднозначность, связанная с неопределенностью оценки подземной составляющей речного стока во время половодий и паводков. Согласно (Куделин, 1972; Кусковский, 1966), для решения этой задачи необходимо предварительно установить характер взаимодействия поверхностных и подземных вод – нисходящий или подпорный. Однако очень часто полагается, что режим – подпорный, а подземный сток в весенний период уменьшается вплоть до нулевых значений, хотя даже в условиях Западно-Сибирской равнины нисходящий режим поддерживается почти всегда, а подпорный наблюдается, преимущественно, в пределах поймы. Но подземный сток не ограничивается поймой реки и даже ее долиной, а охватывает весь подземный водосбор, который может быть больше, чем поверхностный.



С учетом этого предлагается следующая методика реконструкции подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири.

1. Выполняется оценка месячного подземного стока в современный период (период, охваченный наблюдениями за уровнями подземных вод, уровнями и расходами речных вод) по двум вариантам: по уравнению регрессии (1.1), параметры которого по структуре аналогичны уравнению Дюпюи и путем линейной интерполяции между расходами речных вод в конце и начале зимней межени (1.2).

2. Проводится анализ основных факторов формирования подземного стока и разработка математической модели его формирования, пригодной для реконструкции подземного стока в условиях ограниченного объема исходной информации. Фактически, анализ факторов является первым этапом итерационного процесса построения модели подземного стока.

3. Выполняется сбор и анализ исходной климатической информации, необходимой для использования модели. В рассматриваемой работе были использованы результаты палеоклиматических реконструкций, выполненных рядом ученых, такими как Р. Ya. Groisman, G. Gutman, K. Gajewski, P. Moller, А.В. Ахтерьякова, С.В. Лещинский, А.М. Малолетко, Н.Н. Пологова, Е.Д. Лапшина, и справочные материалы. По данным (Научно-прикладной..., 1993; 1998; СНиП 23-01-99\*; Groisman et al., 2013; Gajewski, 2015; Moller et al., 2015; Climate Change..., 2014) были приняты оценки температуры приземных слоев атмосферного воздуха и годовых атмосферных осадков для периодов 8650 и 9550 тыс. лет назад.

4. Рассчитывается суммарный сток рек и его подземная составляющая с помощью математической модели.

### 5.1. Математическая модель формирования годового суммарного стока

Все модели стока в том или ином виде получены из уравнений сохранения массы и энергии. В данном случае использовано уравнение годового водного баланса водосбора без перетоков из смежных территорий (Loucks, 2005):

$$Y_i = H_i - E_i \pm \Delta Z_i, \quad (5.1.1)$$

где  $Y_i$  – слой водного стока, мм/период;  $H_i$  – слой общего увлажнения, складывающегося из жидких атмосферных осадков  $X_{li}$ , водоотдачи из снежного покрова  $h_{Si}$  и ледовых образований  $h_{li}$  ( $H_i = X_{li} + h_{Si} + h_{li}$ , мм/период);  $E_i$  – суммарное испарение с поверхности

водосбора, мм/период;  $\Delta Z_i$  – изменение влагозапасов в водосборе, мм/период; нижний индекс  $i$  в рассматриваемой работе соответствует году ( $y$ ) или месяцу ( $m$ ).

Для расчёта испарения, при отсутствии данных непосредственных наблюдений на воднобалансовых площадках, в российской литературе чаще всего рекомендуют использовать метод М.И. Будыко и метод гидроклиматических расчётов (Будыко, 1956; Мезенцев, 1982; Методические рекомендации..., 1986), а в зарубежной – метод Пенмана–Монтейга (Hendriks, 2010; Руководство..., 2012). Обоснованное использование указанных методов предполагает наличие данных измерений суммарной радиации, эффективного излучения подстилающей поверхности, потока тепла в почву, скорости ветра, температуры воздуха и влажности приземных слоёв атмосферного воздуха, температуры испаряющей поверхности, влажности почвогрунтов в верхнем метровом слое и ряд других характеристик. При решении палеогидрологических реконструкций таких данных объективно нет, а введение дополнительных допущений только увеличивает неопределённость расчётов. Для решения этого вопроса целесообразно вернуться к формуле Шрейбера (Schreiber, 1904), предложенной ещё в начале XX века. Её физический смысл становится очевидным, если предположить, что суммарное испарение ( $E$ ) в последовательности испытаний Бернулли (Руководство..., 2012; Feller, 1971) с учётом и общего увлажнения ( $H$ ) и максимально возможного в конкретных природных условиях испарения  $E_0$  приближённо описывается уравнением

$$P(E \leq E_0) \approx 1 - \exp\left(-\frac{E_0}{H}\right), \quad (5.1.2)$$

где  $P(E \leq E_0)$  – вероятность того, что значение  $E$  меньше или равно  $E_0$ . Если принять

$P(E \leq E_0) \approx \frac{E}{H}$ , то, с учётом (5.1.2), (5.1.3), можно записать:

$$Y = H \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H}\right), \quad (5.1.3)$$

Величина  $E_0$ , с учётом уравнения теплового баланса, является функцией радиационного баланса и теплообмена между атмосферой и почвогрунтами, которые, в свою очередь, нелинейно связаны с положительными температурами воздуха (состояние поверхности наиболее активно меняется за счёт растительности, развитие которой в целом ограничено именно положительными температурами воздуха). С учётом этого

для территории бывшего СССР, по данным (Водные ресурсы..., 1967; СНиП I-A.6-72) о водном балансе 113 средних рек, для широт севернее 30° получена зависимость:

$$E_0 = k_{E,1} \cdot \left(\sum T_{>0}\right)^2 - k_{E,2} \cdot \left(\sum T_{>0}\right)^3, \quad (5.1.4)$$

где  $\sum T_{>0}$  – сумма положительных среднемесячных температур атмосферного воздуха, °С;  $k_{E,1}$  и  $k_{E,2}$  – эмпирические коэффициенты ( $k_{E,1}=0,3080\pm 0,0144$ ;  $k_{E,2}=0,0021\pm 0,0001$ ; квадрат корреляционного отношения  $R^2=0,42$ ). Соотношение расчётных (5.1.4) и измеренных значений годового водного стока приведено на рисунке 5.1.1.

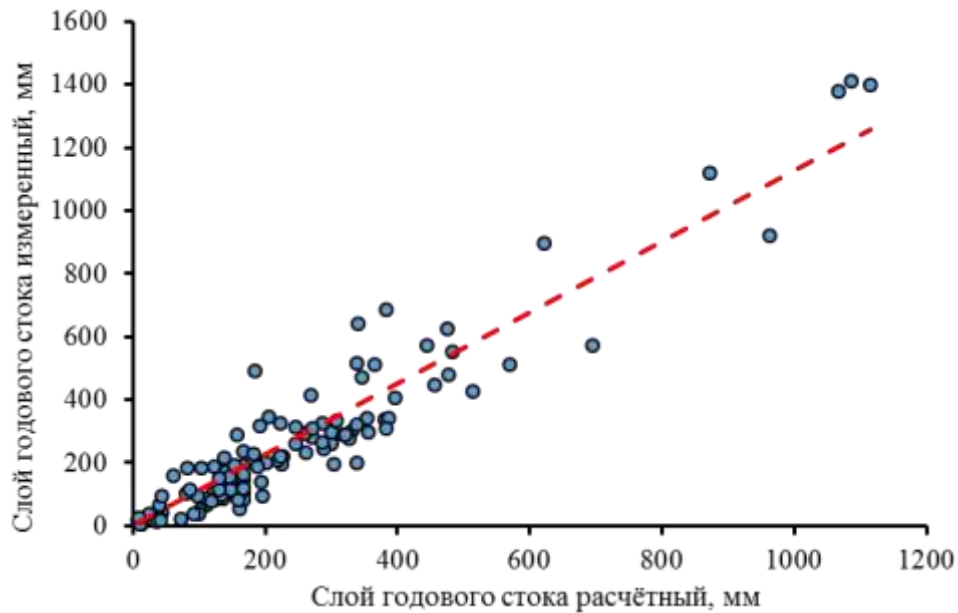


Рисунок – 5.1.1. Отношение измеренных и расчётных значений годового слоя водного стока средних рек на территории бывшего СССР,  $R^2=0,89$  (Савичев, Моисеева, 2016)

Транспирация и, следовательно, суммарное испарение и суммарный сток зависят от вида растительности (Кузин, 1979; Гусев, Насонова, 2010; Bradshaw, Sykes, 2014). Существенное влияние на суммарное испарение и сток, согласно (Кузин, 1979; Mujumdar, 2012), оказывает и дренированность территории как фактор, совместно с испаряемостью определяющий выбор из двух вариантов: 1) стекает то, что не успело испариться; 2) испаряется то, что не успело стечь. Дренированность территории является, в свою очередь, функцией средней высоты водосбора. Регрессионный анализ материалов Водного кадастра СССР (Водные ресурсы.... 1967) позволил определить общий вид функции влияния на водный сток лесистости, заболоченности и средней высоты водосбора и более точно оценить связь водного стока, испаряемости и атмосферного увлажнения ( $R^2=0,97$ ):

$$Y = k_{Y,1} \cdot H \cdot \eta^{k_{Y,2}} \cdot (f_F + 1)^{k_{Y,3}} \cdot (f_M + 1)^{k_{Y,4}} \exp\left(-\frac{E_0}{H}\right) = \mu \cdot H \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H}\right), \quad (5.1.5)$$

$$\eta = \begin{cases} Z_b - 500, & Z_b > 500 \\ 1, & Z_b \leq 500 \end{cases}, \quad (5.1.6)$$

где  $Z_b$  – средняя высота водосбора, м (учитывается в горах, плоскогорьях и нагорьях с учётом градаций высотных отметок по (Рычагов, 2006));  $f_M$  – заболоченность водосбора, %;  $f_F$  – лесистость водосбора, %;  $\mu$  – функция влияния физико-географических условий на водный сток;  $k_{Y,1}$ ,  $k_{Y,2}$ ,  $k_{Y,3}$ ,  $k_{Y,4}$  – эмпирические коэффициенты (для изученных средних рек бывшего СССР методом наименьших квадратов получены следующие оценки значений коэффициентов:  $k_{Y,1}=0,343$  (от 0,274 до 0,429);  $k_{Y,2}=0,057 \pm 0,020$ ;  $k_{Y,3}=0,278 \pm 0,052$ ;  $k_{Y,4}=-0,108 \pm 0,034$ ).

Физический смысл зависимости (5.1.5), согласно (Loucks, 2005; Руководство..., 2012; Кузин, 1979; Гусев, Насонова, 2010; Mujumdar, 2012; Sidorchuk et al.; 2012), заключается в том, что норма водного стока в целом возрастает: 1) с увеличением атмосферного увлажнения, средней высоты местности в горных районах (безусловно, в данном случае необходимо учитывать экспозицию склонов относительно преобладающего направления движения воздушных масс, но статистически значимая связь, тем не менее, присутствует: коэффициент корреляции между  $Z_b$  и отношением измеренных и расчётных значений годового слоя водного стока средних рек составляет  $0,41 \pm 0,11$ ); 2) с увеличением лесистости водосбора, которая, несмотря на увеличение транспирации на участках размещения древесной растительности, определяет более высокий (по сравнению с безлесными участками) влагозапас в речном бассейне, участвующий во влагообороте в дренируемой зоне, и относительно равномерное поступление воды в речную сеть; 3) с уменьшением заболоченности водосбора, сопряжённой со слабой дренированностью территории и с «приоритетным» расходом влаги на насыщение торфяной залежи, пополнение внутриболотных водоёмов, испарение и только потом – на сток.

Используя разложение в ряд Тейлора (Handbook..., 1984), получим аппроксимации математического ожидания  $Y_a$  и стандартного отклонения  $\sigma_Y$  слоя стока:

$$Y_a \approx \mu \cdot H_a \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H_a}\right) \cdot \left(1 + \frac{\sigma_H^2}{\mu \cdot H_a} \cdot \frac{d\mu}{dH} \cdot \left(1 + \frac{E_0}{H_a}\right) + \frac{\sigma_H^2}{2 \cdot \mu} \cdot \frac{d^2\mu}{dH^2} + \frac{Cv_H^2}{2} \cdot \frac{E_0^2}{H_a^2}\right), \quad (5.1.7)$$

$$\sigma_Y \approx \sigma_H \cdot \left| \left( \mu + \mu \cdot \frac{E_0}{H_a} + H_a \cdot \frac{d\mu}{dH} \right) \right| \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H_a}\right), \quad (5.1.8)$$

где  $H_a$ ,  $\sigma_H$ ,  $Cv_H$  – математическое ожидание, стандартное отклонение и коэффициент вариации слоя атмосферного увлажнения. Уравнения (5.1.6, 5.1.7) являются реализацией композиционного метода, связывающего статистические характеристики элементов водного баланса и физико-географических условий водосборов (Кислов, 2001; Найденов, 2004; Гельфан, 2007).

Функция  $\mu$  косвенно связана с суммарным атмосферным увлажнением (как отражение зонального распределения растительности и почвенного покрова), но эта связь значимо проявляется в основном только для усреднённых интервалов. В частности, для водосборов средних рек на территории бывшего СССР была выявлена статистически значимая линейная связь между осреднёнными по дециметровым интервалам годовыми значениями атмосферного увлажнения и функции  $\mu$  (рис. 5.1.2; интервалы осреднения в мм: 300–399; 400–499, ...).

С учётом этого для проведения палеогидрологических реконструкций можно принять два варианта дальнейшего упрощения уравнений (5.1.7), (5.1.8):

- 1)  $\frac{d\mu}{dH} \approx 0$ ;
- 2)  $\frac{d\mu}{dH} \approx \psi$ ,

где  $\psi$  – постоянная величина для природной зоны или их комплекса.

В первом случае уравнения (5.1.7), (5.1.8) приводятся к компактной форме (5.1.9), (5.1.10), использование которой в настоящее время (с учётом недостаточной изученности связи  $\mu=\mu(H_a)$ ), видимо, более предпочтительно:

$$Y_a \approx \mu \cdot H_a \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H_a}\right) \cdot \left(1 + \frac{Cv_H^2 \cdot E_0^2}{2 \cdot H_a^2}\right), \quad (5.1.9)$$

$$\sigma_Y \approx \sigma_H \cdot \mu \cdot \left(1 + \frac{E_0}{H_a}\right) \cdot \exp\left(-\frac{E_0}{H_a}\right), \quad (5.1.10)$$

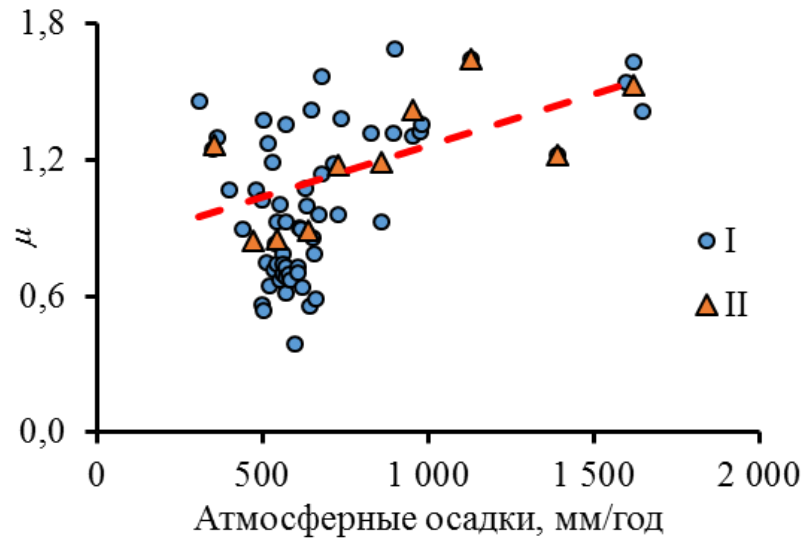


Рисунок – 5.1.2. Зависимость между суммой годовых атмосферных осадков и функцией  $\mu$  для средних рек на территории бывшего СССР: I – среднемноголетние значения для конкретных водосборов; II – усредненные значения для дециметровых интервалов атмосферного увлажнения. Уравнение регрессии построено по точкам (II):  $\mu = (0,455 \pm 0,181) \cdot H_a + (0,807 \pm 0,172)$ ,  $R^2 = 0,44$  (Савичев, Моисеева, 2016)

## 5.2. Математическая модель формирования подземного стока

Обычно все формулы движения потока основываются на законе сохранения энергии, при этом нужно учитывать, что для реконструкции подземного стока должна использоваться модель, которая одновременно должна адекватно описывать гидрогеологические условия и основываться на минимуме доступной исходной информации (средние за какой-либо период значения температуры атмосферного воздуха и суммы атмосферных осадков, вычисленные косвенно по остаткам растительности, фауны и так далее), в связи с этим предлагается параметры в уравнении (5.2.1) представить в виде (5.2.2–5.2.4) (Моисеева, Савичев, 2017):

$$Q_{gr,a} = k_f \cdot m \cdot B \cdot J_{gr}, \quad (5.2.1)$$

$$m \approx k_1 \cdot L \cdot J_s \cdot \left( \frac{Y_a}{H_a} \right)^{k_2}, \quad (5.2.2)$$

$$B \approx \frac{F}{L}, \quad (5.2.3)$$

$$\tau \approx \frac{L}{k_3 \cdot J_s} \approx \frac{Z_{gr,b} - Z_{gr,e}}{k_4 \cdot H_{T>0}^{k_5}}, \quad (5.2.4)$$

где  $Q_{gr,a}$  – средний расход подземных вод;  $k_f$  – коэффициент фильтрации;  $B$  – ширина потока подземных;  $F$  – площадь водосбора реки;  $L$  – длина реки;  $J_{gr}$  – напор (уклон подземных вод);  $J_s$  – средневзвешенный уклон реки;  $m$  – мощность водоносного горизонта;  $Y_a$  – средний слой суммарного речного стока;  $H_a$  – средний слой атмосферных осадков;  $H_{T>0}$  – сумма атмосферных осадков за период с положительной температурой атмосферного воздуха;  $k_1, k_2, k_3, k_4, k_5$  – коэффициенты регрессии;  $Z_{gr,b}$  и  $Z_{gr,e}$  – уровни подземных вод в начале (в замыкающем створе реки) и конце участка (в истоках реки);  $\tau$  – время перемещения водных масс на расстояние  $L$  при падении уровня подземных вод  $\Delta Z_{gr} = Z_{gr,b} - Z_{gr,e}$  ( $J_{gr} \approx \Delta Z_{gr}/L$ ). Тогда уравнение (5.4.1) может быть приведено к виду:

$$M_{gr,a} = \frac{Q_{gr,a}}{F} = \frac{k_f \cdot k_1 \cdot k_4}{k_3} \cdot H_{T>0}^{k_5} \cdot \left( \frac{Y_a}{H_a} \right)^{k_2} = k_6 \cdot H_{T>0}^{k_5} \cdot \left( \frac{Y_a}{H_a} \right)^{k_2}, \quad (5.2.5)$$

где  $M_{gr,a}$  – средний модуль подземного стока;  $k_6$  – коэффициенты регрессии.

Физический смысл уравнения (5.2.5) заключается в выделении зависимости модуля подземного стока от инфильтрационного питания и степени обводнённости горных пород. Инфильтрация наблюдается преимущественно в тёплый период года, а степень обводнённости коррелирует с коэффициентом стока  $Y_a/H_a$ . Апробация модели (5.2.5) была выполнена по 38 средним рекам Сибири (Моисеева, Савичев, 2017). Соотношение между средними значениями модуля подземного стока, вычисленными по уравнению (4.2.2) и модуля подземного стока, рассчитанным по уравнению (5.2.5) представлены на рисунке 5.2.1. Сведения об использованной исходной информации приведены в (Савичев и др., 2016).

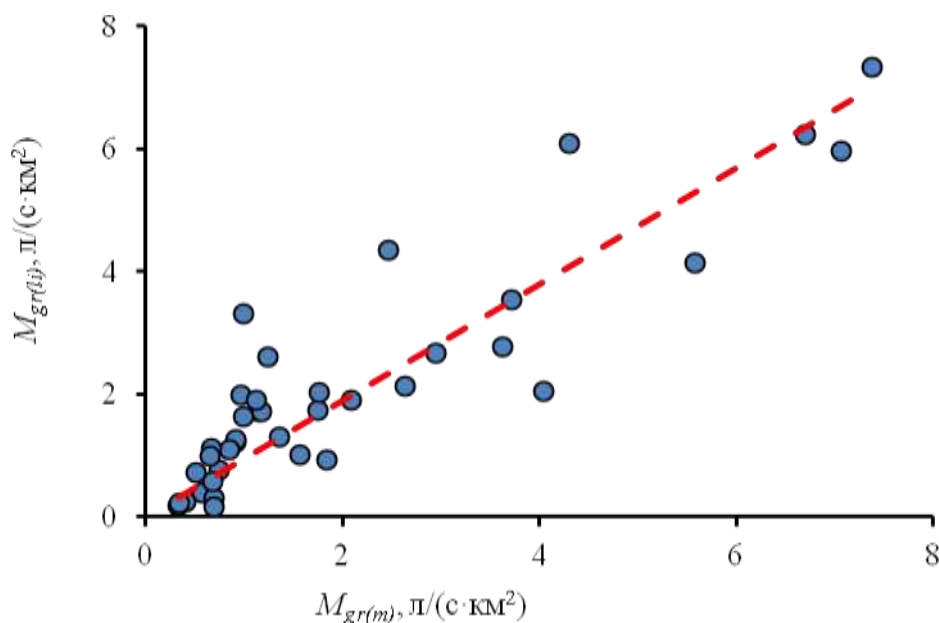


Рисунок – 5.2.1. Соотношение между средними значениями модуля подземного стока  $M_{gr(li)}$ , вычисленными по уравнению (4.2.2), и модуля подземного стока  $M_{gr(m)}$ , рассчитанным по уравнению (5.2.5) (Моисеева, Савичев, 2017)

Таким образом, исходная модель, принятая для реконструкции подземного стока, включает в себя данные о модуле подземного стока ( $M_{gr,a}$ , л/(с·км<sup>2</sup>)), сумма атмосферных осадков за тёплый период ( $H_{T>0}$ , мм/год)  $Y_a$ , мм/год)  $H_a$  мм/год) и коэффициенты регрессии  $k_2=1,197 \pm 0,123$ ;  $k_5=0,268 \pm 0,025$ ;  $k_6=1$ ;  $R^2=0,76$

Сумма положительных температур воздуха  $\Sigma T_{>0}$ , по сути, является характеристикой величины инфильтрации в водоносные горизонты, а коэффициент стока (отношение суммарного речного стока к общему увлажнению) – одновременно характеристикой влагозапасов в водосборном бассейне и условий стока.



## **ГЛАВА 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ И ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ПОДЗЕМНОГО СТОКА**

На основе предложенных в главе 5 математических моделей, выполнена реконструкция суммарного стока, а затем подземного стока и его долгосрочный прогноз. В качестве основных объектов исследования рассмотрены водосборы рек Чузик и Турухан. Река Чузик является элементом системы «Чузик – Парабель – Обь – Карское море» и расположена в пределах южнотаёжной подзоны в Обь-Иртышском междуречье в левобережной части бассейна реки Обь. Участок верхнего течения этой реки находится в границах одного из самых больших в мире болот – Васюганского. Река Турухан является левым притоком реки Енисей, также расположена в пределах Западно-Сибирской равнины, но уже на границе лесотундры и северной тайги. Выбор указанных водотоков определялся задачами изучения палеогидрологических реконструкций на равнинной территории Западной Сибири. Река Турухан была выбрана для лучшего понимания характера и масштабов происходящих процессов (в голоцене в Западной Сибири), так как протекает в другой климатической зоне.

### **6.1. Климат в голоцене по данным палеоклиматических реконструкций**

Что касается определения изменений климатических условий в голоцене связанных с интенсивностью и направленностью процессов болотообразования, в (Научные предпосылки, 1977) выделяют четыре различных периода. Первый период – потенциально возможного появления и незначительного развития болотообразовательных процессов (от 12 до 11 тыс. лет назад). В это время заметное образование болот и накопление торфа не происходило, из-за очень холодных послеледниковых климатических условий. Второй период (от 11 до 2 тыс. лет назад) по общим климатическим условиям характеризовался длительным потеплением и уменьшением количества осадков. Третий период (2000-500 лет назад) характеризовался усилением болотообразовательного процесса и интенсивным торфонакоплением, здесь происходит понижение температурных условий и повышением общего увлажнения. Четвертый период (от 500 лет назад до настоящего времени) характеризуется появлением постепенной, но устойчивой направленности к повышению температуры и уменьшению общего увлажнения.

Основным источником палеоклиматической информации послужила монография (Groisman et al., 2013). В ней приводятся свидетельства климатических изменений в Сибири в течении трех временных масштабов: за последние 10 000 лет, в течение прошлого тысячелетия до инструментальных наблюдений и за последние 130 лет в период крупномасштабных метеорологических наблюдений. В работе производится разбивка голоцена на периоды близко к стандартным определениям (Хотинский, 1977), но с небольшой региональной спецификой для Сибири. Также в (Groisman et al., 2013) приведено подробное описание изменений климата в голоцене, выполненного на основе полученных рядом ученых данных анализа пыльцы, торфяных и озерных отложений, сопровождаемые радиоуглеродным датированием. Тесная связь видов растительности с климатическими условиями особенно ярко проявляется в Сибири. Поэтому палинологические данные использованы для качественных и количественных реконструкций изменения палеоклимата задолго до начала инструментальной эры климатических наблюдений. К концу двадцатого века в Сибири было опубликовано довольно много диаграмм пыльцы, представленных радиоуглеродными датами, в которых представлена информация о местных и региональных колебаниях климата Сибири. Первая фундаментальная сборка палеопалинологических данных для всей Северной Евразии была выполнена Н. А. Хотинским (Хотинский, 1977), который обнаружил, что изменения увлажнения субконтинента были очень разнообразными, в то время как изменения температуры были в основном синхронными.

Исследования, выполненные Н. А. Хотинским, показывают, что общая тенденция в изменении климатических показателей последнего отрезка четвертичного периода наиболее чётко проявилась на четырёх рубежах: поздне-последледниковом (около 10300 лет назад), когда глубокая температурная депрессия последнего оледенения сменилась повсеместным потеплением и смягчением континентальности, бореально-атлантическом (8000 лет назад), синхронном с новосанчуговским похолоданием, атлантическо-суббореальном рубеже (около 4500 лет назад) и в последней трети суббореального периода, когда климат снова начал меняться в сторону похолодания (Лисс и др., 2001).

Н. А. Хотинский и в более ранних работах придерживался мнения, что для Сибири и Дальнего Востока яснее прослеживается именно бореальный (9500– 8000 лет назад) термический максимум, на Русской равнине – среднесуббореальный (3200–4200

лет назад). Позднеатлантический (4700—6000 лет назад) термический максимум, который, напротив, одновременно проявился в большинстве районов лесной зоны севера Евразии (Лисс и др., 2001).

В (Groisman et al., 2013) повышение температуры и осадков произошло в середине бореального периода на 8300-8500 лет назад и способствовало широкомасштабному расширению определенному виду растительности на севере Западной Сибири. В тундровой зоне развивались еловые и лиственничные леса. В Западной Сибири в нынешней таежной зоне леса еловые чередовались с березовыми, но тип бореального периода широтной зональности отличался от настоящего.

В районе Западной Сибири, прилегающих к Енисею в южной таежной зоне в бореальном периоде, климат был теплее и суше, чем сейчас (количество осадков было на 40-50 мм меньше). Реконструированные годовые температуры воздуха превысили сегодняшние значения на 0,6 и 3,5°C, соответственно. Широтные зоны были сдвинуты на север на 4-5 ° от их нынешнего положения. Процесс оподзоления был прерван образованием степных почв в зоне нынешней южной тайги, отражающей более сухой климат во время бореального периода с кратковременным увеличением влажности в середине бореального периода, когда в таежной зоне наблюдался более влажный климат.

Климатический оптимум голоцена лучше всего выражен в Западной Сибири при 5500-6000 годах, когда температура воздуха была более теплой и влажной, чем климат двадцатого века. Признаки атлантического климатического потепления особенно заметны на севере. Термокарстовые процессы, результатом которых являлось формирование уклон депрессий, разработанных на островах Арктического бассейна. Это вызвало новое расширение лесов в тундровой зоне на мысе Каргинский.

В лесной зоне Западной Сибири между 55° и 65 °с.ш. годовые температуры превышали присутствующие на 1-1,5 °, а осаджение было на 25-50 мм больше. Эти условия способствовали распространению широко распространенных сосновых лесов в центральной части Западно-Сибирской равнины, но в его юго-западной части были распространены леса с примесью темнохвойных и широколиственных. Роль хвойных лесов увеличилась во всех таежных зонах Западной Сибири. Зоны растительности продвинулись на 200-300 км к северу от их нынешнего положения.

Южная граница лесной зоны Западной Сибири была перенесена на север в Западной Сибири в климатическом оптимуме атлантического периода. Этот сдвиг указывает на наличие второго гумусового горизонта в реликтовых почвах южной тайги. Изменение осадков не было одинаковым в высоких и низких широтах.

Климат атлантико-суббореального периода в Западной Сибири был нестабильным, но в основном более холодным, чем у атлантического периода. Северная граница лесной зоны отступила на юг почти на 2 ° широты. Период около 4500 лет назад был временем сухого охлаждения. Об этом свидетельствует возобновленная регрессия озер в степных и лесостепных зонах. После этого период, климат стал влажным и прохладным, вызывая облесение лесостепи и частично степной зоны. Охлаждение стимулировало замораживание некоторых мокрых болот в средней тайге и образование болот в северной тайге и лесотундрах.

В Средней Сибири средняя июльская, январская и годовая температура превышала приведенные значения на 0,5, 2,4 и 1,6°C, соответственно, а период безморозного периода был на 35 дней дольше. Минусинский полый климат во второй половине периода (3650-3200 лет назад) был сухим и теплым, а обильные травянистые/осоковые и пороховые/древесно-стружечные растительные сообщества.

Во время суббореального периода в Западной Сибири холодные фазы имели место в 2800, 1700 и 500 лет назад. Следующие сухие события с максимумами на 2500-3000, 1500 и 600-800 лет назад были замечены облесением болот в южной таежной зоне и регрессией озер в лесостепной и степной зонах. По мнению Хотинского (1989), столетние климатические колебания в течение последнего тысячелетия указывали на тенденцию, при которой потепление во влажных областях совпало со стадиями аридификации в степной зоне, а охлаждение во влажных областях совпало с более влажными условиями в засушливых зонах. Во течение суббореального периода было образовано большинство современных сибирских ландшафтов, включая Западную Сибирь, Центральную Сибирь и Восточную Сибирь. В Западной Сибири северная граница лесной зоны отходила на юг, достигая современной позиции. Средние январские и годовые температуры воздуха были на 5 и 2,5°C выше, соответственно, чем присутствуют.

## 6.2. Реконструкция суммарного стока

Практическое использование уравнений (5.1.7 – 5.1.10) ограничено надёжностью данных о температуре атмосферного воздуха, об атмосферных осадках, лесистости и заболоченности территории. Климатические характеристики (средняя температура атмосферного воздуха  $T_a$  и средняя годовая сумма атмосферных осадков  $H_a$ ) определены путём суммирования современных среднемноголетних значений для конкретных территорий на конец 1990-х – начало 2000-х гг., согласно (Строительная климатология..., 2012), и отклонений от нормы на начало 2000-х гг., принятых по (Groisman et al., 2013). В случаях, когда имелись сведения об отклонениях температуры атмосферного воздуха, но отсутствовали сведения об изменении атмосферного увлажнения, использовалась региональная зависимость, полученная по данным 64 метеостанций (Научно-прикладной..., 1993; 1998) на равнинной части Западной Сибири:

$$H_a = (-8,375 \pm 0,733) \cdot T_a^2 - (64,459 \pm 4,980) \cdot T_a + (430,444 \pm 5,964); R^2 = 0,65 \quad (6.2.1)$$

где  $H_a$  и  $T_a$  – средние значения годовой суммы атмосферных осадков и среднегодовой температуры атмосферного воздуха. Сумма среднемесячных положительных температур воздуха  $\Sigma T_{>0}$  вычислялась по региональной зависимости:

$$\Sigma T_{>0} = 68,197 \cdot \exp((0,059 \pm 0,003) \cdot T_a); R^2 = 0,80. \quad (6.2.2)$$

Заболоченность на территории, соответствующей водосбору реки Чузик, определялась с учётом данных (Лапшина, Мульдьяров, 2002; Пологова, Лапшина, 2002) о периоде ( $9549 \pm 60$  лет) и интенсивности (в среднем 1,15 мм/год) формирования торфяной залежи толщиной 11 м на участке Васюганского болота (водораздел рек Чузик и Ича). В частности, толщина торфяной залежи и заболоченность 9550 лет назад приняты равными нулю. В прочие годы толщина торфяной залежи определена умножением периода её формирования на среднемноголетнюю интенсивность, а заболоченность – по линейной интерполяции между значениями заболоченности и толщины торфяной залежи по состоянию 9550 лет назад и в 1960-е гг.

Лесистость данной территории определялась исходя из следующих допущений: около 10 тыс. лет назад, согласно (Groisman et al., 2013; Малолетко, 2008; Ахтерьякова, Лещинский, 2014), рассматриваемый район в целом характеризовался отсутствием значимой древесной растительности; при этом следует отметить, что основные

палеолитические местонахождения сартанского возраста находятся несколько южнее (Деревянко и др., 2003), то есть там, где были относительно более благоприятные условия для жизни; в момент формирования очагов будущего Васюганского болота (9550 лет назад) в районе могли быть распространены тундро- и лесостепные ландшафты (для формирования торфов, включая древесные, необходимо наличие болотной растительности, которая не могла развиваться в отрыве от формирования растительного покрова на водосборе); размер лесистости в этот период принят по аналогии с современными лесостепными ландшафтами южной части Западной Сибири (10 %); примерно 4000 лет назад кочевые племена так называемой андроновской культуры мигрировали южнее рассматриваемой территории (Молодин и др., 2002), что свидетельствует уже о значительной залесённости и заболоченности района, принятых в размере 40 и 20 % соответственно; оценка лесистости в размере 40 % определяется результатами анализа морфометрических характеристик средних рек Северной Евразии (территории бывшего СССР), показавшего, что: 1) заболоченность водосбора до 5–10 % может соответствовать практически любой лесистости (речные долины могут быть заболочены и в степной зоне); 2) уменьшение лесистости вследствие переувлажнения территории происходит ориентировочно при заболоченности 40 % и выше; 3) при заболоченности 15–40 % лесистость водосборов средних равнинных рек Сибири в таёжной зоне в целом составляет 40–70 % (рис. 6.2.3); с учётом этого выбран нижний предел устойчивого перехода от лесостепи к таёжной зоне.

В случае территории, соответствующей современному водосбору реки Турухан, был использован несколько изменённый алгоритм: 1) из-за суровых климатических условий и наличия многолетней мерзлоты толщина торфяной залежи в целом незначительна, причём возраст торфяных болот в районе п. Игарка определён в размере 6030 лет (Лисс и др., 2001); 2) согласно (Groisman et al., 2013), для севера Сибири были характерны температурные минимумы с восстановлением тундры примерно 9400 и 2900 лет назад, а температурный максимум с распространением лесных сообществ – около 6000 лет назад (принят возраст торфообразования 6030 лет); лесистость в периоды времени, соответствующие температурным минимумам, принята по аналогии с современными реками тундры (р. Щучья) в размере 1 %, а в периоды, соответствующие температурным максимумам, – пропорционально сумме положительных температур в 1960-е гг. и 6030 лет назад. Принятые оценки климатических и морфометрических

характеристик приведены в таблице 6.2.1, а полученные на их основе значения слоя годового водного стока – на рисунках 6.2.1-6.2.2.

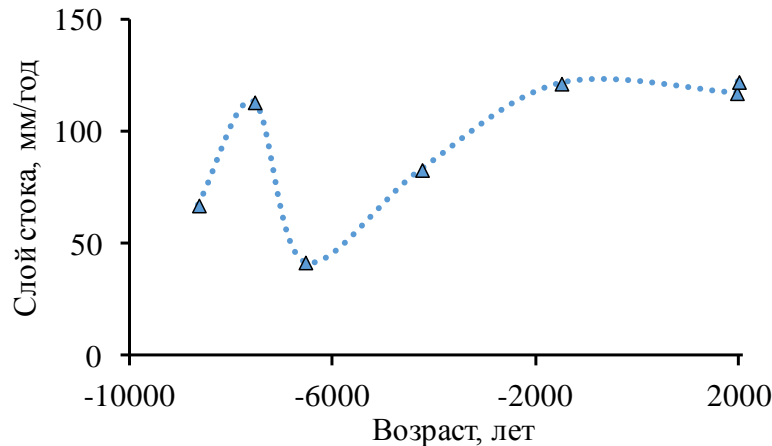


Рисунок – 6.2.1. Изменение слоя зонального годового водного стока на территории водосбора реки Чузик (в створе с. Осипово)

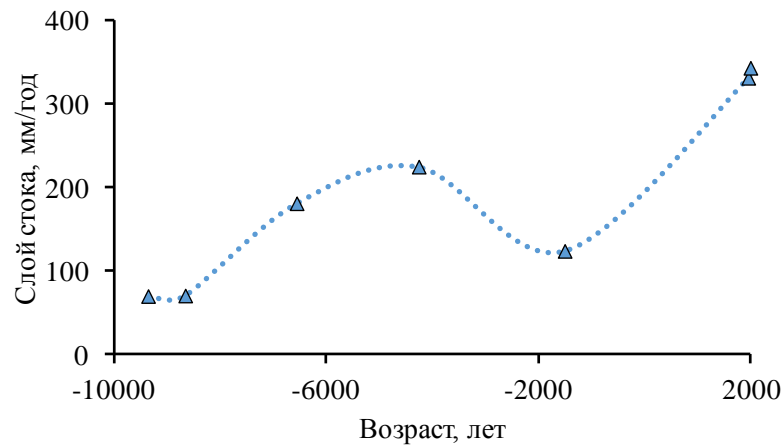


Рисунок – 6.2.2. Изменение слоя годового водного стока на территории водосбора реки Турухан (в створе п. Янов Стан)

Анализ результатов моделирования показал, что изменения в течение голоцена суммарного водного стока в северной и центральной части Сибири происходило несинхронно, даже несмотря на совпадение тенденций в изменении климата. Причиной этого является наличие нелинейных связей между водным стоком, атмосферным увлажнением, лесистостью и заболоченностью водосборов (рис. 6.2.3). Совместное влияние лесистости и заболоченности, с одной стороны, сказывается на флуктуации водных циклов, обусловленных структурой водного баланса, а именно нелинейной связью стока и влагозапасов (Найдёнов, 2004). С другой стороны, особенности функционирования лесных сообществ (время жизни и половой зрелости, потребность в

воде, термический режим атмосферы и почвогрунтов, требования к плодородию и водному режиму почв, закономерности сукцессии) определяют наличие дополнительных автоколебаний водного стока (Bradshaw, 2014; Кузнецов и др., 2005).

Таблица 6.2.1. Климатические и морфометрические характеристики, принятые для расчёта годового зонального стока

Территория, соответствующая в настоящее время водосбору реки (в створе)	Расчётный год	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$f_F$ , %	$f_M$ , %
р. Чузик (с. Осипово)	-8650	-4,7	548	0	0
	-7550	-3,0	548	10	0
	-6550	2,3	455	16	4
	-4250	0,1	538	30	12
	-1500	-3,0	548	47	22
	1960	-1,5	564	64	35
	2000	-1,2	578	68	35
р. Турухан (п. Янов Стан)	-9350	-7,4	449	0	
	-8650	-11,2	382		
	-6550	-4,2	607	11	1
	-4250	-6,5	520	38	
	-1500	-5,5	486	9	
	1960	-8,3	610	37	
	2000	-7,7	634	38	

Примечание:  $T_a$  – средняя температура атмосферного воздуха;  $H_a$  – средняя сумма атмосферных осадков за год;  $f_F$  и  $f_M$  – лесистость и заболоченность водосборной территории.



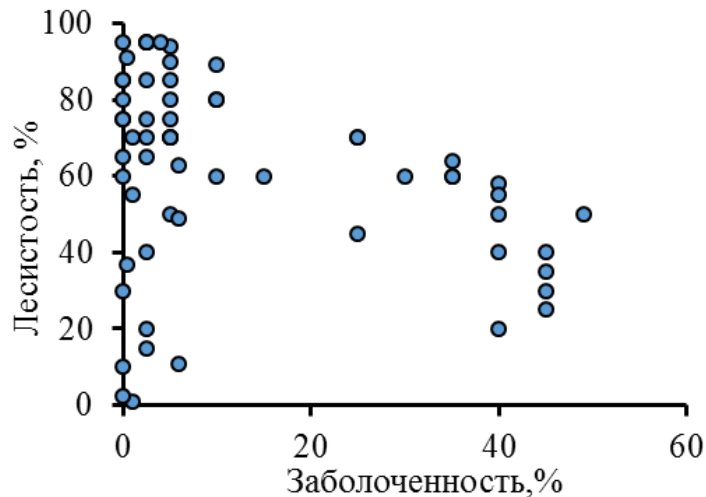


Рисунок – 6.2.3. Соотношение заболоченности и лесистости водосборов средних рек в Северной Евразии (Савичев и др., 2016)

В целом возрастание лесистости водосборов при их незначительной заболоченности приводит к общему увеличению зонального стока. С увеличением заболоченности и/или деградацией лесных сообществ при похолодании величина стока снижается. Можно предположить, что снижение стока за счёт роста заболоченности также ограничено условиями функционирования болотных экосистем, поскольку развитие болота ограничено не только водными и тепловыми ресурсами, но и возможностью удержания воды в торфяной залежи. Поэтому в какой-то момент прирост торфяной залежи прерывается и начинается формирование вторичной (внутриболотной) гидрографической сети, совсем не обязательно связанное с потеплением климата (Савичев, 2014).

Выявлено несинхронное изменение водного стока в северной и центральной части Западной Сибири, обусловленное различными тенденциями изменений климатических и геоэкологических условий. Более резкие и разнонаправленные колебания водного стока в голоцене в большей степени характерны для северных районов, соответствующих в настоящее время подзоне северной тайги, зонам лесотундры и тундры. В подзоне южной и средней тайги изменения водного стока менее выражены и более тесно связаны с болотными процессами.

В среднесрочной перспективе при продолжении потепления климата, влияние которого на водный цикл может быть чрезвычайно сложным и разнообразным (Georgiadi, 1991), следует ожидать увеличение лесистости водосборов. При этом

вероятен рост суммарного водного стока в районах с заболоченностью менее 40 %. На заболоченных территориях возможны смена растительных сообществ и перестройка внутриболотной гидрографической сети, в течение которых вероятны различные сценарии – от незначительного увеличения стока до его уменьшения.

### 6.3. Реконструкция подземного стока

Средние значения температуры атмосферного воздуха  $T_a$  и суммы годовых атмосферных осадков  $H_a$  (таблица 6.3.1) в разные периоды в течение последних 10000 лет приняты согласно (Научно-прикладной..., 1993, 1998; Groisman et al., 2013; Gaewski, 2015; Moller et al., 2015). Сумма среднемесячных положительных температур воздуха  $\Sigma T_{>0}$  определялась по зависимости (6.2.2), сумма атмосферных осадков за тёплый период – по зависимости (6.2.1). Принятые климатические и морфометрические характеристики и результаты расчёта суммарного стока рек Чузик и Турухан и их подземной составляющей приведены в разделе 6.2.

Анализ полученных результатов показал, что в лесотундре и южной тайге Западной Сибири наблюдаются несовпадающие по направлению и абсолютным значениям изменения элементов водного баланса, включая и подземный сток. Однонаправленных изменений суммарного и подземного стока за последние 8000 – 10000 лет не обнаружено, хотя нельзя не отметить тенденцию увеличения за последние 500 лет суммарного и подземного стока в водосборе реки Турухан в северо-западной части Западно-Сибирской равнины. За тот же период (последние 500 лет) в южно-таёжной подзоне (водосбор реки Чузик) при общем потеплении климата определённый рост суммарного и подземного стока наблюдается только в последние 50–60 лет (таблица 6.3.1). Подземная составляющая суммарного стока реки Чузик изменяется от 18 до 21 %, реки Турухан – от 21 до 25 % (рисунок 6.3.1).

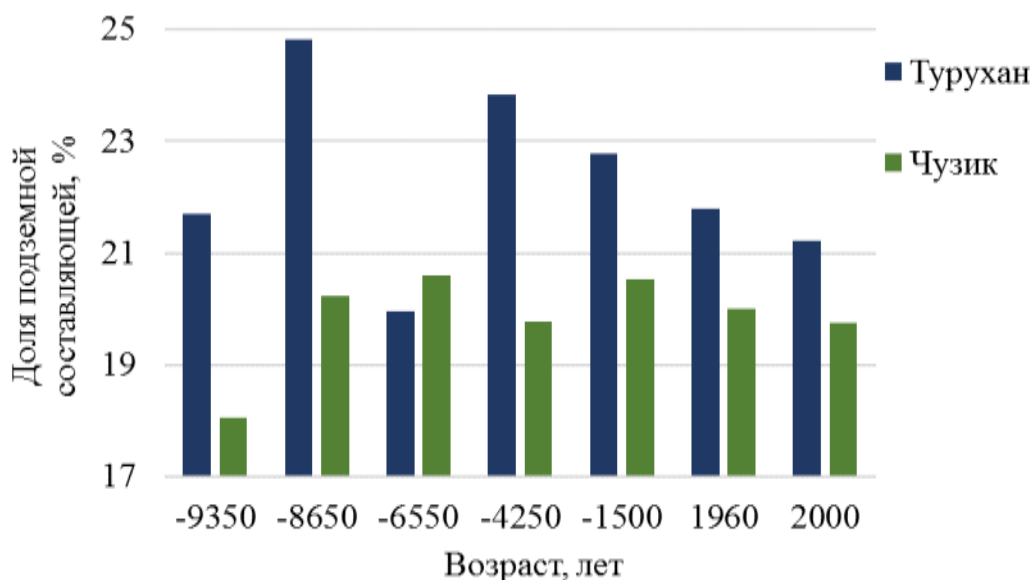


Рисунок – 6.3.1. Изменения доли подземного стока на территории водосборов рек Чузик (в створе с. Осипово) и Турухан (в створе п. Янов Стан)

На основе зависимости годового подземного стока от суммы атмосферных осадков за тёплый период и коэффициента суммарного стока выполнена реконструкция подземного стока на двух типовых участках – водосборах рек Чузик и Турухан. Анализ полученных результатов показал, что в последние десятилетия наблюдаются наибольшие для голоцена (или близкие к наибольшим) значения подземного стока: 73 мм/год в водосборе реки Турухан; 24 мм/год в водосборе реки Чузик (максимум – 25 мм/год 1,5 тысячи лет до нашей эры). Минимальное значение годового подземного стока в северо-восточной части Западной Сибири (15–17 мм/год) наблюдалось примерно 10 - 11 тыс. лет назад, а в южной части современной таёжной зоны (9 мм/год) – примерно 8,5 тыс. лет назад.

Таблица 6.3.1. Результаты реконструкции суммарного и подземного стока с территорий, соответствующих водосборам рек Чузик и Турухан

Река – створ	Расчётный год	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$H(T>0)$ мм/год	$f_F$ , %	$f_M$ , %	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y/H$
р. Чузик (с. Осипово)	-8650	-4,7	548	334	0	0	67	12	0,12
	-7550	-3,0	548	348	10	0	113	23	0,21
	-6550	2,3	455	338	16	4	42	9	0,09
	-4250	0,1	538	369	30	12	83	16	0,15
	-1500	-3,0	548	348	47	22	121	25	0,22
	1960	-1,5	564	370	64	35	117	23	0,21
	2000	-1,2	578	380	68	35	122	24	0,21
р. Турухан (п. Янов Стан)	-9350	-7,4	449	265	0		69	15	0,15
	-8650	-11,2	382	211	0		70	17	0,18
	-6550	-4,2	607	369	11	1	181	36	0,30
	-4250	-6,5	520	306	38		225	54	0,43
	-1500	-5,5	486	296	9		124	28	0,25
	1960	-8,3	610	336	37		331	72	0,54
	2000	-7,7	634	352	38		343	73	0,54

Примечание:  $T_a$  – средняя температура атмосферного воздуха;  $H_a$  – средняя сумма атмосферных осадков за год;  $H_{T>0}$  – сумма атмосферных осадков за период с положительной температурой атмосферного воздуха;  $f_F$  и  $f_M$  – лесистость и заболоченность водосборной территории;  $Y_a$  – средний слой суммарного речного стока;  $Y_{gr,a}$  – средний слой подземного стока.

Таким образом, на основании полученных результатов, включая анализ условий изменения уровней подземных вод сформулировано *второе защищаемое положение*: **разработана и обоснована методика реконструкции подземного стока, основанная на зависимости модуля подземного стока от суммы атмосферных осадков за теплый период (величина инфильтрационного питания) и коэффициента стока (степень обводнённости горных пород). На основе данной методики показано, что в последние десятилетия в таёжной зоне Западной Сибири наблюдаются максимальные или близкие к максимальным для голоцена значения подземного стока (24 мм/год).**

#### **6.4 Долгосрочный прогноз изменений элементов водного баланса**

Долгосрочные гидрогеологические прогнозы, особенно в условиях сильной заболоченности региона и развития нефтегазового комплекса в Западной Сибири, имеют очень важное научное и прикладное значение. С учетом этого на основе модели (5.1.7-5.1.8, 5.2.5) был выполнен прогноз возможных изменений подземного стока по предложенным сценариям изменения климатических параметров: I – увеличение средней температуры воздуха на  $0,3^{\circ}\text{C}$  и атмосферных осадков на 14 мм/год; II – увеличение средней температуры воздуха на  $0,3^{\circ}\text{C}$  и постоянное атмосферное увлажнение; III – постоянная температура воздуха и увеличение атмосферных осадков на 14 мм/год; IV – уменьшение температуры воздуха на  $0,3^{\circ}\text{C}$  и увеличение атмосферного увлажнения на 14 мм/год; V – уменьшение средней температуры воздуха на  $0,3^{\circ}\text{C}$  и атмосферных осадков на 14 мм/год.

Анализ полученных результатов показал, что увеличение подземного стока (рис. 6.4.1) будет происходить при увеличении, уменьшении и при постоянной температуре и увеличении атмосферных осадков для всех трех случаев.

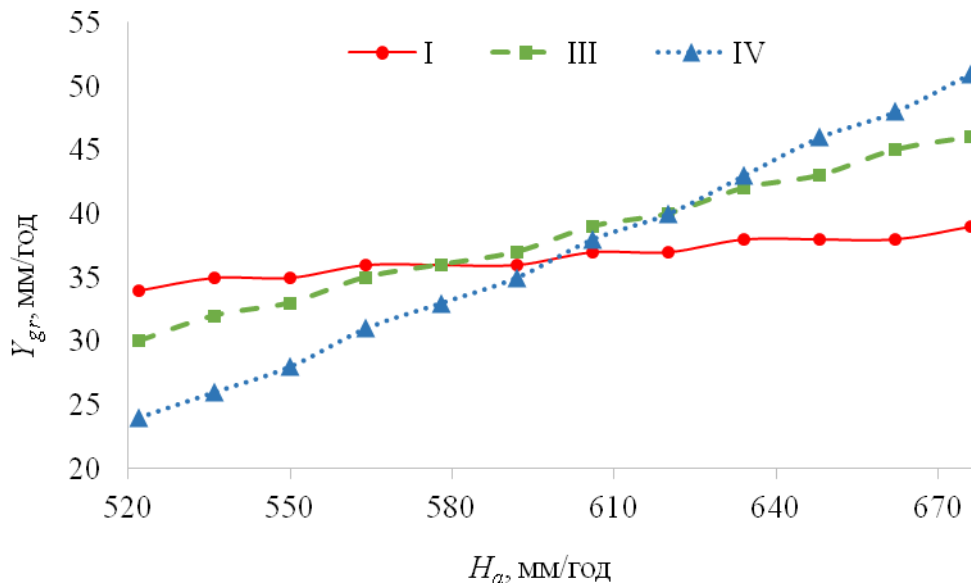


Рисунок – 6.4.1. Вероятные изменения подземного ( $Y_{gr}$ ) стока реки Чузик при различных сценариях изменения температуры атмосферного воздуха ( $T_a$ ) и атмосферного увлажнения ( $H_a$ )

По результатам расчётов сделан вывод о том, что, во-первых, увеличение подземного стока будет происходить при первом, третьем и четвёртом сценариях изменений климата, причём как при потеплении, так и при похолодании. Основным условием увеличения подземного стока является рост атмосферного увлажнения, в том числе и за тёплый период. Во-вторых, уменьшение подземного стока вероятно не только при похолодании и аридизации, но и при потеплении, если атмосферное увлажнение существенно не изменится, но возрастёт испарение. В-третьих, доля подземной составляющей в суммарном стоке возрастает только при сценарии одновременного уменьшения температуры воздуха и атмосферных осадков, а при остальных сценариях падает или за счёт общего снижения стока, или вследствие более быстрого роста поверхностной составляющей (таблица 6.4.1.).

Указанные выше выводы получены без учёта изменений лесистости и заболоченности водосборов, нелинейно связанных с атмосферным увлажнением. В частности, в разделе 5.1 было показано, что параметр  $\mu$  в уравнении (5.1.7), характеризующий суммарное влияние физико-географических условий на сток, уменьшается по мере роста атмосферного увлажнения в интервале до 600 мм/год, резко увеличивается в диапазоне от 600 до 750 и менее интенсивно – в диапазоне свыше 750 мм/год. Нелинейные связи отмечены и в случае температуры атмосферного воздуха (Savichev et al., 2016).

Таблица 6.4.1. Вероятные изменения испарения ( $E_a$ ), суммарного ( $Y_a$ ) и подземного ( $Y_{gr}$ ) стока реки Чузик при различных сценариях изменения температуры атмосферного воздуха ( $T_a$ ) и атмосферного увлажнения ( $H_a$ )

Сценарии изменения			Вероятные изменения			
Вариант	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$E_a$ , мм/год	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y_{gr}/Y_a$ , %
I	-2,4	522	370	152	34	22,6
	-2,1	536	379	157	35	22,2
	-1,8	550	389	161	35	21,8
	-1,5	564	398	166	36	21,4
	-1,2	578	407	171	36	21,1
	-0,9	592	417	175	36	20,8
	-0,6	606	426	180	37	20,4
	-0,3	620	435	185	37	20,1
	0,0	634	445	189	38	19,8
	0,3	648	454	194	38	19,5
	0,6	662	463	199	38	19,3
II	0,9	676	473	203	39	19,0
	-2,4	578	388	190	41	21,4
	-2,1	578	393	185	39	21,3
	-1,8	578	398	180	38	21,2
	-1,5	578	403	175	37	21,2
	-1,2	578	407	171	36	21,1
	-0,9	578	412	166	35	21,0
	-0,6	578	416	162	34	21,0
	-0,3	578	420	158	33	20,9
	0,0	578	425	153	32	20,8
	0,3	578	429	149	31	20,7
0,6	578	432	146	30	20,7	
0,9	578	436	142	29	20,6	

Сценарии изменения			Вероятные изменения			
Вариант	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$E_a$ , мм/год	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y_{gr}/Y_a$ , %
III	-1,2	522	387	135	30	22,2
	-1,2	536	392	144	32	21,9
	-1,2	550	397	153	33	21,7
	-1,2	564	402	162	35	21,4
	-1,2	578	407	171	36	21,1
	-1,2	592	412	180	37	20,8
	-1,2	606	417	189	39	20,6
	-1,2	620	421	199	40	20,3
	-1,2	634	425	209	42	20,1
	-1,2	648	430	218	43	19,8
	-1,2	662	434	228	45	19,6
	-1,2	676	438	238	46	19,3
IV	0,9	522	412	110	24	21,6
	0,6	536	415	121	26	21,5
	0,3	550	417	133	28	21,3
	0,0	564	419	145	31	21,1
	-0,3	578	420	158	33	20,9
	-0,6	592	421	171	35	20,7
	-0,9	606	421	185	38	20,5
	-1,2	620	421	199	40	20,3
	-1,5	634	420	214	43	20,1
	-1,8	648	419	229	46	19,9
	-2,1	662	417	245	48	19,7
	-2,4	676	415	261	51	19,5



Сценарии изменения			Вероятные изменения			
Вариант	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$E_a$ , мм/год	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y_{gr}/Y_a$ , %
V	0,9	676	473	203	39	19,0
	0,6	662	463	199	38	19,3
	0,3	648	454	194	38	19,5
	0,0	634	445	189	38	19,8
	-0,3	620	435	185	37	20,1
	-0,6	606	426	180	37	20,4
	-0,9	592	417	175	36	20,8
	-1,2	578	407	171	36	21,1
	-1,5	564	398	166	36	21,4
	-1,8	550	389	161	35	21,8
	-2,1	536	379	157	35	22,2
	-2,4	522	370	152	34	22,6

Результаты, представленные в таблице 6.4.1, получены вследствие имитационного моделирования, поэтому делать выводы о конкретных прогнозных значениях суммарного и подземного стока не корректно. В связи с этим, в работе предлагается провести моделирование по данным, представленных в докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate change..., 2015). МГЭИК – это ведущий международный орган по оценке изменения климата, учрежденный Программой Организации Объединенных Наций по окружающей среде (ЮНЕП) и Всемирной Метеорологической Организацией (ВМО) для предоставления мировому сообществу ясного научного мнения о текущем состоянии знаний об изменении климата и его потенциальных последствиях, связанных с окружающей средой и социально-экономическими вопросами.

Согласно докладу (Climate change..., 2015) глобально усредненные совокупные данные о температуре поверхности суши и океана, рассчитанные на основе линейного тренда, свидетельствуют о потеплении на 0,85 (0,65-1,06) °C за период 1880-2012 гг., за который имеются многочисленные, независимо полученные массивы данных (рис. 6.4.2.-6.4.3.).

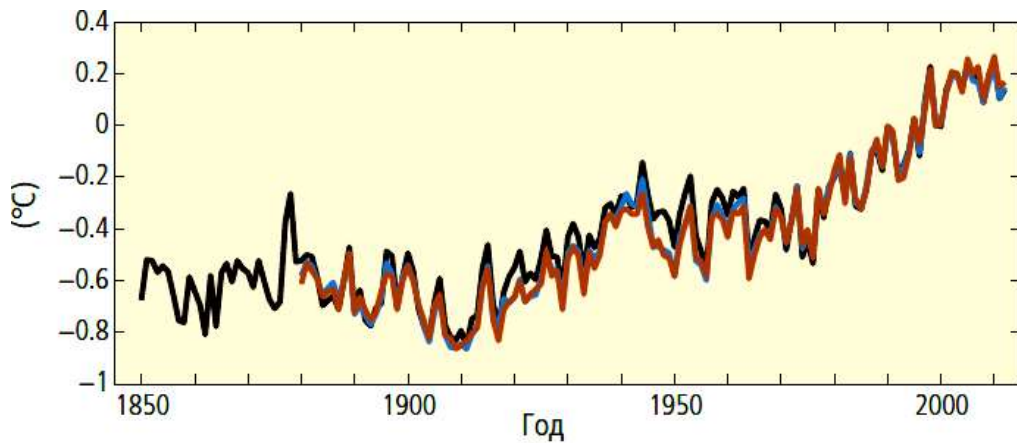


Рисунок – 6.4.2. Годовые и глобальные осредненные аномалии совокупной температуры поверхности суши и океана относительно средней величины за период с 1886 по 2005 гг.

Цвет обозначает различные массивы данных (Climate change..., 2015).

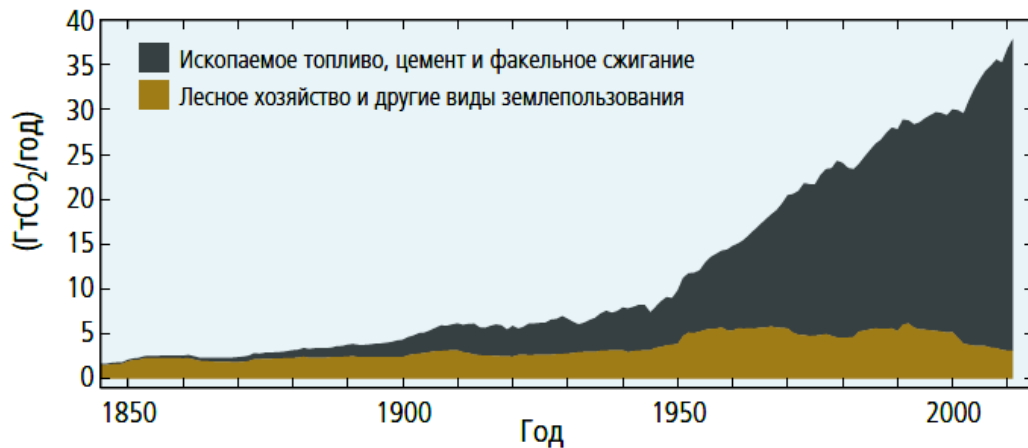


Рисунок – 6.4.3. Глобальные антропогенные выбросы  $\text{CO}_2$  в результате лесного хозяйства и других видов землепользования, а также сжигания ископаемого топлива, производства цемента и факельного сжигания. Совокупные выбросы  $\text{CO}_2$  из этих источников и их неопределенность показаны соответственно в виде столбиков и усов с правой стороны (Climate change..., 2015).

Недавние изменения климата оказали широко распространённые воздействия на антропогенные и природные системы. Влияние человека же на климатическую систему очевидно, а современные антропогенные выбросы парниковых газов являются самыми большими в истории.

Будущий климат будет определяться неизбежным потеплением, вызванным предыдущими антропогенными выбросами, а также будущими антропогенными выбросами и естественной изменчивостью климата. В докладе (Climate change..., 2015) приводятся 4 сценария развития изменений, связанных с выбросами парниковых газов,

первый из которых жесткий сценарий смягчения воздействий, два промежуточные сценария и последний с очень высокими выбросами. То есть при первом сценарии выполняется цель – удержания глобального потепления, а в последнем сохраняется тенденция увеличения выбросов парниковых газов и соответственно увеличения температуры воздуха.

Согласно перспективным оценкам (Climate change..., 2015), повышение средней глобальной приземной температуры к концу XXI века (2081–2100 гг.) по сравнению с периодом 1986–2005 гг. составит, 0,3-1,7°C по первому сценарию, 1,1-2,6°C и 1,4-3,1°C по промежуточным сценариям, и 2,6-4,8°C по последнему сценарию. Изменения количества осадков не будет однородным. Согласно жесткому сценарию в высоких широтах и экваториальной части Тихого океана будет иметь место, вероятно, увеличение среднегодового количества осадков, во многих засушливых регионах в средних широтах и в субтропиках среднее количество осадков, вероятно, уменьшится, в то время как во многих влажных регионах в средних широтах оно, вероятно, возрастет.

Для территории исследования, согласно приведенным прогнозным картам в докладе (Climate change..., 2015) к 2081-2100 гг. по первому сценарию (I) температура воздуха увеличится на 1,5°C, количество атмосферных осадков увеличится на 10 %, а по второму сценарию (II) увеличения произойдут на 3°C и 20%, соответственно.

На основе имеющейся математической модели выполнен прогноз изменения суммарного и подземного стока в связи с изменениями температуры и суммы атмосферных осадков по двум сценариям (таблица 6.4.2.). Прогноз изменений проводился от среднего за период с 1965 по 2015 гг. для территории исследования.

Таблица 6.4.2. Результаты прогнозных изменений суммарного и подземного стока к 2081 г по двум сценариям (I и II)

Река-Пункт	Сценарии изменения			Прогнозные изменения			
	Вариант	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$E_a$ , мм/год	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y_{gr}/Y_a$ , %
Тым-Напас	1965-2015	-2	585	464	134	26,5	21
	I	-0,5	644	499	145	26,8	23
	II	2,0	702	558	144	24,8	21
Кеть-Усть-Озерное	1965-2015	-1,4	535	430	105	21,7	20
	I	0,1	589	475	114	22,0	19
	II	1,6	642	519	123	22,3	19

Река-Пункт	Сценарии изменения			Прогнозные изменения			
	Вариант	$T_a$ , °C	$H_a$ , мм/год	$E_a$ , мм/год	$Y_a$ , мм/год	$Y_{gr}$ , мм/год	$Y_{gr}/Y_a$ , %
<i>Шегарка- Бакчар</i>	1965-2015	-0,1	478	407	71	15,3	15
	I	1,4	526	448	78	15,7	15
	II	2,9	574	488	86	16,4	15
<i>Васюган- Ср.Васюган</i>	1965-2015	-0,4	504	442	104	21,1	19
	I	1,1	554	488	113	21,5	19
	II	2,6	605	532	123	22,1	19
<i>Парабель- Пудино</i>	1965-2015	-0,8	546	421	83	17,5	17
	I	0,7	601	463	91	17,9	16
	II	2,2	655	505	100	18,5	16

В результате показано получено, что на территории исследования с ростом температуры и количества атмосферных осадков суммарный сток увеличится в среднем на 9 мм/год для первого сценария и 16 мм/год для второго, и менее значительное произойдет увеличение подземного стока для обоих сценариев, в среднем на 5%. В пространственном отношении подземный сток на исследуемой территории отражает региональные закономерности распределения и увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, основным условием увеличения подземного стока является рост атмосферного увлажнения, в том числе и за тёплый период. Во-вторых, уменьшение подземного стока вероятно не только при похолодании и аридизации, но и при потеплении, если атмосферное увлажнение существенно не изменится, но возрастет испарение. В-третьих, доля подземной составляющей в суммарном стоке возрастает только при сценарии одновременного уменьшения температуры воздуха и атмосферных осадков, а при остальных сценариях падает или за счёт общего снижения стока, или вследствие более быстрого роста поверхностной составляющей. В-четвёртых, изменения подземного стока на территории Западной Сибири происходят несинхронно вследствие различных условий формирования водного стока, лесных и болотных экосистем. Общая закономерность изменения подземного стока, скорее всего, может быть выявлена только в пределах природной зоны или подзоны.

### **6.5. Математическая модель формирования годового и месячного водного баланса водосбора**

На основе выполненного анализа и полученных результатов изменений факторов формирования подземного стока (климатических, гидрологических, гидрогеологических) и для объяснения изменений уровней подземных вод в данной работе построена модель водного баланса на основе уравнений 2.1.6–2.1.19, позволяющая понять, как изменяются составляющие баланса, включая влажность и льдистость почв, определяющих фильтрационные свойства (методика моделирования приведена в главе 2).

Апробация модели проведена по данным о гидрологических и климатических условиях в водосборах рек Тым, Кеть, Васюган и Чая для двух периодов – с 1971 до 1994 г. и после 1994 г (таблица 6.5.1). Значения слоя водного стока, атмосферных осадков и испарения определены для геометрических центров водосборов (от истоков рек до замыкающих створов). Для водосбора р. Тым в створе с. Напас использованы данные, полученные на метеостанции Ванжиль-Кынак (дополнительные сведения по зависимости температуры атмосферного воздуха и почвы и влажности почвогрунтов – по метеостанции Напас), для водосбора р. Кеть в створе с. Максимкин Яр – по метеостанции Усть-Озерное (дополнительные данные по влажности почвогрунтов – по метеостанции Колпашево) для водосбора р. Чая – на метеостанции Бакчар (дополнительные сведения – по метеостанции Подгорное), по водосбору р. Васюган – по метеостанции Средний Васюган.

Результаты расчёта, представленные в таблице 6.5.1, позволяют сделать вывод об увеличении влажности почвы и уменьшении её льдистости в зимний период. Кроме того, отмечены следующие факты: 1) в отдельные месяцы возрастает эффективное увлажнение водосбора (увлажнение, формирующее речной сток); 2) конец осеннего периода сдвигается на более поздние сроки, а весеннего – на более ранние; 3) в зимний период возрастает содержание незамерзшей влаги в почвах и грунтах.

Таблица 6.5.1. Внутригодовое распределение среднемесячных и годовых значений элементов водного баланса и условий формирования водного стока за периоды с 1971 до 1994 и 1995 – 2015 гг.

Река-пункт	Показатель	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Sigma$	A
р. Кеть – п. Мак-симкин Яр	$Y_n$ , мм	1971-1994	6	5	5	7	47	57	21	12	10	11	8	7	196	16
		1995-2015	6	5	6	8	45	59	24	14	11	11	9	8	207	17
	$Y_m$ , мм	1971-1994	5	4	3	2	42	65	34	15	10	8	6	5	200	17
		1995-2015	6	4	3	6	42	60	36	17	10	8	7	6	204	17
	$H$ , мм	1971-1994	31	21	21	26	53	57	74	73	58	53	44	35	546	45
		1995-2015	28	27	25	28	51	52	61	63	51	56	45	42	529	44
	$T$ , °C	1971-1994	-20	-19	-10	-1	6	15	18	15	8	-1	-11	-18	-18	-2
		1995-2010	-21	-17	-8	0	8	16	19	14	8	0	-11	-18	-10	-1
	$E$ , мм	1971-1994	2	4	17	37	58	69	66	48	29	15	5	1	350	29
		1995-2015	1	4	16	36	55	63	59	43	26	14	4	1	323	27
	$H_{sm}$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	230	0	0	0	0	0	0	0	230	19
		1995-2010	0	0	0	45	178	0	0	0	0	0	0	0	223	19
	$H_r$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	53	57	74	73	58	0	0	0	316	26
		1995-2010	0	0	0	28	51	52	61	63	51	0	0	0	307	26
	$\omega$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.10	0.10	0.19	0.10	0.16	0.18	0.12	0.11	0.13	0.13	0.17	0.10	1.59	0.13
		1995-2015	0.10	0.11	0.12	0.15	0.19	0.18	0.12	0.10	0.11	0.11	0.16	0.10	1.56	0.13
	$\varepsilon$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.12	0.01
		1995-2015	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.11	0.01

Река-пункт	Показатель	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Sigma$	A	
р. Тым – с. Нагас	$Y_n$ , мм	1971-1994	8	7	7	8	56	71	28	20	17	18	12	10	261	22	
		1995-2010	9	7	8	10	61	74	29	18	18	19	14	11	278	23	
	$Y_m$ , мм	1971-1994	8	7	4	4	55	67	28	25	27	18	9	8	260	22	
		1995-2010	10	7	3	2	60	74	32	26	26	19	9	10	279	23	
	$H$ , мм	1971-1994	34	24	25	30	47	57	80	78	67	58	50	36	584	49	
		1995-2010	28	27	26	35	52	79	90	78	70	56	52	42	634	53	
	$T$ , °C	1971-1994	-22	-21	-11	-3	5	14	17	14	14	7	-2	-13	-20	-36	-3
		1995-2010	-23	-19	-10	-2	7	14	17	14	14	7	-1	-13	-21	-30	-3
	$E$ , мм	1971-1994	1	3	14	34	56	64	65	45	25	13	4	1	324	27	
		1995-2010	1	4	17	37	64	69	70	48	27	14	4	1	356	30	
	$H_{sm}$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	255	0	0	0	0	0	0	0	0	255	21
		1995-2010	0	0	0	0	266	0	0	0	0	0	0	0	0	266	22
	$H_r$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	47	57	80	78	67	0	0	0	329	27	
		1995-2010	0	0	0	0	52	79	90	78	70	0	0	0	368	31	
	$\omega$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.10	0.10	0.16	0.05	0.14	0.19	0.14	0.13	0.15	0.15	0.14	0.10	1.54	0.13	
		1995-2010	0.10	0.10	0.20	0.05	0.14	0.19	0.15	0.14	0.16	0.16	0.14	0.10	1.62	0.14	
	$\varepsilon$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.15	0.01	
		1995-2010	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.12	0.01	

Река-пункт	Показатель	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Sigma$	A
р. Васюган – с. Средний Васюган	$Y_n$ , мм	1971-1994	3	2	2	5	47	41	15	10	8	9	6	4	154	13
		1995-2015	5	4	4	10	47	34	14	9	8	9	9	6	159	13
	$Y_m$ , мм	1971-1994	2	1	0	0	34	61	25	13	11	6	5	3	161	13
		1995-2015	3	2	1	24	32	30	21	9	7	9	7	4	152	13
	$H$ , мм	1971-1994	29	19	20	28	50	65	73	83	52	47	37	32	534	45
		1995-2015	23	24	29	44	59	67	75	68	53	47	42	38	569	47
	$T$ , °C	1971-1994	-19	-18	-9	-1	7	15	18	15	8	0	-10	-16	-10	-1
		1995-2015	-20	-16	-7	1	9	16	18	15	8	1	-10	-17	-3	0
	$E$ , мм	1971-1994	2	4	19	42	63	74	72	50	31	17	5	2	381	32
		1995-2010	2	6	21	46	70	79	75	53	33	18	6	2	411	34
	$H_{sm}$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	212	0	0	0	0	0	0	0	212	18
		1995-2010	0	0	0	114	41	0	0	0	0	0	0	0	155	13
	$H_r$ , мм	1971-1994	0	0	0	0	50	65	73	83	52	0	0	0	323	27
		1995-2010	0	0	0	44	59	67	75	68	53	47	0	0	414	35
	$\omega$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.14	0.14	0.11	0.10	0.15	0.17	0.12	0.12	0.13	0.12	0.22	0.15	1.66	0.14
		1995-2015	0.14	0.15	0.17	0.24	0.24	0.17	0.12	0.11	0.12	0.14	0.23	0.14	1.97	0.16
	$\varepsilon$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.14	0.01
		1995-2015	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.01



Река-пункт	Показатель	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Sigma$	A	
р. Чая – с. Подгорное	$Y_n$ , мм	1971-1994	2	2	2	7	39	21	8	5	4	4	4	3	101	8	
		1995-2015	3	3	3	8	44	21	9	6	6	6	6	6	4	118	10
	$Y_m$ , мм	1971-1994	1	1	1	17	20	23	14	6	5	5	4	2	98	8	
		1995-2015	2	1	1	24	27	26	14	7	5	6	5	3	121	10	
	$H$ , мм	1971-1994	24	15	15	24	48	51	68	67	67	47	43	34	26	462	38
		1995-2015	21	16	21	25	44	69	73	73	73	47	44	37	31	500	42
	$T$ , °C	1971-1994	-18	-18	-9	1	8	16	18	15	15	9	1	-9	-16	-3	0
		1995-2015	-20	-16	-7	2	10	16	18	15	15	9	2	-8	-16	5	0
	$E$ , мм	1971-1994	2	5	18	40	60	68	65	48	48	30	17	6	2	361	30
		1995-2010	2	6	20	43	65	71	67	50	50	31	18	6	2	382	32
	$H_{sm}$ , мм	1971-1994	0	0	0	101	13	0	0	0	0	0	0	0	0	114	9
		1995-2010	0	0	0	125	0	0	0	0	0	0	0	0	0	125	10
	$H_r$ , мм	1971-1994	0	0	0	24	48	51	68	67	67	47	43	0	0	348	29
		1995-2010	0	0	0	25	44	69	73	73	73	47	44	0	0	374	31
	$\omega$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.16	0.16	0.22	0.33	0.27	0.17	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.17	2.06	0.17
		1995-2015	0.16	0.18	0.24	0.37	0.30	0.18	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.18	2.20	0.18
	$\varepsilon$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	1971-1994	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.15	0.01
		1995-2015	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.13	0.01

Примечание:  $Y_n$  и  $Y_m$  – измеренные и вычисленные значения суммарного стока;  $H$  – сумма атмосферных осадков;  $H_r$  – жидкие атмосферные осадки, условно принятые как атмосферные осадки при среднемесячной температуре атмосферного воздуха  $T > 0^\circ\text{C}$ ;  $H_{sm}$  – водоотдача из снежного покрова;  $\omega$  – влажность верхнего метрового слоя почвогрунтов;  $\varepsilon$  – льдистость верхнего слоя почвогрунтов;  $E$  – испарение с поверхности водосбора.

Анализ результатов использования модели для периодов до и после 1994 г. показал, что, ее использование позволяет удовлетворительно описать наблюдаемые изменения суммарного стока и его подземной составляющей при минимуме исходной информации. Повсеместно наблюдается увеличение температуры приземных слоев атмосферного воздуха в феврале-мае, в октябре и в целом за год, но статистически значимое увеличение суммы атмосферных осадков за год зафиксировано не везде. Однако даже при статистически неизменном годовом атмосферном увлажнении и потеплении в начале весны возрастает суммарный сток в эти месяцы за счет увеличения суммы водоотдачи из снежного покрова и из жидких осадков. Кроме того, отмечается рост подземной составляющей стока за год в целом, что объясняется увеличением подземного стока на границах зимнего периода, некоторым уменьшением льдистости (соответственно, улучшением фильтрационных свойств) и возрастанием суммы атмосферных осадков за теплый период – одного из важных факторов инфильтрации. При этом следует отметить, что увеличение температуры почвы в зимний период в Обь-Иртышском междуречье отмечено в результате наблюдений (Дюкарев, 2014), а аналогичные тенденции в изменении речного стока были отмечены и в других регионах Северной Евразии (Джамалов и др., 2017; Льготин и др., 2010).

С учётом выявленных тенденций можно предположить, что с ростом температуры воздуха будет происходить дальнейшее увеличение уровней подземных вод вследствие внутригодового перераспределения атмосферного увлажнения, в результате которого наблюдается некоторое увеличение эффективного увлажнения в зимний и весенний периоды и уменьшение летом. В любом случае, указанные тенденции непосредственно не связаны с антропогенным влиянием, например, добычей подземных вод и углеводородов, осушением болот, лесомелиорацией, вырубкой лесов и т.д. Их воздействие на подземные воды в пределах Томской области в настоящее время может быть охарактеризовано в основном как локальное.

На основе результатов реконструкции подземного стока сформулировано *третье защищаемое положение*: **Основным условием увеличения подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири является рост атмосферного увлажнения при различных сценариях изменения температуры воздуха. К концу XXI века при сценарии увеличения температуры воздуха и атмосферного увлажнения увеличение подземного стока будет незначительным.**

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов, полученных в ходе исследования можно сделать следующие основные выводы.

1. Модуль подземного стока на территории таёжной зоны Западной Сибири в настоящее время изменяется от 1 до 3,2 л/(с·км<sup>2</sup>). На протяжении последних 40 лет в таёжной зоне Западной Сибири продолжают расти среднегодовые уровни подземных вод в ненарушенных хозяйственной деятельностью условиях, который в среднем по таёжной зоне Западной Сибири за период с конца 1960-х по 2015 гг. составляет 0,34 м.

2. Разработана и обоснована методика реконструкции подземного стока, основанная на зависимости модуля подземного стока от суммы атмосферных осадков за тёплый период (величина инфильтрационного питания) и коэффициента стока (степень обводнённости горных пород). На основе данной методики показано, что в последние десятилетия в таёжной зоне Западной Сибири наблюдаются максимальные или близкие к максимальным для голоцена значения подземного стока (24 мм/год).

3. Основным условием увеличения подземного стока в таёжной зоне Западной Сибири является рост атмосферного увлажнения при различных сценариях изменения температуры воздуха. К концу XXI века при сценарии увеличения температуры воздуха и атмосферного увлажнения увеличение подземного стока будет незначительным.

Роль хозяйственной деятельности в выявленных закономерностях в явном виде не прослеживается, что, впрочем, не исключает косвенного влияния на изменения климатических характеристик, что, например, утверждается в работах Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Нельзя исключать и наличие региональных или более масштабных факторов изменения водного баланса, вследствие чего, например, возможно увеличение уровней не только подземных вод в пределах Западно-Сибирской равнины, но и уровней Каспийского моря (Болгов, Красножон, 2007). Косвенным подтверждением этого предположения являются данные приведенные в работе Савичев О.Г., Льготин В.А, Камнева О.А. об одновременном увеличении уровней подземных вод в таёжной зоне бассейна реки Обь и уменьшении – в предгорных районах Алтая, расположенных в верхнем течении реки Обь.

Разработанная методика и полученные результаты по реконструкции подземного стока позволят в дальнейшем продолжить исследования в построении теории формирования геохимических аномалий и поисков водородных месторождений полезных ископаемых.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агарков, С.Г. Природа многолетних колебаний речного стока / С.Г. Агарков, Е.А. Дробот, Дружинин, И.П. и др. – Новосибирск: Наука, 1976. – 336 с.

Адаменко, М.Ф. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4: Природно-климатические изменения / М. Ф. Адаменко, Н. М. Алехина, В. П. Горбатенко и др. – Томск: МГП РАСКО, 2000. – 270 с.

Алексеев, П.И Реконструкция климата раннего сенона на юге Западной Сибири на основании палеоботанических данных / П.И Алексеев // Стратиграфия. геологическая корреляция. – Москва: Наука. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 82–89

Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР, отв. ред. Н.А. Соломатина, 1983

Ахтерьякова, А.В. Результаты комплексного исследования двух голоценовых торфяников Тобольско-Прииртышского литофациального района / А.В. Ахтерьякова, С.В. Лещинский // Известия Томского государственного университета. – 2014. – Т. 385. – С. 171–180.

Безрукова, Е.В. Растительность и климат высокогорной зоны Восточного Саяна в позднем голоцене / Е.В. Безрукова, К.Е. Вершинин, Л.А. Орлова, П.П. Летунова, С.М. Крапивина, В.В. Чепинога, А.В. Верховина, Н.В. Дударева, А.А. Абзаева // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 4. – С. 380 – 384.

Бефани, Н.Ф. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам / Н.Ф. Бефани, Г.П. Калинин – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 390 с.

Болгов, М.В. Каспийское море: экстремальные гидрологические события: монография / М.В. Болгов, Г.Ф. Красножон, А.А. Любушин; отв. Ред. М.Г. Хублярян; Ин-т вод. Проблем РАН. – М.: Наука, 2007. – 381 с.

Большой энциклопедический словарь / Гл. ред. А. М. Прохоров. – 1-е изд. – М.: Большая Российская энциклопедия, 1991.

Боревский, Б.В. Является ли меженный расход рек мерой питания подземных вод или общего подземного стока? / Б.В. Боревский, М.Л. Марков // Разведка и охрана недр.

– 2014. – №5. – С. 10–16.

Борисова, О.К. Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных / О.К. Борисова, Э.М. Зеликсон, К.В. Кременецкий, Е.Ю. Новенко // Известия российской академии наук. серия географическая. – Москва. "Наука". – 2005. – № 6. – С. 38-49

Бочкарев, Ю.Н. Изучение внутривековой динамики ландшафтов северной тайги западной сибирии методами дендрохронологии // Вестник Московского университета. серия 5: география. Москва. Изд-во: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2006. – № 3 – С. 62-67

Будыко, М.И. Тепловой баланс земной поверхности. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 256 с.

Бураков, Д.А. Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1978. – 129 с.

Вагнер, Г. А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М., 2006. – 575 с. Пер. с англ. М.Л.Городецкого, С.Ф.Карпенко, В.А.Левченко.

Величко, А.А. История ландшафтов и климата Северной Евразии в кайнозое / А.А. Величко, С.А. Архипов, М.А. Ахметьев, В.С. Волкова, Н.Я. Жидовинов, А.М. Короткий, И.А. Кулькова, В.П. Нечаев, А.Ф. Фрадкина // Глобальные изменения природной среды / ред. Н.Н. Добрецов и В.И. Коваленко. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. – С. 261-268.

Вердиев, Р.Г. Влияние изменения климата на сток горных рек // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2009. – № 9. – С. 46-50.

Вершинина, Л.К. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л.К. Вершинина, О.И. Крестовский, И.Л. Калюжный, К.К. Павлова – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 189 с.

Вода России. Речные бассейны / Под ред. А.М. Черняева – Екатеринбург: Изд-во «АКВА-ПРЕСС», 2000. – 536 с.

Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 199 с.

Всеволожский, В.А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности: монография / В.А. Всеволожский; отв. Ред. Б.И. Куделин – Москва: Наука, 1973. – 87 с.

Всеволожский, В.А. Основы гидрогеологии / В.А. Всеволожский – 2-е изд. и доп. – М.:Изд-во МГУ, 2007 – 448 с.

Гармаев, Е.Ж. Изменение климата и стока рек Байкальского региона / Е.Ж. Гармаев, Д. Доржготов // Вестник Бурятского государственного университета, 2010. – № 4. – С. 17-20.

Гельфан, А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. – М.: Наука, 2007. – 279 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / отв. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.

Георгиевский, Ю.М. Краткосрочные гидрологические прогнозы. Учебное пособие. – М.: Изд. ЛПИ, 1982. – 100 с.

Гидрогеология СССР, том XVI, Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области) / гл. ред. А.В. Сидоренко – М.: изд-во «Недра», 1970. – 368 с.

Гринеvский, С.О. Оценка инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод на основе гидрогеологических моделей: автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. – Москва: МГУ, 2012. – 44 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаба 1: 500 000

Гусев, Е.М. Моделирование тепло- и массообмена поверхности суши с атмосферой / Е.М. Гусев, О.Н. Насонова – М.: Наука, 2010. – 327 с.

Дианский, Н.А. Моделирование циркуляции в океане и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. – М.: Физматлит, 2012. – 272 с.

Добровольская, Н.Д. К вопросу о понятиях «режим» и «формирование» подземных вод. – В кн.: Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. М., «Недра». – 1964. – №10. – С.205–210.

Добровольский, С.Г. Проблема глобального потепления и изменений стока российских рек // Водные ресурсы. – 2007. – Т. 34. – № 6. – С. 643-655.

Дюкарев, А.Г. Природные ресурсы Томской области / А.Г. Дюкарев, Ю.А. Львов, В.А. Хмелёв и др. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1991. – 176 с.

Евстигнеев, В.М. Влияние климатических изменений на годовой сток рек восточно-европейской равнины в XXI веке / В.М. Евстигнеев, А.В. Кислов, М.В. Сидорова // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2010. – № 2. – С. 3-10.

Зекцер, И.С. Подземный сток и ресурсы пресных подземных вод. Современное состояние и перспективы использования в России / И. С. Зекцер. – Москва: Научный мир, 2012. – 374 с.

Земскова, И.М. Региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна / И.М. Земскова, Ю.К. Смоленцев, // Сводный отчет, г. Новосибирск, 1984 г.

Земцов В.А. О многолетней изменчивости речного стока в Западной Сибири // Вестник Томск. гос. ун-та. – 2003. – № 3 (IV), Приложение. – С.137-139.

Земцов, В.А. Изменения водного стока крупных рек юга Западной Сибири в XX столетии / В.А. Земцов, В.В. Паромов, О.Г. Савичев // Матер. науч. конф. «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия». – Томск: изд-во НТЛ. – 2002. – С.321-324.

Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / М.М. Чернавская, А.Н. Золотокрылин, А.Н. Кренке, М.Е. Ляхов, Р. Браздил и др. – М.: Наука, 1995. – 218 с.

Инишева, Л.И. Торфяные ресурсы Томской области и направления их использования / Л.И. Инишева, В.С. Архипов, С.Г. Маслов, Л.С. Михантьева // Новосибирск. – 1995. – 85 с.

Камнева, О.А. Многолетние изменения гидрогеологических условий среднеобского бассейна: дис. ...канд.геолог.-мин. наук: 25.00.07 / Камнева Оксана Александровна. – Томск. – 2012. – 204 с.

Кислов, А.В. Изменения и изменчивость глобального климата // Современные глобальные изменения природной среды. В 2-х т. Т. 1 / отв. ред. Н.С. Касимов и Р.К. Клиге. – М.: Научный мир. – 2006. – С. 118-129.

Кислов, А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 347 с.

Ковалевский, В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод: монография / В.С. Ковалевский. – М.: Недра, 1973. – 152 с.



Ковалевский, В.С. Особенности и масштабы пространственно-временных изменений в подземных водах // Современные глобальные изменения природной среды. В2-х т., М.: Научный мир. – 2006. – Т. 1, – С. 439-480

Ковалевский, В.С. Многолетняя изменчивость ресурсов подземных вод: монография / В.С. Ковалевский. – Наука, 1983. – 205 с.

Ковалевский, В.С., Методы и результаты прогнозных оценок воздействия глобальных изменений климата на экологическое состояние подземных вод и сопряженных природных сред / В.С. Ковалевский, С.М. Семенов, Ю.В. Ковалевский // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: СО РАН, Недра. – 1998. – С.287-302.

Коноплянцев, А. А. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод / А. А. Коноплянцев, С. М. Семенов. – М. : Недра, 1979. – 192 с.

Комлев, А.М. Исследования и расчеты зимнего стока рек (на примере Западной Сибири). Труды ЗСРНИГМИ, 1973. – Вып.9. – 199 с.

Коноплянцев, А. А. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод / А. А. Коноплянцев, С. М. Семенов. – М.: Недра, 1979. – 192 с.

Коронкевич, Н.И. Влияние изменения годовых значений температуры воздуха и осадков на сток рек Русской равнины / Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова И.С. Зайцева // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2007. – № 5. – С. 64-70.

Крицкий, С.Н. Гидрологические основы управления водохозяйственными системами / С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель – М.6 Наука, 1982. – 271 с.

Куделин, Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 343 с.

Куделин, Б.И. Основные направления изучения подземного стока / Б.И. Куделин // Подземный сток и методы его исследования : сб. статей / под ред. Б.И. Куделина. -М.: Наука. – 1972. – С. 5-13.

Кузин, П.С. Географические закономерности гидрологического режима рек / П.С. Кузин, В.И. Бабкин – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 200 с.

Кузнецов, В.И. Математическое моделирование эволюции леса для целей управления водным хозяйством / В.И. Кузнецов, Н.И. Козлов, П.М. Хомяков – М.: ЛЕНАНД, 2005. – 232 с.

Кусковский, В.С. Гидрогеологические условия формирования подземного стока

рек Горного Алтая: автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Томск: Томский политехн. ин-т, 1966. – 23 с.

Лапшина, Е.Д. Основные этапы развития Большого Васюганского болота / Е.Д. Лапшина, Е.Я. Мульдьяров // Большое Васюганское болото / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН. – 2002. – С. 36-44.

Лисс, О.Л. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / О.Л. Лисс, Л.И. Абрамова, Н.А. Аветов, Н.А. Березина, Л.И. Инишева, Т.В. Курнишкова, З.А. Слука, Т.Ю. Толпышева, Н.К. Шведчикова – Тула: Гриф и К, 2001. – 584 с.

Львов, Ю.А. Болотные ресурсы // Природные ресурсы Томской области / ред. И.М. Гаджиев, А.А. Земцов. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991, С. 67 – 83.

Льготин, В.А. Многолетние изменения среднесезонных и среднегодовых уровней и температуры подземных вод верхней гидродинамической зоны в Томской области / В.А. Льготин, О.Г. Савичев, Ю.В. Макушин // Геоэкология. – 2010. - № 1. – С. 23-29.

Малолетко, А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 2008. – 288 с.

Малышева, Н.В. Изучение ленточных боров Алтайского края методами дендрохронологии и дистанционного зондирования / Н.В. Малышева, Е.В. Рыгалов, Т.Г. Плуталова // Известия Алтайского государственного университета. – 2013. – № 3-1 (79). – С. 134-137

Мезенцев, В.С. Гидрологические расчёты в мелиоративных целях. – Омск: Изд-во Омского СХИ, 1982. – 84 с.

Методические рекомендации по определению расчётных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. Государственный гидрологический институт Росгидромета. – СПб.: Изд-во Нестор-История, 2009. – 193 с.

Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования / под ред. Е.Э. Булаховской. – Л.: Госкомгидромет, 1986. – 168 с.

Моисеева, Ю.А. Способ расчета и возможные изменения подземного стока в Западной Сибири в голоцене / Ю.А. Моисеева, О.Г. Савичев // Известия Томского

политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 2. – С. 6–14.

Моисеева, Ю.А. Методика палеогидрологических исследований в бассейне реки Обь в голоцене// Проблемы геологии и освоения недр: Труды XX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета. – Том I; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета. – 2016. – Т. 1 – С.679-681

Моисеева, Ю.А. Современные изменения элементов климата на территории севера Западной Сибири // Современные исследования в геологии: сборник тезисов Всероссийской научно-практической молодежной конференции, Санкт-Петербург, 25-27 Марта 2016. - Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ. – 2016 – С.116-117

Моисеева, Ю.А. Влияние климатических факторов на изменения уровней грунтовых вод с. Подгорное// Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения М.И. Кучина – Том I; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета. – 2017. – Т. 1 – С.558-559

Молодин, В.И. Древняя и средневековая история южного Васюганья / В.И. Молодин, А.В. Новиков, Ж.В. Марченко // Большое Васюганское болото / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН. – 2002. – С.5-29.

Морозов, П.Н. Подземный сток и методы его определения // Конспект лекций / ЛГМИ, Ленинград, 1975 г. – 60с.

Найдёнов, В.И. Нелинейная динамика поверхностных вод суши. – М.: Наука, 2004. – 318 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 718 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 17. Тюменская и Омская области. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 702 с.

Национальный атлас России (Электронный ресурс). – Том 2 «Природа. Экология»

Раздел"Рельеф – Режим доступа: <http://Национальныйатлас.рф/>

Нейштадт, М.И. Болота Обь-Иртышского междуречья // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш / под ред. М.И. Нейштадта и Г.Д. Рихтера. – М.: Институт географии АН СССР. – 1972. – С. 322-346.

Непряхин, Е.М. Почвы Томской области. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1977. – 437 с.

Никитин, С.П. Изменчивость полей гидрологических характеристик в Западной Сибири / С.П. Никитин, В.А. Земцов – Новосибирск: Наука, 1986. – 204 с.

Окишев, П.А. Меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов горных и равнинных регионов (на примере Западной Сибири) // Вопросы географии Сибири Под ред. А. А. Земцова. Томск: Изд-во Томского ун-та. – 1984. – С. 3-15

Орлова, В.В. Климат СССР. Вып. 4. Западная Сибирь. - Л.: Гидромеорол.изд-во, 1962. – 360 с.

Основные гидрологические характеристики. Т. 15. Алтай, Западная Сибирь и Северный Казахстан. Вып. 1. Верхняя и Средняя Обь / под ред. Е.П. Шурупа. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 488 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / под ред. И.С. Зекцера. Новосибирск : Наука, 1983. – 241 с.

Карцев, А.А. Палеогидрогеология / А.А. Карцев, С.Б. Вагин, Е.А. Баскова; под ред. А.А. Карцева. – М.: Недра, 1969. – 152 с.

Паромов, В.В. Климат Западной Сибири в фазу замедления потепления (1986–2015 гг.) и прогнозирование климатических и гидрологических показателей на 2021–2030 гг.) / В.В. Паромов, В.А. Земцов, С.Г. Копысов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т.328. – № 1. – С. 62-74.

Подземный сток на территории СССР / Под ред. Б. И. Куделина, Москва: Изд-во Московского ун-та, 1966. – 303 с.

Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково / А.П. Деревянко, В.И. Молодин, В.Н. Зенин, С.В. Лещинский, Е.Н. Мащенко. – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. – 168 с.

Пологова, Н.Н. Накопление углерода в тофяных залежах Большого Васюганского болота / Н.Н. Пологова, Е.Д. Лапшина // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН. – 2002. – С. 174-179.

Попов, О.В. Подземное питание рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 291 с.

Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик / под ред. А.В. Рождественского и А.Г. Лобановой. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 2. Средняя Обь / под ред. Н.А. Паниной. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 408 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / под ред. А.П. Муранова. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 373 с.

Российский гидрометеорологический портал (Электронный ресурс). – Режим доступа: <http://meteo.ru/>

Руководство по гидрологической практике. Т. II. Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. – Geneva, Switzerland, 2012. – 324 с.

Рычагов, Г.И. Общая геоморфология. – М.: МГУ, 2006. – 416 с.

Савичев, О.Г. Водный режим реки Порос как индикатор природно-антропогенных процессов в Обь-Томском междуречье / О.Г. Савичев, О.В. Колоколова, С.Ю. Краснощеков, О.С. Шварцева // Вестник Томск. гос. ун-та. – 2003. – № 3 (IV), Приложение. – С.151-152.

Савичев, О.Г. Многолетние изменения уровней подземных вод верхней гидродинамической зоны на территории Томской области / О.Г. Савичев, Ю.В. Макушин // Известия Томского политехнического университета. 2004. – Т. 307. – № 4. – С. 60-63.

Савичев, О.Г. Водные ресурсы Томской области – Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2010. – 248 с.

Савичев, О.Г. Подземная составляющая стока рек бассейна Средней Оби // Мелиорация и водное хозяйство. – 2010. – № 1 – С.36–39.

Савичев, О.Г., Льготин В.А., Камнева О.А. Многолетние изменения гидрогеодинамического режима подземных вод Обского бассейна / О.Г. Савичев, В.А. Льготин, О.А. Камнева // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 11. – С.32-35.

Савичев, О.Г. Гидрологические аспекты образования болот в таёжной зоне Западной Сибири / О.Г. Савичев, С.В. Паромов // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 154-161.

Савичев, О.Г. О методике определения фоновых и аномальных значений гидрохимических показателей / О.Г. Савичев, В.Л. Нгуен // Известия Томского политехнического университета. – 2015. – Т. 326. – № 9. – С. 133-142.

Савичев, О.Г., Решетько М.В., Моисеева Ю.А. Методика реконструкции зонального водного стока в Западной Сибири в голоцене / О.Г. Савичев, М.В. Решетько, Ю.А. Моисеева // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Т. 327. – № 5. – С. 87-96.

Савичев, О.Г. Модель внутригодового распределения стока для решения геологических задач / О.Г. Савичев, Ю.А. Моисеева // Труды Международной конференции и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2018, ИМКЭС СО РАН, г. Томск. – 2018. – С. 226-229

Сергеев, Е. М. Инженерная геология – наука о геологической среде. // Инженерная геология. – 1979. – № 1. – С. 3-19

Состояние геологической среды (недр) Сибирского федерального округа в 2005 г.: Информационный бюллетень / под ред. В.А. Лыготина. – Вып. 2. – Томск: ОАО «Томскгеомониторинг», 2006. – 166 с.

Состояние геологической среды (недр) на территории Томской области в 2014 г. - Томск: ОАО «Томскгеомониторинг». – 2015. – Вып. 20. – 84 с.

Состояние геологической среды (недр) на территории Томской области в 2015 г. - Томск: ОАО «Томскгеомониторинг». – 2016. – Вып. 21. – 80 с.

СП 131.13330.2012. Строительная климатология. (Актуализированная редакция СНиП 23-01-99). – М.: Минрегион России, ОАО «ЦПП». 2012. – 113 с.

Трифонов, В.Т. Геологическая среда как ноосферная категория / В.Т. Трифонов, В.А. Королев // Вестник МГСУ. – 2013. – №11. – С. 188-193.

Трофимов, В.Т. Основные закономерности строения рельефа Западно-Сибирской плиты (анализ с инженерно-геологических позиций) // Природные условия Западной Сибири. – М.: МГУ. 1980. – Вып. 7. – С. 13–36.

Хазина, И.В., Волкова В.С. К проблеме корреляции разрезов голоценовых отложений юго-восточной части Западной Сибири (по палинологическими радиоуглеродным данным) / И.В. Хазина, В.С. Волкова // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. Москва Издательство: Геологический институт РАН. 2009. – № 69. – С. 135-141.

Харанжевская, Ю.А. Подземный стока бассейна р. Чая (Западная Сибирь) и его многолетняя изменчивость: автореф. дис. ...канд.геолог.-мин. наук: 25.00.07 / Харанжевская Юлия Александровна. – Томск. – 2011. – 20 с.

Харанжевская, Ю.А. Водный баланс водосборов средних рек южно-таежной подзоны Западной Сибири и многолетние изменения его элементов // Известия Российской Академии Наук. Серия географическая. – 2013. – № 6. – С. 102-109

Харанжевская, Ю.А. Многолетняя изменчивость стока рек в южно-таежной подзоне Западной Сибири // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2013. – № 3. – С. 34-45.

Харанжевская, Ю.А. Подземный сток центральной части Обь-Иртышского междуречья (на примере бассейна р.Чая) // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2016. – № 4. – С. 305-319.

Хотинский, Н. А. Голоцен Северной Евразии / Н. А. Хотинский. М.: Наука, – 1977. – 197 с.

Христофоров, А.В. Надёжность расчётов речного стока. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 168 с.

Шварцев, С.Л. Общая гидрогеология – М.: Альянс, 2012. – 600 с.

Шнитников, А.В. Внутривековая изменчивость компонентова общей увлажненности. Л.: Наука, 1969. – 244 с.

Чеботарев, А. И., Вопросы изучения подземного стока в реки // Труды ГГГИ, – 1964. – Вып.114. – 180 с.

Чемоданов, С.Г. Сток рек равнинно-таежной (заболоченной) зоны Западной Сибири // Известия Томского государственного университета. Томск. – 1953. – С. 179-187.

Чернавская, М.М. Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / М.М. Чернавская, А.Н. Золотокрылин, А.Н. Кренке, М.Е. Ляхов, Р. Браздил и др., – М.: Наука, 1995. – 218 с.

Экологический мониторинг: Доклад о состоянии и охране окружающей среды Томской области / глав. ред. А.М. Адам. – Томск: Дельтаплан, 2013. – 172 с.

Ямских, Г.Ю. Реконструкция сукцессий растительности и палеогидрологического режима болот (на примере торфяника в долине реки Кас) / Г.Ю. Ямских, Л.В. Карпенко, А.В. Гренадерова // География и природные ресурсы. – 2004. - № 4. – С. 128 – 134.

Prado, L.F. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America / I.Wainer, C.M. Chiessi, M.-P. Ledru, B. Turcq // *Climate of the Past*. – 2013. – V. 9. – P. 2117-2133.

Aaby, B. Cyclic climatic variations in climate over the past 5500 years reflected in raised bogs// *Nature*. – 1976. – № 63. – P. 281-284

Allen, R.G. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service FAO / R.G. Allen, L.S. Pereira, D. Raes, M. Smith FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998. – 276 p.

Antipina, T.G. The Holocene Dynamics of Vegetation and Environmental Conditions on the Eastern Slope of the Northern Urals / T.G. Antipina, N.K. Panova, O.M. Korona // *Russian Journal of Ecology*, 2014. – V. 45. – № 5. – P. 351-358.

Bazanov, V.A., The phytoindication method for mapping peatlands in the taiga zone of the West-Siberian Plain / V.A. Bazanov, A.E Berezin, O.G. Savichev, A.A. Skugarev // *International Journal of Environmental Studies*. –2009. – Vol. 66. – No. 4. – P. 473-484.

Bostonalieva, Zh.K. Late Quaternary Climate Change in Western Eurasia. A spatio-temporal review of climate proxies. PhD thesis. – Berlin, 2015. – 140 p.

Bradshaw, R.H.M. Ecosystem Dynamics. From the past to the future / R.H.M. Bradshaw, M.T. Sykes– Chichester, West Sussex, UK: John Wiley & Sons, Ltd., 2014. – 321 p.

Clapp, R.B. Empirical equations for some soil hydraulic properties / R.B. Clapp, G.M. Hornberger // *Water resource*. 1978. – V. 14. – N 14. – P. 601-604.

Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change / ed. R.K. Pachauri, L. Meyer // IPCC. – Geneva, Switzerland, 2015. – 151 p.

Rui-bo, Zhang. Dendroclimatic reconstruction of autumn–winter mean minimum temperature in the eastern Tibetan Plateau since 1600 AD / Rui-bo Zhang, Yu-jiang Yuan,



Wen-shou Wei, Xiao-hua Gou, Shu-long Yu, Hua-ming Shang, Feng Chen, Tong-wen Zhang, Li Qin // *Dendrochronologia*. – 2015. – V. 33. – P. 1–7.

Dunne, K.A. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil / K.A. Dunne, C.J. Willmott // *International J. Climatol*. 1996. – V. 16. – P.841-859.

Eckstein, Y. Two decades of trends in ground water chemical composition in The Great Vasyugan Mire, Western Siberia, Russia / Y. Eckstein, O.G. Savichev, E.Yu. Pasechnik // *Environmental Earth Sciences*, 2015. – No. 1. – P. 3–15. DOI: 10.1007/s12665-014-3908-z.

Feller, W. An introduction to probability theory and its applications. V. 2. Second ed. New York; London; Toronto: John Wiley&Sons, Inc., 1971. – 738 p.

Gajewski, K. Holocene paleoclimate data from the Arctic: testing models of global climate change // *Global and Planetary Change*, 2015. – V. 128. – P. 14–23.

Georgiadi, A.G. The change of the hydrological cycle under the influence of global warming // *Hydrology for the Water Management of Large River Bas.* – 1991. – № 201. – P. 119-128.

Grenthe, I. Symbols, standards and conventions / I. Grenthe, I. Puigdomenech // *Modelling in aquatic chemistry*. – Paris: Nuclear energy agency, 1997. – P. 35-68.

Groisman, P.Ya. Climate changes in Siberia / P.Ya. Groisman, T.A. Blyakharchuk, A.V. Chernokulsky et al. // In: *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences* / Eds. P.Ya. Groisman, G. Gutman. – Dordrecht: Springer, 2013. – Ch. 3. – P. 57-110.

Handbook of applicable mathematics / ed. by E. Lloyd, W. Lederman. Vol. VI. P. A. – Chichester; New York; Brisbane; Toronto; Singapore: John Wiley&Sons, Inc., 1984. – 510 p.

Hendriks, M.R. Introduction to Physical Hydrology. – Oxford – New York; Oxford University Press, 2010. – 331 p.

Loucks, D.P. Water resources systems planning and management / D.P. Loucks, E. Van Beek // *An Introduction to Methods, Models and Applications*. – Turin: UNESCO Publ., printed by Ages Arti Grafiche, 2005. – 679 p.

Mei, Y. A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records) / Y. Mei, E.N. Anagnostou // *Journal of Hydrology*, 2015. – V. 523, P. 636-649.

Miller, M.P. A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches / M.P. Miller, H.M. Johnson, D.D. Susong, D.M. Wolock // *Journal of Hydrology*.

– 2015. – V. 522. – P. 203-210.

Moller, P. The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e2) / P. Moller, H. Alexanderson, S. Funder, C. Hjort // *Quaternary Science Reviews*, 2015. – V. 107. – P.149-181.

Mujumdar, P.P. Floods in a Changing Climate / P.P. Mujumdar, D. Nagesh Kumar // *Hydrologic Modelling*. – New York: Cambridge University Press, 2012. – 177 p.

Nash, J.E. River flow forecasting through conceptual models. P. I. A discussion of principles / J.E. Nash, J.V. Sutcliffe // *Journal of Hydrology*, 1970. – V. 10. – No. 3. – P. 282-290.

Noilhan J., The ISBA land surface parameterization scheme / J. Noilhan, J.-F. Mahfouf // *Global Plan. Change*. – 1996. – V. 13. – P. 145-159.

Premke-Kraus, M. Holocene environmental history of the Kara Sea (Siberian Arctic, Russia) inferred from marine palynological records. – Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), 2008. – 160 p.

Rui-bo, Zhang. Dendroclimatic reconstruction of autumn–winter mean minimum temperature in the eastern Tibetan Plateau since 1600 AD / Rui-bo Zhang, Yu-jiang Yuan, Wen-shou Wei, Xiao-hua Gou, Shu-long Yu, Hua-ming Shang, Feng Chen, Tong-wen Zhang, Li Qin. // *Dendrochronologia*. – 2015. – V. 33. – P. 1-7.

Savichev, O.G. The nonlinear effects based on peat chronology data in paleoclimatic reconstructions / O.G. Savichev, M.V. Reshetko, Yu.A. Moiseeva // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 2016. – V. 43. – P. 1-5. doi:10.1088/1755-1315/43/1/012034.

Schreiber, P. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa (German) // *Meteorol. Zs.* – 1904. – V. 21 – S. 441-452.

Shiklomanov, A.I. Chapter 4. Hydrological Changes: Historical Analysis, Contemporary Status, and Future Projections / A.I. Shiklomanov, R.B. Lammers, D.P. Lettenmaier et al. // *Environmental Changes in Siberia: Regional Changes and their Global Consequences* / Eds. P. Ya. Groisman, G. Gutman. – Dordrecht: Springer, 2013. – P. 111-154.

Sidorchuk, A.Yu. River runoff decrease in North-Eurasian plains during the Holocene optimum / A.Yu. Sidorchuk, A.V. Panin, O.K. Borisova // *Water Resources*. – 2012. – V. 39. – № 1. – P. 69-81.

Spatial Patterns of the Evolution of the Chemical Composition and Discharge of River Water in the Ob River Basin / O.G. Savichev, A.K. Mazurov, I.I. Pipko, V.I. Sergienko, I.P. Semiletov // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. – V. 466. – Part 1. – P. 47-51.

### **Нормативная литература**

Гидрология суши. Термины и определения. ГОСТ 19179-73. – М.: Госстандарт СССР, 1988. – 47 с.

СНиП 23-01-99\*. Строительная климатология. – М.: Госстрой, ГУП ЦПП, 2003. – 162 с.

СНиП II-A.6-72. Строительные нормы и правила. Часть II. Раздел А. Глава 6. Строительная климатология и геофизика. – М.: Госстрой СССР, 1973. – 320 с.